

Aplicación de la Teledetección y el método cartográfico en el estudio geomorfoestructural de un área de zócalo cristalino «La Sierra de Avila»

Miguel HERRERO MATÍAS

INTRODUCCIÓN

El estudio morfoestructural de áreas de zócalo cristalino precisa de un profundo conocimiento geotectónico y de un exhaustivo reconocimiento de las fracturas. En este sentido podemos decir que la Teledetección es la técnica más avanzada y el medio más eficaz para detectar las líneas de debilidad y fracturación del roquedo permitiendo, mediante el adecuado tratamiento, generar imágenes analógicas y documentos cartográficos susceptibles de ser interpretados con fines científicos y cartográficos. Asimismo, tanto el tratamiento de los datos en la investigación como la expresión cartográfica de los resultados, precisa de técnicas adecuadas que optimicen la consecución de los objetivos diseñados.

En este artículo presentamos un método de trabajo basado, en primer lugar, en la utilización de la más avanzada tecnología, como es la teledetección, en la captura de información geográfica y en la generación de soportes cartográficos susceptibles de explotación mediante fotointerpretación; en segundo lugar, en la formación de un mapa de fracturas y morfotectónico combinando los elementos geotectónicos con los geomorfológicos; en tercer lugar, la identificación y cuantificación de todos los elementos cartografiados, de cuyo análisis se deduce una interpretación geomorfoestructural del territorio y la definición de las unidades morfoestructurales; y por último, se presentan los resultados de forma cartográfica mediante la interpretación sobre un modelo perspectivo de la articulación de bloques tectónicos y de las unidades morfoestructurales que integran el territorio estudiado y que reconocemos como «La Sierra de Avila».

1. PRESENTACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El territorio estudiado comprende una superficie de 1.472 Km² que corresponden al espacio formado por 30' 40,7" de paralelo entre los 4° 40' 30,0" y los 5° 11' 10,7" de Longitud Oeste de Greenwich, y por 18' 24,8" de meridiano entre los 40° 31' 40,0" y 40° 50' 04,8" de Latitud Norte.

Cartográficamente se localiza en las hojas del Mapa Topográfico Nacional números 505 (Mirueña de los Infanzones), 506 (Cardeñosa), 530 (Vadillo de la Sierra) y 531 (Avila de los Caballeros).

Desde el punto de vista geográfico se ubica en la Región Central española, inmediatamente al Oeste de la ciudad de Avila, formando parte de la vertiente Norte del Sistema Central, correspondiente a la Cuenca Hidrográfica del Duero (Fig. 1). Dentro de este sistema montañoso, forma parte del sector central del mismo, localizándose al Norte del Macizo de Gredos, entre la alineación formada por las sierras de La Serrota-Parameras de Avila y la Cuenca Sedimentaria del Duero, constituyendo así la zona de contacto del propio Sistema Central con la Cuenca duriense (en dirección Este-Oeste), en el tramo comprendido entre el meridiano de Avila y el del Puerto de Villatoro.

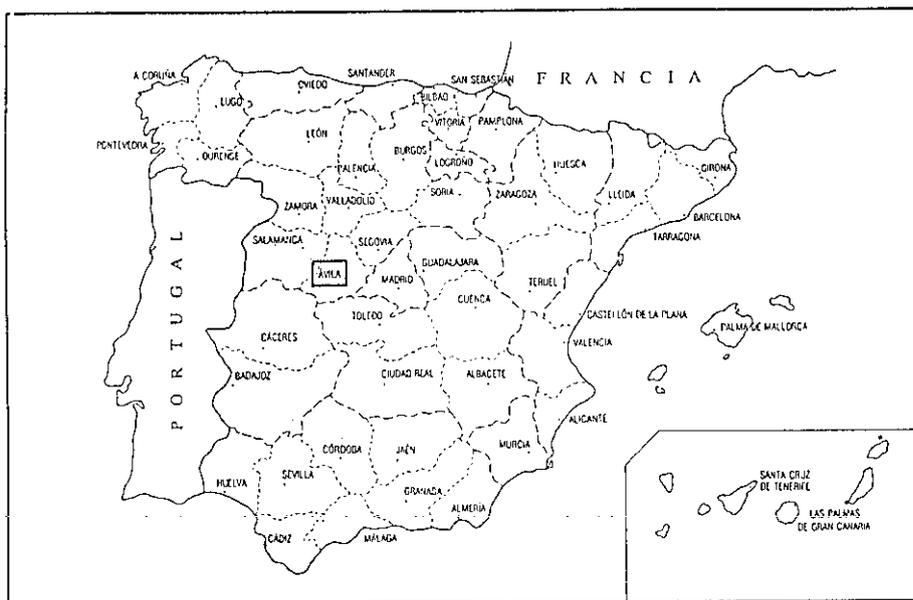


Figura 1.—Mapa de situación

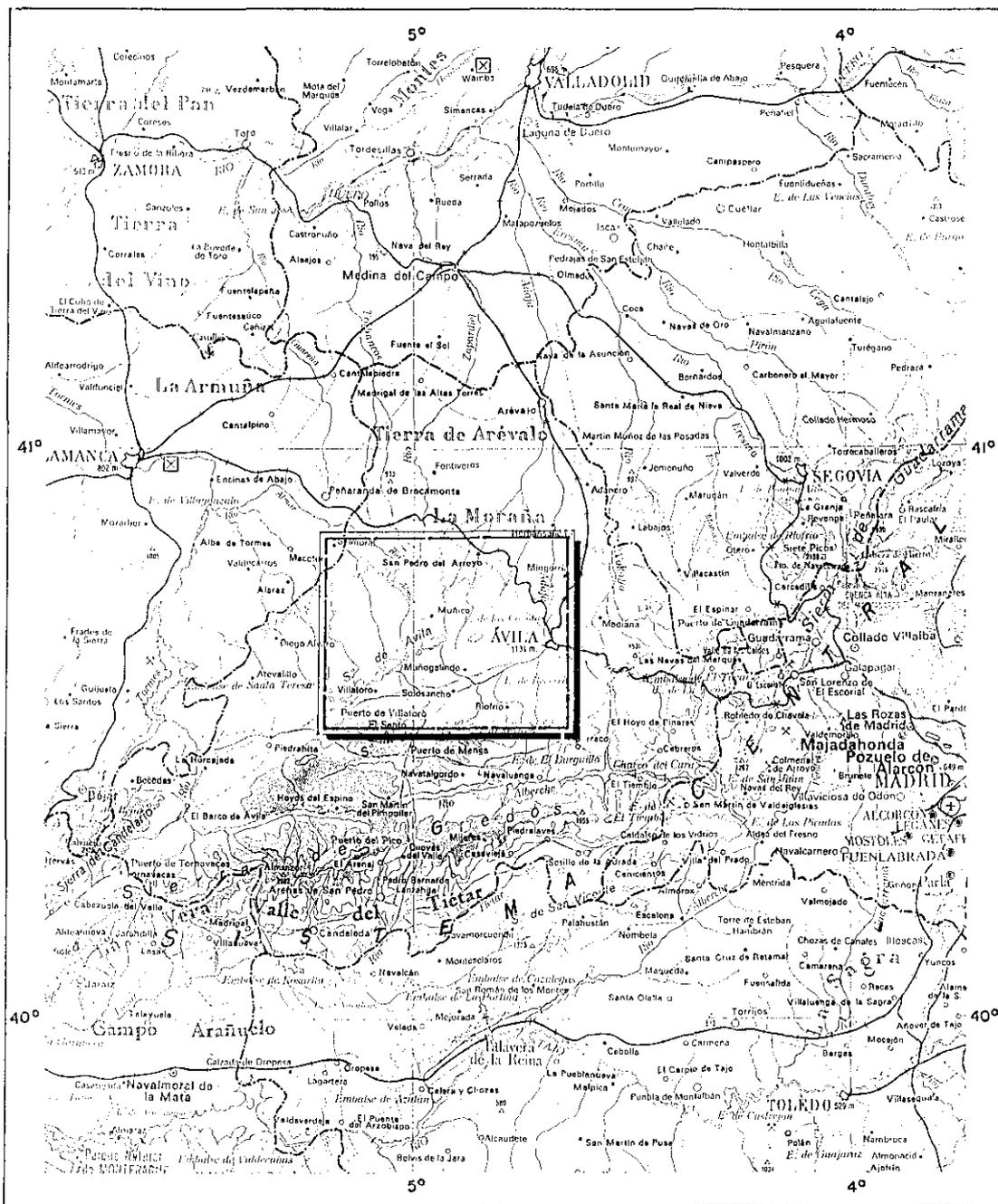


Figura 2.—Mapa Sistema Central

Desde el punto de vista orográfico el relieve principal lo constituye La Sierra de Avila, con 1.710 m. de altitud en el Cerro de Gorría; en este sentido el territorio estudiado puede identificarse como el sector del Sistema Central situado al Norte de Las Parameras de Avila, teniendo a la Sierra de Avila como el elemento principal de referencia (Fig. 2). En efecto, La Sierra de Avila es el nombre propio con el que mejor se identifica este territorio, aunque es necesario precisar que éste excede al ámbito superficial de la Sierra; en rigor debemos definirlo como el sector del Sistema Central correspondiente a la Sierra de Avila y a las Cuencas Sedimentarias adyacentes (Valle de Amblés, al Sur, y borde meridional de la Cuenca del Duero, al Norte).

— La Sierra de Avila, desde el punto de vista orográfico y en el conjunto del Sistema Central, es un modesto relieve marginal del Macizo de Gredos situado en una dirección NE y desconectado de la alineación de dirección E-O más importante formada por Las Parameras de Avila-La Serrota, precisamente por la interposición del Valle de Amblés entre ambas unidades montañosas. En el extremo accidental de éste, el contacto orográfico de la Sierra de Avila con La Serrota tiene lugar a través del Puerto de Villatoro situado a 1.390 m. de altitud, que constituye a su vez el umbral entre los Valles de Amblés y del Corneja, situados en una alineación ENE-OSO.

— El Amblés es un valle intramontañoso que se sitúa, a lo largo de 42 Km. y en una dirección ENE-OSO, entre La Sierra de Avila y los relieves de la alineación Avila-Canto Cachado (ambos conjuntos situados al Norte del mismo) y las Sierras de Las Parameras de Avila y La Serrota, que quedan al Sur. Es un valle de fondo plano con una anchura entre 2,5 y 10,0 Km. y una pendiente media del 0,3% en sentido ENE entre Villatoro a 1.180 m. de altitud, y el cauce del río Adaja en Avila, a 1.065 m. El Valle de Amblés junto con las vertientes de los relieves circundantes —la Norte de La Serrota-Parameras, Sureste de la Sierra de Avila y la Sur de Avila-Canto Cachado— forma una cuenca hidrográfica cerrada que podemos denominar como «La Cuenca Alta del Adaja», siendo este el eje fluvial que a través del Valle de Amblés organiza el drenaje y articula la dinámica de la misma antes de dirigirse decididamente hacia el Duero.

— El Sector de Borde de la Cuenca del Duero constituye la topografía de enlace entre las tierras llanas del centro de la misma y los perfiles más elevados y abruptos del conjunto serrano. Se evidencian en él tres zonas topográficamente distintas: La más occidental enrasa directamente con la base de los cerros de Solana de Rioalmar sobre la cota de los 1.100 m. y forma una pendiente suave y continua en dirección NE hasta el interior de la Cuenca a los 900 m. de altitud y a lo largo de más de 10,0 Km.; la zona central corresponde a un sector deprimido drenado por el río Arevalillo y el arroyo Villafior, siendo éste el sector sobre el

que más netamente se destaca el perfil serrano con un salto topográfico entre 100 y 150 m., tiene una topografía plana en la que se localizan zonas semiendorreicas de difícil drenaje; la zona oriental forma una topografía en pendiente desde la base de los escarpes de Peñalba de Avila a 1.040 m. formando el interfluvio alomado entre el río Adaja y el arroyo de Berlanas, enlazando con la topografía plana del centro de la Cuenca a 920 m. en las proximidades de Gotarrendura.

Desde el punto de vista geológico, el espacio objeto de estudio, corresponde a una porción de zócalo cristalino, localizado en el sector central del «Macizo Hespérico». Comprende el Bloque Cristalino de Avila en su sector occidental junto con la zona de contacto de éste con la Cuenca Sedimentaria del Duero y el Valle de Amblés.

El conjunto geológico está formado por dos dominios litológicos diferentes. Por una parte, rocas metamórficas y plutónicas del ciclo hercínico que constituyen el macizo cristalino y, por otra, rocas sedimentarias del ciclo alpino que fosilizan a éste en el sector de la Cuenca Terciaria del Duero y en el Valle de Amblés.

La formación geológica fundamental del Bloque Cristalino de Avila es un conjunto plutónico formado por granodioritas-adamellitas (de textura porfídica) y granitos-leucoadamellitas (granitos de 2 micas) con variaciones poco significativas en su composición mineralógica. Una característica esencial de este conjunto plutónico es la existencia de diques y haces de diques que le intruyen en varias direcciones formando conjuntos orientados con litologías específicas: pórfidos graníticos, episenitas, cuarzo y diabasas.

El conjunto metamórfico se localiza en tres afloramientos aislados (dentro de un mar de granito) Muñico, Mingorría y Sierra Yemas y está formado por migmatitas, neises porfiroblásticos y esquistos correspondientes al Cámbrico y conglomerados, cuarcitas y esquistos correspondientes al Ordovícico.

Las rocas sedimentarias del ciclo alpino fosilizan el macizo cristalino formando el Area de Contacto de la Cuenca Terciaria del Duero y la Cuenca Intramontañosa del Valle de Amblés, situadas al Norte y Sur respectivamente del Bloque Cristalino de Avila. La columna estratigráfica está formada por una serie basal siderolítica de conglomerados y areniscas microconglomeráticas silíceas correspondientes al Paleoceno, que aparece adosada al borde del zócalo antiguo en pequeños afloramientos, sobre la que aparece un conjunto de niveles de areniscas microconglomeráticas cementadas por carbonatos, correspondientes al Mioceno Inferior. La formación fundamental de ambas cuencas corresponde a la sedimentación del Mioceno «Vallesiense» con una potente sedimentación arcósica en la que se registran cambios laterales de facies en sentido distal formando distintas unidades en función de los componentes petrográficos del área de aporte.

2. PRESENTACIÓN DE LAS TÉCNICAS DE ANÁLISIS Y REPRESENTACIÓN CARTOGRÁFICA

El estudio que presentamos se inscribe dentro de unos términos estrictamente morfotectónicos, para lo cual ha sido necesario desarrollar un método de investigación tendente al reconocimiento pormenorizado de los elementos tectónicos, su significación geomorfológica en el paisaje actual y a su espacialización, para desde esa base realizar su cuantificación, y plantear el análisis integrado de todos sus elementos desde la perspectiva morfoestructural y de su posible interpretación cronológica dentro del marco regional.

La metodología y las técnicas de trabajo empleadas en este estudio pueden resumirse en los siguientes puntos:

- Consulta bibliográfica.
- Formación de un mapa morfotectónico.
- Catalogación de las formas estructurales.
- Análisis integrado de todos los elementos.

Consulta bibliográfica

La selección bibliográfica se ha realizado en función del objetivo estrictamente morfotectónico de nuestro estudio, en la búsqueda de un estado general de los conocimientos y del apoyo científico necesario. El conjunto de información utilizada se vertebra en tres áreas de investigación: Estudios generales sobre el ámbito del Macizo Hespérico; estudios y cartografía geológica sobre el Sistema Central; y estudios morfoestructurales y morfoclimáticos relacionados con el Sistema Central y en general sobre distintas zonas de zócalo.

En el apéndice bibliográfico se presenta la relación completa de autores y obras consultadas.

Formación de un mapa morfotectónico

El mapa se ha planteado como instrumento principal de captura de información y como soporte espacial para la cuantificación y el análisis de todos los elementos. El mapa que presentamos (Fig. 3) ha sido elaborado a escala 1:50.000 sobre soporte topográfico del MTN y formado, explotando información por teledetección mediante técnicas de fotointerpretación convencional de ortoimágenes espaciales en modo multispectral y fotografías aéreas en modo pancromático, y fotointerpretación asistida por ordenador de imágenes digitales junto con el trabajo de observación de campo correspondiente.

— Aplicación de la Teledetección.

El tratamiento de las imágenes digitales y los productos cartográficos editados (ortoimágenes) han sido realizados expresamente para este trabajo, mediante el siguiente proceso:

a) Información digital utilizada:

Satélite Landsat 5.

Sensor TM (Thematic Mapper) modo multiespectral.

Escena 202-32-2 de fecha 18 de agosto 1987.

Bandas espectrales utilizadas:

3 (0,63 - 0,69 μm) rojo del visible.

4 (0,66 - 0,90 μm) infrarrojo cercano.

7 (2,08 - 2,35 μm) infrarrojo medio.

Tamaño del pixel 30 m.

b) Corrección radiométrica:

La información digital ha sido corregida radiométricamente con el fin de obtener la mejora de la imagen. Se han calculado los histogramas de las seis bandas (excluyendo el infrarrojo térmico), y se han ajustado mediante expansión lineal de los mismos tomando como valores significativos para el conjunto de las seis bandas 25 y 195 (0,255).

c) Elección de las bandas:

La elección interactiva de las bandas y las posibles combinaciones de las mismas con el fin de optimizar, por una parte, la resolución visual de la imagen; y, por otra, la definición espectral de los elementos espaciales relacionados con la geología y con las líneas de fractura, objetos ambos, prioritarios para nuestro estudio.

La combinación óptima la hemos encontrado con las bandas 3, 4, 7 y la generación de la nueva imagen en falso color se ha formado mediante la asignación del color rojo a la banda 7, del color verde a la banda 4 y del violeta (azul) a la banda 3.

d) Corrección geométrica:

La nueva imagen se ha georreferenciado en el Sistema de Representación Cartográfica UTM mediante la aplicación de funciones matemáticas entre los dos sistemas de coordenadas (u, v) correspondiente a la posición de un pixel en la imagen, y los valores (x, y) correspondientes a ese punto en el sistema de representación cartográfica del mapa (valores terreno). La transformación se ha realizado aplicando al cálculo un polinomio de segundo grado sobre un fichero de 25 puntos de control y ajuste por el método de mínimos cuadrados, con un error cuadrático medio inferior al pixel (30 m.). La toma de puntos de control se ha realizado mediante la lectura de coordenadas UTM (valores x, y) sobre el Mapa

Topográfico Nacional y los valores u , v (pixel, línea) correspondientes a ese punto en la imagen digital, de forma interactiva.

El registro o la conversión de la imagen digital al sistema UTM aplicando al cálculo los valores del fichero de puntos de control, se ha realizado mediante el proceso de interpolación por el método de convolución cúbica y remuestreo del pixel a 25 m.

e) Realce de la imagen:

El realce geométrico de la imagen se ha realizado con vistas a la edición de la misma sobre soporte analógico, el tratamiento ha consistido en el realce de bordes mediante la aplicación de un filtro laplaciano con matriz de núcleo 5.

f) Edición de la ortoimagen espacial:

La nueva imagen creada sobre soporte digital ha sido escaneada mediante sistema de barrido láser, generándose una imagen en soporte analógico (internegativo color) a escala 1:625.000. La ortoimagen a escala 1:50.000 se ha obtenido por ampliación fotográfica en color sobre papel fotográfico, con un riguroso control métrico en función de la resolución exigida a la escala.

El proceso ha sido realizado por el propio autor utilizando el Sistema de Tratamiento de Imágenes Digitales del Área de Teledetección del Instituto Geográfico Nacional.

La fotointerpretación sobre soportes en modo pancromático se ha realizado con el vuelo aerofotogramétrico a escala 1:30.000 del IGN (1985) y para ciertas zonas de modelado granítico se ha utilizado el vuelo a escala 1:18.000. El barrido fotogeológico se ha realizado mediante visión estereoscópica de cada uno de los modelos, restituyendo directamente sobre la base topográfica a escala 1:50.000.

Formada la minuta original del mapa a escala 1:50.000, ésta consta de los siguientes documentos:

- Soporte con los contactos geológicos y con los recintos de afloramientos masivos.
- Soporte con la red de fracturas.
- Codificación de los recintos y de las fracturas.
- Soporte cartográfico con la interpretación morfológica de las formas estructurales.

La edición del mapa que se presenta se ha realizado a escala 1:100.000, a partir de la minuta original, aplicando técnicas cartográficas convencionales, reducción fotográfica y selección de color por técnicas de esgrafiado y máscaras, con arreglo a una leyenda y semiología gráfica propias, diseñadas para este mapa en función de los objetivos planteados en este estudio.

3. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS. (LOCALIZACIÓN Y AZIMUTES)

Mapa Morfotectónico (Fig. 3)

CUADRO ESTADISTICO DE FRACTURAS

Zona	Unidad	Nombre de la falla	N.º fractura	Azimut
I		Zorita		72º
I		Peñalba		112º
I		Monsalupe		60º
I		Berlanas		23º
I		Marlín		45º
I		Plasencia Sanchorreja		52º
I		Balbarda		57º
I		Avila E		95º
I		Bascarrabal		8º
I		La Colilla		23º
I		Narrillos		40º
I		La Serrada		18º
I		Muñopepe		98º
I		Montefrío		106º
I		Duruelo		18º
I		Cardeñosa		30º
I		Casasola		17º
I		Manzaneros		30º
I		Muñochas		32º
I		Casas de Berona		38º
I		Muñogalindo		105º
I	1		1	20º
I	1		2	20º
I	1		3	25º
I	1		4	20º
		(Fracturas menores cuantificadas 3)		
I	2		1	25º
I	2		2	20º
I	2		3	15º
I	2		4	17º
I	2		5	18º
I	2		6	12º

<i>Zona</i>	<i>Unidad</i>	<i>Nombre de la falla</i>	<i>N.º fractura</i>	<i>Azimut</i>
I	2		7	353°
I	2		8	356°
I	2		9	357°
(Fracturas menores cuantificadas 2)				
I	3		1	17°
I	3		2	28°
I	3		3	25°
I	3		4	32°
I	3		5	33°
I	3		6	47°
I	3		7	30°
I	3		8	50°
I	3		9	50°
I	3		10	30°
I	3		11	120°
I	3		12	120°
I	3		13	120°
I	3		14	120°
I	3		15	115°
I	3		16	128°
I	3		17	130°
I	3		18	120°
I	3		19	107°
I	3		20	360°
I	3		21	360°
I	3		22	6°
(Fracturas menores cuantificadas 16)				
I	4		1	18°
I	4		2	18°
I	4		3	28°
I	4		4	24°
I	4		5	15°
I	4		6	25°
I	4		7	30°
I	4		8	115°

Zona	Unidad	Nombre de la falla	N.º fractura	Azimet
I	4		9	120º
I	4		10	135º
I	4		11	110º
I	4		12	113º
I	4		13	345º
I	4		14	345º
(Fracturas menores cuantificadas 13)				
I	5		1	65º
I	5		2	68º
I	5		3	72º
I	5		4	85º
I	5		5	100º
I	5		6	349º
I	5		7	350º
(Fracturas menores cuantificadas 17)				
II		Bullarros		127º
II		Miranda		28º
II		Muñico		47º
II		Marlín		45º
II		Plasencia Sanchorreja		52º
II		Plasencia Barbarda		57º
II		Villatoro		60º
II		Guareña		70º
II		Amavida-Poveda-Muñana		64º
II		Muñico		45º
II		Vadillo-San Juan		55º
II		El Rincón		42º
II		Las Fuentes		55º
II		Tres Rayas		58º
II		Villanueva		45º
II	1		1	45º
II	1		2	45º
(Fracturas menores cuantificadas 12)				

<i>Zona</i>	<i>Unidad</i>	<i>Nombre de la falla</i>	<i>N.º fractura</i>	<i>Azimut</i>
II	2		1	25°
II	2		2	45°
II	2		3	40°
II	2		4	123°
II	2		5	115°
II	2		6	112°
II	2		7	110°
II	2		8	108°
II	2		9	115°
II	2		10	120°
(Fracturas menores cuantificadas 14)				
II	3		1	62°
II	3		2	52°
II	3		3	20°
II	3		4	32°
II	3		5	35°
II	3		6	85°
II	3		7	112°
II	3		8	124°
II	3		9	120°
II	3		10	160°
II	3		11	145°
II	3		12	167°
II	3		13	166°
II	3		14	168°
II	3		15	180°
II	3		16	177°
II	3		17	180°
(Fracturas menores cuantificadas 19)				
II	4		1	33°
II	4		2	30°
II	4		3	60°
II	4		4	75°
II	4		5	113°
II	4		6	110°

Zona	Unidad	Nombre de la falla	N.º fractura	Azimet
II	4		7	110°
II	4		8	100°
II	4		9	80°
II	4		10	140°
II	4		11	165°
II	4		12	180°
II	4		13	180°
II	4		14	165°
II	4		15	5°
(Fracturas menores cuantificadas 32)				
II	5		1	18°
II	5		2	10°
(Fracturas menores cuantificadas 8)				
III		Solana		42°
III		Ortigosa		90°
III		Gamonal		123°
III		Villanueva-Vadillo-San Juan		55°
III		Hurtumpascual		75°
III		Los Rondales		75°
III		Mirueña		80°
III		San García		75°
III		San García		130°
III	1		1	70°
III	1		2	70°
III	1		3	70°
III	1		4	70°
III	1		5	64°
III	1		6	177°
III	1		7	2°
III	1		8	2°
(Fracturas menores cuantificadas 38)				
III	2		1	20°
III	2		2	65°
III	2		3	10°

Zona	Unidad	Nombre de la falla	N.º fractura	Azimut
III	2		4	70º
III	2		5	70º
III	2		6	4º
III	2		7	95º
III	2		8	45º
(Fracturas menores cuantificadas 31)				
IV		Pradosegar-Muñotello		98º
IV		Narros del Puerto		45º
IV		La Hija de Dios		96º
IV		Villaviciosa		88º
IV		La Paramera-Cruz de Hierro		60º
IV		Sotalvo		30º
IV		Mironcillo		98º
IV		Riofrío (La Serrota-Navalgrande)		76º
IV		La Aldea del Rey		98º
IV		Casas de Fresneda		59º
IV		La Serna		20º
IV		Sonsoles		96º

En orden a su dirección hacemos notar que para los valores angulares se han medido los azimutes de su posición actual, no habiendo sido consideradas ni reconstruidas las posiciones relativas a su origen dentro de la Cadena Hercínica ni a la evolución de la Placa Ibérica a partir de la apertura del Atlántico.

Se han definido así los siguientes conjuntos que interpretamos como sistemas en virtud de su dirección, y que exponemos aquí en orden a su importancia morfoestructural dentro del espacio estudiado: (Fig. 3).

1. Sistema de dirección NE (30º - 60º Este).
2. Sistema de dirección ENE (60º - 80º Este).
3. Sistema de dirección NNE (10º - 30º Este).
4. Sistema de dirección ONO (55º - 80º Oeste).
5. Sistema de dirección E - O (80º - 100º E).
6. Sistema de dirección NNO o NO (10º - 55º Oeste).
7. Sistema de dirección N - S (10º Oeste a 10º Este).

4. PROPUESTA DE CLASIFICACIÓN COMBINADA MORFOTECTÓNICA-GEOMORFOLÓGICA

El conjunto de fracturas comprendidas en el área de estudio está formado por accidentes tectónicos de desigual importancia morfotectónica y significación geomorfológica; presentándose en superficie en un amplio abanico de direcciones, con una distribución espacial muy compleja y con efectos morfológicos de muy desigual entidad.

En orden a su importancia morfotectónica y adaptando la nomenclatura que en el sentido de magnitud, utiliza Ubanel (1981) para la fracturación de un segmento del Sistema Central, hemos diferenciado tres categorías de fallas:

1. **Fallas corticales.**
2. **Fallas de primer orden.**
3. **Fallas de segundo orden.**

Para una adecuada comprensión del texto, destacamos la acepción que hemos hecho del término «fractura», en la búsqueda de una mejor explicitación del contenido morfoestructural. En este sentido, hemos definido como tales, en sentido amplio, a todos los accidentes que no hemos descrito como fallas, aunque morfológicamente se puedan interpretar con pequeños desplazamientos (Mattauer, 1976), evidenciar escalones tectónicos, o haber dirigido importantes líneas de erosión diferencial. En su virtud, en la identificación de los elementos morfotectónicos, hemos utilizado los términos «fractura, fracturación», en general, para todos los elementos de fracturación en su conjunto; y el mismo término, en particular, para señalar líneas morfoestructurales que no hayan sido identificadas como fallas, aun cuando puedan representar accidentes de importancia geomorfológica. En orden a una mayor jerarquización de todos los elementos, hemos diferenciado dos categorías:

1. **Fracturas de trascendencia geomorfológica mayor.**
2. **Fracturas de trascendencia geomorfológica menor.**

En el mapa morfoestructural realizado, se ha hecho una interpretación cartográfica de los elementos de fracturación y de los afloramientos masivos de la zona de estudio, cuya semiología gráfica responde a las diferentes formas de significación geomorfológica en el paisaje actual, considerando, en primer lugar, formas generadas directamente por las propias fallas o por su dinámica; en segundo lugar, formas estructurales asociadas con fracturas y con zonas de intenso diaclasado; en tercer lugar, formas estructurales asociadas a diques y afloramientos masivos; y por último, se ha realizado la interpretación geomorfológica apoyada, no solamente en los factores constructivos tectónicos, sino

también en la acción de los agentes morfogenéticos modeladores del relieve, que han actuado ininterrumpidamente a lo largo del tiempo.

La leyenda del mapa está formada por los siguientes elementos o tipos de formas:

a) *Formas estructurales asociadas con fallas*

- Escarpe original de falla (en falla normal).
- Escarpe original de falla (en falla inversa).
- Escarpe de línea de falla (en falla normal).
- Escarpe de línea de falla (en falla inversa).
- Depresión tectónica (en línea de falla).
- Escalón tectónico (en falla normal).
- Escalón tectónico (en falla inversa).
- Zona de trituración.

b) *Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica mayor*

- Pasillos de arenización en línea de fractura.
- Escalón tectónico en línea de fractura.
- Valle de fractura.

c) *Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica menor*

- Líneas de entalladura y organización de afloramientos masivos.
- Escalón estructural sobre línea de fractura.
- Zona deprimida (nava) favorecida por fracturas.

d) *Formas estructurales asociadas con diques y afloramientos graníticos masivos*

- Serreta sobre dique.
- Barra rocosa sobre dique.
- Afloramientos masivos y pasillos de arenización.

e) *La información del mapa morfoestructural se completa con la siguiente simbología de carácter exclusivamente tectónico*

- Falla en dirección.
- Falla supuesta.
- Buzamiento.

a) *Formas estructurales asociadas con fallas*

1. Escarpes originales de falla

Se han identificado escarpes originales sobre fallas normales y sobre fallas inversas, correspondiendo los primeros a escarpes que limitan con la fosa del Amblés y los segundos a escarpes que limitan el bloque cristalino con la Cuenca del Duero en los sectores de Monsalupe y de la fosa de Muñico.

2. Escarpes de línea de falla

Se han definido con esta nomenclatura los escarpes que no han podido ser reconocidos como directos, originales, bien por retroceso de la vertiente o por rejuego de las fallas, resultando, en todo caso, accidentes de menor salto topográfico visible que los originales de falla. Se han identificado sobre fallas normales e inversas correspondiendo los primeros al límite de la fosa del Amblés con la Paramera y los segundos a escarpes que forman el límite del macizo cristalino con la Cuenca del Duero.

3. Depresión tectónica (en línea de falla)

Hemos identificado con esta denominación a las depresiones tectónicas asociadas a las grandes fallas como la de Plasencia y la de Muñico, que forman verdaderos corredores deprimidos desarrollados sobre las zonas de trituración de la falla por el efecto combinado del tipo de litología y su recristalización y el efecto de la erosión diferencial sobre estos materiales y los granitos adyacentes. La de mayor magnitud sobre la falla de Plasencia atraviesa, diagonalmente en dirección NE, todo el bloque cristalino de Avila a lo largo de 43 Km. entre el Puerto de Villatoro y Monsalupe.

4. Escalón tectónico sobre falla

Dentro de la diversidad y de la diferente magnitud morfológica de la estructura escalonada de las rampas, se han identificado como escalones de falla

a aquellos que limitan los semihorst en los distintos impulsos de ascenso estructural, que conforman además verdaderos taludes topográficos con rupturas importantes de pendiente y que llevan asociadas ciertas morfoesculturas sobre los afloramientos masivos diferenciadas de las formas simples y degradadas de las rampas. Son accidentes identificados a lo largo de distancias kilométricas y principalmente sobre el sistema de fracturas de dirección ONO. Generalmente se apoyan sobre falla normal en aquellos escalones tectónicos que enlazan las rampas con los semihorst o con el horst principal, mientras que se apoyan sobre fallas inversas en la zona de Bularros, donde se han interpretado como escalones tectónicos sobre fallas inversas en una estructura de fallas antitéticas.

5. Zona de trituración

Bajo esta denominación se definen en el sentido más estrictamente geomorfológico aquellas zonas que por haber experimentado una transformación mineralógica por recristalización o milonitización debido a procesos geodinámicos, magmáticos o por metamorfismo de contacto, generando bandas de trituración que, en superficie, conforman morfologías diferenciadas respecto de las rocas de su contexto geológico. Estas zonas pueden estar asociadas a depresiones y corredores tectónicos o simplemente significar un cambio morfológico y edáfico a lo largo de toda la zona de trituración. Las más significativas están desarrolladas en la falla de Plasencia, en la de Muñico y zonas de metamorfismo de contacto entre las granodioritas y las bandas granitizadas del afloramiento metamórfico de Muñico.

b) *Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica mayor*

1. Pasillo de arenización en línea de fractura

La cartografía de los afloramientos masivos evidencia que la organización espacial de los mismos está dirigida por los distintos sistemas de fractura. Esta organización espacial contiene unidades de diferente magnitud y trascendencia morfológica, que se pone de manifiesto siguiendo líneas de fractura, en torno a las cuales se han generado pasillos de arenización que organizan los grandes afloramientos masivos. Estos pasillos pueden formar alineaciones deprimidas de varios kilómetros y algún centenar de metros de anchura, incluso construir alveolos. En la rampa de Altamiro se alternan delimitando morfoestructuras y siguiendo los dos sistemas principales de fractura, el ONO y el NE.

A

B

C

D

E

F

2. Escalón tectónico en línea de fractura

Esta denominación se aplica para aquellos escalones estructurales que aunque tengan expresión morfológica significativa, con talud y morfologías asociadas, interpretamos que su trascendencia geomorfológica no es debida a movimientos en la vertical de la fractura correspondiente; sino que ha sido puesta de manifiesto por efecto de los procesos de erosión sobre el manto de alteración o por la propia morfología asociada a la fractura. En general, se localizan en las laderas del horst de la Sierra de Avila en fracturas transversales a la dirección normal a la pendiente.

3. Valle de fractura

Se interpreta con esta denominación a los valles que están dirigidos por fracturas de una sola componente de dirección que tienen verdadera significación geomorfológica en el macizo cristalino. Son valles profundamente encajados, de trazado recto siguiendo una línea de fractura y podemos considerarles generalmente de perfil en V, aun cuando la morfología de las laderas, que constituyen sus vertientes, suele ser disimétrica a tenor de la estructura de los afloramientos. Los más importantes son el de Valdecasa y el de Hoyuelo en el horst de la Sierra de Avila y ambos están dirigidos por fracturas del sistema NNO a NO conjugado del E - O.

Son muchos los valles de fractura dentro del macizo cristalino, dado que la red hidrográfica ha aprovechado las fracturas como vías de debilidad para encajarse; no obstante, los de expresión morfológica importante se localizan en torno al horst principal en los macizos de Cerro de Gorriá y de las Fuentes.

c) *Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica menor*

1. Línea de entalladura

En general, estas formas están representadas por pasillos de arenización a través de los cuales quedan delimitados y organizados espacialmente los afloramientos masivos independientemente de la trascendencia geomorfológica que unos y otros tengan. Lo que se trata de definir es la organización de los afloramientos en torno a las líneas de fractura, no el significado geomorfológico derivado de este hecho, por ello, quedan aquí incluidas las entalladuras en rocas

masivas, líneas de pasillos de arenización, pasillos tectónicos y, en general, todas las formas de organización lineal dirigidas por las redes de fracturas y que tienen significación espacial delimitando los afloramientos masivos.

2. Escalón estructural sobre línea de fractura

Bajo esta denominación englobamos aquellos escalones estructurales que podemos asociar a líneas de fractura porque están adaptados a determinados conjuntos de formas que tienen como significado estructural, precisamente, el que constituyen morfologías que comportan en sí mismas escalonamientos, como son las morfoestructuras en bóveda de cañón, etc., y que siguen las líneas de fractura. En todo el conjunto cristalino existen muchísimos escalones de este tipo y junto con otros de menos entidad que denominamos más adelante como morfológicos; unos y otros representan los impulsos de elevación constante de las rampas hacia los sectores de cumbres, alternados esporádicamente por los de trascendencia tectónica, y que entre unos y otros caracterizan la morfología general en graderío de todas las rampas.

3. Zona deprimida (nava) favorecida por fracturas

Se han interpretado con esta nomenclatura los densos enrejados de fracturas y diaclasas que dan como resultado morfológico zonas deprimidas en nava coronando las áreas planas de cumbres. Se distingue con ellas el sentido estructural de estas zonas frente al contenido morfogenético atribuido a las zonas alveolares desarrolladas en las superficies de las rampas, aunque estas últimas puedan tener su génesis a partir también de zonas con denso diclasado ortogonal o en enrejado.

d) *Formas estructurales asociadas con diques y afloramientos graníticos masivos*

Se han identificado los diques juntamente con su expresión morfológica para evidenciar la importancia de las distintas magnitudes morfológicas de cada uno de los sistemas de diques, diferenciando exclusivamente serretas y barras rocosas sin otra valoración morfológica ni tipificación alguna cualificando la forma.

Respecto a los afloramientos masivos corresponde exclusivamente su reseña como localización cartográfica, con el fin de evaluar el porcentaje de ocupación por litología granítica directa «masiva» como dato de valor morfoestructural, correspondiendo su tipificación morfológica al estudio detallado de la morfología granítica, fuera del alcance de este trabajo.

e) *Elementos de carácter exclusivamente tectónico*

Hacemos referencia a estos elementos para reseñar todos los apartados correspondientes a la leyenda del mapa morfoestructural, pero en rigor no comentamos su contenido por tratarse de elementos de contenido exclusivamente tectónico sin cualificación morfológica.

5. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS (GEOMORFOLÓGICOS)

Como resumen de nuestra cartografía y articulando los accidentes tectónicos con su significación geomorfológica actual, presentamos el siguiente cuadro de resultados:

<i>Sistema de identificación de las fracturas</i>	<i>Significación geomorfológica</i>
1. Sistema de dirección NE	
Fallas corticales: Plasencia	— Delimitan bloques tectónicos tardihercínicos. Movimientos en dirección — Rejuego en el Ciclo Alpino
Fallas primer orden: Vadillo-Muñico	— Trascendencia morfoestructural de primera magnitud
La Paramera-Cruz de Hierro	— Morfología estructural asociada
Fracturas: De trascendencia geomorfológica mayor	— Valles encajados — Escalones en graderío
De trascendencia geomorfológica menor	— Diaclasado muy denso dirigiendo la morfología — Estructuración geológica
2. Sistema de dirección ENE	
Fallas de segundo orden: Los Rondales	— Forman semihorst con rejuego en la vertical en el Alpino
Hurtumpascual	— Intrusión de diques con morfología de serretas
Villatoro-Guareña	— Generación de valles y fosas tectónicas
Riofrío (La Serrota-Becerril)	
Fracturas: De trascendencia geomorfológica mayor	— Escalones en graderío
De trascendencia geomorfológica menor	— Grandes conjuntos de afloramientos masivos

3. *Sistema de dirección NNE*

Fallas de segundo orden:	— Movimientos de desgarre y en la vertical
Muñochas-Casas de Berona	— Trascendencia morfoestructural de primera magnitud
Casasóla-Manzaneros	— Morfología en resalte (serretas)
La Serrada	— Escarpes y escalones tectónicos
La Colilla-Narrillos	
Fracturas:	
De trascendencia geomorfológica mayor	— Escalones en graderío
De trascendencia geomorfológica menor	— Grandes conjuntos de afloramientos masivos cortando la estructura geológica

4. *Sistema de dirección ONO*

Fallas de segundo orden:	— Rejuego alpino en la vertical, generando escarpes de primera magnitud
Falla de Peñalba	— Fallas de poca profundidad por reajuste isostático
Falla de Bularros	— Fracturación por descompresión vertical
Falla de Altamiro	— Densa fracturación en todas las escalas del modelado
Falla de Ortigosa	
Falla de Montefrío	
Falla de Muñogalindo	
Fracturas:	
De trascendencia geomorfológica mayor	— Estructurantes de los valles profundos de la vertiente SO del Macizo de Cerro Gorría y entalladuras tectónicas en la vertiente Norte
De trascendencia geomorfológica menor	— Organizan el modelado granítico del bloque cristalino como línea directriz junto con la estructura geológica de dirección NE

5. *Sistema de dirección E-O*

Fracturas:	
Del sistema más antiguo	— Fase de consolidación del plutón granítico cerca de la superficie
	— Forma los haces de diques de pórfido y de episenitas
	— Morfología de resistencia dando la personalidad morfológica al conjunto granítico

Fallas de segundo orden (ciclo Alpino):

- | | |
|-------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|
| Falla de Avila-Bascarrabal | — Limitan por escarpe la fosa del Valle de Amblés |
| Falla de Muñopepe | — Fallas normales con +45° |
| Falla de Pradosegar-Muñotello | — Tectónica ciclo alpino de horst y graben |
| Falla de La Hija-Villaviciosa | — Formas tectónicas escarpe original de falla y escarpe de línea de falla |
| Falla de Mironcillo | |

6. Sistema de dirección NNO y NO

Fracturas:

- | | |
|---------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|
| De trascendencia geomorfológica mayor | — Sistema conjugado del E-O antiguo |
| Zona Sierra de Avila | — Giros radiales solidarios con los diques de pórfido por esfuerzos compresivos |
| Zona Canto Cachado | — Dirección original Norteada |
| Zona de Duruelo | — Gran trascendencia morfológica: Valles de fractura |
| Zona de Bascarrabal | — Factor estructural en los afloramientos de diques E-O |

7. Sistema de dirección N-S

Fracturas:

- | | |
|---------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|
| De trascendencia geomorfológica mayor | — Fallas de tensión antiguas |
| Del Dique de las Fuentes | — Menor trascendencia estructural que otras del Sistema Central |
| Puente Adaja | — Datos cronología relativa |
| | — Trascendencia morfológica compleja en «Las Fuentes» e importante en la del Puente Adaja |
| De trascendencia geomorfológica menor | — Diaclasado en granitos |
| | — Escalones menores |
| | — Encajamiento de la red hidrográfica (río Adaja) |

6. INTERPRETACIÓN: DEFINICIÓN DE UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

Partiendo de la integración de los elementos geológicos, morfotectónicos y geomorfológicos expuestos, podemos deducir que el Bloque Cristalino de Avila en su configuración actual, está formado por las siguientes unidades morfoestructurales (Fig. 4 y 5):

LA SIERRA DE ÁVILA

Esquema de bloques

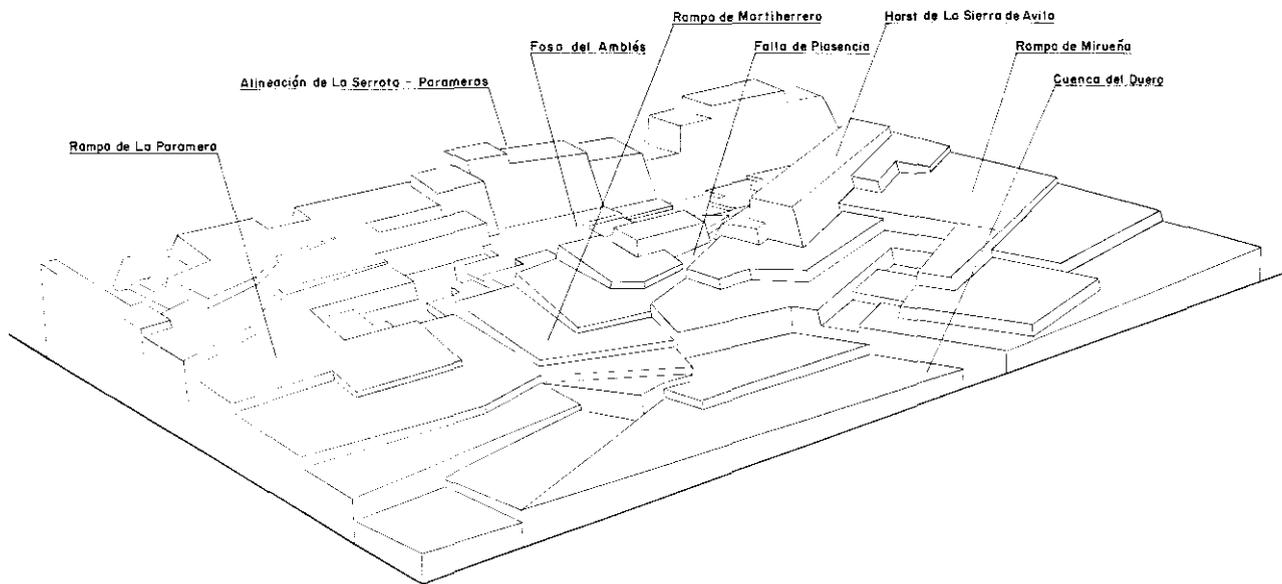


Figura 5. Modelo perspective.

1980

1. La Fosa Tectónica del Valle de Amblés.
2. El Bloque de Martiherrero.
3. La Depresión de Sanchorreja.
4. El Bloque Basculado de Sanchicorto.
5. El Horst de la Sierra de Avila.
6. La Rampa de Altamiro.
7. El Bloque Basculado de la Rampa de Mirueña.
8. Los Montes Isla (Relieves de Solana).
9. La Depresión de Muñico.
10. El Sector de Borde de la Cuenca Terciaria del Duero.

1. La Fosa Tectónica del Valle de Amblés

El Valle de Amblés como unidad morfoestructural es una fosa tectónica o graben formado por varios bloques del zócalo cristalino, hundidos, que han sido llevados a esa posición por esfuerzos distensivos durante la tectónica Alpina, motivados éstos por el rejuego principal de la falla cortical de Plasencia, que generaría en su desplazamiento ajustes y movimientos de bloques a través de las líneas de fractura más importantes.

En efecto, la propia morfología quebrada de sus bordes refleja las direcciones de ese cierto reticulado romboidal en profundidad que, como se ha puesto de manifiesto en el análisis morfotectónico, está dirigido por fallas de dirección NE, ENE, NNE, ONO y E-O (mapa morfoestructural).

La disposición de los distintos bloques que organizan a nivel morfoestructural la zona de estudio puede observarse en el dibujo perspectivo de la figura 4 donde se pone de manifiesto la configuración del basamento cristalino de la fosa del Valle de Amblés.

2. El bloque de Martiherrero

Hemos definido como bloque de Martiherrero al sector del bloque cristalino de Avila, limitado al Este por el río Adaja, en cuyo borde se sitúa la ciudad de Avila, y al Oeste por la falla de Plasencia, quedando incluido en el sector suroccidental del mismo el relieve de Canto Cachado.

En nuestra opinión, el bloque que denominamos de Martiherrero tiene una morfología en rampa que asciende desde el borde de la Cuenca del Duero en una dirección Sur y Suroeste, apoyada estructuralmente en tres escalones tectónicos significativos, que resuelven el ascenso en graderío, trazados sobre accidentes de las direcciones tectónicas dominantes (fallas de dirección NNE y fallas de

dirección ONO). Esta estructura sitúa áreas de ascenso alternantes, unas zonas de rampa con valores de pendiente poco significativos y otras zonas de talud estructural con mayor pendiente.

3. *La depresión de Sanchorreja*

Hemos definido esta unidad morfoestructural como la franja deprimida asociada a la falla de Plasencia a su paso por el bloque cristalino de Avila (a lo largo de 16 Km.), desde Balbarda hasta Marlín, y que genera la discontinuidad morfotectónica entre la rampa de Martiherrero y el horst de la Sierra de Avila en una dirección NE. Su génesis es geotectónica y su manifestación deprimida, por efecto de la erosión diferencial sobre los materiales del dique diabásico intruido en la fractura y de la zona de trituración asociada con la falla. Podemos distinguir tres tramos por su significación en el relieve. El primero en el sector de Balbarda que define una depresión lineal que asciende de los 1.340 m. hasta los 1.425 del collado de Navagorría y que forma el límite geotectónico del bloque de Sanchicorto con el horst de la Sierra de Avila en la misma base del macizo de Cerro de Gorría. El segundo, entre Navagorría y Valserrado donde se extiende la depresión de Sanchorreja, que forma un amplio valle de fondo plano, de 1 Km. de ancho en las casas del Cid a 1.240 m. de altitud, que ha actuado como una pequeña cuenca represada durante parte de Cuaternario, formando el fondo de valle y fosilizando la zona de trituración de la falla. La depresión de Sanchorreja constituye la discontinuidad geomorfológica y topográfica que desconecta al semihorst de Canto Cachado, correspondiente al Bloque de Martiherrero, del macizo de Cerro de Gorría, correspondiente al Horst de la Sierra de Avila.

4. *El Bloque Basculado de Sanchicorto*

Definimos como tal a un bloque granítico que está limitado al Este y al Sur por los escarpes de la falla de Muñochas y Muñogalindo, respectivamente, a través de los cuales queda destacado el Valle de Amblés; al Norte queda limitado por la falla de Montefrío, que lo desconecta del semihorst de Canto Cachado, y al Oeste por la falla de Plasencia en la línea de depresión de Balbarda, que lo separa morfotectónicamente del horst de la Sierra de Avila. Es un bloque de forma romboidal que queda levantado sobre el Valle de Amblés por los escarpes de falla y asciende hasta los 1.450 m. en los altos de Navagorría y Riscos de Montefrío, formando una especie de peana que se interpone entre el Valle de Amblés y la base de los horst que forman el Cerro de Gorría y el de Canto Cachado.

Interpretando esta unidad como un bloque basculado hacia el Amblés que habría rejugado en los últimos tiempos alpinos, ya que su morfología, adaptada a la forma domática de todo el conjunto granítico, se sitúa a la misma altitud que el escalón más alto de la superficie de la rampa de Martiherrero en la base de Canto Cachado, con altitudes de 1.450 m. al igual que la superficie culminante abovedada de Montefrío.

5. El Horst de la Sierra de Avila

Se puede decir que es la unidad morfoestructural que, a modo de dorsal, organiza el conjunto morfoestructural del bloque Cristalino de Avila, interponiéndose como gran diagonal en sentido NE entre la rampa de Mirueña, que queda al Noroeste, y el Bloque de Martiherrero y la Fosa del Amblés, situado al Sureste, quedando desconectado de estas dos últimas por la falla de Plasencia. Es un horst limitado por dos grandes fallas, la de Muñico al NO y la de Plasencia al SE; no obstante, su altitud y desniveles son moderados.

Este horst de la Sierra de Avila puede descomponerse, para un mejor tratamiento morfotectónico, en tres subunidades que hemos denominado de SO a NE: Altiplano de Villanueva, Macizo de las Fuentes y Macizo del Cerro de Gorría; todos ellos presentan una superficie de cumbres entre 1.600-1.620 m. modelada sobre las granodioritas superándose esta altitud exclusivamente en los sectores coronados por diques.

El macizo del Cerro de Gorría es el relieve más importante del Horst de la Sierra de Avila y del área de estudio; se destaca netamente (350-400 m.) de la Rampa de Altamiro que queda al Norte, de la de Sanchicorto que queda al SE, e incluso de la línea de cumbres del macizo de las Fuentes (dentro del horst) dado que el collado de las Cárcavas, límite entre ambos macizos, es el sector más estrecho de toda la Sierra, debido a situarse en él, el cruce de dos accidentes tectónicos, la falla de Muñogalindo-San Juan del sistema ONO, y una fractura del sistema NNO a NO a través de la cual los barrancos de ambas vertientes han disecado prácticamente el macizo por acción remontante. Tiene este relieve una forma pesada, adaptada a la estructura domática que domina toda su morfología, y que puede inscribirse en un casquete esférico de 2,00 Km. de radio incidido de forma radial por profundos barrancos explotando líneas de fractura de los sistemas ONO y NNO a NO.

6. La Rampa de Altamiro

Esta unidad morfoestructural, desde el punto de vista estrictamente geotectónico, forma parte del horst de la Sierra de Avila, pero, dada su individual

geomorfología, la asignamos entidad propia. La rampa se sitúa en la vertiente NE del macizo de Cerro de Gorría desde la base de éste hasta el límite con la Cuenca del Duero, que tiene lugar a través de la falla de Bularros correspondiente al sistema ONO.

7. *El Bloque Basculado de la Rampa de Mirueña*

Esta unidad enlaza los relieves aplanados de cumbres del horst de la Sierra de Avila (en el sector de Villanueva del Campillo) con la Cuenca Sedimentaria del Duero, a través de un ascenso suave y a lo largo de 20 Km. apoyado esporádicamente por escalones tectónicos que se evidencian en fracturas de los sistemas NE y ENE.

Desde el punto de vista morfotectónico, ese ascenso en graderío hacia el horst principal de la Sierra de Avila, se apoya en escalones tectónicos desarrollados sobre fracturas del sistema ENE que limitan dovelas o semihorst, junto con la falla de San Juan-Vadillo-Villanueva correspondientes al sistema NE.

8. *Los Montes Isla (Relieves de Solana)*

Esta unidad podemos adjetivarla como singular dentro del conjunto de unidades morfoestructurales del bloque cristalino de Avila. Está formada por una alineación de relieves de resistencia dispuestos en una dirección NE que se han labrado sobre las rocas metamórficas, pizarras y cuarcitas ordovícicas del afloramiento de Muñico. Su morfoestructura en inselberge o montes isla deriva de varios factores: por una parte, la disposición plegada de sus series geológicas con buzamientos de 50° que ponen al mismo nivel en superficie materiales pizarrosos y cuarcíticos, con distinta respuesta de éstos ante la acción de los agentes morfogenéticos; por otra, la propia disposición de las fracturas que han dirigido líneas de debilidad; y por último, su posición de borde en el zócalo cristalino, cuando en la tectónica de bloques se generó el hundimiento de la Cuenca del Duero y la formación de la fosa de Muñico, quedando elevados entre ambas.

El conjunto de Montes Isla se compone de tres cerros, dispuestos en una alineación SO-NE, siguiendo la dirección estructural principal de toda la estructura geotectónica del bloque de Avila, situado entre la fosa tectónica de Muñico (al Sureste) y la Cuenca Sedimentaria del Duero (al Norte Noreste), y puestos en relieve por efecto de la erosión diferencial.

9. *La Depresión de Muñico*

Esta unidad morfoestructural es una fosa tectónica asociada a la falla de Muñico, que genera una discontinuidad estructural, litológica, morfológica y topográfica en dirección NE entre el sector granítico de la Sierra de Avila y el metamórfico de la Rampa de Mirueña y de los Montes Isla.

Es una depresión de 2,5 Km. de anchura de sentido NO-SE, por 12 Km. en sentido SO-NE, en la que el bloque cristalino se encuentra fosilizado por sedimentos terciarios y cuaternarios que forman un corredor sedimentario que se adentra desde la Cuenca del Duero a modo de una gran «dársena» sedimentaria.

De la superficie del zócalo en el fondo de la fosa no conocemos datos geofísicos en los que poder apoyar alguna hipótesis, no obstante, por las magnitudes de la depresión y por las observaciones morfológicas realizadas, opinamos que puede estar formada por dos pequeños bloques, siendo algo más profundo el situado al SO (Fig. 5).

10. *El Sector de Borde de la Cuenca del Duero*

Dentro de nuestro trabajo hemos incluido un sector de la Cuenca Terciaria del Duero, en tanto que constituye un área de borde en el contacto de la Cuenca con el Bloque Cristalino de Avila, y que para definir éste, en todos sus elementos geológicos, morfotectónicos y morfodinámicos, se ha hecho necesario enmarcarlo dentro de las cuencas sedimentarias que lo delimitan.

La Cuenca Terciaria del Duero en toda su extensión, se desarrolla sobre un gran sector deprimido de la Plataforma Ibérica, que podemos interpretar como una gran sineclise, en la que las zonas de borde participan de una dinámica morfotectónica que debe asociarse e interpretarse dentro del conjunto geotectónico y morfodinámico del bloque de plataforma levantado y expuesto en superficie.

BIBLIOGRAFÍA

- Agueda Villar, J.A.; Colmenero, J.R.; Sánchez de la Torre, L.M.; Goy Goy, J.L., y Zazo, C. (1980): *Mapa geológico de España a E=1:50.000*. Hoja n.º 480 (Fontiveros). ITGME.
- Aguirre, E.; Díaz Molina, E., y Pérez González, A. (1976): «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española», *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 5, pp. 7-29.
- Alía Medina, M. (1960): «Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo». *Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Minero de España*, vol. 55, Madrid, pp. 125-162.

- Alia Medina, M. (1972): «Evolution port-hercynienne dans les régions centrales de la Mesete espagnole», *24 th I.G.C. Canadá*, 3, pp. 265-272.
- Alia Medina, M. (1976): «Una megaestructura de la Meseta Ibérica: La bóveda castellano-extremeña», *Estudios Geológicos*, 32, Madrid, pp. 229-238.
- Aparicio Yagüe, A.; Barrera, J.L.; Caraballo, J.M.; Peinado, M., y Tinao, J.M. (1975): «Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 88: 145 pp.
- Aparicio Yagüe, A., y otros (1977): «El plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del Macizo Hespérico» (España). *Bol. Geol. y Min.*, t. 88, fac. VI, pp. 497-500.
- Aparicio Yagüe, A., y García Cacho, L. (1987): *Geología del Sistema Central Español*, CSIC, Consejería de Política Territorial (Comunidad de Madrid).
- Arenillas Parra, M. (1976): «Nota acerca de los dos afloramientos de Paleógeno en el Valle de Amblés (Avila)», *Tecniterrae*, 10, pp. 8-14.
- Arenillas Parra, M., y Arribas, A. (1975): «Un dique de tendencia sienítica en la Provincia de Avila». *Bol. Geol. y Min.*, t. 86, cap. III, pp. 233-243.
- Arribas, A., y Jiménez, E. (1976): *Mapa geológico de España a escala 1:200.000*, hoja 44 (Avila), ITGME.
- Arthaud, F., y Matte, P.H. (1975): «Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l' Europe: géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation». *Tectonophysics*, 25, pp. 139-171.
- Arthaud, F., y Matte, P.H. (1977): «Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Northern Africa: Results of right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals». *Geol. Soc. Américal*, bull 88, pp. 1305-1320.
- Babin Vich, R. (1978): «Caracteres generales de la tectónica tardihercínica de la fracturación de la Sierra de Gredos (Región de Béjar-Piedrahíta)». *Bol. Geol. y Min.*, n.º 89, cap. 6, pp. 545-549.
- Bard, J. P.; Capdevilla, R., y Matte, Ph. (1971): «Le structure de la Chaîne hercynienne de la Mésète Ibérique: comparaison avec les segments voisins. Histoire estructural du Golfe de Gascogne. *Pub. Inst. Fr. Petr.*, 22, pp. 1-4, 14-68.
- Bellido Mulas, F.; Casillas, R.; Navidad, M.; Pablo Macia, J. G. de; Peinado Moreno, M.; Villaseca, C. (1986): *Mapa Geológico de España a E=1:50.000*, hoja n.º 532 (Las Navas del Marqués), ITGME.
- Birot, P., y Solé Sabaris, L. (1954): *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española*, Inst. Juan Seb. Elcano, CSIC, 87 pp.
- Blanco, J.A.; Molina, E.; Martín-Serrano, A. (1991): *Alteraciones y Paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular* (curso monográfico). Dpto. de Geolog. Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca. ITGME y SEG, 286 pp.
- Bullón Mata, T. (1985): *El Sector Occidental de la Sierra de Guadarrama*. Tesis doctoral. Universidad Complutense. Madrid. Ed. Consejería de Política Territorial (Comunidad de Madrid), 283 pp.

- Bullón Mata, T. (1987): *Las morfoestructuras de los zócalos cristalinos: evolución de los conceptos geoestructurales y geofísicos en los que se basa su interpretación*, Oviedo, Ería, pp. 61-69.
- Bullón Mata, T., y Sanz Herraiz, C. (1978): «Últimas aportaciones al conocimiento de la Cordillera Herciniana en el centro de la Península Ibérica». *Estudios Geográficos*, n.º 154, pp. 105-111.
- Cabo Alonso, A., y Muñoz Jiménez, J. (1987): *Consideración acerca del significado geomorfológico de los «Tesos» y «Arapiles» del borde oriental de la Penillanura Salmantina entre Salamanca y Alba de Tormes*, Oviedo, Ería, pp. 127-138.
- Cadavid, S. (1977): «Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama». *Bol. Geolog. y Min.*, t. 88, n.º 6, pp. 494-496.
- Capote, R. (1973): «Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila» (resumen de tesis doctoral). *Boletín Geológico y Minero*, pp. 426-437.
- Capote, R. (1983): «La evolución tardihercínica». *La fracturación subsecuente a la orogenia Hercínica. Geología de España. Libro Jubilar a J. M. Ríos*, Tomo II, pp. 17-25.
- Capote, R., y Carbo, A. (1984): «La evolución tectónica de los dominios de plataforma e intermedios». *Geología de España. Libro Jubilar a J. M. Ríos*, Madrid, IGME, pp. 37-47.
- Capote, R.; Casquet, C.; Fernández Casals, M. J. (1982): «Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica», *Rev. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 76, pp. 314-331.
- Capote, R., y Fernández Casals, M.J. (1971): «Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico Inferior del afloramiento Muñico (Avila)», *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo 69, pp. 175-185.
- Capote, R.; Fernández Casals, M. (1971): *Rasgos tectónicos de las formaciones metamórficas de Ojos Albos-La Cañada*. I Centenario Real Soc. Esp. Hist. Natural.
- Capote, R., y otros (1981): «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español». *Cuadernos de Geología Ibérica*, tomo 7, pp. 455-469.
- Capote, R., y Vegas, R. (1968): «El Paleozoico de los alrededores de Avila», *Estudios Geológicos*, tomo 24, pp. 181-189.
- Capote, R.; Vicente de, G., y González Casado, J.M. (1990): «Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (SCE)», *Geogaceta*, 7, pp. 20-22.
- Carbonel, A. (1926): «Hipótesis tectónicas - Noticia derivada acerca de la razón de las grandes manchas graníticas y de las formaciones orogénicas - Ideas relativas al caso de España». *Cong. Geol. Inst. de España*, fasc. III.

- Comisión Nacional de Geología (coordinador general, J.A. Comba) (1983): *Geología de España*. «Libro Jubilar J.M. Ríos», t. II, ITGME, Madrid.
- Corrales, I., y otros (1978): «Las facies miocenas del sector Sur de la Cuenca del Duero». *Publ. Depart. Estr. Univ. Salamanca*, t. 9.
- Corrochano, A. (1974): «Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca», *Studia Geológica*, t. VII, pp. 7-39.
- Fernández Carrasco, J.; Olive Davo, A.; Carreras Suárez, F.; Hernández Samaniego, A.; Aguilar Tomás, M.J., y Capote Villar, R. (1979): *Mapa Geológico de España a E=1:50.000*. Hoja n.º 505 (Mirueña de los Infanzones). ITGME.
- Fuster, J.M., e Ibarrola, E. (1953): «Rocas de España Central IV: Pórfidos y lamprófidios magmáticos de la Granja (Segovia)», *Estudios Geológicos*, n.º 10 (18), pp. 193-224.
- Fuster, J.M., y Mora, A. (1970): «El carácter del metamorfismo en el Macizo de la Cañada (Sistema Central Español)», *Estudios Geológicos*, tomo XXVI, n.º 3, pp. 317-321.
- Fuster, J.M., y otros (1974): «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español», *Bol. Geol. y Minero*, tomo 5, pp. 595-600.
- García Abad, F.J., y Martín Serrano, A. (1980): «Precisiones sobre la génesis y la cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española)», *Estudios Geológicos*, 36, Madrid, pp. 391-401.
- García de Figuerola, L.C. (1963): «El dique diabásico del N de Extremadura». *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico de España*, 69, Madrid, pp. 43-78.
- García de Figuerola, L.C., y Carnicero, A. (1973): «El Extremo Noroeste del gran dique del Alentejo-Plasencia», *Studia Geologica*, tomo VI, Salamanca.
- García de Figuerola, L.C., y otros (1974): «El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura», *Bol. Geol. y Minero*, tomo 1, fasc. III, pp. 308-337.
- García de Figuerola, L.C.; Vargas, I.; Peón, A.; Franco, P. (1979): *Mapa Geológico de España a E=1:50.000*. Hoja n.º 504 (Alba de Tormes). ITGME.
- Garzón Heydt, G. (1972): *Estudio morfoestructural de la Sierra de Gredos en la transversal Avila-sierra de San Vicente*. Tesina. Fac. Cienc. Geolog. Univ. Complutense. Madrid.
- Garzón Heydt, G. (1980): *Estudio geomorfológico de una transversal en la sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español)*. Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis doctoral. Fac. Geol. Univ. Complutense, Madrid, 425 pp.
- Garzón Heydt, G., y López Martínez, N. (1978): «Los roedores fósiles de Los Barros (Avila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central», *Estudios Geológicos*, CSIC, t. XXXIV, Madrid, pp. 571-575.
- Garzón Heydt, G.; Pedraza Gilsanz, J. de, y Ubanell, A.G. (1982): «Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama)», *Rev. de la Real Ac. de Cien. Exactas, Físicas y Naturales*, 76, pp. 475-496.

- Garzón Heydt, G.; Ubanell, A.G., y Rosales, F. (1981): «Morfoestructura y sedimentación terciarias en el valle de Amblés (Sistema Central Español)». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 7, Madrid, pp. 655-665.
- Goossens, M.A. (1991): *Integración de datos de sensorización remota como ayuda a la Exploración de mineralización relacionada con granito, provincia de Salamanca, España occidental*, Universidad de Utrecht, Países Bajos, 15 pp.
- Gutiérrez Elorza, M., y Rodríguez Vidal, J. (1978): «Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central», *Bol. Geolog. y Minero*, LXXXIX-II, Madrid.
- Hernández Pacheco, E. (1932): «Síntesis fisiográfica y geológica de España», *Junta Amp. Estd. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, n.º 38, Madrid (serie geológica), 544 pp.
- Hernández Samaniego, A.; Carreras Suárez, F.; Fernández Carrasco, J.; Olive Davo, A.; Aguilar Tomás, M.J., y Capote Villar, R. (1979): *Mapa Geológico de España a E=1:50.000*. Hoja n.º 506 (Cardeñosa), ITGME.
- Herrero Matías, M. (1986): *Ensayo de Aplicación a la Región Central de España del Método de Cartografía Geomorfológica de la Escuela de Estrasburgo: Zona de Toledo-Sonseca*. Memoria de Licenciatura, Universidad Complutense, Madrid, 131 pp.
- Herrero Matías, M. (1988): «Método de Trabajo para la Formación y el diseño de mapas geomorfológicos», *Anales de Geografía*, t. 8, Universidad Complutense, Madrid.
- Herrero Matías, M. (1988): *Mapa Geomorfológico de Toledo-Sonseca a escala 1:50.000*. Instituto Geográfico Nacional-Universidad Complutense, Madrid, Mapa y memoria, 41 pp.
- Herrero Matías, M. (1992): *La Sierra de Avila. Geomorfología del Area de contacto del Sistema Central con la Cuenca del Duero entre los ríos Adaja y Tormes*. Tesis Doctoral. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Complutense. Madrid (iné dita), 484 pp.
- Jiménez Fuentes, E. (1970): *Estratigrafía y paleontología del borde sur-occidental de la Cuenca del Duero*. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, Departamento de Mineralogía, 323 pp.
- Julivert, M.; Fontbote, J.M., y Conde, L. (1980): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, escala 1: 1.000.000 (memoria), ITGME, Madrid.
- Lagasquie, J.J. (1984): *Geomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la motié orientale des Pyrénées Francaises*, Ed. CNRS, París, 373 pp.
- Lorenz, V., y Nicholls, I.A. (1976): «The Permocarboneferous Basin and Range Province of Europe. An application of Plate Tectonics». En H. Falke (ed.), *The Continental Permian in central, west and south Europe*, pp. 313-342.
- Martín Donayre, F. (1879): *Descripción física y geológica de la provincia de Avila*, Mem. Inst. Geolog. y Minero, Madrid, 279 pp.

- Martín-Serrano, A. (1988): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución morfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Tesis doctoral. Instituto de Estudios Zamoranos. Diputación de Zamora.
- Martín-Serrano, A. (1991): «El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados», *SEG-ITGM Monografía*, 6, pp. 9-26.
- Martínez de Aragón, A. (1987): «¿Qué es la teledetección? Su aplicación en España», *Mundo Científico*, n.º 34, vol. 4, pp. 263-273.
- Mattauer, M. (1976): *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Trad. española de Mateo Gutiérrez y Jesús Aguado. Ed. Omega, S.A., Barcelona, 523 pp.
- Muñoz Jiménez, J. (1976): *Los Montes de Toledo. Estudio de Geografía Física*. Tesis doctoral, Oviedo, Dpto. de Geografía, Instituto Elcano CSIC.
- Parga, J.R. (1969): «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico», *Trab. del Lab. Geol. de Lage*, n.º 37, 15 Lage (La Coruña).
- Pedraza, J. de (1978): *Estudio Geomorfológico de la Zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis doctoral, Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense, Madrid.
- Pérez González, A. (1979): *El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos*. Primera Reunión Regional Geológica Cuenca del Duero. Libro Guía de excursiones.
- Pol, C.; Corrales, I., y otros (1977): *Las facies detríticas del Mioceno del sector Sur de la Cuenca del Duero*, VIII Congreso Nac. de Sedimentología (Oviedo-León).
- Portero García, J.M., y Aznar Aguilera, J.M. (1984): *Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)*. I Congreso español de Geología, pp. 253-263.
- Price, N.J. (1966): *Fault and joint development in brittle and semibrittle rock*. Oxford, Pergamon Press.
- Rosales, F., y otros (1977): «Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales», *Boletín Geológico y Minero*, t. 88-6, pp. 567-573.
- Sanz Herráiz, C. (1985): *El Relieve del Guadarrama Oriental*. Tesis doctoral. Universidad Complutense, Madrid, Ed. Consejería de Política Territorial (Comunidad de Madrid), 547 pp.
- Schwenzner, J.E. (1937): «Zur Morfologie dos Zentrals Spanischen Hoclandes», *Georg. Abhandl.*, 3.ª ser., H. 10, pp. 1-128. Traducido y resumido por Vidal Box, «La morfología de la Región Montañosa Central de la Meseta Española», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 41, pp. 121-148 (1943).
- Solé Sabaris, L. (1966): «Sobre el concepto de Meseta española y su descubrimiento». *Tomo Homenaje a D. Armando Melón*. Inst. Estd. Pirenaicos, Inst. Juan Seb. Elcano, Zaragoza, pp. 15-45.
- Twidale, C.R. (1982): *Granite Landforms*, Elsevier, Amsterdam, 272 pp.

- Ubanell, A.G. (1976): «Nota sobre un dique de tendencia sienítica en la provincia de Avila», *Bol. Geolog. y Minero*, tomo LXXXVII-III, pp. 223-225.
- Ubanell, A.G. (1977): «Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la Meseta Ibérica», *Boletín Geológico y Minero*, tomo LXXXVIII-VI, pp. 508-512.
- Ubanell, A.G. (1977): «Modelo de fracturación de la región central española basada en las imágenes multispectrales obtenidas por satélite», *Studia Geologica*, tomo 12, pp. 195-206.
- Ubanell, A.G. (1981): *Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central español*. Tesis doctoral. Fac. Ciencias Geológicas. Universidad Complutense, Madrid, 217 pp.
- Ubanell, A.G.; Garzón, G.; De la Peña, J.A.; Bustillo, A., y Marfil, R. (1978): «Estudio de procesos de alteración hidrotermal en rocas graníticas y sedimentarias (provincia de Avila)», *Estudios Geológicos*, tomo 34, 2, pp. 151-160.
- Vegas, R. (1974): «Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica», *Bol. Geol. Min.*, LXXXV-II, Madrid, pp. 152-156.
- Vegas, R.; Vázquez, J.T., y Marcos, A. (1986): «Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central español: modelo de deformación intracontinental distribuida», *Geogaceta*, 1, pp. 24-25.
- 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. Soc. Esp. Hist. Nat.*, n.º 37, pp. 76-106.
- Virgili, C.; Sopena, A.; Ramos, A.; Arche, A., y Hernando, S. (1985): «El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica», *Geología de España. Libro Jubilar a J.M. Ríos*, pp. 25-36.
- Vivas White, P. (1990): *Sistema de Tratamiento de Imágenes Digitales del I.G.N.* Publicación técnica n.º 24, MOPT, 43 pp.

RESUMEN

Este artículo presenta un método de trabajo basado en la utilización de la Teledetección y el método cartográfico en el estudio morfoestructural de un área de zócalo cristalino, que hemos definido como «La Sierra de Avila y las Cuencas Sedimentarias Adyacentes». Contiene la descripción del proceso de tratamiento digital realizado en la mejora, realce y georreferenciación de las imágenes utilizadas, y de las técnicas cartográficas utilizadas en la formación y dibujo de la cartografía. En el estudio realizado se han integrado elementos geológicos, geotectónicos y geomorfológicos, teniendo como objeto la formación de un mapa morfotectónico, en el que se han tipificado, cantificado y analizado todos los elementos tectónicos, sus relaciones y su significación geomorfológica actual. Como resultado de la investigación se han definido siete sistemas de fracturas, en orden

a su dirección e importancia morfotectónica; y una tipología de veinte clases de formas estructurales, asociadas con las fracturas. Del análisis de todos estos elementos se presenta, a modo de conclusión, una interpretación morfotectónica del espacio estudiado y la descripción de las unidades morfoestructurales que articulan el territorio.

ABSTRACT

This article presents a working method based on the use of teledetection and the cartographic method in the morphostructural study of an area of crystalline bedrock, which we have defined as «The Sierra de Avila and the Adjacent Sedimentary Basins». It contains the description both of the digital treatment process carried out in the improvement, enhancement and georeferencing of the images used and of mapping techniques employed in the formation and drawing of the cartography. In the study performed we have integrated geological, geotectonic and geomorphological elements for the purpose of forming a morphotectonic map in which all the tectonic elements, their relationships and their present geomorphological significance are typified, quantified and analyzed. As a result of the research we have defined seven systems of fractures with regard to their direction and morphotectonic significance, as well as a typology of twenty kinds of structural forms associated with the fractures. From the analysis of all these elements, by way of conclusion, we present a morphotectonic interpretation of the space studied and the description of the morphostructural units articulating the territory.