

Los modelos genético-evolutivos del Sistema Central Español: Implicaciones Morfotectónicas

Models of landscape evolution of the Spanish Sistema Central Range: Morphotectonics implications

PEDRAZA GILSANZ, J. de

The characteristic morphostructure of the Spanish Central System corresponds to that of an ancient leveled massif, reactivated during the Tertiary Age by tectonic impulses related to the Alpine Orogeny; that is to say, it forms a block organized mountainous massif, or a «block mountain».

Although numerous genetic models about the formation of the morphostructure of these mountains have been proposed, only three of them could be considered to be fundamental: the first one proposes a «polycyclic» or «hemicyclic» denudational and tectonic-uplift sequence; but, at the same time, it clearly shows a «stair-like» physiognomy shape (Piedmont bench or *Piedmonttreppen*); the second one describes a «cyclic» or «bicyclic» model which could be in connection with a «block mountain» physiognomy; the last model suggests a denudational and tectonic-uplift interaction sequence, with an increase of the tectonic activity and an «etchplain» process development during the Tertiary period.

According to the three basic models pointed to above, two main possibilities can be taken into account to find out the tectonic implications in the evolution of the Spanish Central System landscape: the former implies that the tectonic movements and the denudational processes are alternative events in time; the latter implies that the tectonic and the denudational effects have a successive and continuous occurrence.

So, the most interesting thing would be to conclude something related to this

issue; as has been stated, it would be necessary to make a global interpretation of the tectonic setting and, as a consequence, of the reactivated landscapes formation of the Meseta Region in Central Spain.

Therefore, it would be essential to consider the following aspects: the behaviour of the tectonic movements during the reactivation, the geographical and chronological distribution of the tectonic impulses, the origin of the stresses and their way of transmission, and the precise control of the present and the near present day tectonic movements in order to define the uplift and subsidence rates.

Key words: Spanish Central Range, block mountain, morphostructure, phototectonics, piedmonttreppe, landscape evolution.

PEDRAZA GILSANZ, J. de (Departamento de Geodinámica. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. Spain).

1. MORFOESTRUCTURA Y FISONOMIA DEL SISTEMA CENTRAL

Las grandes alineaciones montañosas que aparecen dentro del Macizo Hespérico, globalmente pueden catalogarse como «block mountains» producto de la reactivación tectónica; es decir: un conjunto de bloques seriados, limitados por fallas y que han jugado en la vertical, a veces también en la horizontal, activados por los movimientos alpídicos.

Dichos bloques se elevan sobre unos piedemontes, cuyo origen y significado ha sido objeto de múltiples discusiones e interpretaciones genéticas. En unos casos se han explicado como restos de la superficie generatriz, en otros como llanuras de arrasamiento cohetaneas al proceso de reactivación tectónica y, por último, como relieves mixtos tecto-erosivos.

Sea cual fuere su génesis, los piedemontes constituyen el principal elemento de referencia para delimitar las unidades morfoestructurales que aparecen en los macizos reactivados.

En el Sistema Central la morfoestructura está definida por una alineación principal, a veces dos, otras secundarias más o menos paralelas a ellas y varias subsidiarias que se articulan con las anteriores ortogonalmente o tendentes a la ortogonalidad; separando todas estas alineaciones, aparecen depresiones, corredores de fractura y fosas interiores (Fig. 1). Depresiones y fosas quedan limitadas por fracturas y deben calificarse como bloques hundidos o «grabens». Estos, junto a los «horsts», configuran la seriación orográfica en el macizo reactivado.

Las «rampas», aunque suelen referirse como un bloque más, en realidad son llanuras de piedemonte que forma la transición entre las alineaciones o sierras del Macizo Antiguo y las llanuras de las cuencas sedimentarias, que le bordean por ambas vertientes lo largo de toda la Meseta, es decir: las depresiones del Duero y Tajo.

Los límites del Sistema Central es un tema aun en discusión, tanto a nivel fisiográfico como morfoestructural. En el enlace con la Cordillera Ibérica, al Este, y en su tránsito a la depresión de Lisboa, al Oeste,

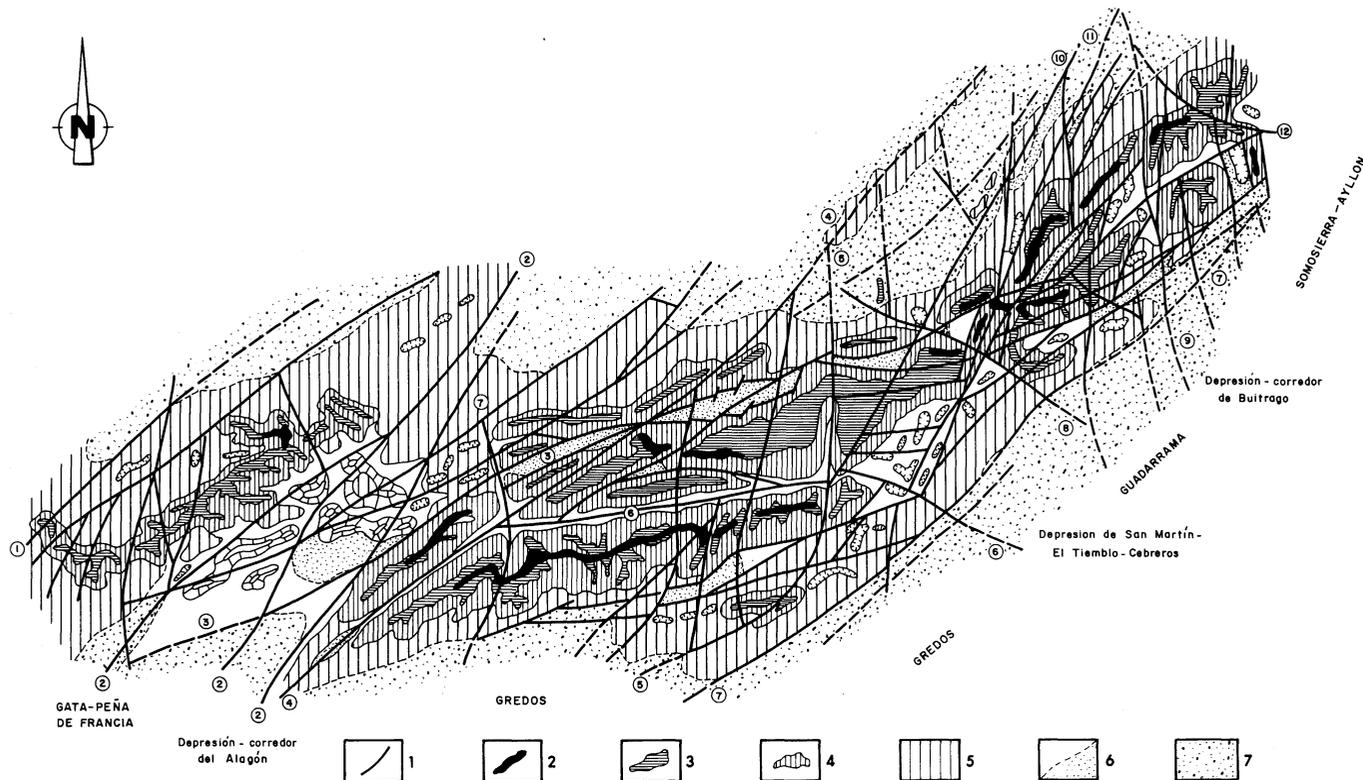


Fig. 1. Esquema de las principales alineaciones morfotectónicas del Sistema Central Español (según PEDRAZA, 1994).

Leyenda:

○ Algunas alineaciones destacadas (numeración ○): 1.- Azaba y Agueda-Fosa de Ciudad Rodrigo; 2.- Corredor del Alagón; 3.- depresiones de Coria-Hervás-Corneja-Amblés; 4.- Plasencia-Jerte-Aravalle-Corneja-Amblés-Macizo de Santa María de Nieva; 5.- Herradón-Casillas-Sierra del Piélago-Guadyerbas; 6.- alto Tormes-alto y medio Alberche; 7.- sistema de fallas del límite meridional de Guadarrama-Gredos Occidental; 8.- Villacastín-depresión del Moros-Pto. de Guadarrama-Hoya de Guadarrama/Villalba; 9.- alto Duratón-Pto. de Somosierra-El Atazar-El Berrueco-Torrelaguna; 10.- Embalse de El Burguillo-La Paramera-Campo de Azálvaro-Bernuy de Porreros-Macizo de Sepúlveda; 11.- Embalse de San Juan-Robledo de Chavela-Hoya de Guadarrama/Villalba-Balsaín-Macizo de Sepúlveda; 12.- alto Sorbe-Riaza.

° Símbolos: 1.- alineaciones morfotectónicas; 2.- superficie de cumbres; 3.- superficie M_3 (parameras, hombreras y culminaciones de alineaciones secundarias); 4.- laderas; 5.- superficies M_2 y M_1 (pedimontes con relieves residuales, formando rampas) y macizos cristalinos externos en la depresión del Duero; 6.- depresiones y fosas interiores (sin depósitos de cobertera con relieves residuales y con depósitos de cobertera); 7.- depresiones del Duero y Tajo.

sendas coberteras mesozoicas definen límites muy precisos.

Los límites meridional y septentrional son variados. En el tramo portugués y, en general, dentro del Macizo Hespérico, las sierras deben limitarse mediante los contrastes topográficos entre las elevaciones y sus piedemontes y entre estos y las grandes planicies de arrasamiento, que definen el nivel o altura media del territorio. En el tramo español, es decir en la Meseta, junto a los límites topográficos, aparecen los geológicos del contacto que separa los terrenos del Macizo Hespérico de los de las depresiones adyacentes del Duero y Tajo; es decir, las coberteras mesozoicas de borde y las fallas inversas cabalgantes sobre los depósitos neógenos.

Los depósitos neógenos, por lo general progradantes sobre el macizo, en algunas zonas han sido parcialmente desmontados, con lo que el contacto macizo-cuenca es irregular y de exhumación. Por último, otro tipo de límite posible se debe a la fosilización reciente (durante el Plioceno o Plio-Pleistoceno) de antiguos piedemontes desarrollados sobre materiales del zócalo; se trata de abanicos de piedemonte con materiales tipo «raña».

Aunque el trazado de conjunto del Sistema Central es NE-SW, la organización por sectores es mucho más compleja. En general aparecen dos direcciones dominantes, la NNE-SSW y la E-W, cuya relación o articulación hace que las cuerdas del Sistema Central den la apariencia de una serie de haches («H») disimétricas, tendidas hacia el Este y en las cuales las ramas horizontales quedan «comprimidas» entre las oblicuas. Esta estructura sirvió para hipotetizar un posible desplazamiento en dirección de todo el conjunto serrano (PEDRAZA 1976), que

parece confirmarse de acuerdo con el modelo de «rotación de bloques» propuesto recientemente (VEGAS *et al*, 1990).

Los desplazamientos de mayor rango, tendrían lugar a favor de «sistemas de fallas» que forman los «corredores morfotectónicos» de separación entre los diferentes sectores del Sistema Central, así: Somosierra de Guadarrama (corredor del Puerto de Somosierra-El Atazar); Guadarrama de Gredos (corredor del Alberche-Cofio); Gredos de La Peña de Francia-Gata (Corredor del Alagón) y La Peña de Francia-Gata de Serra da Estrela (corredor del Zezere) (Fig. 1).

Esa apreciación sobre los desplazamientos a nivel global, es también notoria en observaciones de detalle; es el caso de los trazados de algunas divisorias, como por ejemplo los encurvamientos que sufren muchas cuerdas, especialmente en la Sierra del Valle (Fig.1). Estos fenómenos, junto a otros datos (CARRASCO *et al* 1991), permiten hipotetizar actividad neotectónica cuaternaria con repercusiones morfológicas, al menos en algunos sectores del Sistema Central.

A escala individual, cada una de las alineaciones principales pueden catalogarse como **dovelas**, a cuyos flancos se adosan sucesivos rellanos escalonados. Este tipo de fisonomía, característica de muchas montañas originadas por la reactivación tectónica de macizos antiguos, fue denominada por W. PENCK (1924, ref. 1953) **escalera de piedemonte** (*piedmonttreppen*) y en el Sistema Central, más concretamente en la Sierra de Guadarrama, fue descrita por SCHWENZNER (1937, ref. 1943). Este autor diferenció una **superficie de cumbres o SC** (son las cimas divisorias principales; alrededor de los 1800-2200 m de cota

media absoluta) y tres rellanos o escalones de **meseta**: la superior o M_3 (son las parameras y culminaciones de algunas alineaciones secundarias; entre los 1300-1700 mts., de cota media absoluta), la intermedia o M_2 (es el piedemonte o rampa superior; entre los 1100-800 mts., de cota media absoluta en su articulación con la ladera) y la M_1 (es el piedemonte o rampa inferior y la superficie de campiña en la cuenca; entre los 800-600 mts., de cota media absoluta en su articulación con la rampa superior o con la ladera).

Las alineaciones secundarias suelen ser netamente disimétricas; un flanco sigue la misma tónica de la **dovela** principal, mientras el otro da frente a una depresión o fosa con una ladera continua. Se trata de bloques tectónicos (en cuyo caso su culminación es equivalente a la llanura de meseta M_3) o relieves residuales tipo **inselbergs** (en cuyo caso la culminación es irregular y no se ajustan estrictamente a esa correspondencia). Buen ejemplo de ambos modelos son la Sierra de San Vicente o del Piélagos (en el sector de Gredos) y las Cabrerías (en el sector de transición Gredos-Guadarrama). Alineaciones principales y secundarias tectónicas, quedan separadas entre sí por un corredor de fractura o una verdadera depresión tectónica.

Las alineaciones subsidiarias son contrafuertes, espolones o graderíos que se articulan a la **dovela** principal por debajo de la línea de cumbres y separadas de ella mediante un escarpe o ladera; son por tanto, el bloque inmediato inferior cuya culminación corresponde a las llanuras de Meseta M_3 . Dichos rellanos pueden estar fragmentados por la tectónica formando otros escalones menores en «graderío», o pueden quedar reducidos a hombreras por la acción conjunta de la erosión y la tectónica (incisio-

nes fluviales formando gargantas y desnivelación tectónica, generando depresiones o fosas adosadas a la **dovela** principal; buen ejemplo de ello es la ladera meridional de los Montes Carpetanos que da frente al graben del Paular o alto Lozoya en la Sierra de Guadarrama); estas fisonomías proceden de la conjunción de fallas longitudinales (más o menos paralelas a la **dovela** y responsables del escalón de Meseta M_3) y transversales (más o menos ortogonales a dicha **dovela**).

La acción de las fallas transversales es especialmente significativa en el bloque que forma el escalón de Meseta M_3 ; así se han generado pequeñas depresiones-corredores ortogonales a las alineaciones principales aprovechadas por la red hidrográfica para labrar gargantas, a veces de cierta envergadura. Todo este conjunto (**dovela** principal, escalón o ladera de separación con la llanura de Meseta M_3 , llanura de meseta M_3 compartimentada según cimas o cuerdas subsidiarias y depresiones o gargantas seriadas con las cuerdas y ortogonales a la directriz general) define unas fisonomías características conocidas como **relieve en teclas**.

En aquellos casos en que la **dovela** es simétrica, es decir, aparecen en ambas vertientes tanto los escalones como las teclas, hay una fisonomía particular denominada de «esqueleto de pescado» (referida a veces con el término alemán, *schollengebirge*), es decir: una alineación principal debida a una **dovela** y otras subsidiarias debidas a las teclas. La primera es continua y define la cuerda longitudinal o «espina dorsal», las subsidiarias alternan con valles o depresiones paralelas y se articulan ortogonalmente al bloque principal de la **dovela**; cada una de estas cuerdas definen las sucesivas «espinas» que parten de la «dorsal». Las cuerdas sub-

sidiarias o «espinas», van a morir al piedemonte mediante una estructura en graderío o por un basculamiento general, en ambos casos puede producirse una atenuación progresiva o quedar interrumpidos de forma brusca originando un notable escarpe que da frente al piedemonte.

Fisonomías simétricas o próximas a ella, se encuentran en algunos tramos locales de Gredos y Guadarrama; precisamente donde aparecen también con más frecuencia las irregulares. Esto se asocia a la presencia de notables depresiones o fosas interiores paralelas y adosadas a la dovela o alineación principal y que forman una seriación casi continua a lo largo de los diferentes tramos del Sistema Central, así: Prádena-Balsain-Moros-Campo de Azálvaro-Amblés-Corneja-Aravalle-Jerte y alto Tormes-alto Alberche (en la vertiente septentrional); Buitrago-Paular, Buitrago-Guadalix-Manzanares-Villalba, que se interrumpe en la rampa de El Escorial para reaparecer en San Martín-Avellaneda-Tietar-La Vera (en la vertiente meridional).

Las fisonomías disimétricas y la morfoestructura en cuña, sin ser exclusiva de estos sectores, son características de Ayllón-Somosierra y Peña de Francia-Gata. Por lo general al norte queda un notable escarpe y al sur un graderío en el que las **teclas** cobran tal magnitud, que llegan a difuminar la directriz principal de la dovela. En estos casos son las alineaciones meridianas (N-S, NNE-SSW o NNW-SSE) las más destacadas y alternan con notables depresiones-valle: caso de las cabeceras de los ríos Sorbe y Jarama, en Somosierra, o los ríos Alagón y Gata, en La Peña de Francia-Gata (Fig.1).

Estas diferencias fisonómicas entre Gredos-Guadarrama y Ayllón-Somosierra-

Peña de Francia-Gata, hacen que puedan considerarse tres **dominios morfoestructurales** en el Sistema Central (PEDRAZA, 1994): uno **central**, en el que predominan los materiales graníticos y metamórficos de alto grado de transformación, y dos de **borde**, en los que abundan los materiales metamórficos de bajo o muy bajo grado de transformación. Al primero le caracteriza una morfoestructura típica de block mountain, es decir, un conjunto de bloques seriados (horsts-grabens) según la directriz fundamental de las grandes fallas que delimitan el macizo, las NE-SW y ENE-WSW a veces E-W y sólo excepcionalmente NNE-SSW. En los segundos, la tectónica de bloques queda difuminada o enmascarada por la influencia de la estructura de plegamiento, no sólo por los fenómenos de «apalachismo» debido a la erosión diferencial, sino también por el control que las grandes estructuras hercínicas han tenido en la distribución de los elementos del relieve actual. Buen ejemplo es el de muchas depresiones-corredor e incluso fosas, que son ortogonales a las directrices generales del Macizo, es decir, de dirección N-S, NNE-SSW y NNW-SSE.

Debido a esas diferencias entre los dominios, hemos de precisar que los modelos evolutivos del relieve formulados hasta el momento, pueden ser aplicables a todo el Sistema Central en su conjunto, pero el «relieve tipo» para el que se han desarrollado es el del dominio **central**.

En los dominios de **borde**, aun siendo similar la secuencia morfodinámica que ha generado el relieve (fases o etapas tectónicas y ambientes climato-morfo genéticos), su morfoestructura presenta una serie de peculiaridades. Esto implica unos «tipos de relieve», cuya singularidad a esca-

la de detalle exige modelos específicos que completan, modifican o reforman los establecidos para el dominio **central** (ver GARCIA ABAD *et al.*, 1980 y MARTIN SERRANO 1986-88).

2. LAS PRIMERAS HIPOTESIS GENETICAS: RESIDUOS HERCINICOS Y RELIEVES TECTONICOS

A lo largo de la obra de MACPHERSON entre 1879 y 1901, aparecen referencias implícitas y explícitas al Sistema Central. En su consideración general, estas montañas eran los «restos de la Cordillera Hercínica» no reducidos por la erosión y que, junto a otros territorios de la Meseta, fueron elevados en la vertical por los impulsos «reflejos» de los mismos movimientos que formaron las Cordilleras Béticas.

Estas ideas no tuvieron excesiva vigencia; de hecho sólo fueron seguidas por FERNANDEZ NAVARRO (1915) al explicar la geología del valle del Lozoya y CARANDELL (1914) al describir los afloramientos de calizas cristalinas que aparecen a lo largo de la Sierra de Guadarrama y las rampas meridionales de la de San Vicente (sierras que incluye dentro del dominio de Guadarrama).

Ciertamente, tanto PRADO (1864), como A. PENCK (1894), ya habían hecho notar la presencia de los bordes calizos mesozoicos plegados; para PENCK (op. cit.) eran signo inequívoco del origen post-Cretácico de estas montañas.

Apoyándose en los datos precedentes, FISCHER (1894) introduce otros nuevos para la interpretación genética del Sistema Central, estos son: el análisis de la red de fracturas, la consideración de su desplazamiento en la vertical en épocas recientes y la

escasa o nula influencia que tenía el plegamiento precámbrico y hercínico en el relieve actual de dicho sistema montañoso.

A partir del trabajo de FISCHER (op. cit.), la mayoría de los geomorfólogos consideran el Sistema Central un «relieve tectónico» y lo califican como un gran **horsts** (HERNANDEZ PACHECO, E., 1912; SCHMIEDER, 1915) o un típico **block mountain** (CARANDELL, 1928, VIDAL BOX 1937).

En un trabajo sobre Gredos, SCHMIEDER (1915, ref. 1953) destaca el carácter de **horsts** que presenta esa sierra. La define como un conjunto de bloques «cuneiformes» procedentes de la desnivelación en la vertical de una «penillanura finicretácica». Según la idea de este autor, la base de las elevaciones no serían verdaderos «piedemontes», es decir, no son superficies de erosión recientes, sino restos de la penillanura finicretácica que han quedado como bloques hundidos formando las rampas.

Las implicaciones de los movimientos mesozoicos y cenozoicos en el origen del Sistema Central, fueron establecidas definitivamente por E. HERNANDEZ PACHECO en 1923. Partiendo de las ideas básicas de MACPHERSON (op. cit.) pero modificando sustancialmente su esquema, HERNANDEZ PACHECO (op. cit.) considera dos fases orogénicas en la formación de las sierras de la Meseta: una primera o **fase póstuma hercínica**, a la que atribuye una edad pérmica, sería la responsable de la elevación general de la Meseta y de la formación de las divisorias, entre ellas el Sistema Central; otra posterior o **fase alpina**, ocurrida a finales del Eoceno, sería la responsable de la **reactivación** del relieve que pliega los materiales del Cretácico, agudiza las diviso-

rias y define las **cuencas** de ambas submesetas que irían colmatándose a lo largo del Terciario.

Para E. HERNANDEZ PACHECO (op. cit.), el Mesozoico habría sido una etapa de estabilidad tectónica, con sedimentación en las cuencas marinas y la formación de grandes valles longitudinales (Lozoya, Amblés, Corneja, etc.) en el interior de los relieves originados por la fase póstuma hercínica; así pues, la **reactivación alpina** parte de unos relieves preexistentes y no, como señaló SCHMIEDER (op. cit.), de una **penillanura**. La dinámica tectónica señalada por E. HERNANDEZ PACHECO (op. cit.), es una secuencia continua de **compresiones-distensiones**; las primeras son responsables de las elevaciones generalizadas, las segundas de los hundimientos regionales o sectoriales. Así explica la formación de los relieves de la Meseta: una elevación generalizada durante la compresión eocena, seguida del hundimiento de los flancos y la generación de las cuencas en la descompresión posterior. Este esquema dinámico, matizado con nuevas ideas, es el seguido por ALIA MEDINA en 1976 para explicar el origen del Sistema Central según un modelo de «bóveda».

Todas las aportaciones analizadas hasta aquí, dejan planteados una serie de temas que aun hoy siguen discutiéndose, esto es:

1º) La posible existencia de zonas que, sin tener la categoría de verdaderos «residuos de la Cordillera Hercínica», se comportan a lo largo del Mesozoico y parte del Terciario como umbrales y pudieron dar origen a cierta «herencia» en el momento de la reactivación. Esta es la hipótesis de SOLE SABARIS y cols. (1952) al explicar ciertos relieves del sector suroriental del Macizo

Hespérico, en Sierra Morena y los bordes de la cuenca del Guadalimar.

En el Sistema Central y zonas próximas, también se barajan hipótesis de herencia morfológica de finales del Cretácico y principios del Terciario: en las regiones más occidentales del Sistema Central y la penillanura zamorano-salmantina se sitúa a finales del Cretácico la etapa principal de la morfogénesis de los relieves «apalachanos» (GARCIA ABAD et al., 1980; MARTIN SERRANO, 1986-88); en las sierras de Gredos y Guadarrama, se ha considerado (GARZON, 1980) que las rampas y sus relieves residuales tipo «inselbergs», son llanuras finicretácicas propias de un clima húmedo-cálido, que se conservaron al quedar fosilizadas por los depósitos terciarios y aflorantes en la actualidad por el desmantelamiento reciente de estas coberteras.

2º) La dinámica de elevación general de la Meseta que, sin necesidad de crear grandes relieves diferenciales, posibilita el inicio de un ciclo tectónico que va agudizando progresivamente los contrastes entre macizos reactivados y cuencas sedimentarias. También este hecho ha sido utilizado en modelos recientes (PEDRAZA, 1978) para explicar la génesis del Sistema Central.

3º) La fisonomía global del Sistema Central, definida como una montaña estructurada en bloques derivados de la tectónica que se sobrepone a toda acción modeladora. Este planteamiento, condujo a la catalogación de este sistema como un «**block mountain**» que se habría generado, bien mediante un impulso único, bien mediante una acción continua de compresión-distensión con dos impulsos principales, o mediante varios impulsos a lo largo del Terciario. Esta aportación de los autores clásicos, renovada y matizada, sirvió para

formular los modelos genético-evolutivos de elevación progresiva consolidando un relieve escalonado (SCHWENZNER, 1937, ref. 1943), de impulso único que desnivela una penillanura (SOLE SABARIS y cols., 1952; BIROT y SOLE SABARIS, 1954), o el de elevación progresiva creciente con una tectónica de bloques final (PEDRAZA, 1978).

4º) La influencia de los esfuerzos de «dirección bética» como los más importantes en la génesis del Sistema Central. Esta es una opinión bastante generalizada (VEGAS *et al.* 1982, 1990; RIBEIRO *et al.*, 1990; WARBURTON *et al.*, 1989), aun cuando las áreas más orientales se expliquen también por incidencia de esfuerzos de «dirección ibérica» (CAPOTE *et al.* 1990; CALVO *et al.* 1991).

3. LAS HIPOTESIS DE IMPULSOS: POLICICLOS Y ESCALERA DE PIEDEMONTE

En 1930 (ref. 1948) SCHRÖEDER estableció una sucesión de «fases orogénicas» en la historia evolutiva del Sistema Central; destaca, desde las huellas antiguas (Variscica, Kimérica) a las fases terciarias (Sávica, Estaírica). De acuerdo con las observaciones de PRADO (1864, ref. 1975) y otros datos complementarios acerca del Cretácico, A. PENCK (1894) concluye y expone claramente la no existencia de la Sierra de Guadarrama durante ese período. A su juicio, las transgresiones cretácicas cubrieron enteramente estas áreas y «no sólo penetraron en golfos como el valle del Lozoya» (tesis que mantenían aquellos autores que, siguiendo a MACPHERSON y tal como se ha descrito, consideraban el Sistema Central

como un «residuo» hercínico o un relieve fini-Paleozoico).

Para SCHRÖEDER (op. cit.), el origen de este sistema montañoso debe situarse en las desnivelaciones intraterciarias ocurridas entre el Oligoceno Inferior y el Tortoniense (fases Sávica y/o Estaírica).

La existencia de varias fases o etapas tectónicas con repercusión en los relieves de la Meseta, es una cuestión bastante aceptada. Sin embargo, hay disparidad de criterios cuando se trata de establecer su significado, cronología, dinámica, implicaciones regionales, etc. La aparición de nombres locales para designar alguna de esas etapas (ejemplo: Castellana, Neocastellana e Ibérica, Guadarrama, Torrelaguna, etc.; ver PEREZ GONZALEZ, 1982, CAPOTE *et al.*, 1990, CALVO *et al.*, 1991 y BABIN *et al.*, 1991), es un método adecuado para centrar los acontecimientos por sectores y evitar globalizaciones no contrastadas. Sin embargo, puede resultar contraproducente si esos acontecimientos sectoriales son automáticamente generalizados mediante la extensión de denominaciones locales a toda la Meseta; sería procedente seguir el método de nombres locales por sectores y a posteriori proceder a la correlación y posible generalización de una terminología global.

Sea como fuere el procedimiento anterior, lo cierto es que, como se ha señalado, a finales del primer cuarto de siglo se conocían ya diferentes etapas o fases tectónicas que habían afectado a la Meseta.

Junto a lo anterior, aparecían también numerosos datos sobre la presencia de **superficies de erosión**, antiguas o modernas, que en unos casos quedaron fosilizadas, en otros actuaron como **generatriz** de nuevos relieves y en otros se generaron **coetáneamente** a la reactivación del Macizo. En

alguno de estos casos están las superficies datadas como **Pretriásica** (FISCHER, 1894), **Intracretácica** (E. HERNANDEZ PACHECO, 1923), **Postcretácica** (SCHMIEDER, 1915), **Postoligocena** y **postpóntica** (STICKEL, 1930).

Partiendo de estos datos, en un trabajo publicado en 1937 (cuyo resumen apareció en castellano en 1943), J.E. SCHWENZNER explica la fisonomía del Sistema Central (en realidad de la Sierra de Guadarrama) de forma completa y según lo que puede considerarse el **primer modelo genético-evolutivo** que se ha aplicado a estas zonas.

3.1. Fisonomía y génesis del Sistema Central según SCHWENZNER

En cuanto a la fisonomía, describe y clasifica la Sierra de Guadarrama como un conjunto de niveles escalonados y articulados entre sí, lo que W. PENCK (1924, ref. 1953) denominó **escalera de piedemonte** (*piedmonttreppen*).

En cuanto a la génesis, y consecuentemente con esa fisonomía, SCHWENZNER (op. cit.), establece la siguiente secuencia:

1º) Parte de unos relieves arrasados que forman una **penillanura intraterciaria** (Oligo-Miocena). Dicha penillanura tiene carácter de **generatriz**, pues será la que da origen a los relieves actuales.

2º) Un primer impulso tectónico (fase Sálica y Estaírica) desnivela esa superficie generatriz y forma la «gran divisoria castellana».

3º) A lo largo del Mioceno se produce un fenómeno de arrasamiento parcial en los «flancos» de los relieves y genera así la primera **llanura de piedemonte**

(*piedmontfläche*) o **superficie pre-pontienense**.

4º) Un nuevo impulso tectónico a finales del Mioceno (fase Rodánica), agudiza la elevación de la «dovela central», «divisoria castellana o superficie generatriz», formando la **superficie de cumbres** (*dachfläche*). Ese mismo impulso deja también «colgada» la llanura de piedemonte prepontienense; esta queda adosada a la dovela central formando un **primer escalón de meseta** (*mesetafläche*) o M_3 (parameras).

5º) A lo largo del Plioceno inferior se repite el mismo proceso; en los relieves reactivados se inicia la erosión de los «flancos», hasta generarse una segunda **llanura de piedemonte** (*piedmontfläche*) o **superficie Pliocena Inferior**.

6º) Otro impulso tectónico (fase Rodánica II) agudiza la elevación de las **superficies de cumbres y de meseta M_3** y deja «colgada» la nueva superficie de piedemonte, formando el **segundo escalón de meseta o M_2 (rampa superior)** adosado al anterior.

7º) Durante el Plioceno Superior vuelve a repetirse el proceso de arrasamiento de los «flancos» afectando también a la «cuenca terciaria» y se genera así la última **llanura de piedemonte** (*piedmontfläche*) o **superficie Pliocena Superior**.

8º) Al acontecimiento anterior le sucede otro impulso tectónico de reactivación (fase Valáquica), que agudiza la elevación de todos los relieves previos y deja «colgada» la nueva superficie de piedemonte formando otro escalón adosado al anterior en el macizo; es el **tercero de meseta o M_1 (rampa inferior)**. En las cuencas y elevada sobre los canales fluviales, la M_1 aparece formando la **divisoria de la red hidrográfica o campiñas**.

9º) Finalmente se producirá el desarrollo

de los **encajamientos fluviales** a lo largo del Cuaternario.

Tras toda esta secuencia de acontecimientos, se llega a un relieve característico de **escalera de piedemonte** (*pied-monttreppen*), definido por una llanura o **superficie de cumbres**, SC (*dachfläche*) y tres escalones o **superficies de meseta** (*mesetafläche*): M_3 (llanura de paramera), M_2 (rampa superior) y M_1 (rampa inferior y campiña).

3.2. Síntesis general del modelo

La articulación de los acontecimientos es como sigue (Fig. 2):

Arrasamiento intraterciario (depósitos correlativos Oligo-Miocenos) formando la superficie generatriz de los relieves que ocuparán al final las cimas o cumbres (SC), → desnivelación (fases Sávica y Estaírica) → arrasamiento mioceno (depósitos correlativos del Mioceno pre-Pontiense) originando la planicie que ocupará el escalón M_3 → desnivelación (fase Rodánica) → arrasamiento del Plioceno Inferior (depósitos correlativos de las rañas superiores) originando la planicie que ocupará el escalón M_2 → desnivelación (fase Rodánica II) → arrasamiento del Plioceno Superior (depósitos correlativos de las rañas inferiores o encajadas en las primeras) dando las planicies que ocuparán el escalón M_1 y las campiñas → desnivelación (fase Valáquica) → consolidación del relieve de escalera de piedemonte e inicio del encajamiento fluvial cuaternario.

Queda por conocer en este modelo, lo cual no está bien definido, si articula la evolución según un esquema **policíclico** (desnivelación-calma y arrasamiento parcial-nueva desnivelación o reactivación) o se ajusta más al modelo de **domo en expansión**

(tectónica continua de intensidad «creciente», que deja colgados los sucesivos rellanos o escalones); en principio lo más correcto sería asignarle una secuencia de **hemiciclos** (arrasamientos no concluidos e interrumpidos por las reactivaciones).

4. LAS HIPOTESIS DE UN IMPULSO PRINCIPAL: LA SUPERFICIE DESNIVELADA EN BLOQUES O BLOCK MOUNTAIN Y LA EVOLUCION «BICICLICA»

SOLE SABARIS y cols. en 1952 y BIROT y SOLE SABARIS en 1954, consideran que el Sistema Central se debe a un impulso principal único (fase Rodánica), que desnivela en bloques una penillanura finimiocena que sería la que actúa como **generatriz** del relieve actual; con posterioridad aparecen las llanuras de piedemonte y el reajuste de los bloques por una suave reactivación finiterciaria (Plioceno Superior).

Para elaborar este modelo analizan y discuten el trabajo de SCHWENZNER (op. cit.), considerando que se trata de un esquema policíclico no aplicable en el Sistema Central, ya que los bloques presentan una organización heterogénea y no una seriación «escalonada» según impulsos sucesivos: «... de forma que se comprueba que no se trata de niveles homotácicos, que se corresponden de un valle a otro, sino de un nivel único llevado por los movimientos tectónicos a altitudes diversas» (SOLE SABARIS y cols. 1952, pág. 171). Esta conclusión la apoyan en un hecho hoy más que discutible, esto es: que el contacto entre el piedemonte y las elevaciones no es por falla (tal como propone SCHWENZNER, op. cit.) sino que se debe a un escarpe de retroceso de la falla o sistemas de fallas externas: «Se trata de averiguar

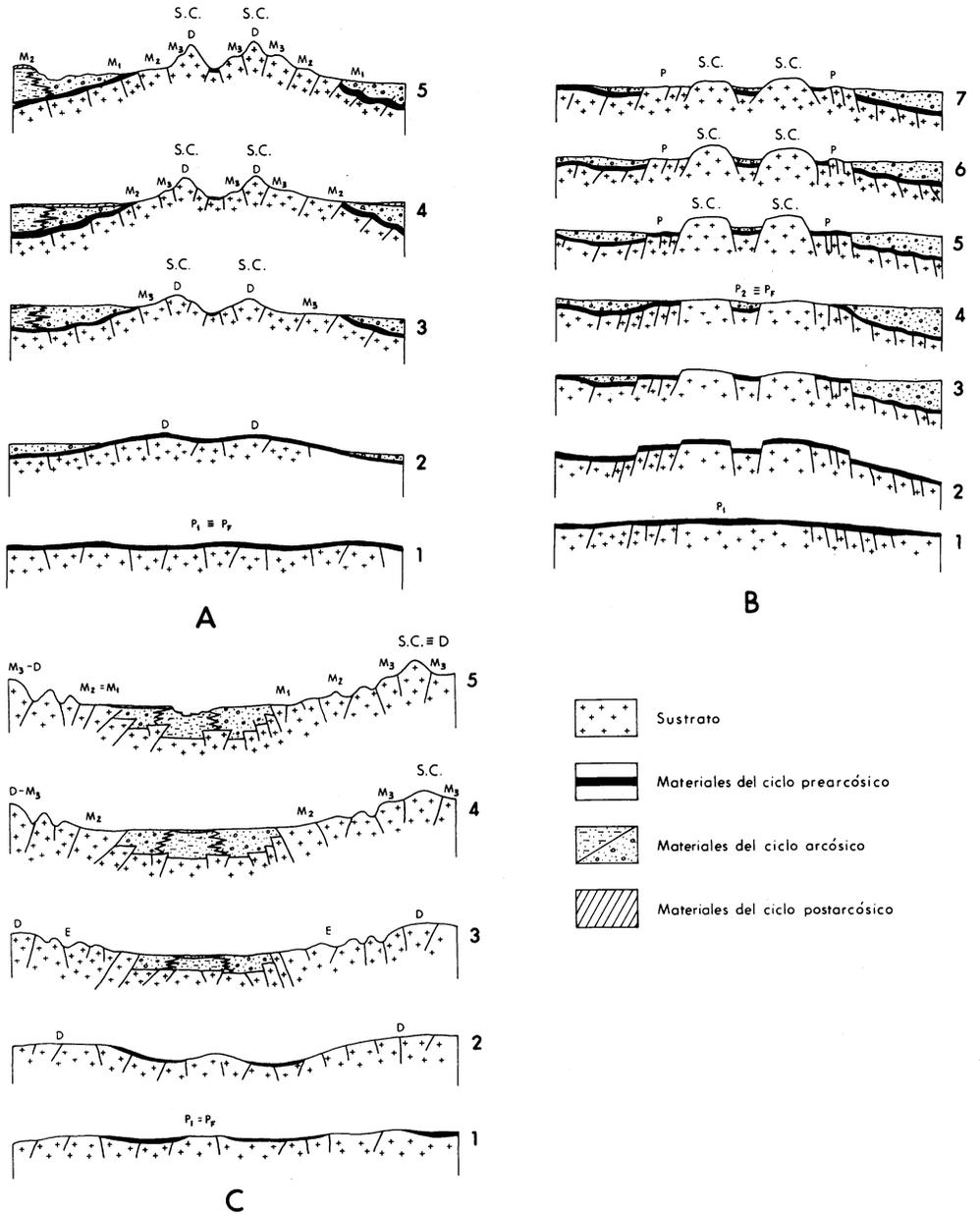


Fig. 2. Esquemas de los modelos evolutivos del Sistema Central Español.

- A. Modelo de SCHWENZNER (1937) (interpretación basada en el resumen de su obra).
- B. Modelo de SOLE SABARIS y cols. (1952) (perfil-esquema realizado a partir de los bloques-diagrama de los autores).
- C. Modelo de PEDRAZA (1978).

Leyenda:

1, 2, 3, ... Etapas evolutivas en la formación del Sistema Central Español, de más antiguo a más moderno. Se corresponden con la síntesis de cada modelo descrita en el texto.
 S.C.- superficie de cumbres; D-superficie generatriz; P₁-penillanura poligénica; P₂-penillanura finiterciaria; P_F-penillanura fundamental; M₁, M₂, M₃-superficies escalonadas de meseta (1 y 2 piedemontes, 3 parameras); E-pediment de sabana (etchplain en piedemontes); P-pediment semiárido.

si el desnivel es de origen tectónico y corresponde a una falla paralela y más interna a la falla principal de la Sierra, o es simplemente un frente de retroceso de esta, producido durante el desarrollo del plegamiento. SCHWENZNER, acepta sistemáticamente la primera solución. Y, ciertamente, ..., es posible comprobar, también que el escarpe topográfico no coincide con el accidente geológico, sino que el abrupto de falla ha retrocedido a veces más de un kilómetro ...» (SOLE SABARIS y cols. 1952, pág 186).

Describiremos aquí el modelo tal como lo plantearan SOLE SABARIS y cols. en 1952, y que es el seguido, con ligeros matices, por BIROT y SOLE SABARIS en 1954.

En este caso se sigue un esquema típicamente davisiano, esto es: **reactivación tectónica** (con la formación de unos relieves montañosos y sus cuencas adyacentes)-**calma** y **erosión** (con la formación de una penillanura generalizada)-**nuevo impulso de reactivación** (aparición de nuevos relieves montañosos con sus cuencas adyacentes)-**nuevo período de calma** (inicio de otro ciclo erosivo, aun no concluido).

Como puede comprobarse, es este modelo el que debería denominarse **policíclico** dado que sigue un esquema evolutivo en el que se articulan diferentes fases, etapas o «ciclos» de **reactivación-arrasamiento total**. Por el contrario, el modelo de SCHWENZNER (op. cit.), se basa en sucesivas **reactivaciones** que no permiten el desarrollo de los **arrasamientos totales** y, en consecuencia, debería aludirse como **no cíclico**, o a lo sumo, **hemicíclico** (ciclos no concluidos); sin embargo, la terminología geomorfológica sigue manteniendo este término tal cual se acuñara en las discusiones surgidas del enfrentamiento entre las hipótesis formuladas por DAVIS en su «ciclo

geográfico» y las de W. PENCK en su «escalera de piedemonte».

4.1. La penillanura poligénica y la penillanura fundamental de SOLE SABARIS y cols.

Independientemente de lo anterior, siempre problemático, este trabajo centra múltiples e importantes cuestiones, así:

1º) Respecto a las superficies de erosión, considera que el **ciclo alpino** de los relieves de la Meseta, se origina a principios del Eoceno a partir del **arrasamiento generalizado** de los relieves previos, es decir, los **hercínicos** (incluyendo como tales, también los **tardi** y **posthercínicos** en sentido estricto). Dado el carácter de ese arrasamiento, considera se trata de una **penillanura** elaborada en varios **ciclos**, es decir, **poligénica** y concluida a lo largo de diferentes períodos en cada zona; es tanto más moderna cuanto más occidental (pretriásica en Somosierra, precenomaniense en Segovia-Villacastín, Eoceno en Salamanca, etc.), por tanto la considera igualmente **heterocrona**.

2º) Al contrario de lo que defendía SCHWENZNER (op. cit.) siguiendo a otros autores previos, este modelo considera que el papel de esta superficie antigua en el relieve actual de la Meseta es insignificante y únicamente aparece en algunos lugares por **exhumación local**. La superficie **más generalizada** en estos territorios y sus bordes, que definen como **fundamental**, es una **penillanura** elaborada a finales del Mioceno; le asigna una edad entre Mioceno Medio (Tortoniense) a Superior (Pontiense).

3º) De acuerdo con lo anterior, habría una **penillanurización total** de los relieves de la Meseta en un **primer ciclo** y, en

consecuencia, la **desaparición de la divisoria castellana** a finales del Mioceno. Dicha divisoria se habría originado por la desnivelación (fase Sávida) de la **penillanura poligénica** o «preparoxismal», a finales del Oligoceno, con una reactivación notable en el Mioceno medio (fase Estaírica).

4º) Es la penillanura **fundamental** la que actuará como base de los relieves actuales (es decir, la **generatriz**) del Sistema Central, al ser desnivelada a finales del Mioceno (fase Rodánica); hoy, según este modelo, queda formando la **superficie o nivel de cumbres** en estas montañas.

5º) Tras este impulso se inicia un **segundo ciclo** morfogenético, que conduce a la generación de las **llanuras de piedemonte** (rampas o peanas, a las que, siguiendo a BIROT, 1937, ref.1943, asigna un carácter de superficies de erosión en clima árido, es decir, pediments comportando relieves residuales tipo inselbergs), los **reajustes tectónicos** (se considera que los impulsos tectónicos de rejuvenecimiento son más modernos que cualquier arrasamiento) y el **encajamiento de la red hidrográfica**.

4.2. Síntesis general del modelo

La secuencia general de los acontecimientos la expresa como sigue (Fig. 2):

Ciclo de arrasamiento pre-paroxismal (formación de la **penillanura poligénica heterocrona**; sedimentos correlativos desde el Pérmico al Paleógeno y en los bordes del Sistema Central, básicamente cretácicos y paleógenos) → desnivelación (fases Sávida y Estaírica) y formación de la «primera divisoria castellana» → calma tectónica y ciclo de arrasamiento intra-Mioceno; formación de la **penillanura fundamental** (depósitos correlativos del Mioceno medio y

superior pre-Pontiense, que rellenan las cuencas de la Meseta, es decir, las del Duero y Tajo) → desnivelación (fase Rodánica) y formación de nuevo de la «divisoria castellana», es decir la actual que constituye el Sistema Central → calma tectónica y generación de los piedemontes o rampas en un ciclo de arrasamiento parcial, según un sistema de **pedimentación** en condiciones **áridas o semiáridas**; dicha pedimentación produce el arrasamiento de los escarpes del **sistema de fallas externas** (las del contacto macizo-cuenca) y el retroceso de los de las **internas** (sistema de fallas que limitan los grandes horsts) llevándolos a su posición actual y formando así las **laderas** que hoy dan frente a las elevaciones; se manejan, por tanto, hipótesis de retroceso paralelo de los escarpes o vertientes (los depósitos correlativos a esta etapa evolutiva, son los Pliocenos tipo «fanglomerados» o «rañas») → desnivelación (fase Valáquica) con reajustes y exageración de las elevaciones durante el Plioceno Superior → calma tectónica o reajustes ligeros y locales; encajamiento de la red hidrográfica durante el Cuaternario.

5. HIPOTESIS MIXTA: LA ESCALERA DE PIEDEMONTES CON UN DESARROLLO FINAL DE BLOQUES EN LAS ZONAS AXIALES

PEDRAZA (1978), considera el Sistema Central originado según una dinámica tectónica de impulsos continuos y de intensidad creciente, es decir, tal como establece W. PENCK (1924, ref.1953) en su modelo del **domo en expansión**, que termina por desarrollar una fisonomía en «escalera de piedemonte» (*piedmonttreppen*). El matiz diferencial con el modelo de W. PENCK, es que se considera una «**resolución final**» que

provoca levantamientos y hundimientos en las zonas axiales; caso de las dovelas centrales y las depresiones intramontanas. Se trataría de un proceso de **ondulación generalizada y progresiva** de toda la Meseta durante el Terciario (lo que, como veremos, se corresponde con el «ciclo de sedimentación arcósica»). Dicha ondulación se traduce en: **elevaciones muy laxas o de amplio radio** (que irán configurando un nivel medio en el relieve de la Meseta, definido por plataformas o altiplanicies basales, que tienen carácter de **penillanura generalizada o fundamental**); **elevaciones muy agudas o de pequeño radio** (que irán configurando unos niveles superiores en el relieve de la Meseta, definido por elevaciones o sierras en las que la **penillanura generatriz** queda colgada); **hundimientos laxos o de amplio radio** (que irán formando las grandes depresiones regionales o cuencas sedimentarias aledañas a las elevaciones) y **hundimientos muy agudos o de pequeño radio** (que irán formando cuencas locales en el interior del macizo y subcuencas o fosas dentro de las depresiones o cuencas sedimentarias regionales).

La tectónica de elevación creciente (cada vez más intensa), implica la agudización de las elevaciones de pequeño radio y, por simple geometría, en algunos lugares y especialmente el Sistema Central, debe resolverse con una **tectónica de bloques** que consolida la fisonomía de «block mountain»; es la «**resolución final**» en horsts y grabens que referíamos al principio.

Hasta cierto punto, este modelo puede considerarse una interpretación mixta entre la dos anteriores, es decir, la de SCHWENZNER de 1937 y la SOLE SABARIS y cols. de 1952. Como se concluyó en un trabajo previo (PEDRAZA, 1971 ref.

1973), ambos modelos contenían aspectos necesarios para explicar la morfología y génesis del Sistema Central y, al mismo tiempo, ninguno de ellos daba la respuesta a todos los interrogantes planteados.

Así pues, había unos datos de partida que, una vez matizados mediante nuevas investigaciones, condujeron al modelo que comentaremos aquí.

5.1. Los datos de partida

Los datos de partida más significativos, en que se apoyó el desarrollo de este modelo fueron:

1º) La fisonomía escalonada que presenta el relieve del Sistema Central, apunta hacia modelos dinámicos de **impulsos articulados** como propone SCHWENZNER (op. cit.).

2º) La presencia de depresiones interiores sin apenas relleno sedimentario y escarpes de falla muy recientes, así como la seriación de horsts-grabens, parece apuntar a una **desnivelación reciente**; dicha desnivelación es necesaria para explicar la similitud entre la **superficie de cumbres** y la de **meseta M₃** o **parameras**. Todo ello coincide con las hipótesis de SOLE SABARIS y cols. (op. cit.), reafirmadas en el trabajo de BIROT y SOLE SABARIS (op. cit.).

3º) Como ya señaló E. HERNANDEZ PACHECO en 1922, la clara disarmonía estructural entre los materiales cretácicos y paleógenos y la total discordancia de ambos con los neógenos, indicaban el inicio de las desnivelaciones en los tiempos inmediatos posteriores al Cretácico, con una notable agudización en el tránsito Oligoceno-Mioceno.

4º) El cabalgamiento de bajo ángulo que

pone en contacto los materiales cristalinos del macizo sobre los sedimentos arcóscicos (miocenos, en general), tal como señalara ROYO y GOMEZ (1934) y otros autores posteriores, parece implicar una fase de reactivación reciente en el Sistema Central.

5º) La fisonomía de las rampas (unas llanuras tipo **pediment** con notables relieves residuales tipo **inselbergs**), contrasta con la de las superficies superiores. BIROT (1937, ref. 1945) y luego otros autores, lo explicaron mediante dos ciclos netamente diferenciados en la morfogénesis de estas zonas: uno previo de **penillanurización** (sus depósitos correlativos serían los miocenos que colmatan las cuencas) y otro posterior de **pedimentación árida o semiárida** (sus depósitos correlativos, serían los de tipo «fanglomerático» o rañas).

5.2. La discusión de los datos de partida

5.2.1. *En cuanto a los ambientes climáticos.*

En las hipótesis de algunos trabajos clásicos (BOTELLA y HORNOS, 1884; CALDERON, 1884 a y b; HERNANDEZ PACHECO, 1914), la Meseta habría estado sometida durante el Terciario a un régimen climático en el que alternan etapas húmedas y secas (es decir, **biostásicas** y **resistásicas**), en un contexto cálido estacional, por tanto, no ecuatorial.

Estas eran también las conclusiones de trabajos modernos (VAUDOUR, 1977; MARTIN ESCORZA, 1974; HUERTAS *et al.*, 1970; GUTIERREZ ELORZA *et al.*, 1978; etc.) y las que se han confirmado posteriormente en los estudios de detalle de alteraciones (aquí se considera una sucesión

de ambientes que iría del húmedo-cálido no estacional a finales del Cretácico, hasta el árido o semiárido de finales del Mioceno, pasando por el húmedo estacional del Paleoceno y Paleógeno; MARTIN SERRANO, 1986, ref. 1988; GARZON, 1980; BLANCO *et al.*, 1991; etc.) así como en los de paleoflora y paleofauna (en este caso se deducen unos ambientes generales próximos a los de sabana, sea húmeda o seca y con episodios más templados, tanto en el Cretácico como en el Terciario; ALBERDI - Coord., 1985, VARIOS, 1991).

En definitiva, reafirmamos lo concluido en el trabajo que desarrolló el modelo que comentamos aquí (PEDRAZA, 1978): entre finales del Cretácico y principios del Cuaternario, hay una sucesión climática global en la que alternan **ciclos mayores extremos** (cálido-húmedo y cálido-seco, ambos estacionales), dentro de los cuales aparecen otros **ciclos menores intermedios** (templado-seco, templado-subhúmedo, estacionales).

La tendencia general, es la de un predominio de los **ambientes de sabana húmeda** (pluvivilva) a finales del Cretácico principios del Terciario (máxima duración de los ciclos húmedos y casi inexistencia de los secos), un equilibrio **sabana húmeda** (pluvivilva)-**sabana seca** (espinosa) en el Paleógeno e incluso Mioceno inferior y un predominio de los **ambientes de sabana seca** (espinosa) en el Mioceno medio, superior y principios del Plioceno. Junto a esa tendencia, hay otra que implica una progresiva atenuación del carácter extremo (humedad-sequía y calor) de los ciclos mayores, lo cual se manifiesta en un mayor protagonismo de los ciclos menores; uno de estos ciclos puede considerarse como el precedente del clima cuaternario.

Esta secuencia climática, es la que se deduce (más o menos matizada con datos posteriores) de los trabajos sobre la evolución del clima de la Meseta que desarrollaron los autores clásicos citados al principio.

5.2.2. En cuanto a los sedimentos correlativos.

Los análisis sedimentológicos y estratigráficos de los materiales que rellenan las cuencas terciarias de la Meseta, nos condujeron a formular un modelo de sedimentación característico de una **cuenca intermontana subsidente, confinada o semiconfinada** con facies de **abanicos aluviales** (*alluvials fans*) y **lagos efímeros** (*playa lake*) en general **progradantes** hacia los macizos montañosos y con algunos episodios de **redes fluviales emisarias** (con un canal colector y no dispersor como son los abanicos).

La secuencia general en los bordes del macizo está definida por una **arena lítica**, es decir, una arcosa. En la subfosa del río Alberche, esta arcosa se organiza según dos tramos bien definidos; uno **inferior alternante** y otro **superior blanco**. En ambos tramos las facies proximales se localizan en zonas preferentes y les caracterizan la presencia de aglomerados de bloques y grandes bloques, también los ritmos y secuencias granodecrecientes completas (desde los términos samo-sefíticos a los pelíticos y pelítico-lutíticos por enriquecimiento iluvial) o incompletas y truncadas por la erosión, apareciendo así discontinuidades de primer y segundo orden, pero siempre erosivo-sedimentarias, y que separan los diferentes ciclotemas producto de las sucesivas avenidas.

El tramo inferior, **alternante**, presenta

mayor nitidez en los ritmos, son más completos y uniformes y por ello son frecuentes la texturas edáficas en los niveles de carácter samo-pelítico o pelito-lutítico que cierran cada ciclo (son los N.R.G.C.; niveles rojogris ceniza descrito por MARTIN ESCORZA en 1974). El tramo **blanco** es más homogéneo y dominado por secuencias o ciclos sefíto-samíticos; este carácter apunta hacia una diferenciación de ambientes: en general un clima más húmedo y alternante durante la sedimentación del primer tramo y más seco y uniforme durante la sedimentación del segundo.

Teniendo como centro de referencia para la cronología el Mioceno (edad que le atribuyeron al conjunto de la serie los autores clásicos), nuevos datos fueron precisando su edad. MARTIN ESCORZA (1974) señala para el tramo **alternante** una posible edad **paleógena**. Aunque no todo él, parte del mismo puede pertenecer a esa edad tal como se dedujo en el trabajo de GARZON et al. (1978) en el Valle de Amblés. Respecto a los límites superiores, F.HERNANDEZ PACHECO (1962), VAUDOUR (1977, ref. 1979) y otros autores, señalan su posible pertenencia al **Plioceno**; así pues, dada la edad de los niveles de colmatación de la Fosa del Tajo, puede plantearse que parte del **tramo superior blanco** sea del Plioceno.

Ante este problema, teniendo en cuenta las características de las facies en el borde de la cuenca y su asociación con la **reactivación** del Sistema Central, decidimos referir todos estos materiales como el **ciclo arcósico**, que representa los **sedimentos correlativos** de las etapas «paroxismales» o de reactivación del macizo.

El tránsito hacia la etapa posterior, se marca de forma neta en los abanicos de piedemonte que truncan los niveles arcósicos

y forman glacia mixtos con materiales denominados genéricamente «rañas»; si bien entendemos que este es un término poco preciso y debe diferenciarse según el significado morfológico. En la zona oriental y centro-oriental del borde del Sistema Central, dicha formación es un tránsito hacia la etapa actual; por ello marcan el inicio del **ciclo postarcósico**. Señalemos, sin embargo, que en la zona occidental del borde Norte del Sistema Central y en la llanura zamorana, a materiales similares se les asigna una continuidad casi total con las series arcósicas (MARTIN SERRANO, 1986, ref. 1988).

Las etapas previas al ciclo arcósico, es decir, las del **ciclo prearcósico**, es si cabe más compleja, ya que se mezclan dos problemas: el propio del inicio del **ciclo arcósico** y la **reactivación** y el **tránsito Mesozoico-Terciario**. Obviando este segundo problema, eminentemente estratigráfico, nos centraremos en las facies y su significado.

Al desarrollar este modelo evolutivo en 1978, nos basamos en unos depósitos silíceos muy elaborados (su presencia nos fue comunicada por M.G. GARZON HEYDT que los había localizado en el valle del Guayerbas, vertiente meridional de Gredos), que interpretamos entonces como materiales aluviales procedentes de redes maduras propias de relieves arrasados. En principio parecían marcar un cambio importante en la dinámica respecto a los acontecimientos posteriores, razón por la cual situamos en ellos el límite entre el **ciclo arcósico** y el **prearcósico**. Trabajos posteriores han centrado su posición y cronología tanto en la vertiente meridional como en la septentrional, donde se habían incluido en un conjunto pre-Luteciense (JIMENEZ, 1970); en general se les alude hoy como **serie silícea**

(GARZON, 1980) o como **siderolítico** (BUSTILLO et al., 1980).

A partir de las interpretaciones recientes (FERNANDEZ GARCIA et al., 1989; OLMO SANZ et al., 1989; MOLINA et al., 1989; RODAS et al., 1990), podemos mantener la **serie silícea** o **siderolítica** como referencial para marcar el límite de los procesos que corresponden al **ciclo prearcósico**. A esta serie se le asigna una edad entre el Cretácico terminal y el Eoceno superior-Oligoceno (secuencias T11 y T12 de FERNANDEZ GARCIA et al, op. cit.); tras él se inician las etapas paroxismales de la reactivación y el cambio de la red fluvial que pasa, de unas llanuras aluviales solapadas por jerarquización a otras de abanicos de piedemonte que sedimentan los materiales del **ciclo arcósico**.

5.2.3. En lo referente a los ciclos de arrasamiento y la fisonomía general del macizo

La presencia de escalones en el relieve del Sistema Central, es un hecho incuestionable por evidente en su fisonomía. Dada la intensa fracturación de este macizo, no resulta difícil asignar los límites de cada escalón a fallas; en realidad estas se detectan por alteraciones (arenizaciones, texturas cataclásticas, milonitas, planos de falla, etc.).

A pesar de lo anterior, hay una diferencia notable entre la ladera superior (que articula cumbres y parameras o M_3) y la inferior (que articula parameras o M_3 y piedemontes M_2 y M_1); la primera aparece como un escarpe neto y rectilíneo, uniforme y asociado a fallas locales, la segunda es algo más irregular, se asocia a fallas de gran recorrido y muestra signos de mayor elaboración o modelado, si bien depende de las zonas. Allí donde apenas

aparecen parameras (M_3) y la ladera es continua, tramo superior e inferior forma una sola unidad y los límites tectónicos son mucho más evidentes (Fig. 1).

Así pues, hemos de trabajar con una fisonomía tipo que se ajusta a la de «escalera de piedemonte» (*piedmonttreppen*) y que SCHWENZNER (op. cit.) definió compuesta por una superficie de cumbres (SC) y tres de meseta (M_1 , M_2 , y M_3).

BIROT (1937, ref. 1945), fue el primero en calificar los piedemontes serranos como unas **llanuras de pediment** comportando relieves residuales tipo **inselbergs**. Siguiendo las ideas dominantes en ese momento, interpretó estas morfologías como el producto de un modelado en condiciones semiáridas y tanto la llanura como los relieves residuales que soportan, se consideran singenéticos y correlativos de los depósitos «fanglomeráticos» que son las rañas.

Otra observación importante de BIROT (op. cit.) hace referencia a la fisonomía diferencial entre las superficies de piedemonte y las superiores: las primeras comportan relieves residuales, las segundas no.

A partir de nuestras observaciones, se dedujo que esas diferencias eran aun más notorias. En las superficies superiores (cumbres o SC y parameras o M_3) aparecen también relieves residuales, sin embargo la fisonomía de estos es el de cerros alomados cóncavo-convexos y característicos de las penillanuras, es decir: **monadnocks**. Otro dato a tener en cuenta, es que no todos los relieves residuales de los piedemontes son equiparables; hay al menos **cuatro generaciones** y los más destacados (primera generación en los piedemontes) o «verdaderos **inselbergs**», están adosados a la ladera o muy próximos a ella, definiendo un **nivel de cimas** basculado hacia las cuencas que se

sitúa ligeramente más bajo que la superficie de paramera o M_3 .

Al mismo tiempo que se realizaban estas investigaciones, se estaban consolidando las hipótesis que explicaban **pediments e inselbergs** como una asociación por sucesiones genéticas y no como una unidad singenética; esto nos llevó a considerar las diferencias entre una **pedimentación de sabana** y una **pedimentación semiárida**.

Los materiales que rellenan las cuencas terciarias muestran signos inequívocos (estructuras, seriación de formas, minerales de arcilla, restos fósiles, etc.) de un proceso de **pediplanación** y no de **penillanurización** tal como se había señalado hasta entonces. De acuerdo con este dato y las fisonomías antes descritas, **inselbergs** y **ciclo arcósico** son el producto de un ciclo de **pedimentación de sabana**; esta interpretación se apoya en el modelo de la «doble planación», desarrollado por BÜDELL (1957) basándose, a su vez, en el de los **relieves grabados** (etch) que desarrolló WAYLAND (1933) para explicar las penillanuras mediante un proceso de meteorización y posterior lavado o **etchplanación**.

Por otro lado, superficies de cumbres (SC) y de paramera (M_3) presentan una fisonomía equiparable; ambos son llanuras onduladas, con ausencia de contrastes menores, salvo los correspondientes a los procesos más actuales (glaciar, periglaciar, nivopluvial, etc.) y con notables relieves residuales tipo **monadnocks**. Se trata pues de la misma superficie original desnivelada por la tectónica y su carácter es el de una **superficie tipo penillanura** (su fisonomía es equivalente a la definida por DAVIS en 1889) **poligénica** (es decir, elaborada por todo un conjunto de procesos a lo largo de

varios ciclos, aun cuando predomine en su génesis la acción fluvial) y **heterocrona** (su conclusión varía según las zonas; aun cuando puede considerarse que los relieves hercínicos estaban ya arrasados a principios del Mesozoico, esta llanura sigue siendo reelaborada allí donde no la fosilizan los sedimentos; incluso durante el Terciario ha ocurrido así en muchas zonas no reactivadas).

Esas características de la penillanura, fueron ya señaladas por SOLE SABARIS y *cols.*, en 1952; la diferencia entre nuestra interpretación y la establecida por estos autores, estriba en dos aspectos: la precisión del **poligenismo** tal cual lo definiera KLEIN (1953) y la asignación de su carácter como la **fundamental de la Meseta** y, a la vez, **generatriz** de los relieves reactivados, caso del Sistema Central.

Las **superficies de piedemonte** deben considerarse como franjas reducidas que bordean los macizos reactivados, por ello no son comparables a la **penillanura fundamental** ni en su extensión ni en su significado evolutivo; ciertamente, no son arrasamientos generales (como lo son penillanuras, pedillanuras e incluso los *etchplanos*) sino parciales; es decir: **superficies de piedemonte** (salvo aquellas zonas en que las rampas pueden considerarse tramos de la penillanura poligénica, al haber sido exhumados por la erosión de la cobertura sedimentaria durante la etapa **postarcósica** a lo largo del Terciario superior y Cuaternario).

Así pues, salvo en los casos de exhumación, los piedemontes presentan una fisonomía netamente diferenciada de las llanuras superiores. Su perfil es rectilíneo con múltiples contrastes menores (domos, tors, canchales, franjas y cuvetas de arenización, etc.) y mayores (domos, berrocales, crestones,

etc.) que corresponden a relieves residuales; estos últimos, en algunos casos son verdaderos **inselbergs** producto de una **pedimentación de sabana** (también aludida como **etchplanación**) elaborado a lo largo del ciclo arcósico. Su forma actual es el producto de una **remodelación** en condiciones de mayor aridez, dándole una fisonomía de **pediment semiárido** que, a su vez, será degradado por la **incisión fluvial** de las redes actuales.

En algunas interpretaciones posteriores (GARZON HEYDT, 1980; GARCIA ABAD et al., 1980; MARTIN SERRANO, 1986, ref. 1988) se sitúa la etapa principal de elaboración de los **inselbergs** a finales del Cretácico y se formula un proceso de *etchplanación* total. Estas hipótesis suponen, que la **superficie fundamental** de la Meseta y sus bordes se ha generado por un proceso de *etchplanación* finicretácica y posteriormente, a lo largo del Terciario, ha sido remodelada hasta transformarse en una **penillanura**. Sin embargo, los sedimentos correlativos a la remodelación, es decir los del **ciclo arcósico**, no concuerdan con esa hipótesis; más bien marcan una secuencia de acontecimientos inversa, es decir: primero la penillanurización y luego la **pedimentación-etchplanación**.

En tanto no se aporten nuevos datos al respecto, entendemos que la evolución se ajusta al modelo inicialmente propuesto por nosotros (PEDRAZA, 1978), es decir: en el **ciclo prearcósico** se va elaborando la **penillanura poligénica**, a la vez que se desarrollan potentes mantos de meteorización que conllevan la generación de un **relieve grabado** (*etch*); durante el **ciclo arcósico** se produce la etapa principal de reactivación y el inicio del proceso de **lavado** y **exhumación** de los relieves grabados a

costa de la sustitución de la **penillanura**. Dicha sustitución sólo puede producirse en los bordes de las zonas reactivadas, no se trata por tanto de una **etchplanación total** sino **parcial**, es decir, se origina un **pediment de sabana**; tal como se ha demostrado (PEDRAZA, 1984), aun hoy se siguen produciéndose fenómenos de exhumación. Durante el **ciclo postarcósico**, se inicia un proceso de transformación del pediment de sabana al ser ligeramente remodelado en condiciones semiáridas y transformado en el **pediment (s.s.)** que, más o menos degradado por la acción de los procesos cuaternarios, hoy forma las rampas.

Queda por demostrar en este esquema, cual es la relación entre las redes fluviales actuales y las que generaron la exhumación dentro del macizo, ya que, como se ha señalado (MARTIN SERRANO, 1986, ref. 1988) pueden presentar una cierta continuidad evolutiva. También debe profundizarse en el significado de la acción degradante de dichas redes, ya que, a otra escala y nivel, parecen continuar lentamente el proceso de exhumación de relieves «aun» grabados (PEDRAZA, 1984).

5.2.4. Sobre la secuencia y articulación de las etapas de reactivación.

Todos los autores que han analizado el Sistema Central coinciden en señalar una serie de etapas, fases o impulsos tectónicos durante la reactivación de estas montañas.

La formulación concreta de las etapas no parece una tarea fácil, tampoco cual es la dinámica tectónica concreta a que se ajusta la reactivación. Digamos en este punto, que hoy se manejan modelos de «transmisión» de los esfuerzos desde los centros axiales de colisión o deformación, bien mediante

«impulsos reflejos» en lo que podría aludirse como un proceso equivalente a la «tectónica de piel gruesa» (modelo de *deformación distribuida* VEGAS et al., 1990), bien mediante «impulsos directos» en lo que podría calificarse como un proceso equivalente a los de «tectónica de piel fina» (modelo de cabalgamientos en manto y corteza, WARBURTON *et. al.* 1989).

Independientemente de cual sea la alternativa tectónica y centrándonos en sus implicaciones morfológicas, hemos de partir de algunos puntos básicos, así:

1º) Como demuestran todos los datos y ya se conoce desde principios de siglo, en los bordes del Sistema Central las series neógenas descansan claramente discordantes sobre las cretácicas y paleógenas plegadas y falladas.

2º) Los depósitos neógenos, como ya señalara ROYO y GOMEZ (1934), presentan un límite neto con el macizo y este se realiza mediante un cabalgamiento de bajo ángulo. Como se ha demostrado posteriormente en varios sectores del borde meridional (PEDRAZA, 1978 y 1981), lo que se alude como **falla meridional** del Sistema Central, es en realidad un **sistema de fallas autónomas** (hecho ya señalado por SOLE SABARIS y cols., en 1952) que generan un **sistema de cabalgamientos progresivos** sobre el macizo; es decir, se trata de un sistema de cabalgamientos escalonados en los que cada uno afecta a un tramo de materiales de la serie arcósica, a la vez que queda fosilizado por los tramos superiores que progradan sobre el macizo; dichos tramos superiores sufren la inflexión, a veces notable, de la actividad del cabalgamiento que fosilizan, a la vez que su límite con el macizo es un nuevo cabalgamiento.

Estos son datos que apuntan a unas facies

sintectónicas, características de una cuenca **subsidente** en equilibrio dinámico con un macizo en proceso de **elevación**. Ese equilibrio, siguiendo la teoría de E. HERNANDEZ PACHECO (1923), parece se consigue mediante una serie de impulsos secuenciales que aceleran la elevación del macizo, seguidos de unas distensiones y hundimientos de cuencas.

3º) Los datos más recientes (FERNANDEZ GARCIA *et al.*, 1989, OLMO SANZ *et al.*, 1989, etc.) confirman también la disconformidad entre el Cretácico y el Paleógeno y dentro de este, entre sus diferentes tramos; si bien, dichas disconformidades son de carácter secundario frente a la que aparece entre todo ese conjunto y el Neógeno.

4º) A partir de los estudios recientes en los bordes de Guadarrama, puede considerarse la **serie silíceo, siliciclástica o siderolítica** el tránsito Cretácico-Terciario, e incluso enteramente finicretácica (FERNANDEZ GARCIA *et al.*, op. cit.; OLMO SANZ *et al.*, op. cit.), tratándose de afloramientos discontinuos y de localización preferente.

Progradando sobre toda la serie carbonatada y silíceo o siderolítica (o serie **prearcósica** neta), así como sobre el macizo, aparecen unos depósitos que han sido calificados como **polimícticos** y del Paleógeno. Sin embargo, como se puede observar en algunas zonas (arroyo de Aguamala, afluente del Eresma y Valle del Paular o Lozoya), la evolución de dichos depósitos es notable: en la base es un conglomerado de cantos y bloques sólo de rocas carbonatadas, en el centro aparecen también los de composición granítica y metamórfica y en el techo estos últimos se hacen exclusivos a la vez que el conjunto del depósito va siendo cada vez más arcósico.

En definitiva: la **serie silíceo o**

siderolítica es una formación aluvial, cuya área madre son las zonas occidentales del Macizo Hespérico, en las que seguía reelaborándose la **penillanura fundamental** al no haber sido cubiertas por los materiales de las transgresiones cretácicas (PEDRAZA 1978) y la etapa de **inicio de la reactivación** es **coetánea** con la generación de los **paleógenos polimícticos** (FERNANDEZ GARCIA *et al.*, op. cit.; OLMO SANZ *et al.*, op. cit.).

De acuerdo con todos estos elementos podemos concluir:

— Un proceso **inicial de abombamiento general de la Meseta** durante el Paleógeno e inicio de las suaves ondulaciones que separan las elevaciones, plataformas y grandes surcos; esto significa el inicio del **ciclo arcósico** (es lo que E. HERNANDEZ PACHECO en 1922 define como la fase compresiva inicial y la descompresión posterior con el hundimiento de los flancos; también lo que formula ALIA MEDINA en 1976, como la **Bóveda Castellano-Manchega**).

— Un **cambio en la tendencia tectónica** que implica unos **impulsos continuos** y de **intensidad creciente** que agudizan las diferencias entre: los **macizos reactivados**, con un balance absoluto de elevación, que consolidará en unos relieves montañosos estructurados en bloques («rombo horsts» y «rombo grabens», en la consideración de PORTERO *et al.* 1984); las **cuencas subsidentes**, con un balance absoluto de hundimiento que consolidará en fosas y depresiones donde se albergan los sedimentos del ciclo arcósico; las **plataformas**, que al mantener un equilibrio entre ambos extremos, dan lugar a las planicies de la Meseta y sus bordes.

En las plataformas, es la **penillanura poligénica** la que define el nivel medio de la topografía y, como han demostrado algunos estudios (ver, GOMEZ AMELIA, 1985), dicha penillanura sigue evolucionando y remodelándose.

— Un proceso **final** de agudización de la dinámica de elevación con la resolución de una **tectónica de bloques** en zonas axiales.

5.3. Síntesis general del modelo.

La secuencia general de acontecimientos, puede resumirse como sigue (Fig. 2):

Ciclo de arrasamiento pre-paroxismal (consolidación de la **penillanura poligénica heterocrona**; sedimentos correlativos los del **ciclo prearcósico**) — desnivelación (**tectónica de abombamiento generalizado de la Meseta**, definición de ondulaciones generales que separan elevaciones y plataformas como divisorias y depresiones o cuencas); inicio del ciclo de sedimentación **arcósica** y de la **etchplanación** de forma coetánea (sedimentos correlativos del Paleógeno o, al menos, Oligoceno inferior) → consolidación del régimen de desnivelaciones con sucesivos impulsos (agudización de las diferencias entre divisorias y cuencas; generación de fosas o depresiones subsidentes); prosiguen y se agudizan los fenómenos de sedimentación del **ciclo arcósico** en las cuencas y al mismo tiempo se van elaborando los piedemontes en los macizos mediante un proceso de **etchplanación** que, al afectar solo a los bordes, conserva como divisorias la penillanura poligénica (entre el Oligoceno medio y Plioceno inferior?) → desarrollo de una **tectónica de bloques selectiva** que afecta sobre todo a las zonas axiales y conduce a: la agudización de las antiguas divisorias

haciendo que unas consoliden como tales en el relieve actual sin apenas sufrir modificaciones (es el caso de las llanuras de meseta M_3 o parameras) y otras queden modificadas por la tectónica hasta formar una dovela escalonada en dos niveles (aparece un bloque elevado a nueva divisoria o superficie de cumbres SC y otro queda en su nivel primitivo, formando el rellano de meseta M_3 o paramera); agudización de las depresiones o fosas **intramontañosas**; desnivelación de los piedemontes dejando colgado el nivel de etchplanación que consolida como una exhumación parcial de los bordes del macizo, es decir, un **pediment de sabana**; **cambio del régimen de denudación e inicio de una reelaboración de los piedemontes e incluso una exhumación** de la antigua **penillanura** al ser desmontados los depósitos de cobertera del ciclo arcósico; formación de las **rampas y campiñas** por un proceso mixto tecto-erosivo, con la evolución del clima hacia condiciones similares a las actuales y, por ello, la progresiva consolidación de la red fluvial y del **ciclo postarcósico**; sedimentación de abanicos de piedemonte equivalentes a las rañas y depósitos cohetaneos en el centro de las antiguas cuencas sedimentarias → reajustes tectónicos finales y consolidación de la escalera de piedemonte en el macizo (llanuras de Meseta M_2 y M_1) y las divisorias en la cuenca (campiñas y superficies de los páramos); inicio de la **incisión de las artesas fluviales** en las antiguas cuencas y los piedemontes del macizo (tanto en las rampas como en las depresiones interiores); **desnivelación cada vez más selectiva** (es sectorial, invierte tendencias previas, y netamente heterogénea, incluso para zonas muy próximas geográficamente) → progresión de los encajamientos fluviales con la

exhumación de relieves menores en el macizo y consolidación de las llanuras de aterramiento en la cuenca; fenómenos de reajuste tectónico locales que condicionan el trazado de red y la presencia de etapas de subsidencia aluvial.

Tal como hemos señalado, en este esquema evolutivo debe considerarse que todos los fenómenos y muy especialmente los tectónicos, presentan una progresiva polarización geográfica; lo que en las primeras etapas de la reactivación puede considerarse un proceso global, progresivamente va adquiriendo una notable individualización por sectores; esto hace que las generalizaciones sean poco válidas sin que medie una correlación previa detallada. En esta línea de individualización, están las posibles diferencias evolutivas de la red hidrográfica señaladas por MARTIN SERRANO (1986, ref. 1988) en el sector occidental de la Cuenca del Duero, o la coexistencia de rampas derivadas de la morfogénesis reciente (ciclo arcósico), con otras en parte exhumadas por el desmantelamiento de la cobertera sedimentaria que las cubrió durante el ciclo arcósico y prearcósico. Este último proceso parece ser frecuente en la rampa septentrional y algunos sectores de la meridional, tal como ha sido descrito por GARZON HEYDT (1980).

6. CONCLUSION GENERAL

La morfotectónica del Sistema Central es un tema aún no resuelto, sin embargo, pueden aportarse algunas aproximaciones.

Tras una serie de trabajos recientes sobre los materiales fini-cretácicos y paleógenos, parece que ha quedado muy centrado el momento inicial de la reactivación.

Esos mismos trabajos permiten situar el

tránsito entre la etapa de tectónica general que «ondula» la Meseta y la de tectónica progresivamente más sectorializada que individualiza las divisorias (macizos montañosos y llanuras de plataformas) y cuencas (depresiones o fosas que albergan los sedimentos cohetáneos a la reactivación).

Los materiales del ciclo arcósico y su contacto con el macizo, permiten formular una hipótesis de impulsos progresivos a lo largo de la etapa central de la reactivación.

En la morfología de la Meseta, hay sectores montañosos estructurados según una «escalera de piedemonte» con dos niveles en la dovela central (caso de varios sectores del Sistema Central), frente a otros de carácter monolítico, es decir, con un bloque único que forma la divisoria (caso de algunos sectores del Sistema Central y cadenas como Montes de Toledo-Guadalupe, Sierra Morena, etc.). Esto conduce a pensar que la etapa final de reactivación se hizo mediante una **tectónica de bloques** fini y post ciclo arcósico. Dicha tectónica agudiza los contrastes del relieve, al remarcar las diferencias entre el relieve de las zonas axiales y sus contiguas; en casos extremos, reafirma el hundimiento de los grabens intramontanos, hace aparecer subfosas en las cuencas y desnivela el horst fundamental separando **superficie de cumbres y de paramera**.

El carácter netamente sectorial de los fenómenos anteriores se agudiza a lo largo del Cuaternario, con lo que los reajustes neotectónicos durante este período se localizan en zonas preferentes y que, hasta el momento, se han interpretado como subsidencias. Sin embargo, no deben descartarse fenómenos esporádicos de elevación en zonas del macizo (sobre todo en algunos bordes, como parecen indicar notables encajamientos de la red hidrográfica) o el man-

tenimiento da cierta actividad en algunas fallas, tal como parecen apuntar las fisonomías facetadas de ciertas laderas y los desplazamientos y incurvamientos de algunas divisorias (los ejemplos más notable son los de Gredos en el valle del Tietar y la Vera, fig.1).

Todo lo anterior debe incluirse en la concreción de un **modelo tectónico general** y que aborde cuestiones tales como: modalidad tectónica de la reactivación (elevación según fases discontinuas y más o menos instantáneas o elevación según im-

pulsos continuos de intensidad variable y asociados a la subsidencia general de la cuenca); distribución geográfica (variaciones en la intensidad y cronología de las fases o impulsos según los sectores, posible regionalización de los movimientos); cronología precisa de los movimientos; procedencia y forma de transmitirse los esfuerzos que generan la reactivación de los relieves en la Meseta; control preciso (lo más que se pueda) de la dinámica tectónica subactual y actual a lo largo de zonas concretas y en especial del Sistema Central.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERDI, M. T. (Coord.) (1985): *Geología y Paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid*, Museo Nacional de C. Naturales, CSIC, 105 págs, Madrid.
- ALIA, M. (1976): «Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la bóveda Catellano-Extremeña», *Estudios Geológicos*, 32, 229-239, Madrid.
- BABIN, R.; BERGAMIN, J. F.; FERNANDEZ RODRIGUEZ, C.; et al. (1991): «La tectonique alpine et la structure de la croute superieure dans le Systeme Central Espagnol (secteur NE)», *Act. 7th. Congr. Ass. European Geol. Soc.*, págs. 4-6, Paris.
- BIROT, P. (1945): «Sobre la morfología del segmento occidental de la Sierra de Guadarrama», *Estudios Geográficos*, 18-VI, 155-168. Original publicado en *Annales de Géographie*, 259-XL, 1937.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, LI. (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española*, C.S.I.C., Inst. «Juan Sebastián Elcano», 87 págs. Madrid.
- BOTELLA Y HORNOS, F. (1884): «Notas sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares», *Actas de la Real Soc. Española de Hist. Nat.*, T. XIII, 79-90, Madrid.
- BÜDELL, J. E. (1957): «Die doppelten Einbnungsflächen in den feuchten Tropen», *Zeit. Geomorph.*, 1(2), 223-225.
- BUSTILLO, M. A. y MARTINSERRANO, A. (1980): «Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleógeno de Zamora», *Tecniterrae*, 36, 1-16.
- BLANCO, P., MARTIN SERRANO, A y MOLINA, E. (eds.) (1991): *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste peninsular*, Monografías de la Soc. Española de Geomorf. n° 6, SEG e ITGE.
- CALDERON Y ARANA, S. (1884a): «Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios en España», *Bol. de la Inst. Libre de Enseñanza*, 8.
- CALDERON Y ARANA, S. (1884b): «Contestación a la nota del Sr. Botella, sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares», *Actas de la Real Soc. Española de Hist. Nat.*, T. XIII, 98-109.
- CALVO, J. P.; DE VICENTE, G y ALONSO ZARZA, A. M. (1991): «Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno», *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español del Terciario*.
- CAPOTE, R.; VICENTE, G. y DOBLAS, M. (1990): «Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.)», *Geogaceta*, 7, 20-22, Madrid.
- CARANDELL, J. (1914): «Las calizas cristalinas del Guadarrama», *Publi. Junta Amplia. Estud. e Investi. Cient. Trab. Mus. Nac. Cien. Nat.*, 8, 69 págs, Madrid.
- CARANDELL, J. (1928): «Influencia de las diaclasas en la morfología de la Sierra de Guadarrama», *Conf. y Rese. Cient. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, III, 125-131, Madrid
- CARRASCO, R. M.; PEDRAZA, J. de y RUBIO, J.

- C. (1991): «Actividad neotectónica cuaternaria en el Valle del Jerte», *Cuaternario y Geomorfología*, 5 (1-4), 15-25.
- DAVIS, W. M. (1899): «The peneplain», *American Geologist.*, 23, 207-239.
- DAVIS, W. M. (1932): «Piedmont benchlands and Primärrumpfe», *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 43, 399-440.
- FERNANDEZ GARCIA, M. P.; MAS, R.; RODAS, M.; LUQUE DEL VILLAR, F. J. y GARZON, M. G. (1989): «Los depósitos aluviales del Paleógeno basal en el sector suroriental de la cuenca del Duero (provincia de Segovia): evolución y minerales de las arcillas característicos», *Estudios Geol.*, 45, 27-43.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1915): «Monografía geológica del valle del Lozoya», *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat., sección geol.*, 12, 130 págs, Madrid.
- FISCHER, R. (1894): «Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberschen Halbinsel», *Pettermanns Mitteil.*, 4º, 249-259 y 277-285.
- GARZON, M. G. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1978): «Los roedores fósiles de los Barros (Avila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central», *Stv. Geol. Salmanticensia*, 10.
- GARZON, M. G. (1980): *Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica*, Tesis Doctoral, Fac. Geología, UCM, 325 págs., Madrid.
- GARZON, M. G.; PEDRAZA, J. de y UBANELL, A. G. (1982): «Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (setores de Gredos y Guadarrama)», *Revista de la Real Acad. de Cién. Exat. Fís. y Nat.*, LXXVI (2), 475-496, Madrid.
- GLADFELTER, B. C. (1971): *Meseta and Campiña Landforms in Central Spain. A Geomorphology of the Alto Henares Basin*, Research Paper of Chicago University, 130, 240 págs.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1978): «Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central», *Bol. Geol. Min.*, LXXXII (2), 109-113, Madrid.
- GOMEZ AMELIA, D. (1985): *La penillanura cacereña. Estudio geomorfológico*, Univ. de Extremadura, 397 págs, Salamanca.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1912): «Ensayo de síntesis geológica del Norte de la Península Ibérica», *Trabajos del Museo de CC. Naturales*, nº 1, 11 págs, Junta para la Ampliación de Estudios, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1914): «Régimen geográfico y climático de la Meseta Castellana durante el Mioceno», *Rev. de la Real Acad. de Cién. Exat. Fís. y Nat.*, Julio-Sep., 1-11, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1923): «Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica», *Asoc. Española para el Progreso de las Ciencias. Congreso de Salamanca*, Tomo II, 119-134.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1962): «La formación de depósitos de grandes bloques de edad pliocena: su relación con la raña», *Estu. Geol.*, 18(1-2), 75-88, Madrid.
- HUERTAS, F.; LINARES, J. y MARTIN VIVALDI, J. L. (1971): «Minerales fibrosos de las arcillas en cuencas sedimentarias españolas. I, Cuenca del Tajo», *Bol. Geol. y Min.*, LXXXII-6, 534-542.
- JIMENEZ FUENTES, E. (1970): *Estratigrafía y paleontología del borde suroccidental de la cuenca del Duero*, Tesis Doctoral, U. de Salamanca, 325 págs.
- KLEIN, C. I. (1959): «Surfaces poligéniques et surfaces polycycliques», *Bull. Ass. Géogr. France.*, 282-283, 51-68, Paris.
- MACPHERSON, J. (1901): «Ensayo de la historia evolutiva de la Península Ibérica» *Ana. de la Soc. Española de Hist. Nat.*, Serie II, T. 10, 123-165.
- MARTIN ESCORZA, C. (1974): «Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la fosa del Tajo, en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (provincia de Toledo)», *Bol. Real Soc. Española de Hist. Nat. (Geol.)*, 72, 141-170.
- MARTIN SERRANO, A. (1988): *El relieve de la región occidental Zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*, Inst. de Estudios Zomoranos, 311 págs, Zamora. Publicación correspondiente a la Tesis Doctoral, U. Complutense de Madrid, 1986.
- MOLINA, E.; VICENTE, A.; CANTANO, M. y MARTIN SERRANO, A. (1989): «Importancia e implicaciones de la paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde Suroeste de la cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico», *Stv. Geol. Salmanticensia*, vol. especial, 5, 177-186, Salamanca.
- OLMO SANZ, A. y MARTINEZ-SALANOVA, J. (1989): «El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las cuencas del Duero y Tajo», *Stv. Geol. Salmanticensia*, vol. especial, 5, 55-69, Salamanca.
- PEDRAZA, J. de (1973): «Estudio geomorfológico

- del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña de Cenicientos», *Bol. Geol. y Min.*, LXXXIV-I, 1-14. Trabajo-resumen de la Tesis de Licenciatura original de 1971.
- PEDRAZA, J. de (1976): «Algunos procesos morfológicos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español): La depresión de Aldea del Fresno-Almorox», *Bol. Geol. y Min.*, 87(1), 1-12, Madrid.
- PEDRAZA, J. de (1978): *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*, Tesis Doctoral, Fac. de C. Geológicas, UCM, 459 págs. (inédita).
- PEDRAZA, J. (1981): «El borde de la zona de transición entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico); evolución morfotectónica reciente. *Cuad. de Geol. Ibérica*, 7, 667-681. Madrid.
- PEDRAZA, J. de (1984): «Domas graníticas de exhumación cuaternaria en la rampa de Cadalso de los Vidrios (Sistema Central Español)», *I Congreso Español de Geología, comunicaciones*, T. 1, 535-552.
- PEDRAZA, J. de (1994): «Geomorfología del Sistema Central Español», en GUTIERREZ ELORZA, M. (ed.), *Geomorfología de España*, Editorial Rueda Madrid.
- PENCK, A. (1893): «Das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode», *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, Berlin.
- PENCK, W. (1953): *Morphological Analysis of Landforms. Contribution to Physical Geology*, MacMillan and Co., 430 págs. (primera edición en lengua alemana en 1924).
- PEREZ GONZALEZ, A. (1982): *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y su relación con la cuenca del Tajo*, Tesis Doctoral, Ed. Complutense, 787 págs., Madrid.
- PORTERO, J. M. y AZNAR, J. M. (1984): «Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)», *I Congreso Español de Geología*, Tomo III, 253-263.
- PRADO, C. (1864): *Descripción Física y Geológica de la provincia de Madrid*, Colegio de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos de Madrid (reedición original en 1975), 325 págs.
- RIBEIRO, A.; KULLBERG, M. G.; KULLBERG, J. C.; et al. (1990): «A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks», *Tectonophysics*, 184.
- RODAS, M.; GARZON, M. G.; LUQUE, F. J. y MAS, R. (1990): «Correlation between the Paleogene detritic facies in the margins of Tajo and Duero basins (Central Spain): mineralogical, sedimentological and geomorphological characteristics», *Sci. Géol., Mém.*, 88, 43-52.
- ROYO y GOMEZ, J. (1934): «Sobre la tectónica de los aluviones dados anteriormente como diluviales», *Not. y Com. de la Soc. Española de Hist. Nat.*, XXXIV, pág. 82.
- SCHMIEDER, O. (1953): «La Sierra de Gredos», *Est. Geogr.*, 52, 421-653. Original publicado en 1915 en *Mitte. der Geogr. Gesellschaft*, Band 1.
- SCHRÖEDER, (1948): «Zona limítrofe del Guadarrama y las cadenas hespéricas», *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, 4, 234-295. Original publicado en 1930 en *Sond. Abth. Ges. Wsch.*, 16(3).
- SCHWENZNER, J. E. (1943): «La morfología de la región montañosa central de la Meseta española», *Bol. Real Soc. Española Hist. Nat.*, 41, 121-124. Original publicado en 1937 en *Geogr. Abhandl.* 3ª Ser. T.X, 3 Helft.
- SOLE SABARIS, LI.; FONT QUER, N.; LLOPIS, N. y MASACHS, V. (1952): «Geografía Física de España», en TERAN, M. (dir.), *Geografía de España y Portugal*, Montaner y Simón, Tomo I, 500 págs., Barcelona.
- STICKEL, R. (1930): «Die geographische Grundzüge des Nordwestspaniens einlsh. von Altkastilien», *Verb. u. wiss. Abhandl. d.23, Deutsch. Geographentages zu Magdeburg*, 1929, 147-154.
- VARIOS (1993): *La región de Madrid antes del Hombre*, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid.
- VAUDOUR, J. (1979): *La region de Madrid. Alterations, Sols y Paléosols. Contribution a l'étude Geomorphologique d'un region méditerranéenne semi-aride*, Tesis Doctoral, OPHRYS, 390 págs., Paris. Referencias también según el resumen de 1977.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1982): «Tectonic Framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula», In GOGEL, A. (ed.), *Earth evolution science*, 2(4), 320-343.
- VEGAS, R.; VAZQUEZ, J. T.; SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990): «Model of distributed deformation, block rotations and thickening for the formation of the Spanish Central System», *Tectonophysics*, 184, 367-378.
- WARBURTON, J. y ALVAREZ, C. (1989): «A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System», en Asoc. Geol. y Geof. Española del Petróleo (AGGEP) (ed.) *Libro homenaje a R. Soler*, 147-155.

VIDAL BOX, C. (1937): «Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Avila», *Bol Real Soc. Española de Hist. Natural*, XXXVII (1-6), 79-106.

WAYLAND, E. J. (1933): «Penplains and some

other erosional platforms», *Ann. Rept. Protectorate of Uganda Geol. Surv. Dept. of Mines*, Note 1, 77-79.

Recibido: 14-VII-94

Aceptado: 25-X 94