

ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD DEL RELIEVE A PARTIR DE MODELOS DIGITALES DEL TERRENO

F. Sánchez Serrano, R. Tejero López y J.F. Bergamín de la Viña.

Dpto. de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. (e-mail : fss@eucmos.sim.ucm.es)

Resumen : El tratamiento de datos topográficos a partir de Modelos Digitales del Terreno, mediante un Sistema de Información Geográfica de tipo matricial permite obtener información geomorfológica. La obtención de un parámetro secundario, a partir de la variabilidad de las pendientes y sus orientaciones en un entorno espacial definido, da lugar a la elaboración de mapas de *rugosidad*. Los valores obtenidos por este método son de carácter cualitativo, y se expresan como zonas de rugosidad alta, media o baja. La interpretación de estos mapas permite identificar, por un lado, alineaciones de rugosidades altas en un entorno de baja rugosidad, o bien zonas, más o menos extensas, de rugosidades contrastadas. Fundamentalmente, el parámetro permite identificar las discontinuidades geomorfológicas, tales como rupturas de pendiente, encajamientos fluviales y líneas de cresta, relacionados con contactos litológicos o estructuras tectónicas, teniendo siempre en cuenta el tamaño de celda del Modelo Digital del Terreno como límite inferior de las dimensiones de las formas de relieve representables. Dependiendo de la resolución del Modelo utilizado, la información obtenida tendrá un carácter más o menos regional.

Palabras clave : Modelo Digital del Terreno, análisis del relieve, rugosidad.

Abstract : The treatment of topographic data from Digital Terrain Models, by means of a raster-type Geographic Information System, allows to obtain information about geomorphometry. *Roughness* maps have been carried out from a secondary topographic parameter, calculated from variability of slopes and slope aspects on a defined spacial framework. The obtained values are of qualitative character, and they are expressed as zones of low, medium or high topographic roughness. Interpretation of these maps allows the identification of lineaments of high roughness, into a low roughness framework, as well as wider zones of contrasting roughness values. In general, this parameter allows identification of relief discontinuities, as slope breakes, river cuts and ridge lines, related with lithological boundaries or tectonic structures, keeping in mind the pixel size of the Digital Terrain Model, considered as the dimension of the minimum representable relief shape. Depending on Model resolution, the information will have a more or less regional character.

Key words : Digital Terrain Model, relief analysis, roughness.

Sánchez Serrano, F., Tejero López, R. y Bergamín de la Viña, J.F. (1998) : Análisis de la variabilidad del relieve a partir de modelos digitales del terreno. *Rev. Soc. Geol. España*, 11(1-2): 139-149

El estudio de la morfología del relieve como herramienta para el análisis de la geología y, en especial, de la estructura tectónica de una zona, ha recibido un importante impulso con la introducción de los Modelos Digitales del Terreno (MDT) y la popularización de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) que los manejan. En los últimos años han aparecido trabajos que aplican las técnicas de topografía digital al estudio estructural de grandes zonas (Pike y Thelin, 1989; Pike, 1991; Beaver *et al.*, 1992; Reichenbach *et al.*, 1992; Hall, 1996). (Devereux, 1985). Un Modelo Digital del Terreno se puede definir como una representación de la distribución espacial de una variable cuantitativa conti-

nua en una zona del terreno, en formato digital, que permita su manejo mediante un Sistema de Información Geográfica (Bosque Sendra, 1992; Felicísimo, 1994). Un caso especial de MDT es el Modelo Digital de Elevaciones (MDE), en el que la variable representada es la topografía, o elevación del terreno. Aunque existen MDE vectoriales, el tipo más extendido es el denominado *raster* o matricial, porque se maneja mediante un SIG de este tipo. Consiste en una matriz de puntos de distribución regular, cada uno de los cuales (denominado *pixel* o celda) tiene asignado un valor definido de la elevación del terreno. De este modo, el modelo nos permite disponer de un fichero de datos de elevaciones (Z),

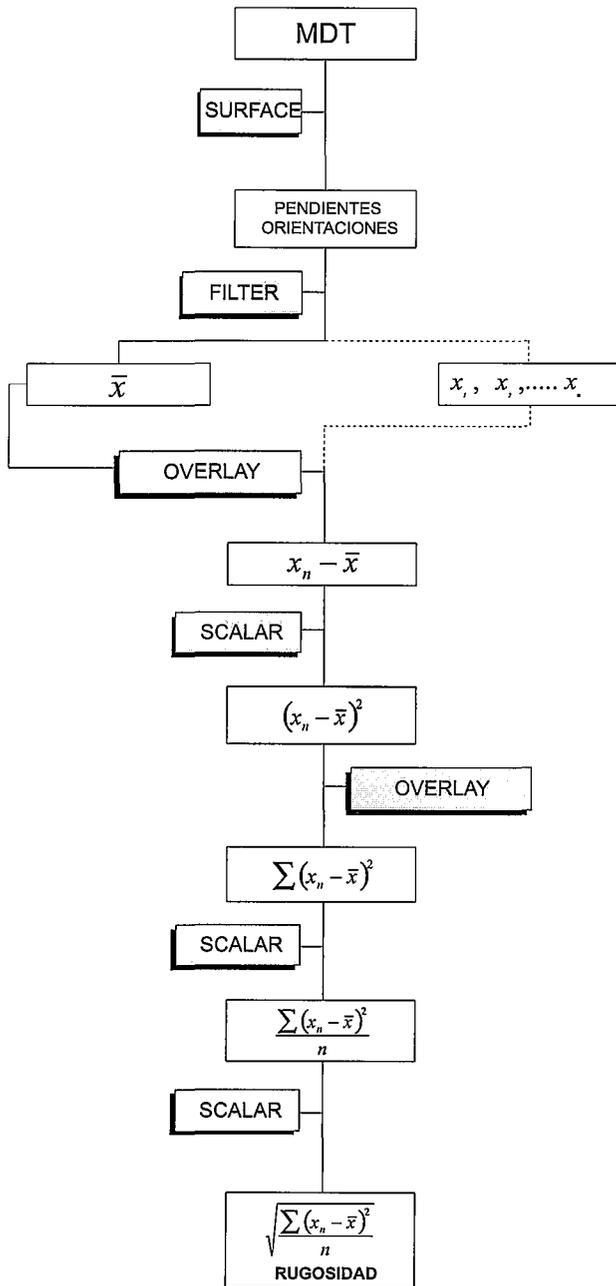


Figura 1.- Diagrama de flujo del proceso seguido para la obtención de un mapa de rugosidades a partir de un parámetro topográfico (pendientes u orientaciones). Las cajas en gris representan los módulos de Idrisi utilizados para realizar cada operación.

de posición espacial conocida (X e Y) (Miller y Laflamme, 1958; Doyle, 1978; Craig, 1980; Devereux, 1985; Carter, 1988; Bosque Sendra, 1992). La precisión del modelo viene definida por su resolución, es decir, el tamaño de la celda unidad, que, en general, se asume que debe ser la mitad de la longitud más pequeña que se pretenda que quede representada en el modelo (Star y Estes, 1990). Una vez elaborado el modelo, los SIG actuales disponen de una serie de herramientas que permiten extraer mayor cantidad de información que la simple representación del relieve. De este modo, a partir del modelo de elevaciones se puede fabricar otros Modelos Digitales del Terreno, como mapas de pen-

dientes, orientaciones de pendientes, cuencas de drenaje, etc., así como combinar la información altitudinal con otros tipos de mapas temáticos georreferenciados de interés (en nuestro caso, geología, geofísica, tectónica, etc.), o incluso otras fuentes de información complementaria, como imágenes de satélite de distintos tipos. Asimismo, la construcción de mapas de sombreado artificial facilita un análisis visual del relieve de gran interés para la interpretación desde un punto de vista estructural, puesto que permite resaltar por separado las estructuras lineales de una determinada orientación, variando la dirección de iluminación (Hall, 1996; Sánchez Serrano *et al.*, 1996). A partir de los parámetros que podemos denominar *primarios*, que se pueden obtener directamente del Modelo de Elevaciones (altitudes, pendientes y orientaciones de pendientes), podemos elaborar Modelos basados en otros parámetros más complejos, derivados de los anteriores, que nos pueden aportar mayor información sobre las características del relieve de una zona. El objetivo del presente trabajo es el estudio de uno de estos parámetros, denominado *rugosidad*, que consideramos de gran interés para la interpretación morfoestructural. A continuación se expone el proceso seguido para el cálculo de éste parámetro, y se presentan las líneas esenciales para la interpretación de los mapas obtenidos.

Análisis de la variabilidad del relieve: Rugosidad

Para Bosque Sendra (1992), la rugosidad del terreno es la medida de lo variado que es el relieve en un punto y en su entorno inmediato. La aplicación de esta definición a un MDT de tipo matricial es inmediata: la variación del relieve se puede representar mediante el cálculo de la variabilidad de un parámetro representativo del relieve en un entorno de celdas de una extensión determinada. Los SIG matriciales facilitan el denominado *análisis de vecindad* (Bosque Sendra, 1992) mediante el filtrado matricial, equivalente al que se suele practicar con los datos de sensores remotos. Este tipo de filtrado permite asignar a cada celda un valor que estará en función de los valores originales de la propia celda, y de las celdas vecinas. Este análisis se puede llevar a cabo con distintos grados de vecindad: bien con la inmediata (la celda central y las ocho celdas que están en contacto con ella), o bien a una mayor distancia. Los SIG matriciales permiten el cálculo de diferentes medidas de variabilidad de un parámetro en la vecindad de una celda, como son: el número de clases diferentes, diversidad, dominancia, fragmentación, número de celdas diferentes de la central, etc., frecuentemente utilizadas en estudios ambientales (Monmonier, 1974; Murphy, 1985 a y b). Estas medidas, en general, no proporcionan resultados satisfactorios para el caso de los datos topográficos, porque, si bien dan idea de si la muestra presenta o no variabilidad, no informan de la magnitud de dicha variabilidad. Las distintas definiciones previas de la rugosidad del terreno han utilizado

estimaciones estadísticas de la variabilidad del relieve a partir de parámetros derivados de la elevación topográfica (Evans, 1972; Hobson, 1972; Balce, 1987; Franklin, 1987). Concretamente, Felicísimo (1994) propone una variante del método de Hobson (1972), basándose en el análisis de la dispersión de los vectores unitarios perpendiculares a la superficie, en cada celda del modelo, calculada como el módulo del vector suma. En nuestro caso, hemos optado por el cálculo de la rugosidad a partir de la desviación típica de los valores, por la relativa sencillez de cálculo a partir de un Modelo Digital del Terreno matricial en un SIG sencillo. Para ello, a cada celda se le asigna un valor, en las mismas dimensiones del parámetro utilizado como partida, que corresponde a la desviación típica de los valores de la población compuesta por esa celda y sus vecinas. En este caso utilizaremos el entorno más pequeño representado por la vecindad inmediata, es decir, un filtro de 3x3 celdas que permite comparar nueve valores. La fórmula utilizada sería:

$$R = \sqrt{\frac{\sum (x_n - \bar{x})^2}{9}}$$

donde R es el valor de la rugosidad, \bar{x} la media del parámetro utilizado en las nueve celdas consideradas, y x_n , el valor de dicho parámetro en cada una de las celdas. El valor de 9 se puede sustituir por el correspondiente n para un filtro de mayor tamaño. En el caso de la utilización de un SIG *raster* sencillo (en nuestro caso, Idrisi for Windows 2.0, Eastman, 1997), en el que el cálculo de la desviación típica no viene implementado directamente, esta fórmula se puede aplicar a una imagen completa mediante filtros, calculando el valor medio del parámetro en el entorno de nueve celdas (filtro de 3x3) y restándolo del de cada una de ellas. Para ello es necesario construir un mapa de valores medios, y nueve mapas, con el valor de cada una de las celdas asignado a la celda central. Restando de cada uno de los nueve mapas el mapa de la media, obtendremos los nueve mapas de diferencias, que, elevados al cuadrado y sumados, dan lugar al mapa de suma de diferencias al cuadrado. La división por nueve supone una normalización del valor anterior, correspondiendo al de la varianza. Por último, la raíz cuadrada da como resultado el mapa de desviaciones típicas, que queda expresado en las mismas unidades del parámetro utilizado (Fig. 1).

Elección de parámetros topográficos para el cálculo de la rugosidad.

A partir de un Modelo Digital del Terreno de tipo matricial se pueden obtener dos parámetros topográficos de forma inmediata, la pendiente y su orientación. Ambos son parámetros descriptivos y la representación de su variación proporciona una aproximación a las características fisiográficas del terreno. En principio, el parámetro topográfico que mejor podría reflejar la rugosidad del terreno es la orientación de las

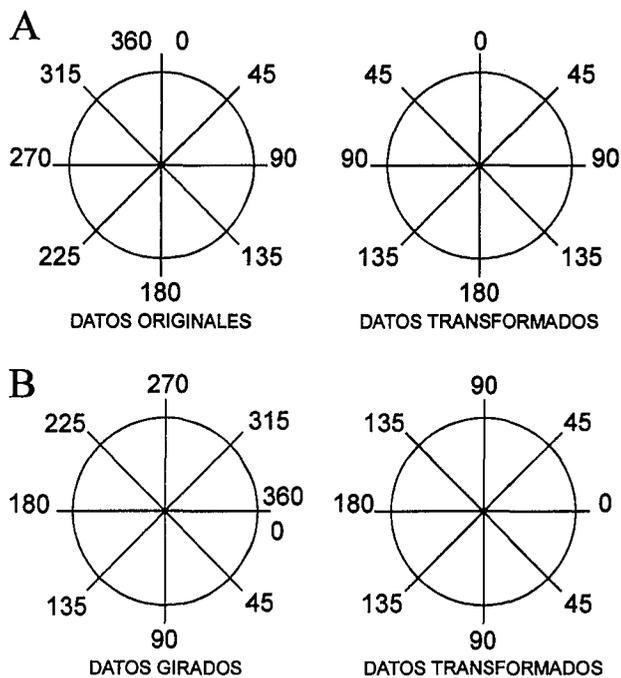


Figura 2.- Transformación de los datos de orientación de pendientes para el cálculo de la rugosidad. A: Valores posibles de un mapa de orientaciones de pendientes y correspondencia de los mismos tras una transformación para hacer continua la diferencia entre valores contiguos. B: Los mismos datos, y su transformación, tras efectuar un giro de 90°.

pendientes. Considerando siempre un entorno de celdas de una determinada extensión, el caso ideal de rugosidad cero sería aquel en el que todas las celdas tuviesen la misma orientación de la pendiente, con lo que la variabilidad resultaría nula. En el extremo contrario, una rugosidad alta vendría representada por un conjunto de celdas con orientaciones de pendiente diferentes, y con un alto grado de variabilidad (Hobson, 1972). Un aspecto interesante de esta medida de la rugosidad basada en orientaciones es su independencia de la pendiente, puesto que una superficie con una alta inclinación puede no ser rugosa, si todos sus puntos tienen la misma orientación. Por el contrario, una superficie con una baja pendiente puede ser muy rugosa si presenta una gran variabilidad de orientaciones. Por otra parte, la variabilidad de las orientaciones se puede complementar teniendo en cuenta otra variabilidad, calculada precisamente a partir del valor de la pendiente. Como ejemplo equivalente al anterior, se puede plantear el de una superficie en la que todos los puntos tienen la misma orientación, pero con grandes variaciones de pendiente. Evidentemente, una superficie tal deberá considerarse rugosa, a pesar que la variabilidad de orientaciones sea nula. En un modelo matricial, en el que el relieve se representa por una malla de celdas cuadradas, con un valor de altitud conocido, el cálculo de la pendiente y su orientación se lleva a cabo a partir de la relación de la altitud de cada celda con la de las ocho celdas colindantes. Como la pendiente se expresa según la relación entre la diferencia de altura y la distancia horizontal entre dos puntos, para cada celda se pueden ob-

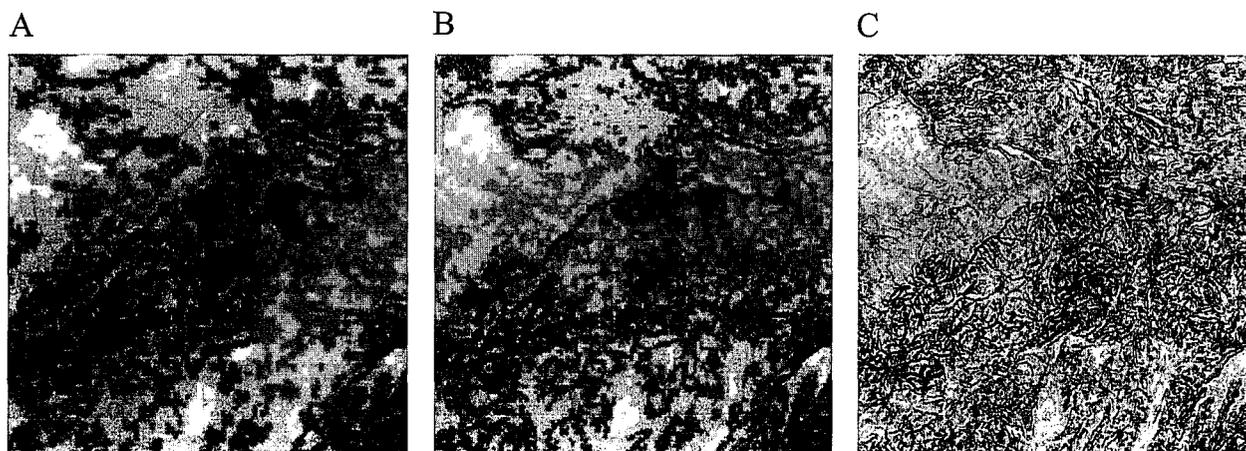


Figura 3.- Ejemplos de imágenes de rugosidad obtenidas a partir de modelos del relieve de resoluciones diferentes. Las tres corresponden a un área cuadrada de 100 km de lado del centro de la península. La imagen A tiene una resolución de 1000 m, la B es de 500 m y la C, de 250 m.

tener ocho valores posibles de la pendiente. El SIG utilizado en nuestro caso (Idrisi) calcula la posición del plano tangente al terreno, en cada celda, a partir de las nueve consideradas. A partir de este plano, se puede obtener la pendiente (en grados o en porcentaje) y la orientación de la pendiente (en azimut). Las características intrínsecas de la orientación de la pendiente conllevan un grave problema a la hora de efectuar operaciones estadísticas con este parámetro: los valores posibles de orientación de pendiente van, de forma continua, de 0 a 360 grados, pero ambos extremos representan la misma orientación (Norte). Esto implica, a la hora de calcular la media, o las diferencias con la media, el riesgo de falsear el resultado: por ejemplo, la diferencia real entre una orientación 10° y una 355° no sería 345° , sino 15° . Este problema es de difícil solución, pero se ha intentado paliar, siquiera parcialmente, mediante una transformación de los datos de partida, haciendo que la diferencia entre cada valor consecutivo de la escala de orientaciones sea siempre el mismo. En los datos originales, suponiendo valores enteros de orientaciones, la diferencia entre un valor y el siguiente siempre es 1 grado, excepto en el caso apuntado, que es de 360. Si se hace que los valores de orientación crezcan hasta la orientación 180° (Sur) y después decrezcan hasta volver a ser 0° al Norte, la variación será continuamente la misma, si bien se habrá perdido parte de la posibilidad de medir grandes diferencias de orientaciones de pendiente, en determinados casos, como se puede apreciar en la figura 2A. Sin embargo, asumiendo que, en este caso, el valor absoluto de la orientación no es relevante, mientras que sí lo es la diferencia de orientación entre celdas contiguas, se puede añadir una segunda transformación, que consiste en un giro de noventa grados de los valores de orientación. A su vez, a este mapa de orientaciones giradas, se le aplica una transformación similar a la anterior (Fig. 2B). Como se puede apreciar, en el primer caso existe una dirección de máxima diferencia de orientación (dirección Norte-Sur) y otra de diferencia nula (dirección Este-Oeste).

En el segundo caso, sin embargo, ambas direcciones están intercambiadas, por lo que existe la posibilidad de compensarlas. A partir de estos datos transformados, se obtienen dos mapas de variabilidad de orientaciones expresados en unidades de azimut (grados) de desviación en un entorno de 3×3 celdas. Combinando ambos mapas, se compensan los errores que se producirían en las direcciones de diferencia de orientación cero. La combinación se lleva a cabo por medio de una superposición de mapas, en el que el valor resultante de cada celda es el máximo de los dos. La resultante es el mapa de variabilidad de orientaciones de pendientes.

Mapas de rugosidad

La rugosidad de la topografía no es un parámetro cuantitativo que se pueda definir de una manera precisa y unívoca. Al contrario, es un parámetro cualitativo y bastante subjetivo, puesto que expresa la uniformidad o variabilidad geomorfométrica en una zona. No se puede, por tanto, definir con un valor numérico absoluto cuál es la rugosidad del terreno en un punto, pero sí comparar una región de la topografía con otra, y expresar su mayor o menor rugosidad relativa, sobre todo teniendo en cuenta que, en nuestro análisis, el valor obtenido es representativo no sólo para la celda a la que se le asigna, sino para un entorno determinado de celdas, que se han utilizado para realizar el cálculo. La variación del tamaño de dicho entorno supone, como se comentará, una sensible variación del significado del parámetro. Por tanto, a la hora de combinar los mapas de variabilidad de pendientes y de orientaciones de pendientes, para obtener un reflejo más completo de la rugosidad del terreno, los valores finales obtenidos no son tan importantes como su distribución y agrupación espacial. Ante este presupuesto, el hecho de la heterogeneidad de los valores de los dos mapas de variabilidad obtenidos (grados de azimut y grados de pendiente) no supone un obstáculo para la combinación de ambos mapas en un mapa de rugosidad. Por ello, se ha optado

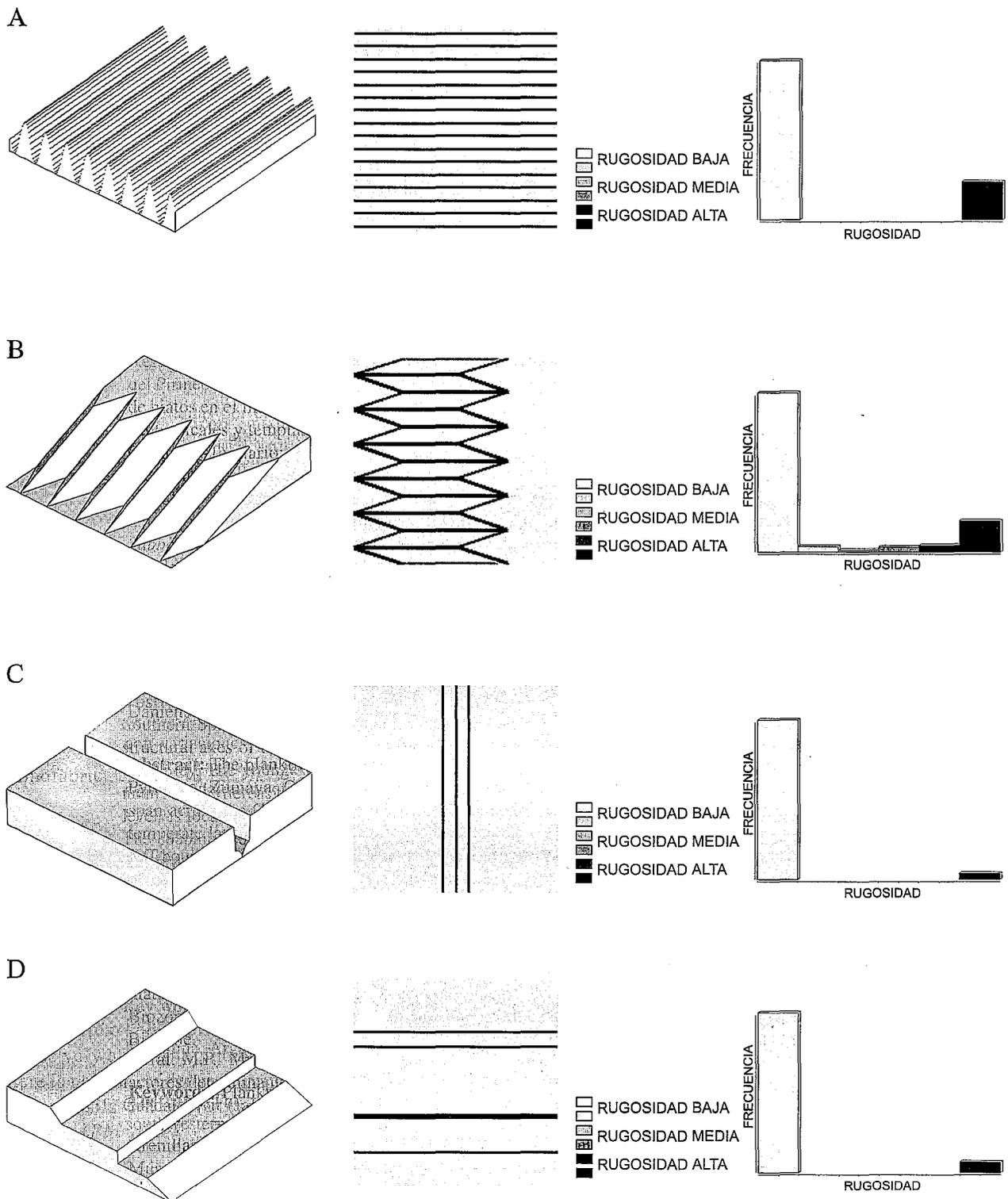


Figura 4.- Ejemplos teóricos de formas del relieve características, con modelo tridimensional, mapa de rugosidad e histograma de frecuencias del mismo. A: relieve en valles y crestas. B: plataforma y ladera acarcavada. C: valle encajado. D: relieve en graderío.

por la multiplicación, celda a celda de los dos mapas, de forma que, a igualdad de valores de variabilidad de orientaciones, el valor se mantenga o quede ligeramente disminuido en el caso de una zona plana o de bajas variaciones de pendiente, y se vea aumentado para altas variaciones de pendientes. El resultado será un mapa con valores que oscilarán entre cero, para zonas con

rugosidad nula, hasta una valor máximo que dependerá de los valores máximos de las variabilidad de pendientes y orientaciones que intervienen en el cálculo de la rugosidad. En casos reales suele haber un fuerte desequilibrio entre el área ocupada por las rugosidades menores, normalmente en zonas amplias, y los picos máximos, que suelen restringirse a zonas lineales. A la

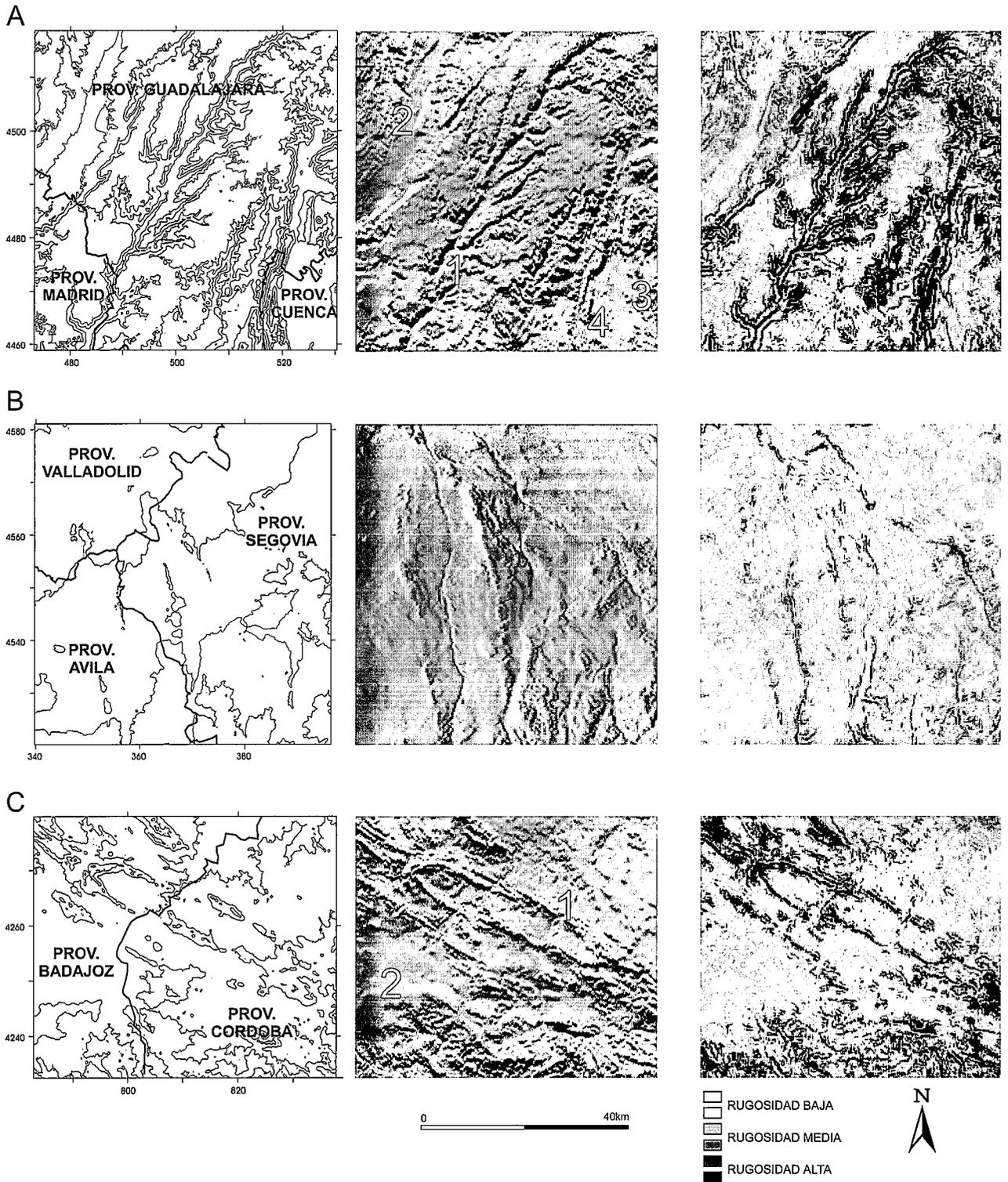


Figura 5.- Ejemplos de mapas de rugosidad con datos topográficos reales, con imágenes de sombreado artificial y mapas topográficos de situación. A: Páramo del Tajuña (Guadalajara-Madrid). B: Ríos Adaja, Voltoya y Eresma (Avila-Segovia). C: Zona del río Zújar (Badajoz-Córdoba). En las imágenes de sombreado artificial, la dirección de iluminación es N355°, y la elevación de la fuente de luz es de 18°. A y B, coordenadas UTM huso 30. C, coordenadas UTM huso 29. En todos los casos, la resolución es de 250 m. Explicación en el texto.

hora de clasificar el mapa, para obtener clases que representen zonas de alta, baja o media rugosidad, que faciliten la interpretación, conviene dar mayor peso a los valores bajos. La clasificación se ha establecido a partir del análisis de una serie de *zonas piloto*, con valores topográficos reales, en las que se pueden establecer unos valores de partida de rugosidad alta, media o

baja. El hecho de que los valores de rugosidad obtenidos sean adimensionales, y no reflejen un valor concreto en un punto de un parámetro medible, sino la relación de los parámetros topográficos de ese punto con su entorno inmediato, obliga a que la interpretación de los valores concretos obtenidos deba hacerse de esta forma. Estas zonas piloto se han elegido en función de las

características del relieve, expresado como variabilidad de las altitudes. De este modo, abarcan desde un extremo, con relieve homogéneo, pocos contrastes topográficos y poca variación de altitud, al otro extremo, con fuertes contrastes topográficos. El cálculo de la rugosidad para todas estas zonas proporciona una gran diversidad de valores, que, de acuerdo con las características conocidas del relieve de cada una de ellas, permite asignarles las clases correspondientes. De este modo, se ha llegado a proponer la siguiente clasificación empírica:

CLASE	LIMITE INF.	LIMITE SUP.
1	0	3
2	3	20
3	20	45
4	45	80
5	80	150
6	150	—

De acuerdo con los ejemplos reales citados, se establecen las dos primeras clases como de rugosidad baja, las dos siguientes como de rugosidad media, y las dos últimas como de rugosidad alta. Se ha considerado éste como el modo más adecuado de facilitar el análisis y la interpretación del mapa de rugosidad. El hecho de utilizar para la delimitación de las clases valores concretos de rugosidad, y no proporciones o frecuencias del histograma de las imágenes de rugosidad, que sería una segunda opción, facilita la posibilidad de comparar mapas de rugosidades de zonas distintas, elaborados por separado, utilizando la misma clasificación.

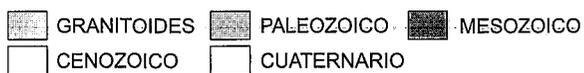
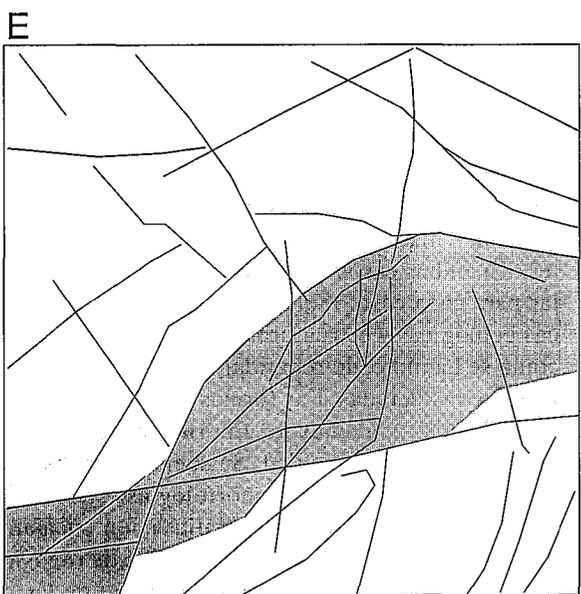
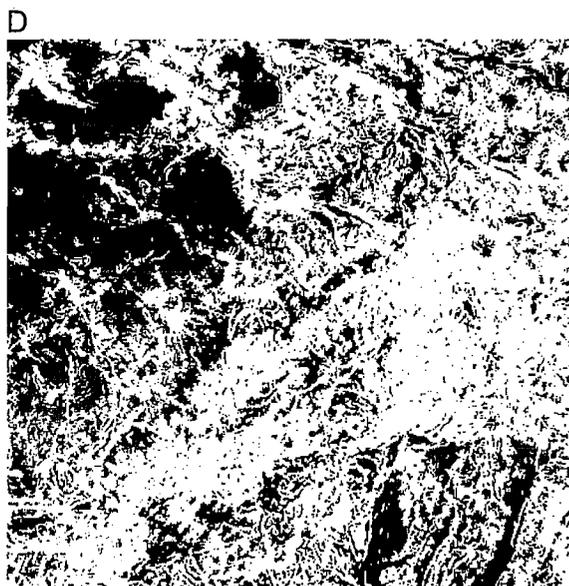
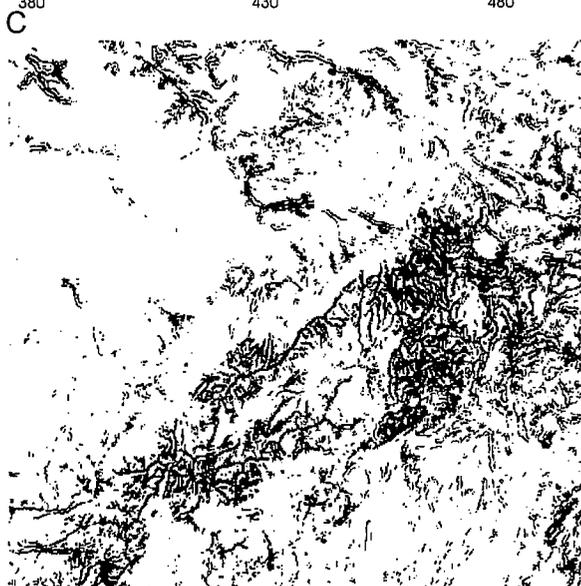
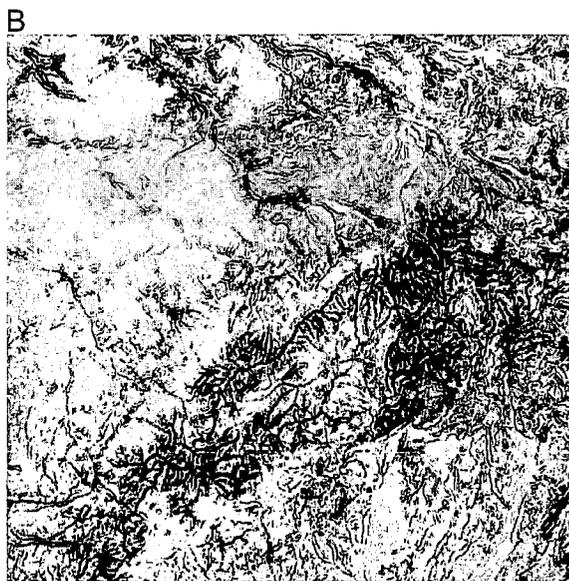
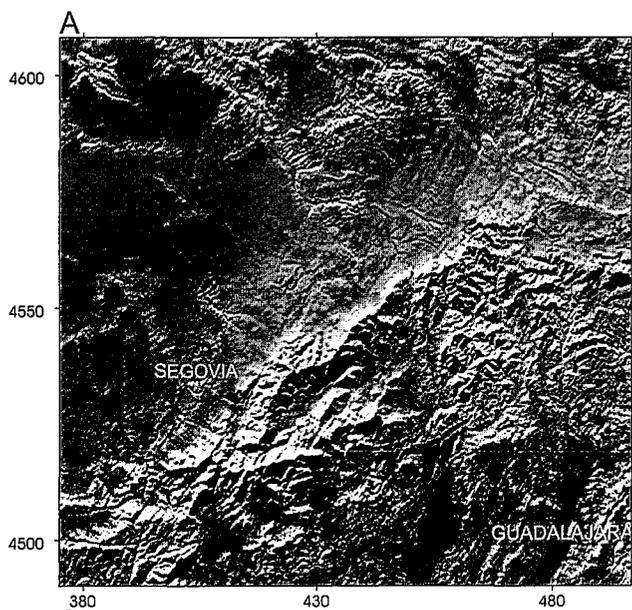
La influencia de la escala

Para todo análisis basado en un SIG de tipo matricial, el factor determinante es la resolución considerada, es decir, el tamaño de la celda unidad. En el caso concreto de la rugosidad, la influencia inmediata de la resolución es la extensión del entorno para el cual se calcula la variabilidad del relieve, que será asignada a cada celda. De este modo, partiendo de un MDE con una resolución de 250 m, se obtendría un valor de rugosidad, para cada celda, correspondiente a un entorno de 562500 m², mientras que, si la resolución es de 500 m, la rugosidad correspondería a 2,25 km². El valor de rugosidad obtenido puede variar muy sustancialmente dependiendo del entorno considerado: una porción de terreno puede ser de muy baja o nula rugosidad pero puede estar contenida en una región más amplia, cuya rugosidad, en conjunto, puede ser mayor, o, incluso, mucho mayor, como, por ejemplo, el caso de una plataforma estructural incidida por una densa red de drenaje. Por ello, hay que establecer el nivel de escala de las morfoestructuras que se pretende que se reflejen en el mapa de rugosidad, dependiendo de si el objetivo es la identificación de estructuras muy concretas, o la definición de grandes dominios de rugosidad contrastada. En todo caso, es preferible tener la oportunidad de obtener mapas de varias escalas, partiendo de un MDE con resolución alta, que se puede ir disminuyendo a conve-

nencia. En la figura 3 se presentan tres ejemplos de cómo la resolución del Modelo del Terreno afecta al mapa final de rugosidad. En ellos se puede advertir cómo, en la imagen de menor resolución, sólo se pueden distinguir grandes zonas de rugosidad más o menos uniforme, mientras que la de mayor resolución permite además la identificación de formas concretas.

Significado de la rugosidad

Una vez elaborado el Modelo Digital de la rugosidad del terreno, y clasificado en rugosidades altas, medias y bajas, se puede pasar a la interpretación de su significado. Previamente al análisis de la topografía real, se ha elaborado una serie de modelos geométricos simples, con los que se pretende comprobar el resultado del cálculo de la rugosidad en diversas formas concretas. La mayoría de las formas de relieve que nos interesan se podrían construir a partir de estos modelos geométricos. En la figura 4 se presentan algunos de estos modelos, con una vista tridimensional del mismo, acompañado del mapa de rugosidad correspondiente, con su histograma de frecuencias, que refleja la proporción de rugosidades altas, medias y bajas, para todo el modelo. A destacar el modelo que se puede asimilar a un valle encajado (Fig. 4C), en el que quedan reflejados los escarpes y el fondo del propio valle como bandas de alta rugosidad. En general, se puede advertir cómo quedan marcadas todas las discontinuidades del relieve como contraste entre rugosidades bajas y altas. Al ser formas simples, el contraste se produce entre estos valores extremos, pero los valores intermedios no aparecen. Cuando el tamaño de la forma excede con mucho la resolución del modelo, como es el caso de estos ejemplos, la rugosidad se resuelve con un contraste de valores máximos y mínimos, que dibujan la estructura de la forma, marcando las rupturas de pendiente y los cambios de orientación. Cuando se desciende en el tamaño de las formas, o se disminuye la resolución, se pierde la delimitación exacta de las mismas y comienzan a aparecer los valores medios. Hay dos tipos de características que se pueden reflejar en este tipo de mapas: áreas más o menos amplias con una rugosidad homogénea, contrastadas entre sí, y formas lineales de rugosidad más alta o más baja que las zonas circundantes. En ambos casos, la interpretación debe ser particular para cada caso, teniendo en cuenta las características geológicas y estructurales de la zona, y, sobre todo, como se ha indicado repetidamente, la escala y la resolución consideradas. Las formas lineales suelen consistir en bandas estrechas de alta rugosidad, rodeadas de zonas de menor rugosidad. Se suelen corresponder, en general, con dos tipos de morfologías: crestas montañosas lineales o redes hidrográficas con encajamiento profundo. En ambos casos, el contraste de rugosidad se debe a que se trata de formas a lo largo de las cuales existe un drástico cambio de orientaciones de pendientes, en una y otra vertiente. Este cambio será más acusado cuanto más aguda sea la cresta, o más profundo el



encajamiento, puesto que, a medida que el espaciado entre las vertientes se va acercando a la resolución de la celda del MDT, el contraste de orientaciones queda más reflejado en el entorno de tres por tres celdas que se utiliza para el cálculo de la rugosidad. Otro tanto se puede decir de la influencia de la pendiente, puesto que, normalmente, habrá un cierto contraste de valor de pendiente entre las vertientes de la estructura y las zonas, más o menos planas, que la rodean. Por tanto, también quedará marcada la línea de ruptura de pendiente, tanto más cuanto más brusca sea, siempre teniendo en cuenta que la escala a considerar viene impuesta por la resolución del modelo. También pueden quedar reflejados los fondos de valles planos dentro de los encajamientos, así como las superficies planas en las cumbres de las crestas, como bandas de rugosidad baja, rodeadas de sendas bandas de rugosidad mayor. Por su parte, las áreas de rugosidad contrastada pueden reflejar diferencias litológicas y, en consecuencia, una erosión diferencial, variaciones en el estilo estructural, o, incluso, en grandes áreas, cuando exista una similitud litológica y estructural, las distintas intensidades de la acción de los agentes morfogenéticos en función de las diferencias climáticas.

Aplicación a distintas zonas de la Península Ibérica.

Como ilustración de mapas de rugosidad a partir de datos topográficos reales, se han elegido varias zonas de la Península Ibérica, extraídas de un Modelo Digital de Elevaciones elaborado en el Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, a partir de la digitalización de la información altitudinal de las hojas del mapa topográfico escala 1:50.000 (serie L) del Servicio Geográfico del Ejército. El Modelo tiene una resolución de 250 m, lo que supone que la dimensión de la forma de relieve más pequeña que puede quedar reflejada es de 500 m. En cuanto al mapa de rugosidad, se realiza tomando como base un filtro de tres por tres celdas, lo que implica que el valor final de cada celda se puede interpretar como la rugosidad del terreno en un entorno de 562500 m² (750 x 750 m) alrededor de dicha celda. Dentro de estos mapas de rugosidad hemos podido identificar diferentes formas

de relieve que pueden compararse con los modelos descritos previamente. Entre ellas destacan las redes de drenaje encajadas en plataformas planas, de las que hay ejemplos a diferentes escalas. En la figura 5A se presenta el mapa de rugosidad de la zona noreste de la Cuenca de Madrid, donde se observa el espectacular encajamiento del río Tajuña en los estratos subhorizontales terciarios que rellenan la cuenca. En el mapa de sombreado artificial adjunto se señala la situación de las bandas de rugosidad alta que marcan las vertientes del encajamiento y el fondo del valle (1), rodeadas de zonas con rugosidades bajas (comparar con la figura 4C) que corresponden a la superficie del páramo. A ambos lados del encajamiento, y con dirección paralela al mismo, se distinguen los dos escarpes de la plataforma, que dan paso, al NO y SE, respectivamente, a los valles de los ríos Henares (2) y Tajo (3). También se distingue la cresta de la terminación Norte de la Sierra de Altomira (4). En regiones donde el encajamiento de los valles es menor, como es el caso de los ríos Adaja y Voltoya (Fig. 5B), en la Cuenca del Duero, las zonas de rugosidad media y alta constituyen una única banda, debido a que la anchura del encajamiento se aproxima a la del entorno de nueve celdas considerado para el cálculo de la rugosidad. Las alineaciones de rugosidades medias y altas asociadas a los valles destacan sobre las superficies colindantes caracterizadas por una rugosidad baja, y, además, se encuentran segmentadas a lo largo del curso, coincidiendo con los lineamientos NE-SO deducidos por Fernández García y Garzón Heydt (1994) a partir del estudio de la morfometría del perfil longitudinal de estos ríos. Otro aspecto interesante es el de las crestas montañosas, en las que, como hemos visto, se marcan también las líneas de cambio de pendiente. El ejemplo elegido corresponde a una zona de Sierra Morena, entre las provincias de Badajoz y Córdoba, separadas por el curso del río Zújar, y en él se aprecia (Fig. 5C) la presencia de un relieve invertido, que corresponde a la antiforma de Peraleda del Zaucejo, dibujada por cuarcitas ordovícicas y con núcleo precámbrico, con dirección NO-SE. Las crestas están perfectamente marcadas por bandas de rugosidad alta (1), y quedan también reflejadas algunas zonas lineares de rugosidad media de dirección NE-SO, que se pueden interpretar como fracturas transversales al pliegue. Se puede apreciar también el contraste de textura entre los materiales paleozoicos y precámbricos, que dominan la mayoría de la imagen, y una zona situada al oeste de la misma (2), recubierta con materiales sedimentarios cenozoicos. Para ayudar a la interpretación morfoestructural del mapa de rugosidades es bastante útil separar las tres componentes de rugosidades altas, medias o bajas. Esto se puede hacer mediante reclasificación, operación sencilla en los SIG matriciales, "aislando" las clases de rugosidad baja (1 y 2), media (3 y 4) o alta (5 y 6). Esta operación produce un mapa de los denominados *Booleanos*, que sólo contiene valores de 1 y 0 (presencia o ausencia del parámetro representado). En general, los valores bajos

Figura 6.- A: Imagen de sombreado artificial de la zona de la Sierra de Guadarrama, parte norte de la Cuenca del Tajo y parte sur de la Cuenca del Duero. Iluminación desde N345°. Elevación de la fuente de luz 16°. B: Imagen de rugosidad combinada de la misma zona. C: Imagen con los valores de rugosidad alta (clases 5 y 6), en negro, de la misma zona. D: Imagen con los valores de rugosidad baja (clases 1 y 2), en negro. En todos los casos, la resolución es de 250 m. E: Esquema obtenido a partir de las imágenes de rugosidad. En gris oscuro, zonas con predominio de rugosidades altas; en gris claro, zonas con predominio de rugosidades medias; en blanco, zonas con predominio de rugosidades bajas. También se representan las principales alineaciones deducidas de las imágenes. F: Esquema geológico de la zona, con las principales unidades y las fallas principales. Coordenadas UTM en km, huso 30. Explicación en el texto.

reflejarán grandes áreas, como niveles aluviales y cuencas sedimentarias con poco relieve, y los altos se suelen disponer como alineaciones, representando crestas o encajamientos fluviales. Los valores medios complementan a los anteriores, y pueden ayudar a la interpretación visual de los mismos. En la figura 6 se ha representado la parte centro-oriental del Sistema Central, con una imagen de sombreado artificial (Fig. 6A), que permite observar el aspecto de la fisiografía de la zona y su situación geográfica. Esta imagen ha sido producida simulando una iluminación desde una dirección N345°, con una elevación de la fuente luminosa de 16°. La figura 6B corresponde al mapa de rugosidad de la zona, y las figuras 6C y 6D a los mapas de rugosidades altas y bajas, respectivamente. Estos mapas ponen de manifiesto la existencia de áreas con distinta textura topográfica y permiten distinguir :

Zonas con predominio de rugosidad alta. Representadas por la Sierra de Guadarrama, Sierras de Somosierra-Ayllón y relieves montañosos situados al sur de las dos últimas. Se puede apreciar una clara diferencia en el comportamiento del parámetro entre los sectores central y oriental, en los que se ha dividido tradicionalmente esta zona del Sistema Central (Capote, 1983). En el dominio central, las sierras, cuyas líneas de cumbres están marcadas por una rugosidad alta, limitan depresiones con rugosidad baja y media. Constituido por granitoides y, en menor extensión, por rocas metamórficas, el relieve está controlado por *horst* y *graben* inversos, consecuencia de las etapas de deformación alpina (De Vicente *et al.*, 1994). En el dominio oriental, al este de la zona de cizalla de Berzosa, aflora una sucesión de pizarras y cuarcitas, de edad paleozoica, cuyo relieve está caracterizado por una rugosidad alta, que refleja la existencia de barrancos y gargantas, controlados por la orientación de las fracturas y del plegamiento hercínico (Pedraza, 1994). La escala del mapa no permite observaciones más precisas de esta estructuración, para lo que sería necesario aumentar la resolución del modelo.

Zonas con predominio de rugosidad media. Representadas por las planicies que rodean el sistema montañoso, adentrándose en las cuencas del Tajo y el Duero. En esta última, la parte oriental, definida desde el río Duratón hacia el este, contrasta claramente con la parte occidental (figuras 6B y 6D). Entre los ríos Duratón y Riaza, la rugosidad media corresponde a los afloramientos de materiales paleozoicos y mesozoicos de la Sierra de Pradales (Macizo de Honrubia). Los bordes nororiental y suroriental del Sistema Central, orlados por rocas mesozoicas, presentan grados de rugosidad similares.

Zonas con predominio de rugosidad baja. Situadas en la Cuenca del Duero, al oeste del río Duratón, y en los valles del Jarama y Henares, en la Cuenca del Tajo.

Dentro de estas zonas, y a veces limitándolas, aparecen alineaciones de estrechas bandas de rugosidad de diferentes grados al de su entorno, o de límites netos entre áreas con distinto valor del parámetro. Aunque no vamos a entrar en el análisis detallado de cada una de ellas, queremos resaltar la alineación definida por el encajamiento del río Duratón, que, como se observa en el mapa de rugosidad baja (Fig. 6D), separa dos áreas con una textura topográfica muy diferente. Este límite está relacionado con una falla de dirección NO-SE que ha ejercido un importante control en la morfología del relieve. Muchas de las otras alineaciones se pueden identificar fácilmente con lineamientos y fallas descritas en la geología regional (Pedraza, 1994 ; De Vicente *et al.*, 1994 ; Sánchez Serrano *et al.*, 1996 ; entre otros). La figuras 6E y 6F presentan la situación de las zonas anteriormente definidas, así como de las principales alineaciones identificadas en el mapa de rugosidad, y un esquema geológico de la misma zona, donde se sitúan las estructuras y unidades anteriormente descritas.

Conclusiones

El tratamiento de datos topográficos a partir de un Modelo Digital del Terreno, mediante un Sistema de Información Geográfica nos ha permitido elaborar una imagen de la variabilidad topográfica por medio de la representación del parámetro *rugosidad*. La obtención del parámetro en un SIG matricial se ha efectuado a partir del cálculo de la desviación típica de los valores de pendiente y su orientación, en un determinado entorno espacial. El valor del parámetro en cada celda se corresponde con la rugosidad del terreno en un entorno que depende del tamaño de celda del modelo del terreno utilizado. Este es un factor que controla la escala a la que se debe realizar el estudio. El valor final de rugosidad tiene un carácter adimensional, y debe interpretarse, mediante una clasificación, en valores de rugosidad alta, media y baja. Los mapas de rugosidad obtenidos en áreas de distintas características topográficas dan buenos resultados tanto en zonas de fuertes contrastes topográficos, que dan lugar a valores de rugosidad contrastados, como en áreas más homogéneas, en las que se pueden identificar características del relieve que pueden ser difíciles de apreciar por otros medios. El parámetro es muy sensible a las rupturas de pendiente y a los cambios bruscos de orientación, por lo que quedan muy bien definidas las crestas montañosas, los encajamientos de los ríos y los límites de los escarpes, así como el grado de homogeneidad de las superficies. En áreas suficientemente extensas, los mapas de rugosidad son de gran utilidad para discriminar zonas con distintas texturas topográficas y formas del relieve individuales englobadas en un entorno de características diferentes. Desde un punto de vista morfoestructural, el parámetro permite identificar, entre otras morfologías, escarpes que corresponden a la expresión morfológica de fallas, así alineaciones rela-

cionadas con contactos litológicos o estructuras tectónicas. La complejidad de los procesos morfogénicos determina que, generalmente, las formas individuales sean pobres indicadores de la tectónica, por lo que es necesario definir en un área el conjunto de formas en las que está implicada la tectónica como agente geomorfológico. En este marco, el análisis del terreno mediante mapas de rugosidad puede poner de manifiesto la relación entre la estructura tectónica y las formas del relieve.

Este trabajo ha sido financiado por la DGICYT (proyecto de investigación PB 94-0242). Los autores agradecen a los revisores, así como al Editor de la Revista, sus comentarios e indicaciones, que nos han sido de gran utilidad para la mejora del trabajo.

Bibliografía

Balce, A.E. (1987): Determination of optimum sampling interval in grid digital elevation models (DEM) data acquisition. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 53(3): 323-330.

Beaver, D.E., Eliason, J.R. y Thiessen, R.L. (1992) : Regional digital analysis of major crustal structures in Washington State. En : *Basement Tectonics*, 7. (R. Mason, Ed.). Kluwer Academic Publishers. London : 329-340.

Bosque Sendra, J. (1992): *Sistemas de información geográfica*. Ed. Rialp, Madrid, 451 p.

Capote, R. (1983) : La estructura de la extensión SE de la zona Centroeibérica en el Sistema Central. En : *Libro Jubilar J.M. Ríos : Geología de España*. I.G.M.E. 467-476.

Carter, J.R. (1988): Digital representation of topographic surfaces. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54(11): 1577-1580.

Craig, R.G. (1980): Criteria for constructing optimal digital terrain models. En: *Applied Geomorphology* (R.G. Craig y J.L. Craft, Eds.), Allen & Unwin, London. : 108-130.

De Vicente, G. , González Casado, J.M. , Calvo, J. P. , Muñoz Martín, A. , Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. (1994) : Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19 : 175-190.

Devereux, B.J. (1985): The construction of digital terrain models on small computers. *Computers & Geosciences*, 11(6): 713-724.

Doyle, F.J. (1978): Digital terrain models: an overview. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 44(12): 1481-1485.

Eastman, J.R. (1997) : *Idrisi for Windows User's Guide. Version 2.0*. Clark University, Worcester, MA. 1997.

Evans, I.S. (1972): General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. En: *Spatial analysis in geomorphology* (R.J. Chorley, Ed.) Methuen and Co. Ltd. London: 17-90.

Felicísimo, A.M. (1994) : *Modelos Digitales del Terreno. Introducción y aplicaciones en las Ciencias Ambientales*. Ed. Pentalfa, Oviedo, 220 p.

Fernández García, P. y Garzón Heydt, G. (1994): Ajustes en la red de drenaje y morfoestructura en los ríos del centro-sur de la cuenca del Duero. En : *Geomorfología en España. III Reunión de Geomorfología. Logroño 1994* (J. Arnáez, J.M. García Ruiz y A. Gómez Villar, Eds) . Sociedad Española de Geomorfología : 471-484.

Franklin, S.E. (1987): Geomorphometric processing of digital elevation models. *Computers & Geosciences*, 13(6): 603-609.

Hall, J.K. (1996) : Digital topography and bathymetry of the area of the Dead Sea Depression. *Tectonophysics*, 266 : 177-185.

Hobson, R.D. (1972): Surface roughness in topography: quantitative approach. En: *Spatial analysis in geomorphology* (R.J. Chorley, Ed.) Methuen and Co. Ltd. London : 221-245.

Miller, C.L. y Laflamme, R.A. (1958): The digital terrain model-theory and application. *Photogrammetric Engineering*, 24(3): 433-442.

Monmonier, M.S. (1974): Measures of Pattern Complexity for Choropleth Maps, *The American Cartographer*, 1 (2) : 159-169.

Murphy, D.L. (1985a): Estimating Neighborhood Variability with a Binary Comparison Matrix. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 51 (6) : 667-674.

Murphy, D.L. (1985b): Landscape Ecology: The Effect of Pattern on Process. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, 20 : 171-197.

Pedraza, J. (1994) : Sistema Central. En : *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Ed.), Ed. Rueda, Madrid : 63-89.

Pike, R.J. (1991) : Surface features of Central North America : a synoptic view from computer graphics. *GSA Today*, 1(11) : 251-254.

Pike, R.J. y Thelin, G.P. (1989) : Shaded relief map of U.S. topography from digital elevations. *Eos. Trans. Am. Geophys. Union*. 70(38) : 843-853.

Reichenbach, P., Acevedo, W., Mark, R.K. y Pike, R.J. (1992) : *Landforms of Italy, scale 1 :200,000*. GNDCI Publ. 581, Roma.

Sánchez Serrano, F., Gómez Ortiz, D., Bergamín de la Viña, J.F. y Tejero López, R. (1996): Identificación de elementos tectónicos del Sistema Central a partir de un modelo digital del terreno. *Geogaceta*, 19 : 23-26.

Star, J. y Estes, J. (1990): *Geographic Information Systems: an introduction*. Englewood Cliffs, N.J., 303 p.

Manuscrito recibido el 30 de Mayo de 1997

Aceptado el manuscrito revisado el 22 de Mayo de 1998