

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**LA ASIMETRÍA DE LA CUENCA FLUVIAL Y OTROS ÍNDICES
MORFOMÉTRICOS. IMPLICACIONES PARA LA CUENCA DE
MADRID.**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Julio Garrote Revilla

Bajo la dirección de la Doctora:

Guillermina Garzón Heydt

Madrid, 2012



DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

Memoria de
Tesis Doctoral

LA ASIMETRÍA DE LA CUENCA FLUVIAL Y OTROS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS. IMPLICACIONES PARA LA CUENCA DE MADRID.



Julio Garrote Revilla
Madrid, 2012

Directora:
Dr. Guillermina Garzón Heydt
Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

*“Nunca es tarde,
si la dicha es buena”*

*Para toda mi gente,
para los que estuvieron y están,
para los que llegaron durante el camino,
y para los que ya no están.*

El Doctorando,

El Director de la Tesis,

Fdo. Julio Garrote Revilla

Fdo. Guillermina Garzón Heydt

Agradecimientos.

En primer lugar quiero agradecer esta tesis doctoral a mi directora, Mini Garzón, artífice principal de que este trabajo no quedase olvidado en algún cajón de despacho, como algunas veces estuvo a punto. Al final, de tanto insistir logró su objetivo, y acabé la Tesis. Gracias por ser tan “pesada”.

Durante todos estos años, fui coincidiendo en los distintos centros en los que estuve con mucha gente, algunos de los cuales se encontraban en la misma situación que yo, es decir, embarcados en la realización de una Tesis Doctoral, otros ya habían alcanzado ese objetivo, y también los había que ni se lo habían planteado ni lo harían en un futuro próximo. Pero todos, no se decir muy bien por que, se sintieron impelidos a ir preguntando por los avances de la misma. Esa famosa frase que escuchamos aquellos que nos embarcamos en esta tarea: ¿Cómo llevas la Tesis?; que tantos quebraderos de cabeza nos da para responder de forma amigable, cuando muchas veces es de lo último que quisiéramos oír hablar. Para todos ellos, por fin puedo decir que he acabado. Así que para aquellos con los que coincidí, primero en el Departamento de Geodinámica de la UCM (especialmente para Ángela y Jose, con los que aunque casi no coincidí, compartíamos Directora); posteriormente en el Área de Riesgos Geológicos del IGME (Julia, África, Gerardo, Diana, Andrés,...); y por último en el Área de Recursos Hídricos del C.E.H. (Antonio, Javier, los Luises, Celia, Conchita, Carmen, Mirta, Julio V., Ángela de nuevo, y los otros I+D del Área, Dani, Lara, Luis, Natalia y Sara, alguno de los cuales parece que va a hacer una locura!).

No me puedo olvidar en este momento de aquellos que me acogieron durante mis dos estancias en la Universidad de Memphis. Poco convencido iba yo de viajar a los EE.UU., pero sin duda no puedo tener queja del trato que me dieron y de lo que aguantaron mis limitaciones con el idioma. Así que desde aquí, muchas gracias a los dos Ryan (con uno de los cuales compartí vivencia en unos apartamentos que no se podrían considerar de lujo), Amanda (que nos llevaba en coche cargados con nuestras bicis siempre que llovía), Julie (que gran recuerdo de las cenas de Acción de Gracias), y sobre todo a Randy Cox, que me recibió perplejo de que un chaval de España lo

conociere y quisiese trabajar con él, y que es una gran persona. En lo profesional, agradecer sobre todo a Ryan Csontos y a Randy Cox por su ayuda en mis comienzos con la asimetría de las cuencas.

Ya en la parte puramente personal, a mis amigos del barrio de Canillejas con los que he pasado tantas tarde-noches en los parques (Rubén, Cano, Saúl, Hugo...) sin hablar desde luego de mi Tesis, aunque de vez en cuando no pudiesen resistir la tentación de preguntar como iba, y si tenía intención de acabarla algún año de estos. La música y la política eran temas más interesantes.

Y a mis compañeros de estudios, con algunos de los cuales seguimos teniendo contacto, aunque todos se han hecho padres, y no hay forma de salgamos a tomar algo tranquilos (Jesús, Sergio, Tere, Iván y sus respectivas parejas, y Esmeralda).

En el párrafo anterior debería incluir también a Carmen, porque compartimos estudios, pero como ahora vivimos juntos creo de debo dedicarle un párrafo propio. Gracias por aguantarme, eso si que da para hacer una Tesis. Y gracias por no ser muy pesada con esta Tesis, de la que llevas oyendo hablar tantos años y que supongo que ya no sabrías si algún día vería la luz. Y no te preocupes, ahora ya tendré tiempo para ponerme con el huerto.

Por último, pero no por ello menos importante, agradecer a mi familia el apoyo que me da. A mi madre y a mi hermana y su nueva familia, y a mi padre que no llegó a ver este trabajo acabado. Ellos nunca me preguntaron mucho cuando iba a terminar la Tesis, lo cual agradezco sinceramente, y si no fuese por que de vez en cuando me oían comentar algo al respecto, no dudo que habrían creído que estos papeles habían acabado en algún cajón de despacho.

Y por si me olvido de alguien, de forma no intencionada, Gracias a todos!

Resumen

El interés en el análisis morfométrico de la Cuenca de Madrid se basa en las características singulares de su forma geométrica y la disposición de la red de drenaje sobre la misma. Para tratar de entender su origen y evolución se utilizarán una serie de índices morfométricos que analizan tanto la forma del relieve y su distribución como características de su red de drenaje.

Se han utilizado también modelos matemáticos del relieve que nos permiten obtener simulaciones de la componente regional. La comparación de estos modelos con la superficie actual del terreno (MDT) nos proporciona datos de los valores residuales que pueden ser interpretados como debidos a movimientos en la vertical de un sistema de bloques que se reajustan ante esfuerzos tectónicos.

Los resultados obtenidos muestran patrones de distribución de los índices de forma del terreno y la distribución y forma de la red de drenaje. El origen de estos patrones y tendencias podemos buscarlos en la litología superficial de la cuenca o bien en los esfuerzos tectónicos a los que ha sido sometida.

De la comparación con la litología se observa que no puede ser la única responsable de la distribución de índices morfométricos, pues existen variaciones significativas dentro de una misma unidad litológica. No obstante, el comportamiento frente a la erosión de las distintas litologías si condiciona, aunque de forma limitada, la distribución de parte de los índices, como es el caso de la integral hipsométrica, la densidad de drenaje, el nivel de base local o la rugosidad del relieve. Como la variable litológica no explica de forma totalmente satisfactoria los resultados de todos los índices, se hace necesaria la actuación también de esfuerzos que justifiquen la actividad de sistemas de bloques estructurales. Para este análisis, se han tenido en cuenta un anterior modelo de superficies armónicas, así como un modelo polinómico de superficies de distinto orden aquí desarrollado.

La semejanza en los resultados obtenidos del modelo polinómico utilizando distintas poblaciones iniciales de datos, lo revela útil para la interpretación de la componente regional del relieve de la cuenca. La comparación de estos modelos con el relieve actual aportó mapas de valores residuales que se puede interpretar como un sistema de bloques delimitados lineaciones estructuras, responsable de los movimientos diferenciales de bloques dentro de la cuenca.

El modelo armónico representa una simplificación del relieve actual, y muestra una buena relación con los resultados de los índices que analizan el relieve. La disposición en zonas elevadas y deprimidas dentro del modelo es evidente a través de los valores de los índices asociados. Sin embargo, no es capaz de dar respuesta a todos los resultados obtenidos, y así, aquellos índices que se centran en la forma de la red de drenaje, como la asimetría transversal o el índice de gradiente de los cauces, no pueden ser explicados directamente a partir de este modelo. Los valores de elevación o de depresión dentro del modelo armónico y su distribución espacial son aspectos importantes a tener en cuenta. Su distribución espacial muestra un sesgo importante agrupándose las de mayor magnitud en la mitad oriental y el límite entre ambas coincide con un cambio en su dirección que pasa de NE-SO a ENE-OSO.

Las diferencias de magnitud mostradas por las ondulaciones armónicas se ven favorecidas también por la litología, más fácilmente erosionable en la mitad occidental. Toda esta distribución espacial tiene su reflejo en la configuración de los cursos fluviales principales dentro de la cuenca. En la mitad oriental siguen la dirección de los armónicos, mientras en la occidental atraviesan aquellos de menor magnitud, en algunos casos sin grandes cambios en su dirección. En casos como el Manzanares, la presencia de estos umbrales en el relieve facilitan su captura hacia el río Jarama y por tanto la desconexión y abandono de su tramo bajo, que perdura en el disminuido arroyo Guatén actual. El trazado del río Jarama antes de su confluencia con el Henares coincide con el límite que se define a partir de las magnitudes de los armónicos.

Por tanto, podría concluirse que la configuración espacial de los grandes ríos y las características generales del relieve están básicamente condicionadas por un sistema de elevaciones y depresiones asociable al modelo de ondulaciones armónicas.

Por otra parte, la evolución de la red de drenaje que se deduce del análisis de la asimetría transversal de las subcuencas fluviales muestra un desplazamiento preferente hacia el Este tanto para los órdenes fluviales bajos como en general para los cursos principales. En el presente trabajo se ha desarrollado otra forma de aproximación al tratamiento estadístico de las medidas directas de asimetría, que nos permite obtener un campo de vectores medios uniformemente distribuidos en el espacio. A partir de estos resultados han sido delimitadas diferentes zonas de asimetría homogénea.

Los límites que se han dibujado para separar las regiones de asimetría homogénea presentan dos direcciones principales, ortogonales entre sí, individualizando una serie de bloques basculados con vergencia hacia el Este. Uno de estas direcciones concuerda con la dirección de las ondulaciones armónicas. El segundo conjunto, con una mayor representación en la mitad occidental, ya no aparece ligado a las ondulaciones armónicas si no que las corta. Más bien reflejan, en esta parte de la zona de estudio, las direcciones N-S a NO-SE, que desplazan y alteran la forma de las ondulaciones armónicas. Estos lineamientos, sin embargo, no tienen un reflejo claro en los resultados de los índices morfométricos que analizan el relieve. Ello permite interpretar que los desplazamientos en la vertical que generan no son lo suficientemente importantes. Aunque sí lo suficiente para que en combinación con una litología favorable (como es la carbonatada, que favorece la incisión vertical) reflejen su actividad en los resultados del índice de gradiente que muestra picos positivos en relación la localización de estos lineamientos.

La asimetría transversal de las cuencas, también se ha revelado sensible a la actuación de las estructuras N-S a NO-SE al mostrar un patrón general de desplazamiento hacia el Este. Esta dirección no es homogénea para todos los dominios de asimetría interpretados, y la dirección media de desplazamiento fluctúa en función

del sentido del basculamiento. Por tanto, puede confirmarse que los límites de los dominios de asimetría preferente quedan condicionados por la disposición conjunta de las ondulaciones armónicas y a las lineaciones ortogonales.

En las pequeñas cuencas en las que se ha basado el análisis principal de la asimetría, este desplazamiento no tiene otro reflejo en superficie que la asimetría mencionada. Pero en los cursos principales, la disposición de los depósitos de origen fluvial más reciente, las terrazas fluviales, concuerdan en la mayoría de los casos (preferentemente cuando la dirección de flujo es perpendicular al desplazamiento que genera la asimetría) con el sentido de la asimetría apuntada, siendo otro reflejo la migración lateral de los ríos, asociada a los basculamientos producidos por el reajuste de bloques dentro de la cuenca. En estos casos existe uniformidad en el sentido de desplazamiento de los cauces, independientemente del orden jerárquico de los mismos.

Esta uniformidad en la dirección de desplazamiento se rompe en los casos en los que el curso principal es casi paralelo al sentido de la dirección predominante de la asimetría de las cuencas de bajo orden, caso de los ríos Tajuña, Tajo y arroyo Pantueña. En estos casos, la asimetría del curso principal apunta un desplazamiento hacia el N-NO. Esta situación la creemos controlada por tres factores, en primer lugar el comentado paralelismo entre la dirección de flujo y la vergencia asociada a las estructuras N-S a NO-SE; en segundo lugar al factor litológico, que favorece la incisión vertical frente a la migración lateral de los cauces; y en tercer lugar a la mayor magnitud de las ondulaciones armónicas en esta región.

Una vez establecido el marco de control evolutivo del relieve y la red de drenaje; controlado principalmente el primero por los relieves asociados a las ondulaciones armónicas y la segunda bien por la vergencia asociada a las estructuras N-S a NO-SE bien por la combinación de factores antes mencionada, se procedió a comparar los límites de los dominios de asimetría con los mapas de valores residuales. Estos mapas son los obtenidos a partir de la comparación entre la distribución topográfica actual y aquella inferida a partir del cálculo de modelos armónicos y

polinómicos de síntesis del relieve. Se buscaba el reflejo que las alineaciones que controlan el basculamiento de los bloques asociados a la asimetría preferente de la red de drenaje podían tener en el relieve. La comparación de los límites de los dominios de asimetría con los mapas de valores residuales permite observar la presencia de formas en el mapa, que pueden relacionarse con los límites de los dominios de asimetría. Para que encajen de forma más favorable, es necesario re-definir la localización de los límites de asimetría, desplazándolos ligeramente. Este desplazamiento al que se hace referencia no supone una incompatibilidad de los resultados, si no que puede justificarse en virtud de la metodología de cálculo de los vectores medios de asimetría explicada anteriormente.

En función de los mapas de residuales se puede interpretar además la presencia de un mayor número de alineaciones que tendrían reflejo en el relieve, lo que complica el esquema de bloques anteriormente propuesto, pero no contradice las direcciones y pautas dominantes. Se ha obtenido un esquema de las alineaciones que han controlado la evolución del drenaje dentro de la cuenca que ofrece mayor complejidad que el obtenido directamente de la asimetría transversal de las cuencas de drenaje.

No debe sorprendernos sin embargo esta situación, pues nos encontramos en una región con una historia geológica compleja, que ha sido sometida a distintos campos de esfuerzos que han dejado su huella en el terreno y han reactivado las dejadas por otros anteriores. De hecho, el trazo continuo de las alineaciones que limitan los bloques que con su basculamiento han provocado la asimetría de la red de drenaje, no deja de ser una aproximación a la realidad. De la comparación de estos límites con las alineaciones interpretadas a partir del análisis de lineamientos sobre el MDT se puede extraer la conclusión de que en muchos casos los límites, más que por una alineación continua vienen definidos por una combinación o sucesión de estructuras discontinuas.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1.- INTRODUCCION	1
1.1.- PROBLEMÁTICA GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA DE MADRID	2
1.2.- EL ANÁLISIS MORFOMÉTRICO EN EL CONTEXTO GEOLÓGICO ACTUAL	5
1.3.- OBJETIVOS	8
1.4.- METODOLOGÍA	9
1.4.1.- <u>Factor de Simetría Topográfica Transversal (Factor T)</u>	10
1.4.2.- <u>Análisis de la Densidad de Drenaje de la red hidrográfica</u>	12
1.4.3.- <u>Análisis del valor de la Integral Hipsométrica de la red de drenaje</u>	13
1.4.4.- <u>Análisis del Stream Gradient Index</u>	14
1.4.5.- <u>Cálculo de las Superficies Polinómicas del Relieve</u>	14
1.4.6.- <u>Análisis de Fourier (Generación de Superficies Armónicas del Relieve)</u>	15
2.- CONTEXTO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES	17
2.1.- ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO	18
2.2.- CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LA CUENCA NEÓGENA	21
2.3.- MARCO MORFOESTRUCTURAL	24
3.- ANÁLISIS DE LA ASIMETRÍA DEL DRENAJE	27
3.1.- LA MIGRACIÓN FLUVIAL EN EL TIEMPO	28
3.1.1.- <u>¿Que representa la asimetría de la red de drenaje?</u>	30
3.1.2.- <u>La Asimetría de la red como factor morfométrico</u>	32
3.2.- METODOLOGÍA DE CÁLCULO DEL FACTOR T	35
3.2.1.- <u>Datos para la medida del Factor T</u>	35
3.2.2.- <u>Medida del Factor T sobre mapas topográficos</u>	36

3.2.3.- <u>Medida mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica</u>	39
3.2.3.1.- <i>Generación y corrección hidrológica del MDE</i>	40
3.2.3.2.- <i>Definición de la red de drenaje y sus cuencas asociadas</i>	48
3.2.3.3.- <i>Definición de los órdenes jerárquicos de la red</i>	53
3.2.4.- <u>Condicionantes negativos para el cálculo de la asimetría</u>	56
3.3.- DESARROLLO DE LA NUEVA METODOLOGÍA DE CÁLCULO DEL FACTOR T. MISSISSIPPI BASIN	62
3.3.1.- <u>Desarrollo metodológico</u>	66
3.3.2.- <u>Resultados obtenidos</u>	74
3.3.3.- <u>Interpretación de los resultados. Rampa Monoclinal frente a Basculamiento Tectónico</u>	83
3.3.4.- <u>Discusión de los resultados</u>	88
3.3.5.- <u>Conclusiones obtenidas a cerca del análisis de la asimetría de las cuencas</u>	91
4.- CÁLCULO DEL FACTOR T. RUTINAS DE AUTOMATIZACIÓN Y ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS RESULTADOS	95
4.1.- INTRODUCCIÓN	96
4.1.1.- <u>Rutinas de automatización para corrección del DEM y extracción hidrológica</u>	97
4.1.2.- <u>Rutinas de automatización para el cálculo del Factor T</u>	100
4.1.3.- <u>Discusión sobre las diferentes metodologías de cálculo</u>	108
4.2.- TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE LOS RESULTADOS	109
4.2.1.- <u>El porqué de la aplicación de métodos estadísticos</u>	110
4.2.2.- <u>El campo de la Estadística Circular</u>	112
4.2.3.- <u>Manejo de datos con dos variables asociadas</u>	113
4.2.4.- <u>Análisis estadístico de los resultados</u>	115

4.2.4.1.- <i>Obtención de vectores medios de asimetría sobre el área de estudio</i>	116
4.2.4.2.- <i>Descripción de los resultados sobre la Cuenca de Madrid</i>	117
4.2.5. <u>Análisis estadísticos secundarios</u>	119
4.2.5.1.- <i>Aplicados a la obtención de vectores medios regionales</i>	120
4.2.5.2.- <i>Aplicados a la obtención de vectores normalizados</i>	123
4.2.5.3.- <i>Aplicados al análisis descriptivo de los dominios de asimetría</i>	131
4.3.- CÁLCULO DEL FACTOR T SOBRE DIFERENTES ÓRDENES JERÁRQUICOS DE LA RED DE DRENAJE	133
4.3.1.- <u>El porqué del cálculo del factor de Simetría Topográfica Transversal sobre diferentes ordenes jerárquicos</u>	133
4.3.2.- <u>Análisis de los resultados de asimetría de diferentes ordenes</u>	135
4.3.2.1.- <i>Análisis regionales por Dominios</i>	136
4.3.2.2.- <i>Análisis regionales por Cuencas</i>	137
4.3.2.3.- <i>Condicionante de la frecuencia relativa espacial de datos</i>	140
4.3.3.- <u>Asimetría de las cuencas de drenaje de alto orden</u>	141
5.- LA ASIMETRÍA DE LA RED DE DRENAJE DE LA CUENCA DE MADRID	144
5.1. DESCRIPCIÓN DE LOS DOMINIOS DE ASIMETRÍA	145
5.2.- INTERPRETACIÓN CONJUNTA DE LOS VALORES DE ASIMETRÍA DE LA CUENCA DE MADRID	167
6.- ANALISIS MORFOMÉTRICO DE LA RED DE DRENAJE	174
6.1.- INTRODUCCIÓN A LOS ANÁLISIS DEL DRENAJE	175
6.2.- LA DENSIDAD DE LA RED DE DRENAJE (DD)	176
6.3.- EL NIVEL DE BASE LOCAL DE LA RED DE DRENAJE	180
6.4.- LA INTEGRAL HIPSOMÉTRICA DEL DRENAJE	185

6.5.- EL ÍNDICE DE GRADIENTE FLUVIAL	194
6.6.- ANÁLISIS DE LA SINUOSIDAD DE LA RED DE DRENAJE	200
7.- ANÁLISIS DE LAS FORMAS DEL RELIEVE	208
7.1.- INTRODUCCIÓN A LA MORFOMETRÍA DEL RELIEVE	209
7.2.- ANÁLISIS DE LINEAMIENTOS SOBRE EL TERRENO	210
7.3.- ANÁLISIS DE LA RUGOSIDAD DEL TERRENO	216
7.4.- ANÁLISIS DE TENDENCIA DEL RELIEVE	223
7.4.1.- <u>Cálculo de las Superficies Polinómicas del Relieve</u>	224
7.4.2.- <u>Comparación de las Superficies Polinómicas con el relieve actual</u>	231
7.4.3.- <u>Análisis de Fourier (Generación de Superficies Armónicas del Relieve)</u>	244
7.4.4.- <u>Comparación de las Superficies Armónicas con el relieve actual</u>	248
8.- INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	257
8.1.- LOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS	258
8.2.- LA ASIMETRÍA DE LA RED DE DRENAJE	274
8.3.- LOS MAPAS DE RESIDUALES	278
8.4.- REDEFINICIÓN DE LOS DOMINIOS DE ASIMETRÍA	282
8.5.- DISCUSIÓN CONJUNTA DE RESULTADOS	285
9.- SÍNTESIS Y CONCLUSIONES	294
9.1.- SÍNTESIS Y CONCLUSIONES	295
10.- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	299
11.- ANEXOS	321
11.1.- ANEXO I. SCRIPTS ENFOCADOS A LA CORRECCIÓN HIDROLÓGICA DEL MDT	323

11.2.- ANEXO II. SCRIPTS ENFOCADOS A LA OBTENCIÓN DE CUENCAS DE DRENAJE, Y LA EXPORTACIÓN DE LOS FICHEROS DIGITALES DE LAS MISMAS	331
11.3.- ANEXO III. SCRIPTS ENFOCADOS A LA DETERMINACIÓN DE LA SIMETRÍA TOPOGRÁFICA TRANSVERSAL DE LAS CUENCAS DE DRENAJE	341

An aerial photograph of a river valley. On the left, a steep, rocky cliffside descends towards a river. At the top of the cliff, a large, multi-story building with a central tower is visible. The river flows through the center of the valley, surrounded by dense green trees and vegetation. In the background, a bridge spans across the valley, and several high-voltage power lines are visible against the sky. The overall scene is a mix of natural beauty and human infrastructure.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCION

1.1.- PROBLEMÁTICA GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA DE MADRID

La Cuenca de Madrid constituye el tramo medio-superior de la Cuenca del Tajo y presenta una forma triangular que se estrecha hacia el Oeste (Figura 1.1) dando lugar a un angosto corredor a través del cual el río Tajo drena hacia otra cuenca cenozoica. El desarrollo de la red de drenaje hacia el océano Atlántico es una historia de sucesivos procesos de captura fluvial de cuencas continentales hacia el Oeste, las cuales previamente habían funcionado de forma endorreica, y por evolución remontante han determinado la integración de la red de drenaje actual.

Esta compleja evolución conlleva el que esta cuenca Media-Alta del río Tajo presente unas características fisiográficas peculiares. El río Tajo discurre pegado al borde Sur de su depresión, que constituye aquí la denominada Cuenca de Madrid, para la cual sin embargo, su eje central está definido por el río Jarama. El Jarama, aunque de menor longitud que el Tajo desarrolla una cuenca extensa y de alto caudal específico, y representa el principal colector de afluentes. De hecho, el río Jarama con su dirección meridiana, recoge por su izquierda a los ríos Henares y Tajuña e incluso podría considerarse también al propio Tajo como su afluente. Por el contrario, a su derecha, cabe considerar como único afluente importante al Manzanares.

La marcada asimetría de la Cuenca de Madrid prácticamente sin afluentes del Tajo por su margen Sur, no es un hecho fortuito e implica un significado y conclusiones geológicas importantes, que conlleva tratar de entender si su origen es reciente o heredado. Las causas de la génesis de la cuenca se encuentran estrechamente relacionadas con la evolución cenozoica de los bordes montañosos que la limitan, y especialmente a la evolución de su borde septentrional, formado por el Sistema Central.

El interés en el análisis de la Cuenca de Madrid se basa en las especiales características que cuestionan su desarrollo y evolución para llegar a la configuración y

a la distribución superficial de morfologías que presenta en la actualidad. Los aspectos significativos son la existencia de distintas expresiones de la red de drenaje, como son las diferencias en el encajamiento fluvial; zonas en las que alguno de los márgenes de los ríos muestra importantes escarpes; diferencias en el grado de disección local etc.... Por otro lado está la presencia de relieves significativos asociados a diferente grado de encajamiento y de desarrollo del drenaje. Estos hechos ponen de manifiesto una evolución compleja de la cuenca y de su red de drenaje, y la necesaria búsqueda de los factores que controlan su forma en planta y evolución.

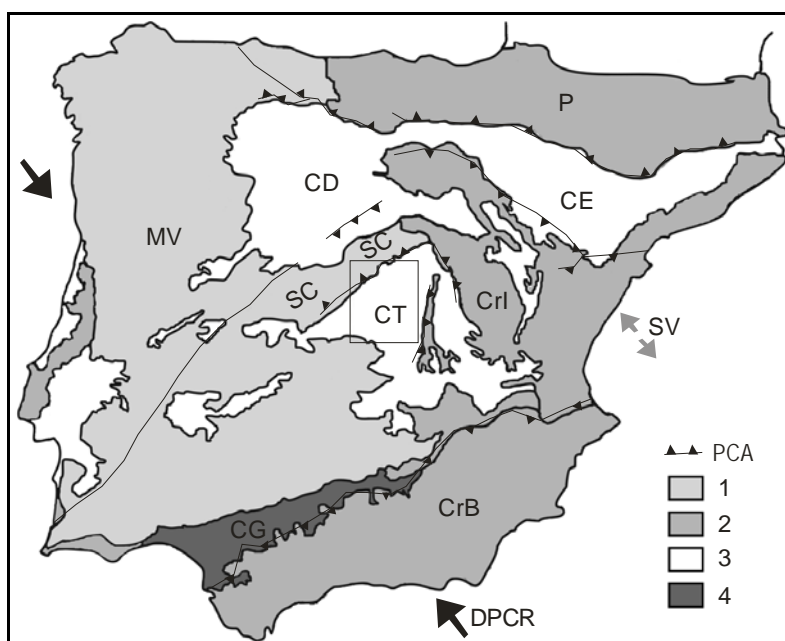


Figura 1.1. Localización de la zona de trabajo dentro de la Placa Ibérica, mostrando las principales unidades morfo-estructurales originadas o reactivadas durante la orogenia Alpina. P: Pirineos, SC: Sistema Central, MV: Macizo Varisco, CE: Cuenca del río Ebro, CT: Cuenca del río Tago, CG: Cuenca del río Guadalquivir, CD: Cuenca del río Duero, CrB: Cordillera Bética, CrI: Cordillera Ibérica, SV: Surco de Valencia, DPCR: Dirección Principal de Compresión Reciente. 1: Rocas Ígneas y Metamórficas del Macizo Varisco, 2: sistemas montañosos de origen Alpino, 3: Cuencas de relleno Terciario, 4: Cuencas de relleno Cuaternario.

Con el presente trabajo se pretende añadir conocimiento sobre la evolución de la cuenca a través de una serie de estudios englobados dentro de las técnicas de análisis indirectas asociadas a la morfometría. Se hace especial énfasis en el estudio de

una variable principal de la red de drenaje y su relación con la morfología del relieve, como es la estimación de la asimetría de las subcuencas de diferente orden jerárquico de drenaje y la detección de sus patrones, con especial hincapié en el desarrollo y mejora de uno de los métodos: la asimetría del relieve. La asimetría de los valles es un factor recurrente en las cuencas terciarias continentales. El control estructural de esta asimetría es evidente en nuestro caso. Pero ¿corresponde a un simple reflejo de la estructura preexistente, o existe una impronta reciente que condiciona la evolución del drenaje con una determinada desviación?

Nuestro fin no es tanto la interpretación tectónica, si no el desarrollo o facilitación de las metodologías geomorfológicas para su análisis. Se trata de la aproximación morfométrica a la interpretación del relieve, ensayando sobre diferentes aspectos de su morfología y contrastando sus resultados y aportaciones generalizables.

Para ello se hacia necesario partir de unas hipótesis o modelos de referencia con los que contrastar los resultados. Teniendo en cuenta que la extensión de la cuenca no es suficiente como para poder plantearnos la incidencia de variaciones locales climáticas, los posibles factores responsables pueden centrarse en los siguientes aspectos.

Desde el punto de vista de la distribución de litologías, se acusa una variabilidad importante con materiales dominados por litologías arenosas, carbonatadas y evaporíticas. La diferente resistencia y tipologías erosivas, erosión mecánica frente a erosión química, dominantes son un posible regulador de la evolución y forma del relieve y drenaje actuales.

La depresión continental ligeramente plegada que constituye la Cuenca de Madrid, puede considerarse litológicamente homogénea respecto a los materiales rígidos que limitan su extensión. Pero esto puede no ser estrictamente cierto, ya que los importantes rasgos morfoestructurales de la cuenca están influenciados significativamente por las secuencias deposicionales del Neógeno Superior. Los materiales de edad cenozoica que rellenan la cuenca, no se encuentran bien

consolidados y pueden absorber y enmascarar posibles basculamientos, elevaciones y subsidencias origen de la morfología actual de la cuenca y su red de drenaje asociada.

Por otro lado, aunque no pueda considerarse como una región de actividad sísmica importante, la localización de epicentros de baja magnitud no debe reducirse a un caso aislado, y por tanto la influencia de los esfuerzos tectónicos recientes puede ser significativa.

La existencia de procesos recientes de deformación dentro de la cuenca, apuntada por diversos autores, ha sido expresada recientemente a partir del análisis del modelo digital del terreno, por medio de su manifestación en ondulaciones del relieve o trenes de ondas obtenidos a partir de los armónicos del relieve (Sánchez Serrano, 2000; Tejero et al., 2006 y 2011). Por otro lado, también se conoce la presencia de estructuras de deformación frágil, que no tienen asociada la presencia de grandes saltos en la vertical, y parecen haber funcionado principalmente como fallas direccionales o de desgarre, asociadas al último campo de esfuerzos actuante en la zona, y que en algunos casos responden a la reactivación de antiguas fracturas corticales.

1.2.- EL ANÁLISIS MORFOMÉTRICO EN EL CONTEXTO GEOLÓGICO ACTUAL

El análisis de las relaciones morfométricas del relieve se ha convertido en una herramienta geomorfológica en auge creciente, como técnica de identificación de la tectónica reciente y activa. La extraordinaria capacidad de análisis del territorio que ofrecen los MDT y los SIG ha permitido el desarrollo de la denominada morfología tectónica.

Los intentos de cuantificación en geomorfología y con ello los estudios morfométricos se desarrollan especialmente después de la II Guerra Mundial, a partir del interés despertado por la toma de datos exhaustiva para el mejor conocimiento del territorio, como fue por ejemplo, el análisis de playas previo al desembarco de Normandía. La idea de cuantificar elementos como el drenaje, planteado ya por

Horton para estimar la escorrentía y la erosión superficial, tuvieron también su momento de auge alrededor de los años 50. Pero las aproximaciones al relieve a través de la cuantificación se vieron frenadas por la dificultad del manejo de grandes cantidades de datos y su posibilidad de transformarlos en modelos que no fueran meramente estadísticos, si no que tuvieran además un valor funcional. Por ello después de esta etapa proto-cuantitativa vuelve a recuperarse la prioridad en el estudio de las formas, aunque ya no tanto desde el punto de vista descriptivo, si no como expresión de los procesos genéticos. La premisa de que “la función crea la forma”, deriva hacia la comprensión de los procesos físico-químicos que determinan su historia geológica. Se substituye, así, la descripción de los factores litológicos y estructurales que configuran la forma por los procesos que la modelan.

En las últimas décadas, dos aspectos han vuelto a revolucionar la aproximación al conocimiento e interpretación del relieve, los MDT y los SIG, superándose el problema del tratamiento de datos y permitiendo la superposición simultanea de múltiples imágenes. Con ello, Bosque Sendra (1992), se consigue manejar y procesar muchos datos simultáneamente y tratarlos matemáticamente para su realce o simplificación. Al mismo tiempo se puede extraer automáticamente información de imágenes, fotos, o MDT y superponerlas o hacer operaciones entre ellas.

Ante estas posibilidades otros campos de la geología se interesan de nuevo por la geomorfología y las formas del terreno. Los modelos tectónicos precisan datos sobre la velocidad y mecanismos de evolución del relieve. El interés de los modelos de evolución del relieve requiere no solo la estimación de la tasa y velocidad de incisión, si no además la comprensión de sus mecanismos de control evolutivo. Surge así el concepto de *morfología tectónica* frente al de morfología estructural, se trata de comprender la evolución tectónica a partir de la *discretización* y la explicación del relieve.

Desde el punto de vista de las aportaciones del análisis de la red de drenaje, hay que señalar la existencia de una estrecha relación entre la configuración de los grandes ríos y su marco tectónico (Potter, 1978). Así, a pesar de sus importantes

caudales y su aparente capacidad para seleccionar el trazado de sus cursos en zonas donde no existe un confinamiento litológico de los cauces, los ríos de gran entidad son muy sensibles a la tectónica activa, debido a que los bajos gradientes que presentan estos ríos son fácilmente afectados por pequeños cambios en el entorno (Schumm, 1986).

Aunque este análisis de la red de drenaje es una herramienta importante para la interpretación de la tectónica activa de una zona, la comparación del comportamiento de distintos canales fluviales no es una tarea que se pueda llevar a cabo directamente, debido a las diferencias que pueden existir en la potencia fluvial (“stream power”) o capacidad morfogénica de los diferentes cauces fluviales (Burnett y Schumm, 1983).

Dicho de otra forma, en una cuenca de drenaje desarrollada sobre una litología homogénea o uniforme, el tamaño del canal y su energía determinan el grado de respuesta del mismo ante interferencias de origen tectónico o estructural, y por lo tanto, canales que muestran diferente orden jerárquico pueden mostrar diferentes patrones morfológicos como resultado de su propia capacidad evolutiva o de diferentes pulsos tectónicos. Por todo ello, para investigar este posible origen dual de las variaciones aquí observadas dentro de la red de drenaje de la Cuenca de Madrid, los análisis llevados a cabo para determinar la asimetría de la red fluvial se ha llevado a cabo sobre diferentes ordenes jerárquicos de dicha red.

En ambientes geológicos como los de la Cuenca de Madrid, compuesta por sedimentos no consolidados en su mayoría, el análisis de la asimetría de las cuencas de drenaje puede proporcionar una información muy valiosa para la comprensión de la tectónica de la región y su incidencia más reciente, permitiendo la delineación de dominios de migración preferente de cauces, los cuales pueden estar relacionados con procesos de basculamiento en el marco de una tectónica de bloques o bien con el desarrollo de plegamientos estructurales (Garrote et al., 2006). La manera en que los ríos responden a los procesos de elevación o subsidencia tectónica es migrando lateralmente a favor de la dirección de basculamiento provocada por esos

movimientos en la vertical de la corteza, de tal forma, que el registro de tales migraciones se manifiesta en forma de una dirección preferente de asimetría transversal en las cuencas de drenaje según la dirección del basculamiento regional (Cox, 1988, 1994; Fisher et al., 1994; Cox et al., 2001; Garrote y Garzón, 2002).

1.3.- OBJETIVOS

La morfometría de la Cuenca de Madrid y de su red de drenaje se examinará con el objetivo de entender su desarrollo y evolución en relación a los elementos estructurales y litológicos presentes en la cuenca. La forma y límites de la Cuenca de Madrid muestran un importante control estructural, aunque no es fácil definir dichas estructuras en superficie claramente, en parte debido a los materiales de edad cenozoica que rellenan la cuenca, los cuales no se encuentran bien consolidados y pueden absorber y enmascarar posibles basculamientos, elevaciones y subsidencias origen de la morfología actual de la cuenca y su red de drenaje asociada.

Por tanto, los objetivos concretos que se trataran de alcanzar en este trabajo son los que se enumeran a continuación:

- Determinar el control que han ejercido las variaciones litológicas y la tectónica en la configuración actual de la red de drenaje y el relieve de la Cuenca de Madrid.

- Discriminar, para las zonas que sea posible, el elemento principal de control, bien sea su configuración litológica o un control estructural.

- Determinar la utilidad de las técnicas morfométricas para discriminar las causas de la evolución del relieve de la zona y del posible control estructural de la cuenca a partir de las relaciones entre su geometría y la existencia de movimientos verticales que no han sido contrarrestados por la alteración y erosión de los materiales de la cuenca.

- *Caracterización morfométrica de la cuenca en función de los diferentes índices utilizados. Establecer relaciones entre los valores adoptados por los distintos parámetros morfométricos y las principales unidades litológicas presentes dentro de la cuenca.*

- *Redefinir el método de cálculo de un índice morfométrico concreto, el Factor de Simetría Topográfica Transversal (Factor T) y validar su utilidad para el estudio de la evolución del territorio. Este índice permite la delimitación de zonas de tendencia evolutiva semejante a partir del estudio de las formas de la red de drenaje en áreas en las que el posible control estructural de la cuenca se ve difuminado por sus características geológicas y no es fácilmente observable en la superficie del terreno.*

- *Implementar y utilizar la tecnología digital tanto en forma de "inputs" (representación digital del relieve en forma de MDT o MDE) como de herramientas de cálculo y procesamiento de la información a partir de los SIG, que nos facilitan los análisis de vecindad y la obtención de parejas de datos de distintas variables con las que posteriormente poder realizar correlaciones. Esto nos permite, además, ampliar la extensión de las zonas de análisis y el manejo de amplios conjuntos de datos, tanto de entrada como de salida de los análisis llevados a cabo.*

1.4.- METODOLOGÍA

Como medio para alcanzar los objetivos planteados, se propone la utilización de técnicas morfométricas aplicadas tanto a la forma del relieve como a la forma de la red de drenaje y sus cuencas. El cálculo de un conjunto de índices morfométricos nos permitirá lograr varios objetivos, por un lado nos servirá para lograr una caracterización de la región en base a una serie de índices, lo cual homogeneiza la región en función de la o las variables en consideración. Nos permitirá observar las zonas que comparten valores y aquellas en las que se producen variaciones

significativas, así como establecer un patrón espacial de la distribución de cada una de las variables asociadas al conjunto de los índices estimados.

Por otro lado, y esto es lo más importante, sobre la serie de índices morfométricos utilizados se han establecido correspondencias con distintos grados de actividad tectónica, o más concretamente con la existencia de perturbaciones en el relieve que hayan provocado movimientos en la vertical, responsables de procesos de rejuvenecimiento del relieve y también de reactivación de los procesos activos.

Es cierto que las variaciones litológicas pueden provocar alteraciones en la distribución superficial del resultado numérico obtenido del cálculo de los distintos índices morfométricos, y que por tanto uno de los objetivos que debemos alcanzar es también el discriminar el origen de las variaciones en los valores alcanzados por los distintos parámetros morfométricos utilizados.

El espectro de índices aplicados ha sido amplio, centrándose tanto en características generales del relieve de toda la zona de estudio, como en las propiedades locales del mismo, basadas en las características y variaciones que se producen dentro de cada una de las cuencas de drenaje analizadas. Por otro lado, las características de la red de drenaje propiamente dicha ha sido el otro foco sobre el que se han centrado los índices utilizados.

En esta primera introducción a la morfometría haremos una breve descripción de los principales Índices Morfométricos del Terreno que se van a usar en este trabajo, haciendo referencia tanto al concepto de cálculo de dicho índice como al significado de los valores que arrojan.

1.4.1.- Factor de Simetría Topográfica Transversal (Factor T)

La red de drenaje que evoluciona sobre un bloque con un basculamiento determinado puede desarrollar una tendencia hacia la asimetría de sus cuencas de drenaje en una dirección preferente, debido a que se produce un incremento en los procesos erosivos en el flanco del cauce orientado aguas abajo (en la dirección del

basculamiento de dicho bloque). Además, este basculamiento produce también que se incrementen los procesos erosivos en la cabecera de la cuenca, preferentemente en aquellos sectores aguas arriba en la dirección de basculamiento. Con ello se promoverá la migración de la divisoria de aguas entre distintas cuencas, de tal manera que se favorece el incremento de la asimetría de la cuenca en la dirección de basculamiento del bloque sobre el que se desarrolla (Cox et al., 2001).

Hay que tener en cuenta, sin embargo, que la existencia de asimetría en las cuencas de drenaje puede ser también fruto de otros procesos geológicos, tales como el movimiento de los cauces fluviales debido a un desplazamiento monoclinal en favor del buzamiento de capas resistentes; de la existencia de procesos erosivos diferenciados en función de la orientación de las pendientes en climas áridos y fríos; o por el desarrollo de tributarios de mayor longitud que fluyen a través de planicies, como por ejemplo en las llanuras costeras, a favor de la pendiente (Osborn y du Toit, 1991; Cox, 1994).

A partir de estas premisas, el Índice de Simetría Topográfica Transversal (Factor T) desarrollado por R.T. Cox (1994), se ha mostrado efectivo en la delimitación de sistemas de bloques corticales basculados en áreas de importante actividad sísmica, así como en zonas de baja actividad sísmica, permitiendo definir estructuras neotectónicas que previamente habían escapado o no habían sido detectadas por otras técnicas de análisis (Cox, 1988, 1994; Fisher et al., 1994; Baird y Willemin, 1998; Cox et al., 2001; Csontos, 2002; Garrote y Garzón, 2002). Esta técnica produce un campo de vectores (definidos por su dirección y su magnitud) aleatoriamente distribuidos en el espacio y representativos de la asimetría de las cuencas, producto de la migración lateral de los cauces. De tal forma, áreas que muestran una dirección preferente de migración de los cauces pueden ser evaluadas en términos de superficies basculadas (Leeder y Alexander, 1987; Osborn y du Toit, 1991; Fisher et al., 1994).

Para este trabajo se ha desarrollado una nueva aproximación al cálculo del Factor T, que semi-automatiza su estimación de tal forma que se produce un

significativo descenso en el tiempo necesario para llevar a cabo los cálculos encaminados a obtener los valores de asimetría para cada una de las cuencas. Este aspecto es fundamental cuando la extensión de la zona de estudio es amplia. En esta nueva técnica se genera una subrutina, que se lleva a cabo dentro del entorno del software MatLab, y mediante la cual se trata la información geográfica de entrada (datos de elevación, dirección de flujo y flujo acumulado, almacenados en grids) como matrices de datos con las que estimar la asimetría de la cuenca. Todo ello se apoya en la utilización de los Modelos Digitales de Elevaciones (MDE) como datos de partida para el cálculo de la asimetría y de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) para el procesado de la información que nos aportan los MDE y la preparación de los datos de entrada para el cálculo del Factor T.

1.4.2.- Análisis de la Densidad de Drenaje de la red hidrográfica

El cálculo de la densidad del drenaje de una zona establece la relación existente entre la suma de las longitudes de los cauces existentes dentro de un área determinada, indicándonos la frecuencia relativa de cauces dentro de la misma, lo que se interpreta como el grado de disección fluvial presente (Schumm et al., 1987).

Como el cálculo se basa en la estimación de un sumatorio de longitudes por unidad de área (por ejemplo, en m/m^2), la distribución en áreas de los valores queda condicionada por la unidad de análisis determinada en el estudio. Así, esta unidad de análisis puede ser por un lado una celda de área conocida de tal forma que obtenemos una distribución homogénea de los valores de densidad de drenaje, o bien se puede optar por un cálculo basado en la extensión de las cuencas de drenaje de igual o distinto orden. En este último caso, el optar por cuencas de orden jerárquico semejante nos permite comparar valores de densidad de drenaje entre cuencas de una misma entidad.

Diversos autores han tratado de establecer la relación existente entre este índice morfométrico de Densidad de Drenaje con las variables de relieve, la litología, el clima, y la tectónica, encontrando la existencia de tendencias positivas y negativas

según las características de la región analizada (Schumm, 1956; Kirkby 1980, 1993; Montgomery y Dietrich, 1989, 1994; Schumm et al., 1987). En nuestra zona de estudio por ejemplo, estando esta caracterizada por un clima semi-árido y con un relieve moderado, la relación entre densidad de drenaje y relieve sería positiva.

1.4.3.- Análisis del valor de la Integral Hipsométrica de la red de drenaje

El cálculo del valor de la Integral Hipsométrica de una cuenca de drenaje es una forma de caracterizar la morfología de la curva hipsométrica (o más concisamente, el área existente bajo la curva hipsométrica) de la misma, para de esta forma describir su distribución de elevaciones y poder inferir el estado del relieve de la cuenca dentro del ciclo de erosión actual.

Los valores que puede adoptar esta variable están establecidos entre 0 - 1, puesto que para la curva hipsométrica los valores mínimo y máximo son también 0 y 1, en función de las variables utilizadas para su cálculo, la proporción de altura total de la cuenca (altura relativa, h/H) y la proporción de área total de la cuenca (área relativa, a/A).

El uso del valor de la integral hipsométrica como un indicador del estado del paisaje dentro del ciclo de erosión actual se debe a la relación existente entre el valor de la integral hipsométría y el grado de disección de la cuenca (Strahler, 1952b; Pike y Wilson, 1971; Mayer, 1990; Keller y Pinter, 1996). De esta forma podemos asociar valores elevados (claramente superiores a 0.5) de la integral hipsométrica con un estado juvenil del paisaje caracterizado por una fuerte incisión de los ríos dentro de un relieve accidentado. Los valores intermedios (próximos a 0.5) nos indican un estado del paisaje maduro en el que existe un equilibrio entre relieves bajos y altos dentro de la cuenca. Por último, un valor bajo de la integral hipsométrica (netamente inferior a 0.5) se relaciona con un estado del paisaje senil, caracterizado por un paisaje próximo al nivel de base de la cuenca y relieves muy pequeños.

1.4.4.- Análisis del Stream Gradient Index

El cálculo del Stream Gradient Index o Índice de Gradiente del Cauce, parte de una premisa inicial según la cual la pendiente del curso fluvial decrece aguas abajo y el perfil longitudinal del río se aproxima a una recta en un gráfico semi-logarítmico. Ello, siempre que éste tienda a un equilibrio de río estable (Mackin, 1948) y que las características de caudal y carga en suspensión no se hayan modificado substancialmente, De tal forma que Hack (1973) propone su cálculo a partir de la siguiente fórmula:

$$K = \frac{H_i - H_f}{\ln L_f - \ln L_i}$$

Donde H_i y H_f se corresponden con las alturas inicial y final del perfil del río, mientras L_f y L_i son las longitudes final e inicial desde la cabecera del río. Dentro de este esquema, un segmento suficientemente pequeño del río puede considerarse recto, por lo que el cálculo del Gradient Index para el mismo puede aproximarse a partir de la siguiente fórmula:

$$SL = (\Delta H / \Delta L)L$$

Según Masana (1994), la relación (SL/K) entre estos dos factores permite contrastar la tendencia de cada segmento al perfil de equilibrio de todo el río, o lo que es lo mismo, nos permite interpretar si la pendiente que muestra un segmento determinado se ajusta a la pendiente teórica que debería tener en función de su posición dentro del perfil longitudinal total del curso. En función del valor que presente esta relación podremos indicar si la pendiente del segmento es superior ($(SL/K) > 1$) a la esperada, o inferior ($(SL/K) < 1$) a la misma.

1.4.5.- Cálculo de las Superficies Polinómicas del Relieve

La estimación de superficies polinómicas del relieve se engloba dentro de los análisis de tendencia del relieve (trend-surface analysis), que son métodos

matemáticos usados para separar los datos en sus distintos componentes, aquellos de naturaleza regional frente a las fluctuaciones locales (Agterberg, 1974; Davis, 1986). Así, las tendencias regionales de la variable a analizar se calculan como superficies polinómicas de diferentes órdenes, a partir de las cuales se pueden obtener valores residuales que se corresponderían con las fluctuaciones locales de la variable (como la diferencia aritmética entre los datos originales y los de las superficies de tendencia, en este caso, superficies polinómicas).

Los mapas de los valores residuales juegan un importante papel en el análisis de superficies de tendencias, puesto que estos valores pueden favorecer la identificación de elementos de interés dentro del relieve, acentuando los mismos en el mapa de residuales. La estimación de superficies de tendencia puede aplicarse sobre distintas variables, como los datos de isolíneas de nivel o el gradiente hidráulico del terreno (Grohmann, 2004 y 2005). En este trabajo la variable de partida será el valor topográfico del terreno.

Para el cálculo de estas superficies polinómicas del terreno se parte de una población aleatoria de datos recopilados de la zona de estudio, a partir de los cuales se procede al ajuste de las superficies de distinto orden polinómico. Posteriormente, estas superficies son relacionadas con la original para obtener los datos de residuos, y poder analizar los elementos o zonas que aparecen destacadas en estos mapas y proceder a su interpretación.

1.4.6.- Análisis de Fourier (Generación de Superficies Armónicas del Relieve)

El análisis de Fourier sobre datos topográficos es una forma de separación de componentes dentro de campos potenciales de datos, guardando por tanto bastante semejanza con los tratamientos realizados frecuentemente sobre datos analizados en la prospección geofísica (magnéticos, gravimétricos, etc...). Esta separación de componentes hace referencia a la descomposición de los datos originales por frecuencias, de tal forma que la descomposición en superficies armónicas (relacionadas directamente con una frecuencia de onda) nos permite conservar las

frecuencias más apropiadas para los estudios que estemos llevando a cabo. Así, si conservamos las superficies armónicas relacionadas con longitudes de onda larga, podremos analizar los componentes regionales del conjunto de datos que estemos utilizando, mientras que por el contrario, las longitudes de onda corta se relacionan con las variaciones locales del patrón de datos. Rayner (1972) ya plantea que la topografía, como variable continua en el espacio se presta bien a la realización de este tipo de análisis. Sánchez-Serrano (2000) lleva a cabo dicho trabajo con la estimación de las superficies armónicas de diferente orden para la zona central de la Península Ibérica.

El análisis de Fourier nos permite a partir de una función compleja que representaría la distribución real de los datos (topografía), la descomposición de la misma en una serie de componentes seno y coseno simples. La suma de todas las componentes nos dará evidentemente como resultado la función compleja original (Telford et al., 1976; Davis, 1986; Gasquet y Witomski, 1990).

El proceso de descomposición de la función original compleja necesita que los datos se encuentren distribuidos uniformemente en el espacio. Una vez se comienza la descomposición de la función original, la componente armónica de orden 1 presenta una longitud de onda (λ) semejante a la longitud total de los datos a analizar en una de las componentes del espacio, y las sucesivas superficies o componentes armónicas presentarán longitudes de onda relacionadas directamente con la de primer orden, mediante la división de dicha longitud entre la orden del armónico ($\lambda/2$, $\lambda/3$, $\lambda/4$, $\lambda/5$,...).

An aerial photograph showing a wide, winding river flowing through a valley. The river is a light blue color, contrasting with the brown and tan tones of the surrounding eroded hillsides. The terrain is rugged, with deep gullies and steep slopes. The background shows more distant, hazy hills under a clear sky.

CAPITULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO Y ANTEDECENTES

2.- CONTEXTO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

2.1.- ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO

Fisiográficamente, la Cuenca de Madrid muestra unos límites bastante netos en casi todos sus bordes. El Norte se define a través de la falla del borde sur del Sistema Central y el Sur con el límite norte de la alineación montañosa de los Montes de Toledo. Al Este, el relieve montañoso que condiciona la extensión de la Cuenca de Madrid es la Sierra de Altomira, que separa las dos cubetas orientales que definen la extensión de la Cuenca del río Tajo, la Cuenca de Madrid y la Cuenca de Loranca. Por último, el límite occidental de la cuenca es el peor definido, pues se produce por un estrechamiento por la proximidad de los relieves del Sistema Central y los Montes de Toledo. A efectos de este trabajo, el límite occidental de la zona de estudio se establece a la altura de la confluencia entre los cauces de los ríos Guadarrama y Tajo.

Desde los primeros trabajos que se llevaron a cabo desde el punto de vista morfoestructural se plantea la evolución conjunta macizo-cuenca (Schwenzner, 1936). A la elevación del Sistema Central durante el Cenozoico le corresponde una importante subsidencia de este sector de la Cuenca del Tajo, la Cuenca de Madrid, que registra espesores máximos de sedimentos de más de 3000 metros (cubeta de Alcobendas, Querol, 1989).

Desde un punto de vista morfológico, la Cuenca de Madrid representa la continuación del piedemonte del flanco sur del Sistema Central, el cual evoluciona a rampas que configuran las superficies elevadas de la cuenca, tal y como plantean diversos autores, aunque con distintas interpretaciones evolutivas (Biro y Sole, 1954; Pedraza, 1978 o Garzón Heydt, 1980). En algunos lugares, esas superficies neógenas están conectadas con el piedemonte paleozoico, pero en otros, tanto la erosión como la presencia de estructuras tectónicas han interrumpido dicha continuidad. Estas formas, las rampas, presentan características composicionales diferentes en función de su área fuente dentro del Sistema Central. Hacia el Este, donde los afloramientos de rocas metamórficas (esquistos y cuarcitas) son predominantes, extensos depósitos de

gravas englobadas en una matriz arcillosa y frecuentes depósitos de canales fluviales conforman una unidad característica en la Península Ibérica, la “Raña”, que representa las últimas secuencias deposicionales en transición a la incisión fluvial acaecida durante el Cuaternario. La morfología de esta unidad es ligeramente convexa, y su gradiente es de aproximadamente un grado hacia el SO.

En la zona occidental de la cuenca, las superficies terminales están formadas por rampas arenosas desarrolladas a partir de los afloramientos graníticos del Sistema Central, y aunque inicialmente pueden tener un origen semejante al de la “Raña”, su litología arcósica apunta hacia re-trabajamientos posteriores de los depósitos Neógenos. Estos han evolucionado hacia sucesivos niveles de aplanamiento que se conservan parcialmente y definen las divisorias de aguas entre las corrientes principales que drenan la cuenca (Pérez González, 1994).

La zona central de la Cuenca de Madrid esta dominada por una unidad carbonatada terminal que define la superficie del Páramo, una extensa planicie que buza ligeramente hacia el SO. Esta unidad esta formada por una superficie de erosión – depósito donde los sedimentos erosionados de las series de sedimentos más antiguas del Mioceno se depositaron en los relieves más bajos y distales durante el Plioceno. Los depósitos de la “Raña” están ligeramente incididos lateralmente en la meseta del Páramo, y representan una transición temprana a los procesos de incisión fluvial acaecidos durante el Cuaternario, que se considera que comenzaron hace alrededor de 2.6 - 2.5 millones de años (Opdyke et al., 1997).

En estas superficies elevadas, los valles fluviales se han encajado más de 300 metros en un proceso de incisión fluvial, formando valles asimétricos en los que encontramos depósitos de terrazas fluviales bien desarrollados, y que también se encuentran influenciados por el sustrato Neógeno. Sobre los materiales arcósicos nos encontramos amplios depósitos de terrazas fluviales escalonadas, constituidas por gravas heredadas de los depósitos de la “Raña”. En la zona central de la cuenca, formada sobre un sustrato evaporítico o carbonático, los valles de los ríos son

estrechos y profundos y los depósitos fluviales han sido adelgazados por subsidencia kárstica o tectónica.

El sistema de terrazas fluviales que presenta un mayor desarrollo es el asociado al curso del río Henares, el cual presenta hasta 20 niveles descritos, y que suman un total de más de 220 metros de incisión fluvial. Le siguen los sistemas de terrazas fluviales asociados a los cauces de los ríos Tajo y Jarama. Los distintos niveles de terrazas fluviales han sido correlacionados en función de la altura respecto al cauce actual, pues las dataciones de depósitos de terrazas no son comunes en esta zona, a excepción de algunos datos arqueológicos y de datación cronológica a través de restos de fauna fósil.

De acuerdo con la altura relativa de las terrazas fluviales y su correlación de niveles, Pérez González (1994) establece que los niveles de terrazas a una altura relativa superior a los 60 metros sobre el río corresponden al Pleistoceno Medio, mientras los niveles que se encuentran a unas alturas cercanas a los 15 metros respecto al cauce actual del río serían Pleistoceno Superior. Dentro de este trabajo adoptaremos la clasificación cronológica propuesta, aunque entendemos que basar afirmaciones únicamente en esta ordenación cronológica puede no ser lo más adecuado, teniendo en consideración que durante el proceso evolutivo e integrador de la red de drenaje de la Cuenca de Madrid no todos los ríos han sufrido procesos de incisión fluvial ni al mismo tiempo ni en la misma tasa, y por tanto no todos los tributarios tienen que estar en la misma fase o estado evolutivo, debido a diferentes velocidades de incisión fluvial.

La distribución de la red fluvial de la Cuenca de Madrid muestra un claro patrón asimétrico, con el curso principal de la cuenca, el río Tajo, adyacente al borde sur de la cuenca, mientras que los otros cursos principales (Jarama, Manzanares y Guadarrama) fluyen perpendiculares al trazado de la alineación montañosa del Sistema Central, manteniendo la dirección preferente de los sistemas aluviales del Neógeno. De hecho, aunque el río Tajo es el curso principal de la cuenca, el sistema fluvial formado por los cursos de los ríos Jarama y su afluente el Henares presenta los mayores caudales

dentro de la Cuenca de Madrid, disputando de esta forma la condición de curso principal al río Tajo.

Por tanto, podemos considerar dos direcciones preferentes de drenaje dentro de la cuenca, una procedente de la alineación del Sistema Central y otra perpendicular a la anterior, originaria de la alineación montañosa de la Cordillera Ibérica (ríos Tajo, Tajuña y Henares). Estos tres ríos paralelos y equidistantes, Henares, Tajuña y Tajo, siguen la dirección NE-SO, dominante de la zona, arqueándose hacia el N al aproximarse a la Sierra de Altomira.

2.2- CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LA CUENCA NEÓGENA

Respecto a la evolución sedimentaria de la cuenca, existen múltiples estudios de síntesis evolutiva en la que se describen tanto las características como el significado morfológico de los diferentes materiales que rellenan la depresión durante el Cenozoico, (ver Pérez-González, 1994 y Alonso-Zarza et al. 2004). En líneas generales, durante el Cenozoico se produce la acumulación de materiales terrígenos en los bordes de la cuenca a partir de la denudación de los relieves que establecen los límites de la misma, con una transición hacia el centro de la cuenca a materiales terrígenos más finos, en un marco de desarrollo de abanicos aluviales. Lateralmente y aun más hacia el centro de la Cuenca de Madrid estos materiales son sustituidos por depósitos carbonatados y evaporíticos asociados a zonas lacustres y palustres desarrolladas en las áreas más deprimidas.

Para establecer las relaciones entre la morfología y la litología se hará uso de la cartografía geológica del IGME, publicada en la serie MAGNA (IGME, 1975-2000; Figura 2.1). La depresión de la Cuenca de Madrid ha sido rellena con sedimentos variados tanto en su composición como en las condiciones en las que se depositaron. Así, en primer lugar la cuenca actuó de forma endorreica (desde el Oligoceno hasta el Mioceno medio), para posteriormente (desde el Mioceno superior hasta el Plioceno) actuar como una cuenca de tipo exorreico, Calvo et al. 1996. Esta historia sedimentaria ha dado lugar a un relleno de la cuenca que muestra una distribución concéntrica de

los materiales. De esta forma podemos diferenciar una serie de macro-unidades deposicionales de borde a centro de la cuenca, la cual consiste en la siguiente serie: en primer lugar y en las zonas más próximas a los bordes de la cuenca encontramos arenas arcósicas, a las que sucede una unidad intermedia de margas y arcillas, las cuales pasan de forma transicional y en las zonas más centrales de la cuenca a depósitos de tipo evaporítico con acumulaciones predominantes de yesos, los cuales están culminados por la unidad carbonática de las “Calizas del Páramo”.

La distribución y extensión de estas grandes unidades, sin embargo, no es semejante en toda la cuenca, y así por ejemplo las arenas arcósicas presentan un mayor desarrollo en la zona norte de la cuenca que en los extremos oriental y meridional. La potencia de este conjunto de depósitos es superior a los 3000 metros y su acumulación se relaciona directamente con una elevación de la alineación montañosa del Sistema Central de semejante magnitud. Desde el final del Mioceno hasta el Plioceno se produce una reactivación del levantamiento general de la zona, provocando un cambio en la extensión de la cuenca y generando relieves intra-cuencales, depresiones sinclinales, con direcciones sub-paralelas a la mostrada por el Sistema Central (Alonso-Zarza et al., 2004).

Durante la fase terminal de relleno de la cuenca, de tipo fluvio-lacustre, se desarrollan importantes sistemas fluviales en la misma, con direcciones dominantes de flujo N-S, tal y como indica el registro sedimentario de los mismos durante el Mioceno superior y el Plioceno (Calvo et al., 1989; Sanz, 1996). Durante el final del Plioceno y el Cuaternario, se produce la integración de segmentos de la red de drenaje procedentes de abanicos aluviales laterales, y debido a la erosión remontante desde el Atlántico se produce la conexión de la red desarrollada en la Cuenca de Madrid con el sistema fluvial principal del río Tajo, todo ello en un marco general de basculamiento de la zona hacia el SO.

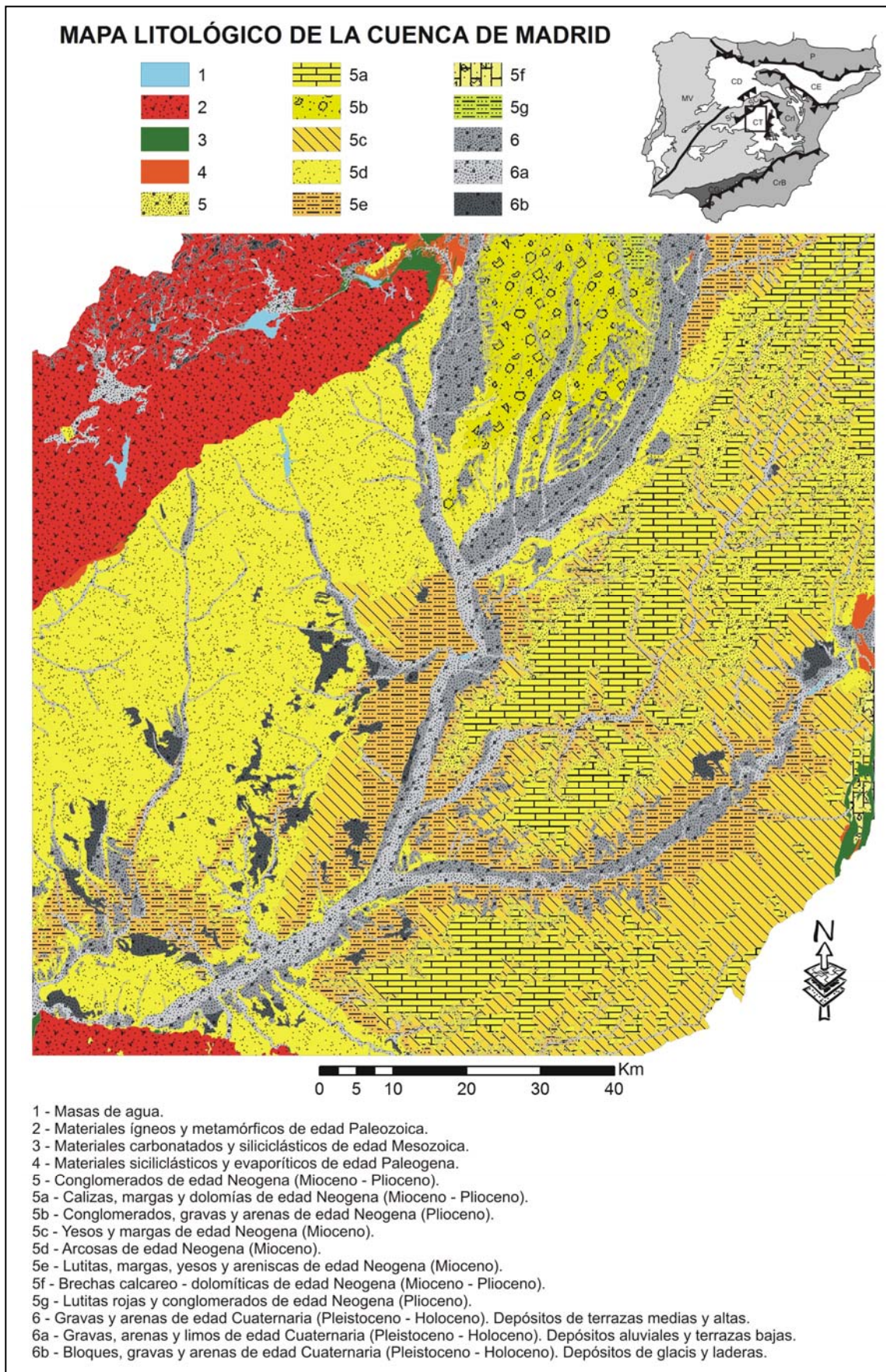


Figura 2.1. Mapa litológico de la Cuenca de Madrid en el que se aprecian los afloramientos en superficie de las distintas unidades litológicas producto del relleno de la cuenca. Figura generada a partir de los mapas geológicos digitales de la serie MAGNA (IGME, 1975-2000).

Se han llevado a cabo numerosos trabajos de diferente índole y objetivos, para tratar de establecer los elementos que han controlado la evolución, tanto con carácter local como a escala de la cuenca. Aproximaciones desde el campo de la geofísica y los análisis sismológicos, o desde estudios mediante sensores remotos han recopilado datos a cerca de la estructura de la cuenca y sus bordes (por ejemplo, Martín Escorza, 1980; Alía Medina y Ubanell, 1985; Suriñach y Vegas, 1988; Vegas et al., 1990; Bergamín y Tejero, 1994; De Vicente et al., 1996a; Garrote y Garzón, 2001; Fernández-Lozano et al., 2010 y 2011; De Vicente y Muñoz-Martín, 2012). Sin embargo, aun no se encuentran claramente definidos los roles jugados durante el desarrollo de la cuenca tanto de la configuración litológica de la misma como de la tectónica que la ha afectado. Tal y como apunta Pérez-González (1982), parece existir un periodo de inestabilidad tectónica posterior a la colmatación de la cuenca a finales del Plioceno que él estima posterior a la génesis de la terraza de +50 metros, lo que según su cronología nos llevaría a una edad Pleistoceno Medio – Superior. Este periodo de inestabilidad puede haber influenciado también la configuración posterior del terreno y de la red de drenaje que surca y drena la Cuenca de Madrid, por lo que de nuevo observamos que los roles de la dupla litología-tectónica siguen sin estar definidos dentro de la cuenca

2.3.- MARCO MORFOESTRUCTURAL

La Cuenca de Madrid esta localizada en la parte central de la micro-placa Ibérica., que forma un bloque cortical que articula la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática. Este marco estructural se mantiene desde comienzos del Cenozoico, pero la placa Ibérica no ha sido totalmente estable, y fracturas previas existentes en el basamento se han reactivado, dando lugar a un complejo sistema de bloques elevados y depresiones intracratónicas que han actuado como cuencas endorreicas y se han rellenado durante el Cenozoico. La dirección de compresión dominante (N-S) se debe a la convergencia de placas anteriormente apuntada, mientras la apertura del océano Atlántico causaba un desplazamiento de ambas hacia el Este. En el margen oriental de la placa Ibérica, la reactivación del Rift Mesozoico dio

lugar al levantamiento de la Cordillera Ibérica, y después de eso, el surco o depresión de Valencia comenzó a abrirse por una dinámica extensional hacia el Mar Mediterráneo. Bajo ese campo de esfuerzos, las cuencas fluviales principales se han desarrollado con morfología elongada y paralela en una dirección E-O, a favor de una sucesión de pequeñas depresiones cenozoicas desarrolladas sobre el basamento varisco.

La Cuenca de Madrid constituye una depresión limitada al Norte por la alineación montañosa del Sistema Central, de trazado en dirección NE, por la Sierra de Altomira al Este (considerada como producto de un empuje tectónico hacia el Oeste dentro de un marco general de compresión máxima según un eje N-S. Muñoz-Martín, 1997; Muñoz-Martín y De Vicente, 1998) y por la alineación de los Montes de Toledo y la Meseta Manchega al Sur. La compleja evolución morfoestructural de las cuencas y alineaciones montañosas internas de la placa Ibérica esta todavía bajo discusión. La cadena montañosa del Sistema Central y sus depresiones adyacentes fueron definidas como un sistema de cuencas romboédricas desarrolladas a lo largo de fallas de desgarre post-hercínicas reactivadas durante la orogenia Alpina (Garzón Heydt, 1980; Portero y Aznar, 1984). Warburton y Álvarez (1989) adaptaron el modelo de tectónica de “piel fina” para la evolución del Sistema Central, proponiendo una estructura de elevación de tipo “pop-up” debida a una zona de despegue que incluía a la mitad de la corteza continental. De Vicente et al., (1992) sugieren que las fracturas de dirección NE que limitan el Sistema Central actuaron como fracturas corticales compensadas lateralmente mediante fallas de desgarre. Posteriormente, De Vicente et al. (1996b) proponen que un campo de esfuerzos extensional ha estado actuando paralelamente a la compresión NNO desde el Mioceno hasta la actualidad, no como un escenario extensional distinto, sino más bien como un bandeo flexural causado por la compresión regional, definida también por Andeweg et al., 1999.

Más recientemente, este marco estructural ha sido re-examinado por Sánchez Serrano (2000) y Tejero et al. (2006) mediante una aproximación sintética basada en un análisis de Fourier (componentes armónicos) sobre un Modelo Digital de

Elevaciones (MDE) que deduce la existencia de ondulaciones topográficas en el terreno. Su distribución regular consistente en un bandeado de zonas elevadas y deprimidas sugiere una ondulación cortical, que es confirmada por los datos de anomalías de Bouguer, así como por mapas de pendientes y rugosidad del terreno. Los trenes de ondas que se aprecian a partir del análisis de Fourier presentan una dirección preferente hacia el NE, y están atravesados perpendicularmente, provocando la dislocación de las zonas elevadas y deprimidas, por lineamientos de dirección N-S que coinciden con la reactivación de antiguas fracturas de origen Hercínico. Generalmente el desplazamiento asociado a fallas de desgarre que se produce en el bandeado observado en el análisis de Fourier es de tipo sinestroso, y junto con fracturas con dirección NO, acomodan la deformación lateral. Tejero et al. (2006) proponen que el mejor ajuste para las superficies armónicas derivadas de la topografía asociadas al análisis de Fourier se obtiene con longitudes de onda entre los 20 y 40 km, que representan estructuras correspondientes a deformaciones corticales de escala regional. Cloething et al. (2002) consideran el plegamiento litosférico como único mecanismo probable de deformación activo en la zona Ibérica central y sugieren unas longitudes de onda del orden de los 50 km, las cuales concluyen no implican la ocurrencia de procesos activos en el manto terrestre.

An aerial photograph of a river valley. On the left, a steep, rocky cliffside descends towards a river. The river flows through a lush green valley with dense trees and vegetation. To the right of the river, there are large, flat green fields, some with rows of trees. In the background, there are rolling hills and a small town or village. The sky is clear and blue.

CAPITULO 3

ANÁLISIS DE LA SIMETRÍA TOPOGRÁFICA TRANSVERSAL DE LAS CUENCAS DE DRENAJE

3.- ANÁLISIS DE LA ASIMETRÍA DEL DRENAJE

3.1.- LA MIGRACIÓN FLUVIAL EN EL TIEMPO

El hecho de que un río sea capaz de modificar su posición en planta es básico de cara a poder estudiar la falta de simetría en los valles y en general del terreno. El estudio de la asimetría fluvial cobra así importancia pues nos puede desvelar información muy importante a cerca de la evolución temporal de una cuenca.

Un río puede modificar su posición a lo largo del tiempo, en función de las características del propio cauce así como del marco litológico-estructural en el que se desarrolla. Estas características pueden promover la migración lateral del río o bien pueden constreñirla o atenuarla. Dejando a un lado los factores condicionantes, se podría afirmar que un río varía su posición en la horizontal para adaptarse a las variaciones de energía que el mismo sufre, siendo estas variaciones debidas incrementos o descensos en el caudal que transporta el cauce, o bien a la configuración regional del territorio por donde el río fluye (Figura 3.1).

Respecto a las variaciones en el caudal del río, se puede apuntar el proceso de avulsión fluvial como una causa de la variabilidad posicional de los cauces. Ante situaciones de incremento de caudal, el cauce actual del río puede no ser suficiente para la evacuación de dicho caudal, provocando el desbordamiento del cauce, el cual puede encontrar otra posición topográfica más favorable. Otra causa puede ser la variación en la posición del cauce debida a fenómenos de cortas de meandros, así como las debidas al propio proceso de crecimiento de los meandros.

Nos interesan aquí, sin embargo, las variaciones de posición que están controladas por aspectos relativos a las condiciones regionales. Se pueden considerar dos factores que condicionan la movilidad regional, por un lado los litológicos y por otro lado aquellos asociados a procesos tectónicos que actúan o lo han hecho sobre la zona.

Las variaciones litológicas condicionan el flujo sub- y superficial de las aguas, lo que puede provocar efectos de concentración o dispersión de las mismas. De este modo, aspectos como la existencia de variaciones en la erosionabilidad de los materiales pueden provocar variaciones en la disposición de los ríos, favoreciendo su desplazamiento en la horizontal por la menor resistencia a la erosión de unos materiales respecto a otros.

De igual modo, el buzamiento de las capas sobre las que fluye el cauce puede provocar el desplazamiento lateral del mismo. Algunos ambientes deposicionales, como abanicos o llanuras maréales, también pueden promover la existencia de inclinaciones sin-sedimentarias, de forma que los cauces pueden verse favorecidos a migrar lateralmente a favor de dichas pendientes.

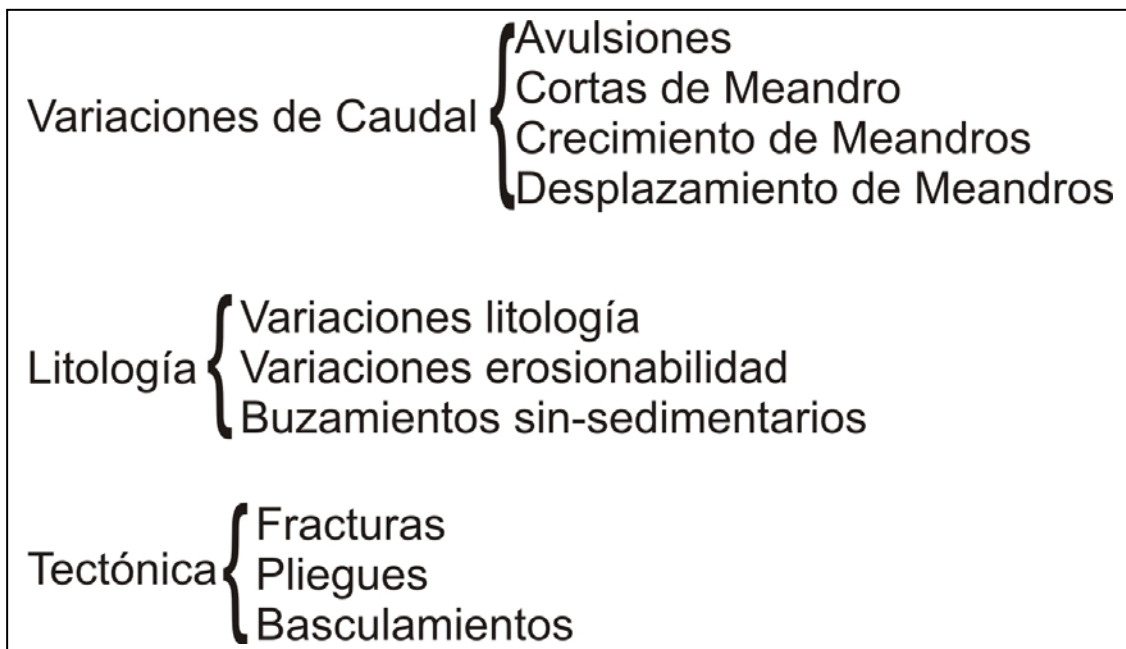


Figura 3.1. Posibles causas de la migración lateral de los ríos, responsables de la aparición de una asimetría dentro de la cuenca de drenaje.

El segundo grupo está asociado a la manifestación superficial de procesos tectónicos y la historia tectónica de la región. La presencia de fallas, o pliegues en la

corteza pueden provocar tanto la concentración de las aguas subterráneas como condicionar la disposición superficial de los cauces, generando pendientes que favorezcan la migración. El basculamientos de bloques corticales, así como los procesos de elevación y subsidencia tectónica son otros motivos que pueden dirigir o promover la migración lateral de los cauces.

3.1.1.- ¿Que representa la asimetría de la red de drenaje?

Una vez vistas las causas por las cuales un río puede variar su posición en planta discutiremos la posible interpretación que esta asimetría tiene, tanto a nivel de una cuenca de drenaje individual como de un conjunto de cuencas.

A nivel individual, la falta de simetría de una cuenca significa que el cauce principal que la surca no ocupa el eje central de la misma (Figura 3.2), sino que se encuentra desplazado hacia uno de los bordes de la cuenca. Este desplazamiento puede tener su origen en cualquiera de las causas que apuntábamos en epígrafe anterior, o en la combinación de algunas de ellas.

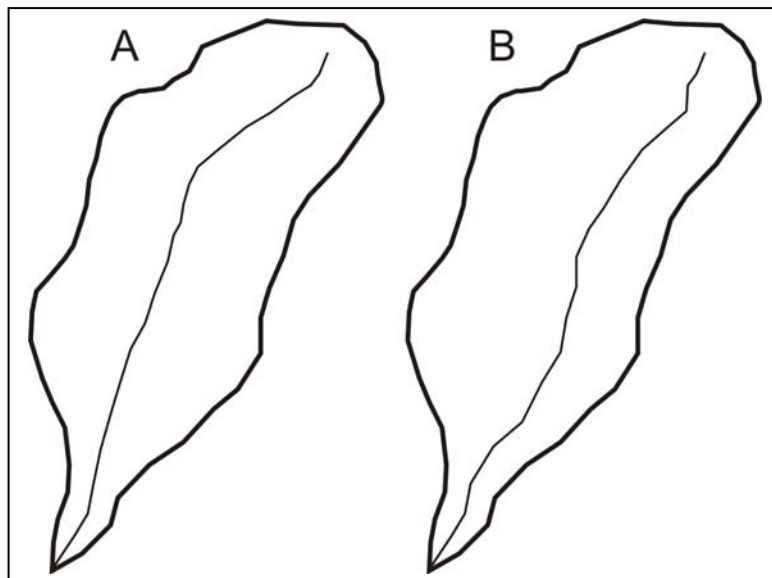


Figura 3.2. Ejemplo de una cuenca de drenaje en la que el curso principal ocupa el eje central de la cuenca (A), de tal forma que esta es simétrica y la misma cuenca con el curso principal desplazado hacia la derecha (B), de tal forma que se desarrolla una asimetría entre las dos mitades en la que dicho curso divide la cuenca.

Respecto a la información que nos aporta, no parece especialmente relevante, pues se trataría de un solo dato, el cual muestra únicamente la situación actual de esa cuenca, siendo posible que el origen de la asimetría se deba simplemente a que el cálculo de la misma representa una situación concreta dentro de una dinámica, en la cual ese cauce puede migrar libremente, y tampoco sabemos con certeza cual es el sentido del desplazamiento que esta presentando ese cauce, pues puede encaminarse hacia una disminución de la asimetría si la tendencia del cauce es a desplazarse hacia el eje de simetría de la cuenca, o si bien es a aumentar la asimetría desplazándose hacia uno de los bordes de su área drenante.

También sería necesario tener presente el valor o la magnitud de la asimetría que presenta la cuenca. Si ésta es muy marcada, debiendo buscar el origen de la misma, o si bien por el contrario es de una magnitud leve, pudiendo interpretar que dicha desviación respecto al eje de simetría no es significativa.

En el caso de que la asimetría de la red de drenaje se examine sobre un conjunto de cuencas, la información que esta variable puede aportarnos tiene un mayor interés que radica en la posibilidad de establecer tendencias regionales, obviando la posibilidad de que el resultado represente solo una foto fija. Para ello, habremos de analizar tanto los resultados obtenidos como el marco de dichas cuencas para tratar de establecer los factores que controlan la evolución.

El establecimiento de tendencias regionales se puede llevar a cabo a partir del tratamiento estadístico de los datos de asimetría individuales de cada cuenca, como por ejemplo con la obtención de valores medios regionales, usando un análisis de media móvil a lo largo de la región de estudio. Estos vectores medios es evidente que presentarán diferencias en la magnitud de la asimetría, respecto a los medidos individualmente en cada cuenca. En este caso habrá cuencas unitarias que presenten una dirección de asimetría semejante a la obtenida para el vector medio y en las cuales su magnitud sumara para obtener el valor final, mientras que en otras cuencas el valor de magnitud restará.

La importancia del establecimiento de tendencias regionales se basa en que se toman datos a partir de una población de cuencas que no son homogéneas, y que presentan diferencias significativas como es la dirección que presenta el cauce principal. Como veremos en el siguiente epígrafe, cuando estimamos este parámetro dentro de una cuenca, las direcciones que puede presentar la asimetría se ven condicionadas por el sentido que muestra el curso principal de la cuenca. Sin embargo, si las medidas se están llevando a cabo sobre una población de cuencas, el sentido de flujo de los cauces principales de las mismas no es homogéneo, sino que existe una dispersión en las medidas, con lo que podremos afirmar que la presencia de una tendencia regional de la asimetría de las cuencas independiente de la dirección de los cauces principales de las mismas.

3.1.2.- La Asimetría de la red como factor morfométrico

El cálculo de la asimetría de la red de drenaje (Cox, 1994) se plantea como un problema geométrico relativo a la disposición de los límites de la cuenca respecto a la posición del cauce principal de la misma. Un tercer factor entra en juego derivado de la geometría de la cuenca, su eje central o de simetría. A partir de la disposición de estos elementos podemos obtener tanto la dirección preferente de asimetría (dirección en la que el cauce principal se encuentra desplazado respecto al eje de simetría de la cuenca) como la magnitud de la misma.

Para obtener la magnitud de la asimetría (Figura 3.3) se mide la distancia existente entre el eje de simetría de la cuenca y la posición del cauce principal de la misma (D_a), según una dirección perpendicular al sentido que muestra el río en dicha posición. Por otro lado, y en ese mismo punto de medida se obtiene el valor de la distancia entre el eje de simetría de la cuenca y el borde la misma (D_d), según una línea recta que pasaría por el cauce principal.

Con las medidas realizadas se obtiene la magnitud por la división entre ambos valores ($T = D_a/D_d$). En sus extremos, esta división sería 0 cuando el curso principal se encuentra en la posición del eje de simetría de la cuenca indicándonos que no existe

asimetría en ese punto y el valor sería 1, cuando el curso principal se localiza justo en el borde de la cuenca, mostrando una asimetría máxima.

El potencial de uso de este factor radica en que nos permite reconocer zonas de desarrollo homogéneo de la red de drenaje, en cuanto a su patrón de migración lateral y la discriminación de dichos patrones a nivel regional tiene un significado evolutivo y un origen que podría ser litológico o tectónico.

Sin duda, mayor significancia tiene la atribución del origen por causas tectónicas, pues esto se puede ligar con el campo de esfuerzos actuante en una región. Así, nos puede ayudar a discriminar zonas en las que dicho campo de esfuerzos a forzado la migración de los cauces bien por el basculamiento de bloques corticales, bien por la generación de flexuras en la parte superior de la corteza, bien por la producción de fracturas directas o inversas. En definitiva por la generación de movimientos relativos en la vertical entre zonas adyacentes del territorio.

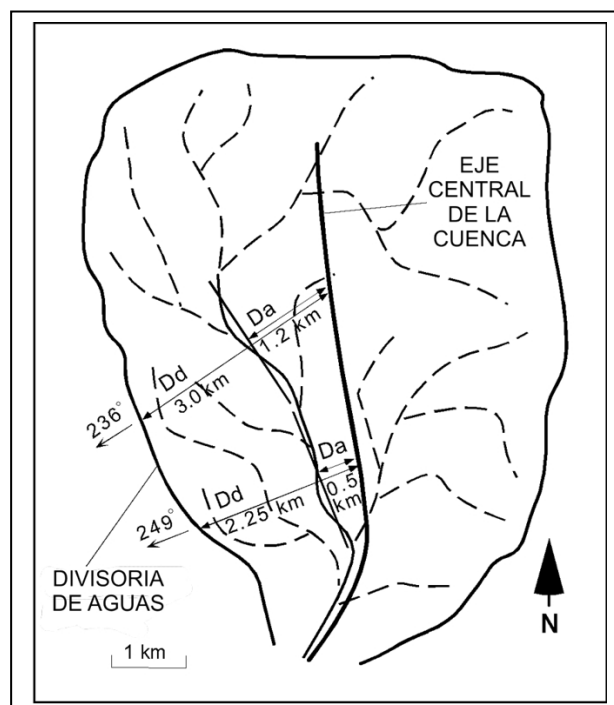


Figura 3.3. Medidas sobre la cuenca de drenaje para la obtención de la magnitud y dirección del Factor de Simetría Topográfica Transversal (Factor T; Cox, 1994).

El incremento significativo en la información aportada por este índice se produce en áreas en las que las supuestas estructuras tectónicas no muestran reflejo en la superficie del terreno, bien porque el reflejo de las mismas en el terreno haya sido borrado por procesos de erosión o deposición, bien porque los materiales afectados, debido por ejemplo a la escasa consolidación de los mismos, hayan absorbido el movimiento en la vertical asociado a los elementos estructurales. Es en este caso en el que la delimitación de zonas de tendencia homogénea nos puede servir para la identificación de las posibles estructuras que han provocado dicha asimetría en la red de drenaje.

En esta última hipótesis hemos de tener en cuenta que la delimitación de las zonas de evolución homogénea no es unívoca, en primer lugar por la metodología de estimación de los vectores medios a partir de una media móvil, con un paso de malla determinado. Por tanto distintos pasos de malla podrían dar lugar a ligeras variaciones en la localización de los límites de la zona homogénea. Y en segundo lugar, que la delimitación de esas zonas es subjetiva desde el momento en que se lleva a cabo por la persona que interpreta los resultados.

Respecto a las condiciones del territorio más favorables para la aplicación del Factor T, las presentan los materiales blandos escasamente consolidados que permitan la migración lateral libre de los cauces, de tal forma que estos puedan responder de una manera “rápida” a las variaciones en el entorno. Otro aspecto favorable es la existencia de una red de drenaje que presente una distribución espacial próxima a un patrón radial, de manera que exista una distribución uniforme de las direcciones que presentan los distintos tramos de los ríos que vayamos a usar para la estimación del Factor T.

Este último aspecto condiciona también los segmentos de la red fluvial de uso en el análisis de la asimetría. Su utilización sobre determinados órdenes jerárquicos de la red de drenaje permitía analizar cauces que presentaban un desarrollo uniforme, a lo que se une el hecho de que su aplicación sobre órdenes jerárquicos bajos nos

proporciona una población de cauces elevada y, por tanto, una distribución de las direcciones de flujo que presenta el menor sesgo posible.

3.2.- METODOLOGÍA DE CÁLCULO DEL FACTOR T

El cálculo del Factor de Simetría Topográfica Transversal puede ser afrontado desde diferentes perspectivas o metodologías. Se pueden plantear diferentes caminos para su obtención, unos más largos y otros más directos. En los siguientes epígrafes veremos la evolución que ha seguido la metodología de cálculo, más compleja en cada paso pero también más rápida en la obtención de resultados.

Las primeras tentativas para el cálculo de este índice morfométrico han sido utilizadas previamente por otros autores (Cox, 1988 y 1994; Csontos, 2002), aunque podemos atribuirnos ciertas modificaciones en las mismas. Sin embargo, la última metodología de cálculo ha sido desarrollada en esta Tesis, y aunque es la que presenta más variaciones con respecto a la metodología original, es también la que menos tiempo de cálculo consume debido a la automatización de buena parte del proceso de medida.

3.2.1.- Datos para la medida del Factor T

El Factor de Simetría Topográfica Transversal (Factor T) de las cuencas de drenaje se basa en la relación existente entre las distancias que separan el curso principal de su divisoria de aguas más cercana y del eje central de la cuenca, según una dirección constante para cada medida. La relación entre estas medidas nos permitía establecer la desviación del curso principal de la cuenca con respecto al eje central. De esta forma podemos determinar el grado de desviación existente para cada cuenca y su dirección de desviación. La distribución espacial de estos datos, referidos a diferentes cuencas, nos permitía determinar zonas en las cuales existían similitudes o diferencias en el valor del Factor T.

Por tanto, los datos necesarios para el cálculo de la asimetría transversal de las cuencas de drenaje serán el porcentaje (en tantos por uno) de asimetría de la cuenca, y la dirección según la cual ésta se produce. Para su obtención tendremos que definir espacialmente, ya sea en papel o en formato digital, geo-referenciado en ambos casos, tres parámetros de cada cuenca de drenaje, como son las divisorias de aguas, el eje central de la cuenca y el curso principal. La obtención de estas líneas y polígonos necesitará como datos de partida la representación del relieve, mediante mapas topográficos o un Modelo Digital de Elevaciones. Se han desarrollado varias metodologías de cálculo con sus ventajas e inconvenientes, algunas de las cuales no son nuevas, mientras que otras sí que se han desarrollado específicamente durante este trabajo.

3.2.2.- Medida del Factor T sobre mapas topográficos

El primer método de cálculo aplicado a la obtención del Factor T fue mediante la utilización de mapas topográficos del terreno. Esta metodología (Cox, 1988; 1994) parte de la definición sobre estos mapas topográficos de las líneas y polígonos necesarios para el cálculo de este índice morfométrico.

El proceso de medida es totalmente manual, primero con la definición de cursos principales y cuencas de drenaje asociadas, así como del eje central de cada una de estas cuencas. Se define la dirección del río para cada uno de los segmentos y perpendicularmente a esta dirección se calculan la distancia del curso principal al eje central de la cuenca (D_a), la distancia del curso principal a la divisoria de aguas más cercana (D_d), para aplicando la fórmula $T = D_a/D_d$, obtener el valor del Índice de Asimetría para ese punto.

En este caso, la longitud de los segmentos utilizados es definida por el investigador, representados por las coordenadas X e Y de cada punto de medida, para poder posteriormente representar todos los puntos y analizar las diferencias y similitudes encontradas.

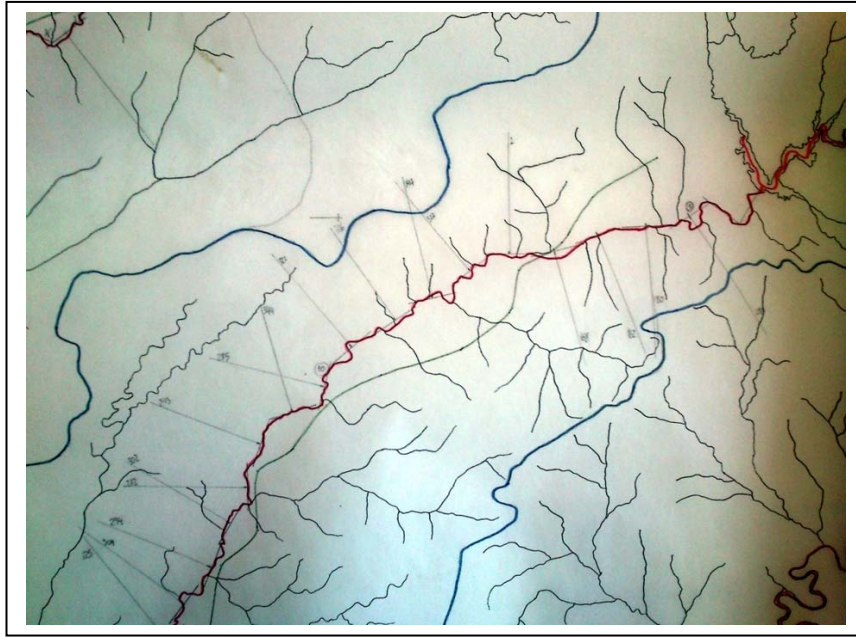


Figura 3.4. Representación de las medidas para el cálculo de la asimetría de las cuencas a partir de mapas topográficos. Línea azul – borde cuenca; Línea roja – río; Línea verde – eje simetría de la cuenca.

Esta primera metodología de cálculo es la más sencilla y la más apropiada para pequeñas zonas de estudio, o si bien el análisis se va a realizar de forma aleatoria sobre diferentes cursos fluviales, sin guardar ningún tipo de regla en cuanto a la entidad u orden jerárquico de dichos cursos.

Por el contrario, si lo que se pretende es el análisis de amplias zonas del territorio, o seguir un orden en cuanto a la entidad de los cursos analizados, la utilidad de esta metodología comienza a decaer, puesto que necesitará un número elevado de mapas topográficos o bien un tedioso análisis previo de la red para establecer el orden de todos los cursos fluviales. La disminución de la escala de trabajo (en el caso español el paso de mapas de escala 1:200000 o 1:100000 a escalas de mayor detalle como la escala 1:50000 o 1:25000) supone la representación en estos mapas de un mayor número de cursos fluviales y por tanto variaciones importantes en los ordenes jerárquicos que anteriormente pudieron ser asignados.

Esta metodología tampoco favorece el análisis estadístico de los resultados, sobre todo si estos análisis se plantean de un modo regional, puesto que la definición de zonas y la selección de los datos habría que plantearla también manualmente. Así, en el caso de los órdenes de drenaje bajos, el nivel de detalle de los mapas topográficos necesarios supondrá el manejo de un número ingente de mapas que puede hacer inviable el análisis. Esta metodología se ha mostrado realmente eficiente en el análisis de la asimetría de los ríos principales, como puede ser el análisis de los principales tributarios del río Tajo dentro de la Cuenca de Madrid (Figura 3.5). En este caso, el uso de mapas topográficos de mediana escala implica un número aceptable de medidas de asimetría asumible para su realización a mano.

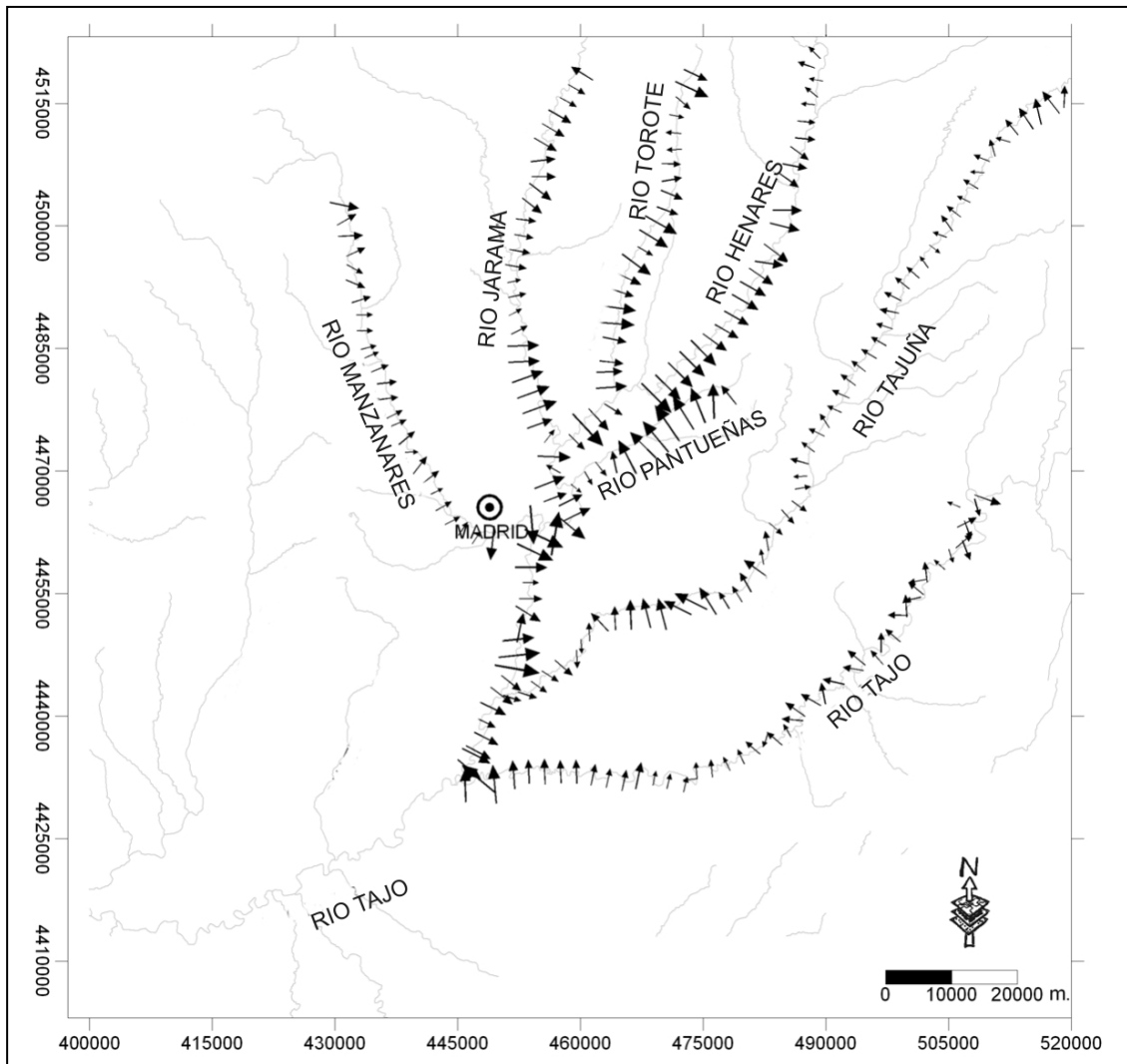


Figura 3.5. Mapa de vectores de asimetría de las cuencas de drenaje, obtenidos por medida directa sobre mapas topográficos, de algunos de los principales cauces de la Cuenca de Madrid.

3.2.3.- Medida mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica

Con el objetivo de facilitar y reducir el tiempo de cálculo en regiones amplias, Csontos (2002) plantea la medida de las distancias D_a y D_d a través de la utilización de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) lo que implica el cambio en la fuente de datos en favor de los Modelos Digitales del Terreno (MDT) o Modelos Digitales de Elevaciones (MDE). A partir de este MDE se podrán definir de forma más o menos automática las líneas y polígonos necesarios para el cálculo del Factor T, los cuales

quedarían incluidos dentro de los análisis hidrológicos a los que se puede someter dichos MDE o MDT.

El proceso de obtención de las líneas (curso principal de la cuenca y eje central de la misma) y polígonos (cuencas de drenaje) dependerán directamente de la calidad (grado de definición o tamaño de celda) del MDE utilizado y de la corrección hidrológica a la que éste haya sido sometido.

3.2.3.1.- Generación y corrección hidrológica del MDE

Si el MDE utilizado ha sido adquirido a algún organismo nuestra tarea se centrará en la corrección hidrológica del mismo. Si por el contrario el MDE va a ser generado por nosotros mismos, seremos los responsables de su fiabilidad, la cual se encuentra principalmente condicionada por la calidad de los datos de partida utilizados (para una zona amplia generalmente serán mapas topográficos digitales) así como por el tratamiento al que se someterán esos datos de partida.

En nuestro caso, nos encontramos en ambas situaciones ya que por un lado se adquirió parte del MDE al Instituto Geográfico Nacional (IGN), correspondiente a las zonas de estudio que se encontraban fuera de la Comunidad Autónoma de Madrid (CAM), y por otro lado se llevo a cabo la generación del MDE de las áreas situadas dentro de la CAM a partir de los datos incluidos en los mapas topográficos digitales escala 1:5000 pertenecientes a la Consejería de Urbanismo y Ordenación del Territorio de la CAM. Posteriormente, y para la estimación de otros índices morfométricos, se procedió a la descarga del MDE con tamaño de celda de 25 metros del IGN, cuando este fue puesto a disposición gratuita de los ciudadanos para usos no comerciales.

Para la parte del MDE a generar se partió de los mapas topográficos digitales y se procedió a la extracción de las coordenadas X, Y, Z pertenecientes a las curvas de nivel y puntos singulares del relieve. Esta extracción nos proporciono un listado de coordenadas pertenecientes a cada uno de los mapas escala 1:5000 que componen cada hoja topográfica escala 1:50000, la cual se utilizaría como referencia a la hora de

interpolación de los valores, principalmente por el número de puntos a utilizar para cada hoja.

Las coordenadas extraídas de cada mapa 1:5000 fueron primeramente filtradas para eliminar aquellas que presentaban errores (principalmente en el valor de la coordenada Z) y posteriormente se volvieron a filtrar para reducir el número de valores, ya que la densidad de puntos extraídos sobre las curvas de nivel era muy alta, lo que provocaba un problema a la hora de realizar la interpolación, además de no suponer una mejora significativa en la distribución espacial de datos sobre la hoja. Para realizar este segundo filtrado se utilizó el programa Pendientes, desarrollado por el Dr. Miguel Ángel Sanz Santos (Fac. Geología, U.C.M.), el cual permite determinar de forma objetiva los puntos a eliminar según una secuencia definida por el usuario que se ejecuta a lo largo de todo el listado de coordenadas X, Y, Z del fichero que se está filtrando. Una vez llevados a cabo estos dos filtros de los datos de partida aportados por los mapas topográficos digitales, se procedió a aglutinar los datos según la distribución de hojas topográficas escala 1:50000 de la Península Ibérica, añadiendo una franja alrededor de la hoja para evitar problemas en la interpolación de los bordes de la zona.

El método de interpolación utilizado es el de Kriging, y el software utilizado Surfer® 8. Para cada grupo de datos (hojas topográficas 1:50000) se obtuvo su variograma (para la asignación de pesos en función de la distancia al punto central, de los datos originales dentro del proceso de interpolación), para posteriormente utilizarlo durante la interpolación, también se utilizaron sectores de búsqueda a la hora de realizar esta interpolación, para tratar de evitar la existencia de dependencias direccionales a la hora de realizar el proceso de interpolación. Así, se utilizaron 6 sectores de búsqueda, para los que se definió un número mínimo y máximo de datos para cada uno de esos seis sectores, así como un radio de búsqueda máxima para el total de los sectores, los valores utilizados fueron:

Número mínimo de puntos por sector	2
Número máximo de puntos por sector	6
Radio de búsqueda	1000 m.

Una vez llevado a cabo este proceso de interpolación de valores, se obtuvieron los sucesivos MDE para cada una de las hojas 1:5000 en que se había regionalizado la zona de nuestro MDT que sería generada por nosotros mismos. Estos MDE fueron posteriormente unidos para dar lugar a un solo MDE que abarcaba todo el área de estudio perteneciente a la CAM, el cual presentaba un tamaño de celda de 25 metros, similar al tamaño de celda de los MDE adquiridos al IGN, por lo que el MDE final con el que se han llevado a cabo la mayor parte de los análisis presentaba una resolución espacial de 25 metros. Todo el proceso de generación del MDT puede seguirse en la figura 3.6. Para algunos de los análisis se han utilizado MDT de menor resolución (90 y 200 metros de tamaño de celda).

Se debe apuntar que actualmente esta disponible de forma gratuita para uso público sin ánimo de lucro el MDE25 y MDT5 del IGN, con tamaños de celda de 25 y 5 metros respectivamente. La utilización de estos datos nos libera del tedioso proceso de generación de los mismos, a la vez que le aporta oficialidad a los datos utilizados. Sin embargo, no nos libera del tratamiento del mismo para su continuidad hidrológica.

Una vez obtenido el MDE a utilizar para nuestra zona de estudio, el siguiente paso es la corrección del mismo. En nuestro caso nos resultaba muy interesante la continuidad hidrológica de nuestro modelo, en el que el análisis de una hipotética escorrentía superficial no diese lugar a zonas muertas en las que el flujo quedase retenido, y por tanto que cualquier gota de agua que se depositase en cualquier celda de nuestro MDT fluyese hacia las zonas bajas (topográficamente) del mismo. Esta corrección es muy importante si se intenta generar posteriormente una red de drenaje para ese MDE, ya que favorece la continuidad de la misma, aspecto muy importante a la hora de realizar cualquier tipo de análisis, como por ejemplo la asignación de un orden jerárquico a cada uno de sus segmentos.

Los mayores problemas que se suelen plantear en este sentido (continuidad hidrológica del modelo) son debidos a la aparición de zonas planas dentro de nuestro MDE (Speight, 1974; Tribe, 1992; Garbrecht y Martz, 1997), debido a la falta de datos de partida en zonas que presentan muy baja pendiente. En este caso se suelen generar

superficies planas en las cuales determinar la dirección de flujo no es posible, ya que no existe un diferencial de alturas que genere una pendiente según la cual se movería cualquier líquido depositado en dicha superficie. Además, este problema concierne a la delimitación de la red de drenaje tanto con el generalizado algoritmo D8 (Fairchild y Leymarie, 1991) como para las aproximaciones multidireccionales o dirigidas por la dirección de la pendiente (Costa-Cabral y Burges, 1994).

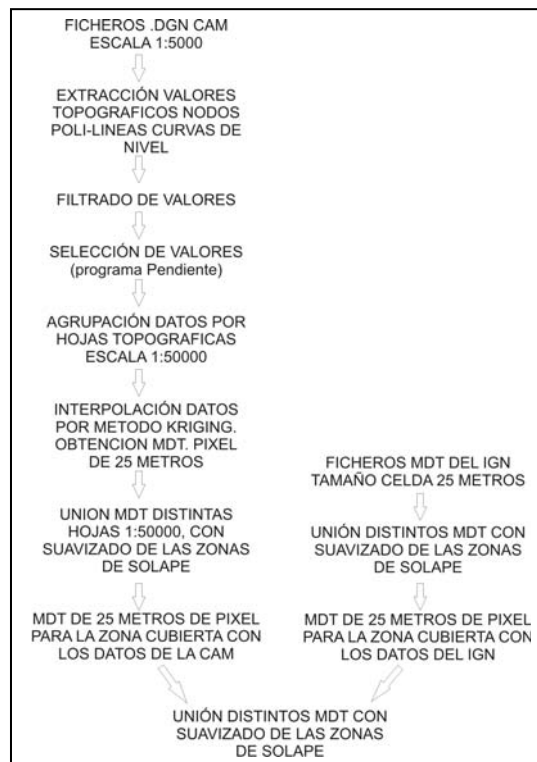


Figura 3.6. Diagrama de flujo de la generación del MDT utilizado para el cálculo de la simetría topográfica transversal (Factor T), a partir de las distintas fuentes de datos utilizadas.

La solución a este problema se puede afrontar desde diferentes puntos de vista, los cuales están a su vez condicionados por la extensión de la zona a analizar. En el caso de zonas pequeñas en extensión, se puede plantear la edición manual de las alturas de las celdas de las zonas que presenten problemas de cara al flujo superficial, pero esta metodología, que presenta un alto grado de eficacia no es asumible para

grandes zonas. Otra opción es la edición de la capa de direcciones de flujo (más adelante se hará referencia a la misma) de tal forma que provoquemos la continuidad hidrológica en las zonas planas, enlazando artificialmente los puntos naturales de entrada y salida de flujo en esa zona.

En el caso de amplias regiones de territorio, en el que nos encontramos, existen diferentes metodologías encaminadas a generar un MDE hidrológicamente continuo, algunas de las cuales (como la herramienta *Fill* de ArcGIS) se basan en la eliminación de anomalías positivas y negativas dentro de nuestro modelo digital del terreno, en función de una serie de parámetros que el usuario ajusta (aunque se presenta la opción de hacerlo de forma automatizada en función de unos valores estándar). Esta metodología, aunque efectúa correcciones provechosas sobre el MDE no suele derivar un modelo con una continuidad hidrológica real, puesto que se limita a modificar las zonas anómalamente deprimidas y elevadas, sin tener en cuenta en ningún momento las direcciones o sentidos de flujo y los procesos de concentración y dispersión de los mismos sobre una superficie.

Presenta como inconveniente esta técnica, además de lo anteriormente mencionado, el problema de la generación de superficies planas en el relieve, puesto que iguala topográficamente las zonas anómalamente deprimidas y elevadas a la altura de la celda adyacente más baja (caso de las depresiones) o a la de la celda contigua de mayor cota topográfica en el caso de las celdas anómalamente elevadas.

Como segunda opción tenemos el suavizado de nuestro MDE a partir de la aplicación sobre el mismo de diferentes filtros que aplican índices estadísticos de la media de los valores afectados por el tamaño del filtro (dimensión del mismo, 3x3, 5x5, 7x7, 9x9, ..., celdas). Estos métodos eliminan o suavizan las zonas anómalas del terreno en función de las tendencias regionales del mismo, generando superficies menos abruptas topográficamente hablando. Sin embargo, este método de corrección del relieve tampoco asegura una continuidad hidrológica, puesto que en ningún momento se tiene en cuenta este parámetro a la hora de realizar las modificaciones sobre el terreno. Además, en el caso de trabajar con MDE de media o alta resolución, y

en función del terreno que puede abarcar nuestro filtro, es más que posible que fuese necesario la aplicación de sucesivos filtros con un tamaño de la ventana de actuación diferente, para poder provocar una modificación efectiva del terreno de tal forma que eliminásemos totalmente las anomalías que se observen en el mismo, con el riesgo de que esta sucesiva aplicación de filtros de media nos lleve a obtener un MDE excesivamente suavizado para zonas en las que este tratamiento no era necesario. Por tanto, este método genera una alta modificación del relieve original sin asegurar la continuidad hidrológica del mismo.

Una tercera opción es la que se conoce como “stream burning”, en la cual, a partir de nuestro MDE original y una red de drenaje previa (que generalmente suele contener los principales cursos fluviales del área a analizar), se trata de reducir la altura de las celdas que componen esa red de drenaje primaria, para que el flujo de agua se centre en estas líneas artificialmente deprimidas. Aunque efectivamente esta metodología genera un MDE hidrológicamente continuo, esta continuidad solo es real para aquellos cursos pertenecientes a la red de drenaje previa, mientras que no asegura la conectividad de las zonas en las cuales no existían cursos en la red utilizada para el “quemado” de nuestro MDE.

Este proceso de quemado puede ajustarse por el usuario (Figura 3.7), provocando que el descenso en la cota topográfica de las celdas que constituyen la red de drenaje primaria no provoque un brusco descenso en el perfil del río, de tal forma que puede ajustarse una zona de influencia (buffer) a ambos lados de los cursos utilizados para el quemado, al igual que podemos controlar el descenso topográfico total en las celdas que pertenecen a los ríos. Un claro ejemplo descriptivo de esta técnica (utilizado como uno de los métodos de corrección hidrológica en la extensión Arc Hydro Tools de ESRI Arc GIS®) puede encontrarse en la siguiente página web:

<http://www.ce.utexas.edu/prof/maidment/gishydro/ferdi/research/agree/agree.html>

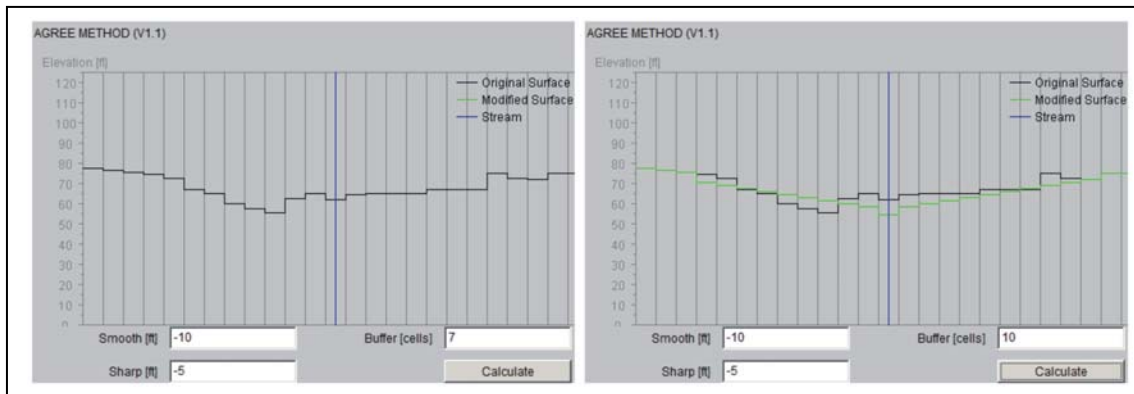


Figura 3.7. Ejemplo de la transformación que el “stream burning” produce sobre el MDT original. En la figura izquierda se aprecia la morfología original y los valores que se van a utilizar para retocar el MDT. La figura de la derecha muestra el resultado final.

Sin embargo, la utilización de este método de corrección hidrológica puede presentar severos problemas si la definición de la red de drenaje y sus cuencas asociadas no se realiza posteriormente con las mencionadas *Arc Hydro Tools*, puesto que otras herramientas utilizan variables como la “dirección de flujo” y el “flujo acumulado” para la definición de la red y cuencas de drenaje, provocando que el trazado de estas últimas sea muy problemático sobre todo en los tramos bajos, en los que son propensos a generarse artificialmente pequeñas cuencas de drenaje sin continuidad en su desembocadura. Otro problema asociado es la tendencia rectilínea de las desembocaduras de los afluentes de los cursos que han sido utilizados para el “quemado”, debido a la artificial generación de planos de ladera provocados durante el proceso de sobre-imposición de la red de drenaje previa sobre el terreno. Hay que apuntar también que la variación artificial del relieve que se provoca en los tramos bajos de los ríos (al alcanzar la zona de buffer utilizada durante el proceso de “stream burning”), así como en el área de contacto entre un río “quemado” con los segmentos del mismo aguas arriba (no quemados), modifica el perfil longitudinal de los ríos, lo cual puede repercutir en posteriores análisis morfométricos de la red, como sería el caso de los análisis seriados de perfiles longitudinales de cursos fluviales o el cálculo del índice de gradiente de los cauces (*stream gradient index, SL Factor*).

Por último, otra opción es la propuesta de Garbrecht y Martz (1997), basada en la idea de que el flujo de un líquido por la superficie terrestre se produce desde las zonas altas hacia las zonas bajas del mismo. La propuesta de estos autores consiste en un algoritmo que modifica la superficie del MDE para las zonas conflictivas del mismo (principalmente las zonas artificialmente planas), imponiendo dos gradientes, uno desde las zonas elevadas de nuestro MDE y otro hacia las zonas más deprimidas del mismo. La rectificación del relieve que se lleva a cabo sobre el MDT original se produce a base de modificaciones infinitesimalmente pequeñas si las comparamos con el valor de la coordenada Z para esa celda, o con la resolución vertical de nuestro MDE. Estas modificaciones en la coordenada Z generan un gradiente vertical que favorece la definición de la dirección de flujo, y por tanto de la red de drenaje derivada de nuestro MDE.

La principal ventaja que presenta esta técnica será tener un carácter menos “invasivo” que las anteriores, puesto que provoca variaciones menos importantes sobre el MDE original. De esta forma, se conserva la morfología del relieve original no actuando sobre las zonas en que no es necesario, mientras que las modificaciones provocadas en las áreas problemáticas del mismo son insignificantes con respecto a la resolución espacial de nuestro MDE, favoreciendo una mayor fiabilidad en los resultados posteriormente obtenidos del análisis morfométrico del relieve o de su red de drenaje.

Esta última opción de corrección hidrológica ha sido la utilizada en nuestro trabajo, aplicada a través del uso del software TARDEM[®] (PhD. David G. Tarboton, Utah State University), software distribuido bajo licencia GNU que puede obtenerse a través de la página web:

<http://www.engineering.usu.edu/cee/faculty/dtarb/tardem.html>

Este software aplica el algoritmo de Garbrecht y Martz (1997) para la corrección hidrológica de MDE en su módulo de pre-proceso, pudiendo posteriormente seguir delineando la red de drenaje con dicho software. Otra ventaja

de este software se deriva de su entorno de funcionamiento, el cual es bajo Ms-DOS®, lo que favorece la liberación de recursos de la computadora, y por tanto una mayor capacidad de manejo de información por parte de la misma, evitando problemas de procesamiento cuando el tamaño o resolución de nuestro MDE son importantes. Existe otra versión del programa, que también utiliza el mencionado algoritmo y que funciona en el entorno Ms-Windows®, denominada TauDEM© y también desarrollado bajo licencia GNU por el mismo autor, la cual sin embargo, y bajo nuestra experiencia, presenta problemas con la gestión de ficheros de gran tamaño, provocando fallos de funcionamiento en la computadora. Este último programa, de manejo más intuitivo puede también descargarse desde la siguiente página web:

<http://hydrology.neng.usu.edu/taudem/>

Indicar por último, que a diferencia del programa TARDEM©, el cual funciona de forma independiente (con datos de partida en formato ASCII grid, o bien acompañando al software ESRI ArcView®, aceptando en este caso el formato ESRI binary grids), el software TauDEM© funciona como una extensión de los programas ESRI ArcGIS® o Map Window® (un software SIG gratuito desarrollado por la Utah State University), necesitando tener instalado alguno de los dos para poder utilizarlo.

3.2.3.2.- Definición de la red de drenaje y sus cuencas asociadas

El siguiente paso será la obtención de las líneas de flujo, es decir la red de drenaje, así como las cuencas fluviales asociadas a cada uno de los tramos que vamos a tomar en consideración. Para llevar a cabo el dibujo de esta red y estas cuencas se utilizo el software ESRI ArcGIS® en su módulo ArcInfo WorkStation® (este módulo al igual que el programa TARDEM funciona bajo Ms-DOS® y también ha demostrado una mayor capacidad de cálculo que su versión bajo MS-Windows)® tomando como datos de partida nuestro MDE hidrológicamente continuo.

Lo primero es la obtención de la dirección de flujo para cada una de las celdas del MDE, proceso que consigna un nuevo valor para el fichero raster resultante en

función de la dirección de flujo de dicha celda, siguiendo el modelo D8 (Fairchild y Leymarie, 1991) que clasifica las celdas en 8 diferentes grupos según se muestra en la figura 3.8. Una vez obtenida la dirección de flujo, se continua con el cálculo del flujo acumulado para cada celda de nuestro MDE, valor que consigna el número de celdas aguas arriba de la analizada que fluyen hacia la misma, es decir, determina el área (en número de celdas) de la cuenca de drenaje aguas arriba del punto de cálculo (Figura 3.9).

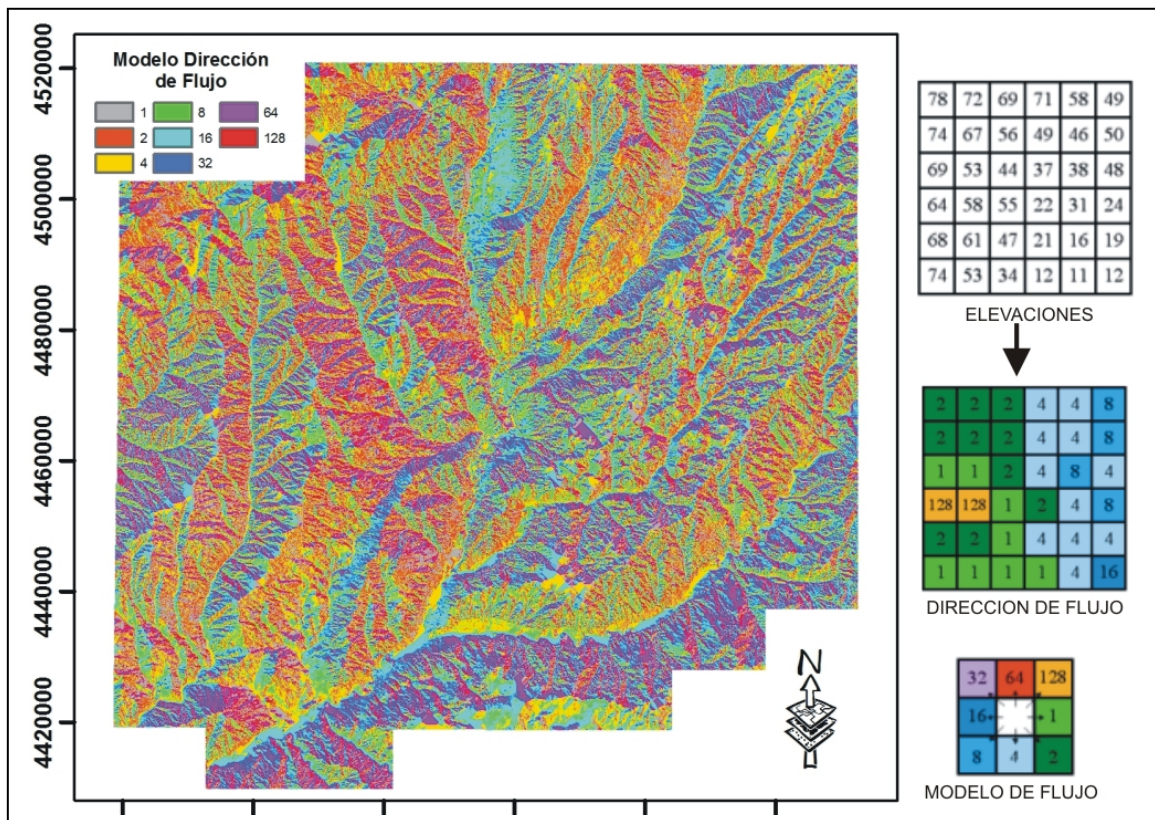


Figura 3.8. Modelo de Dirección de Flujo (D8), y el resultado del mismo sobre la Cuenca de Madrid.

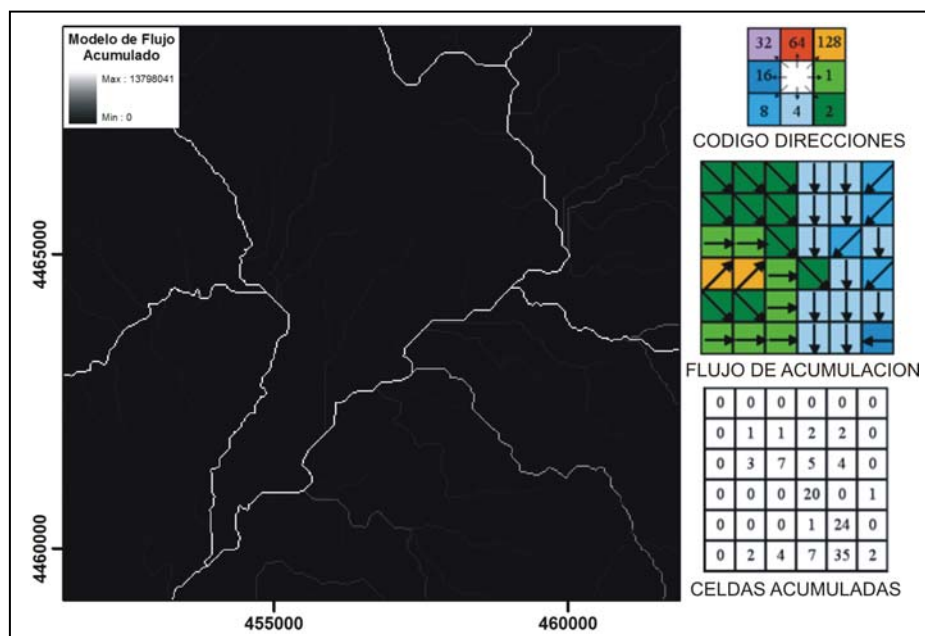


Figura 3.9. Modelo de Flujo Acumulado, y su resultado sobre un segmento de la Cuenca de Madrid. Los mayores valores de acumulación de celdas definen el trazado de los cursos fluviales.

Las dos variables que hasta ahora hemos calculado nos permiten definir la red de drenaje de nuestra zona de estudio, para lo cual necesitamos definir un umbral de acumulación de flujo a partir del cual consideramos que en la realidad del terreno la escorrentía superficial pasa de moverse como un flujo en lamina a moverse como un flujo concentrado o confinado, punto este que nos marca el comienzo de la red jerarquizada de drenaje. La definición de este punto es compleja, ya que depende de diferentes factores, los cuales determinaran la localización de este punto, sin posibilidad real de extrapolar dicha posición desde otra zona sin asumir un cierto grado de incertidumbre en la localización. Esta incertidumbre en cuanto a la precisión de la localización de ese punto de cambio en las características de desplazamiento de la escorrentía superficial también aparece sin necesidad de extrapolación de su localización desde otras zonas, puesto que el proceso de cambio en el tipo de flujo no es neto, existiendo una zona en la que comienza a producirse una cierta concentración, con la formación de rills y gullis.

Por tanto, partiendo de la premisa de que la posición de comienzo de nuestros cauces presenta un cierto margen de error, decidimos establecer este punto en función del área drenante aguas arriba, estableciendo el valor de 1 km² como límite entre zonas en las que se produce un flujo laminar y las que presentan un flujo concentrado. La división de esta área entre la que presenta cada una de las celdas de nuestro MDE nos determina el número de celdas o valor del flujo acumulado a usar en la definición de nuestra red de drenaje (Figura 3.10a,b,c). Una vez obtenida ésta, se procedió a su clasificación en órdenes jerárquicos siguiendo el planteamiento de Strahler (1952), lo que nos permitiría más adelante afrontar el análisis de la asimetría de las cuencas en función del orden jerárquico de las mismas (Figura 3.10d).

Una vez definida la red de drenaje, el siguiente paso será la definición de las cuencas fluviales asociadas a la misma, para lo cual necesitábamos establecer los órdenes jerárquicos que serían posteriormente utilizados en el cálculo del Factor T (aspecto desarrollado en el siguiente epígrafe). Una vez conocemos los órdenes jerárquicos del drenaje que vamos a incluir en el análisis de su asimetría, deberemos

definir las cuencas fluviales de los mismos, para lo cual continuamos usando el módulo ArcInfo WorkStation junto con ArcMap. Este último, ArcMap, es utilizado para la definición de los puntos de desembocadura de cada una de las cuencas tomadas en consideración para el análisis, punto en el cual, sobre la base de la morfología de los tramos bajos de dichos cursos fluviales, podemos establecer la desembocadura de los ríos con mayor fiabilidad, evitando zonas en las que la geometría del río nos indique que su trazado es artificial.

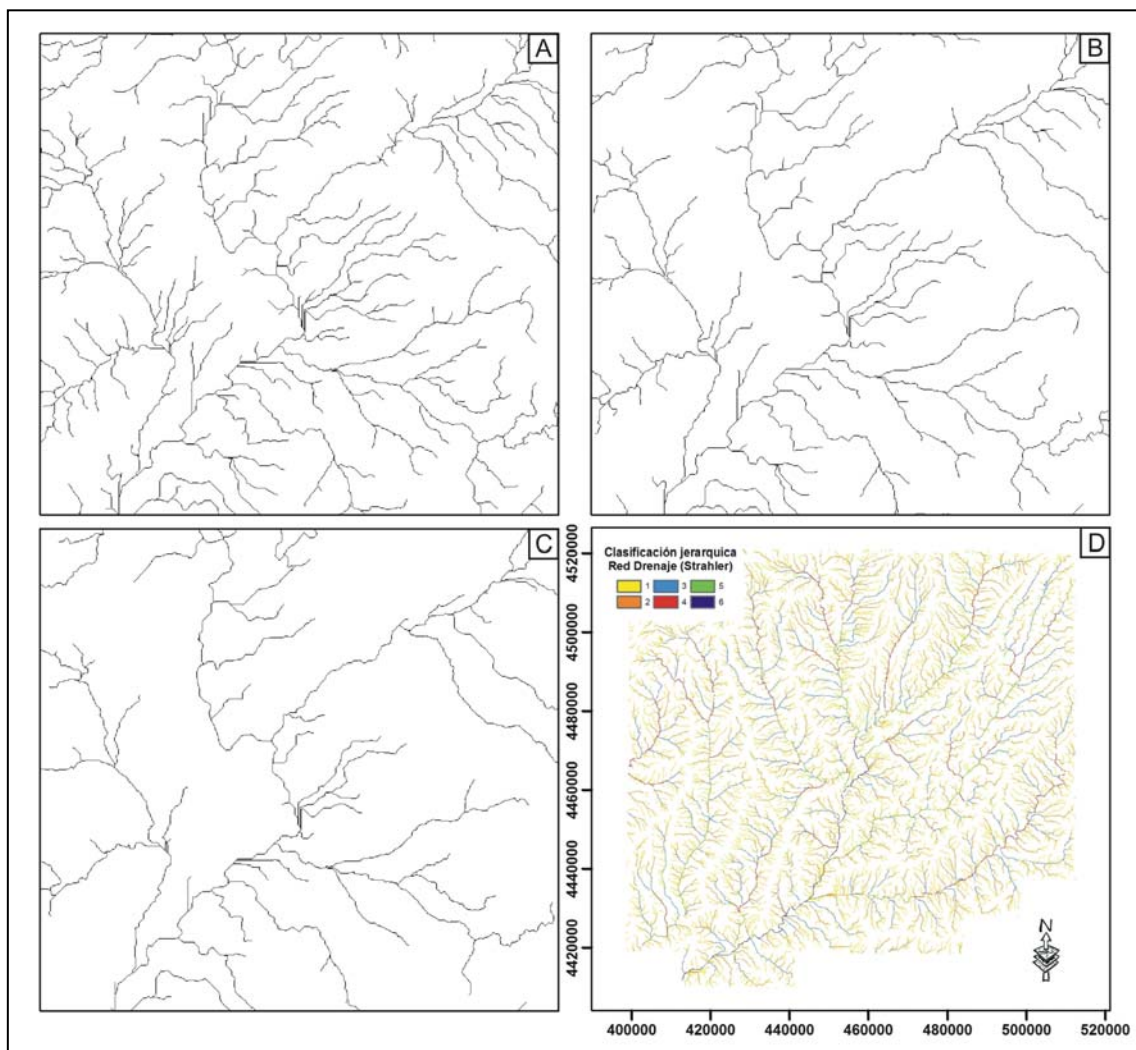


Figura 3.10. Red de drenaje a partir de la utilización de distintos umbrales de acumulación, 0.5 km² (A), 1 km² (B) y 2 km² (C). Red de drenaje de la Cuenca de Madrid clasificada jerárquicamente de acuerdo al modelo de Strahler (D).

Ya definidos los puntos de desembocadura de las cuencas a analizar, transformaremos este fichero de formato vectorial a formato raster, para junto al fichero que almacena el dato de la dirección de flujo de todas las celdas de nuestro MDE, determinar la morfología y extensión de las cuencas de drenaje. Estas cuencas (Figura 3.11) se encuentran también en formato raster, y serán transformadas a polígonos para poder trabajar mejor con ellas a la hora de comenzar la medición de la asimetría (Factor T) de cada una de ellas.

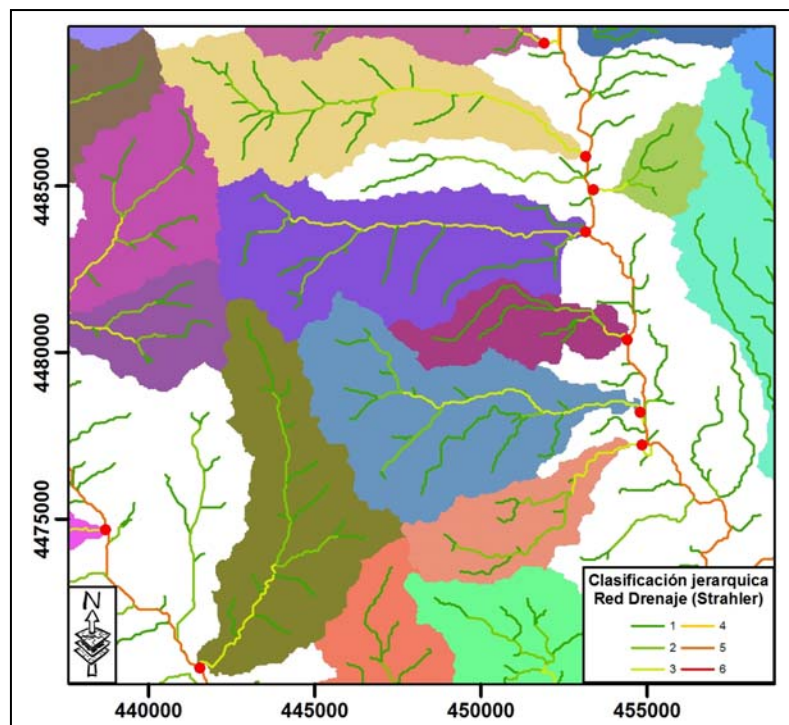


Figura 3.11. Red de drenaje clasificada según método Strahler. Los puntos rojos indican las desembocaduras de cauces de orden 3. Se observa también la cuenca que drena a cada una de esas desembocaduras, obtenidas a partir del MDT de la zona.

3.2.3.3.- Definición de los órdenes jerárquicos de la red

El cálculo de la Asimetría Topográfica Transversal de las cuencas de drenaje puede llevarse a cabo sobre cualquier orden jerárquico, pero en función del tipo de análisis que estemos llevando a cabo, será más favorable utilizar unos órdenes u otros.

Así, por ejemplo si estamos calculando la asimetría de una sola cuenca de drenaje nos dará igual el orden de la misma, mientras que si se trata de una zona amplia, si deberemos tener en cuenta el orden elegido por no mezclar datos de cuencas de muy diferente tamaño en cuanto a capacidad y tasas de evolución. En este último caso, podría interesarnos utilizar cursos fluviales de medio a alto orden jerárquico para no hacer inabordable el número de medidas a realizar. En nuestro caso, nos encontramos en una situación intermedia.

Por otra parte, hay que plantearse previamente a la elección de orden, que tipo de análisis se pretende realizar: una cuantificación de una propiedad morfológica de las cuencas o un planteamiento de análisis del relieve y su relación con sus condicionantes. En el primer caso parece más lógico seleccionar aquellas cuencas más significativas, sin atender a la uniformidad jerárquica, mientras en el segundo será más efectivo analizar los órdenes de manera uniforme.

Para el trabajo llevado a cabo, hemos preferido establecer los análisis de forma independiente para diferentes órdenes, los cuales se han elegido en función de algunas de sus características. Los criterios seguidos en este caso han sido principalmente dos: una buena distribución espacial de valores a lo largo del área de estudio, y el uso de órdenes que no presenten un claro condicionamiento direccional, sino que por el contrario presenten una distribución aleatoria en las direcciones de los cursos fluviales.

La selección de estos criterios se ha hecho sobre la base de, primero, obtener una distribución espacial de puntos lo más homogéneamente distribuida posible, de tal forma que no quedasen extensas áreas sin ningún dato y que el análisis estadístico espacial nos presentase unos valores medios fiables, obtenidos sobre una población de puntos suficiente y homogénea. El segundo criterio, la direccionalidad aleatoria de los cursos fluviales, se ha establecido en base al método de cálculo del Factor T, ya que en este las medidas de la asimetría siempre se producen en una dirección perpendicular a la del río en ese punto, lo cual limita los valores de asimetría a un intervalo de direcciones a ambos lados del valor del sentido de flujo. Así si los cauces analizados

presentan todos ellos direcciones semejantes, los valores de asimetría obtenidos se verán condicionados por este rango de direcciones de los cursos fluviales, con lo que los resultados finales estarán condicionados por el sentido de los ríos (Figura 3.12). Si por el contrario los cauces en estudio presentan una distribución de direcciones aleatoria, los resultados obtenidos para el Factor T en su conjunto estarán libres de ese factor limitante provocado por la componente direccional de los ríos.

En función de estas dos premisas se determinaron los órdenes de la red de drenaje, obteniéndose la conclusión de que los órdenes 1º y 2º (según la clasificación de Strahler) presentaban unas mejores condiciones para su análisis (Figura 3.13). Se decidió el uso del 2º orden jerárquico de la red de drenaje para el cálculo del Factor T en base a la mayor entidad de los ríos que lo componían respecto a los de 1º orden, lo que les suponía una mayor capacidad de modificación de su curso, y por tanto, de adaptación a modificaciones externas del relieve.

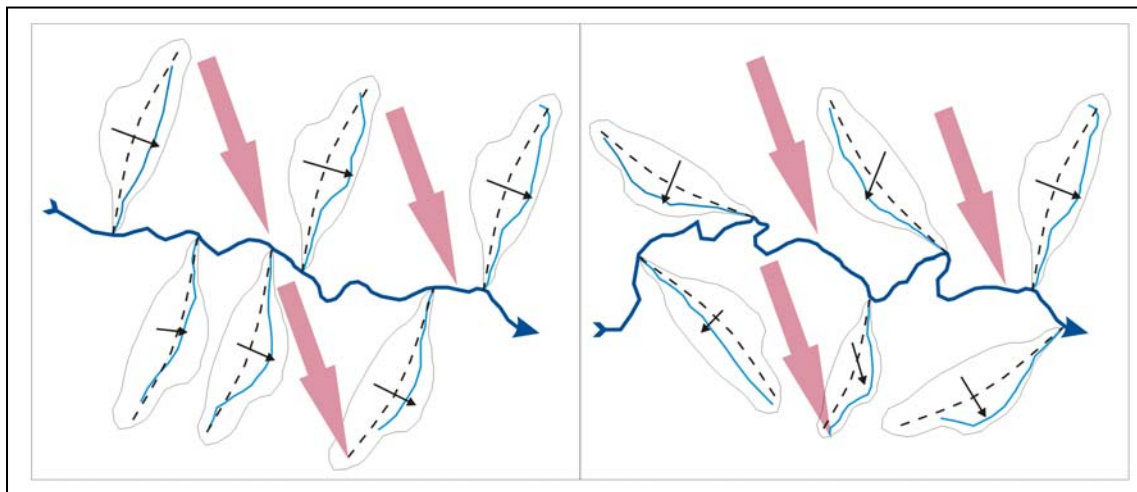


Figura 3.12. Ante un basculamiento en la dirección apuntada por las flechas rojas, la disposición en las direcciones de los cursos principales condiciona la componente direccional del Factor T. La figura de la derecha representa cuencas con un mismo sentido de flujo, donde la componente direccional queda falseada por estas direcciones uniformes. En la imagen de la izquierda, ante la aleatoriedad de las direcciones de flujo, la componente direccional media de las medidas de asimetría se aproximaría al sentido del basculamiento que condiciona la asimetría.

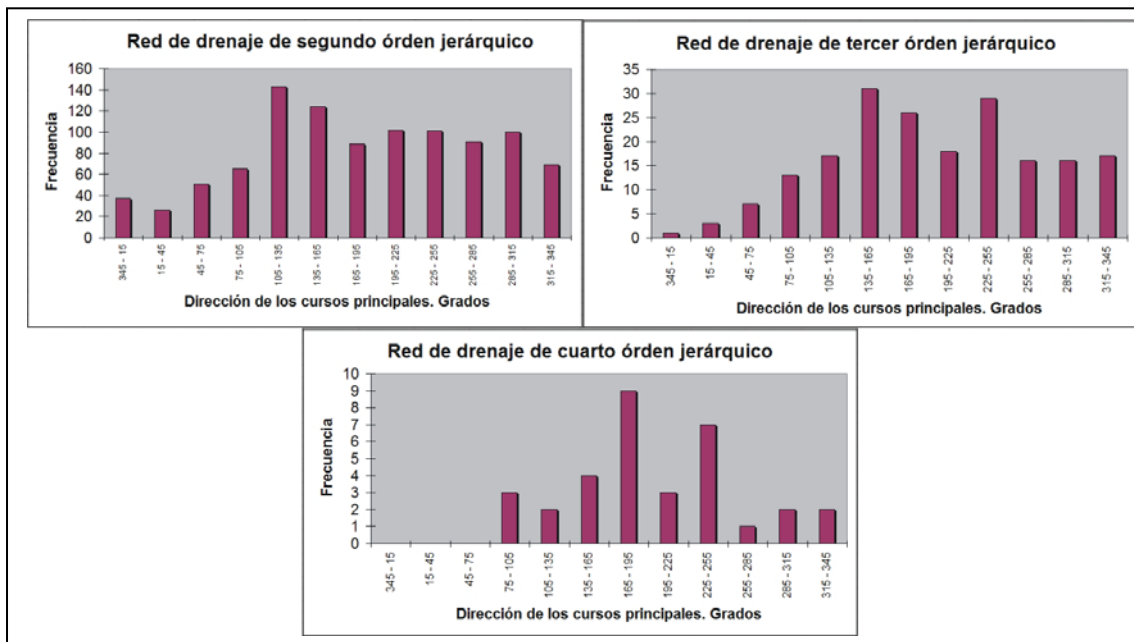


Figura 3.13. Histogramas de direcciones de las cuencas de drenaje de los distintos órdenes jerárquicos en los que se ha centrado el análisis de la asimetría de las cuencas.

Sin embargo, esto no supone que el resto de ordenes jerárquicos quede fuera del estudio realizado, ya que como veremos posteriormente, el análisis de la asimetría se extendió a otros ordenes, solo que en estos últimos se encaminó a la comparación de tendencias en busca de unos resultados más detallados y completos.

3.2.4 Condicionantes negativos para el cálculo de la asimetría

En este apartado vamos a tratar someramente los condicionantes negativos que a lo largo de la metodología de cálculo o de las técnicas aplicadas hemos encontrado. En la figura 3.14 se abarcan los aspectos limitantes en la obtención de medidas correctas sobre la realidad del terreno y sus efectos negativos. A continuación pasamos a describir los principales factores negativos así como la solución adoptada en nuestro caso para solventar estos problemas.

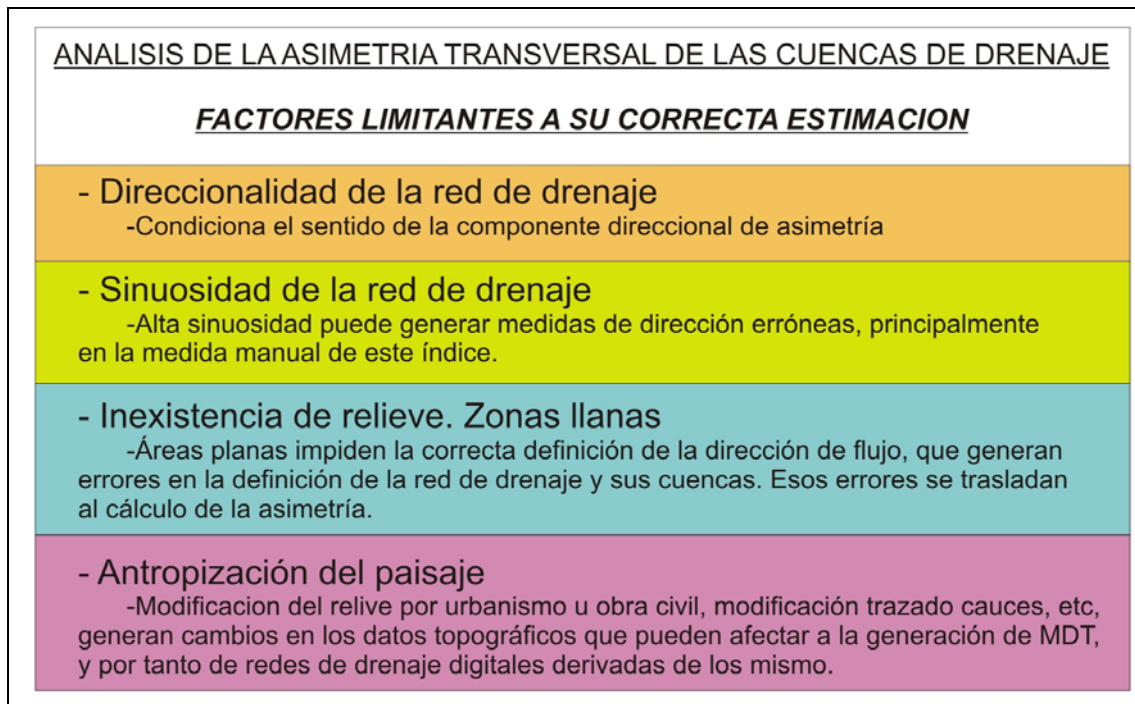


Figura 3.14. Esquema de los principales factores limitantes al cálculo de la asimetría de las cuencas de drenaje, y efecto principal de dichos factores.

La *Direccionalidad de la red de drenaje* es posiblemente el factor más importante a tener en cuenta puesto que, debido a la metodología de cálculo, la dirección del curso principal sobre el que se realizan las medidas condiciona la variabilidad de la componente direccional de este índice.

Así, tomando como ejemplo el cálculo de la asimetría dentro de una cuenca de drenaje, los resultados relativos a la dirección preferente de esa asimetría mostrarán valores que serán perpendiculares a la dirección del curso principal, de tal forma que la obtención de otros valores direccionales (aquellos que presenten un cierto grado de paralelismo con la dirección de ese río) es muy improbable. Esta situación condiciona por tanto el sentido de la asimetría que se puede obtener del análisis de una cuenca.

Si por el contrario nos encontramos realizando un análisis de una zona más amplia, que englobe un número más elevado de cuencas de drenaje, en un principio

nos encontraremos en una situación semejante a la descrita anteriormente para el caso de una sola cuenca, con la diferencia de que las sucesivas variaciones en la dirección principal de los cursos (cuencas) analizados dará lugar a un más amplio abanico de posibilidades en cuanto al valor direccional que el índice de asimetría presenta. Aun así, en el caso que los cursos principales analizados presenten un claro sesgo (redes paralelas) en las direcciones preferentes, los resultados obtenidos para la componente direccional del índice de asimetría topográfica transversal se verán condicionados por esta situación.

La solución más directa a este problema sería centrarse en la aplicación de este índice morfométrico sobre redes de drenaje que muestren una distribución homogénea de direcciones principales de flujo, de tal forma que los posibles valores de la componente direccional del Factor T sean aleatorios, y así, a través de los análisis estadísticos posteriores, los vectores medios obtenidos estén basados en una serie de datos que no presente un sesgo direccional.

En nuestro caso, la elección del orden jerárquico de la red de drenaje de la Cuenca de Madrid utilizado para el análisis de su asimetría tuvo en cuenta este problema, y como ya comentamos, los órdenes que mejor cumplían esta premisa (así como la relativa al número de segmentos incluidos dentro de cada orden) eran los más bajos, 1º y 2º.

La *Sinuosidad de los cauces* presenta una incidencia sensiblemente menor pero puede también ser un condicionante negativo al cálculo de la asimetría de la red, sobre todo si el análisis de la misma se realiza mediante medidas manuales, bien sobre mapas topográficos o sobre la pantalla del ordenador. En estos casos, el encontrarnos con ríos o segmentos de los mismos que presenten una alta sinuosidad nos plantea el problema de la determinación de la dirección de cada uno de los segmentos en los que dividimos el río.

Puede darse el caso que el punto central de ese segmento coincida justo con un meandro, y más aun, que el punto exacto presente una dirección que sea

perpendicular a la principal mostrada por el río, de tal forma, que la medida de la dirección del índice de asimetría en ese punto muestre un valor paralelo a la dirección principal del río analizado. En este caso, esa medida no representa la realidad de la asimetría de ese curso Aunque una sola medida no tiene una influencia excesiva sobre la asimetría regional, si que supone la introducción de un cierto grado de error evitable.

En nuestro caso, en las situaciones en las que la medida de la asimetría se realizó de forma manual, el planteamiento adoptado ante este problema ha sido sencillo, se ha obviado la dirección mostrada por el curso fluvial en el punto exacto de medida de asimetría de la red, y se ha sustituido esa dirección por la que presenta dicho curso fluvial si se elimina el meandro que nos estaba provocando este problema de cálculo. Esta solución es a nuestro entender perfectamente valida, puesto que estamos manteniendo la dirección principal del río, que es la importante, mientras que la existencia de ese meandro (el cual se ha originado según la dirección de flujo principal), o la dirección mostrada por la parte central de la "S" que el mismo conforma, representa una anomalía puntual del río dentro del sentido de flujo del mismo.

Los problemas asociados con *Zonas de pendiente muy baja* del terreno tienen relación con las tareas previas al cálculo del índice morfométrico, en el caso de que la medida se apoye en el uso de un MDE. En estos casos, si nuestro MDE no presenta la calidad suficiente como para poder diferenciar topográficamente estas zonas, las mismas quedan representadas como una superficie plana (Jenson y Domingue, 1988), en la cual el algoritmo D8 (Fairchild y Leymarie, 1991) no es capaz de determinar la dirección de flujo correctamente, con lo que la red de drenaje obtenida a partir del mismo no refleja la realidad, y por tanto los pasos sucesivos se apoyan en unos datos que no son correctos, con lo que la definición de las cuencas de drenaje asociadas a la red tampoco serán correctas, y a partir de aquí, los datos relativos a la asimetría de la red presentaran una incertidumbre importante para estas zonas.

Como este problema afecta principalmente a los tramos bajos de los ríos, que son los que suelen presentar menores pendientes (tanto en el propio curso como en la zonas adyacentes), puede suponer un obstáculo a la correcta definición geográfica del punto de desembocadura de dicho cauce, y por tanto afectar a la definición de la cuenca de drenaje asociada.

En nuestro caso, ya que hemos utilizado un MDE para la definición de la red de drenaje de la Cuenca de Madrid, la existencia de zonas planas en dicho modelo suponía un problema, el cual hemos intentado subsanar de dos formas distintas. En primer lugar, la corrección hidrológica a la que se sometió el MDE previo a la definición de la red de drenaje utilizaba el algoritmo desarrollado por Garbrecht y Martz (1997), el cual trata de identificar las zonas elevadas adyacentes al área plana que tratamos de corregir, así como las zonas deprimidas, para a partir de la modificación de las alturas correspondientes a la zona intermedia (de baja o nula pendiente) celda por celda, y utilizando variaciones infinitesimales de los valores de alturas, provocar la aparición de una pendiente que favorezca la determinación de la dirección de flujo asociada a esa zona. De esta forma podemos eliminar el problema que suponía la planicie en nuestro MDE. Esta corrección nos ofreció unos resultados bastante aceptables, de tal forma que eliminamos los problemas relativos a la indefinición de una dirección de flujo predominante.

Por otro lado, observamos que en algunos puntos de desembocadura la morfología del río presentaba un patrón extremadamente rectilíneo que se considero no correspondía a la realidad. En estos casos la solución adoptada, más drástica, consistió en omitir dichos tramos y definir el punto de desembocadura de ese cauce en el punto en el que la línea que representa al curso principal de la cuenca adoptaba la morfología rectilínea. En este caso, se puede plantear que existe una pérdida de información en la parte baja de la cuenca, pero analizando las distancias longitudinales que eran eliminadas en esos tramos, la pérdida de información era aceptable y no iba a influir en el cálculo del valor de asimetría de la cuenca.

Finalmente, bajo el aspecto de *Antropización del paisaje* se engloban aquellas modificaciones que sobre el paisaje y el clima han provocado las actuaciones humanas, aunque es posiblemente el que menor efecto negativo presenta. Con respecto a los trabajos que hemos realizado, la acción antrópica se muestra como un condicionante negativo desde la modificación intensiva de la morfología fluvial en los tramos más bajos de los ríos, desviando cauces, modificando el terreno, construyendo canales, etc..., de tal forma que todas estas intervenciones pueden dar como resultado una mala definición de la red de drenaje para estos tramos, si como punto de partida para la misma estamos utilizando un MDE.

Esto es debe a que el origen de los datos utilizados para generar el MDE en gran parte de las ocasiones son mapas topográficos, en los cuales vienen reflejadas todas las actuaciones que la mano del hombre ha provocado en su entorno más cercano, tanto las ya mencionadas anteriormente, como la ocupación del terreno debido a la presencia de núcleos de población, los cuales, cuanto más importantes son, mayores modificaciones del terreno han traído acompañadas. Sirva para ilustrar este ejemplo la comparación de los mapas topográficos de diferentes épocas, por un lado el denominado mapa francés (1820) y por otro lado una serie de mapas topográficos hasta la actualidad (Figura 3.15).

También cabría apuntar aquí las variaciones en el clima provocadas por la actuación del hombre, principalmente las debidas a la quema de combustibles fósiles, las cuales (según la opinión generalizada de los expertos) se encuentran detrás de la aceleración en el cambio climático, que en nuestra zona se encaminaría hacia un clima más árido. Sin embargo, al igual que hemos comentado para las actuaciones físicas sobre el territorio, el intervalo de actuación humana es demasiado corto como para poder inferir modificaciones en la distribución espacial de la red de drenaje y sus propiedades morfométricas asociadas.

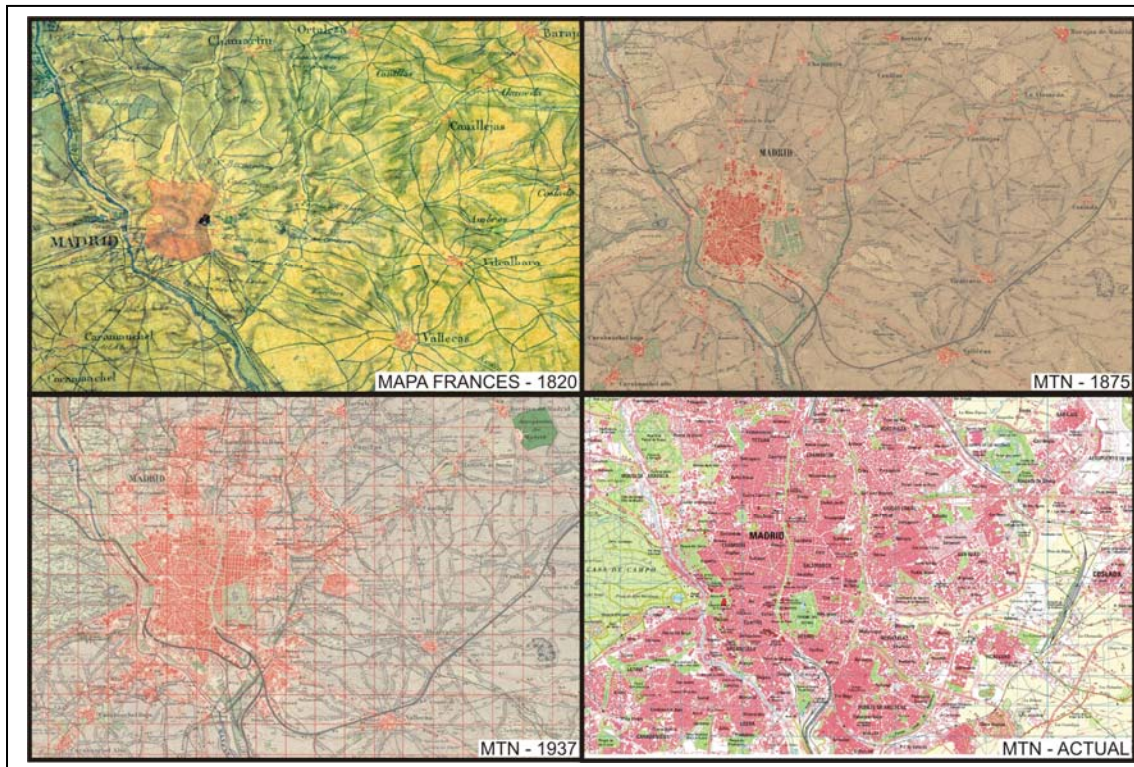


Figura 3.15. Evolución del territorio en el área de la ciudad de Madrid, desde principios del siglo XIX hasta la actualidad. Es evidente la modificación del relieve debido al crecimiento de la ciudad, y asociada con esta modificación del relieve, son evidentes los cambios en la red de drenaje de la zona, con la pérdida de la mayoría de los arroyos que a principios del siglo XIX drenaban los alrededores de la ciudad.

3.3.- DESARROLLO DE LA NUEVA METODOLOGÍA DE CÁLCULO DEL FACTOR T. MISSISSIPPI BASIN

Como ejemplo práctico de la nueva metodología en desarrollo, se afrontó el estudio del Factor de Simetría Topográfica Transversal de las cuencas de drenaje para un sector de la cuenca del río Mississippi. Esta zona solapaba con otra que había sido analizada anteriormente a partir del cálculo del Factor T sobre mapas topográficos (Cox *et al.*, 2001) y se realizó en colaboración con el propio autor.

La zona seleccionada para el análisis se encuentra dentro del graben del valle del río Mississippi, ampliamente estudiada durante el último medio siglo debido a que se trata de la región de mayor actividad sísmica intraplaca de Norte América, la Zona

Sísmica de Nuevo Madrid - NMSZ (ver Schweig y Van Arsdale, 1996, y Van Arsdale, 1998). Cox *et al.* (2001) analizaron la asimetría de las cuencas de drenaje en una porción del graben en las proximidades de la NMSZ e identificaron una serie de dominios de asimetría que estaban limitados por fallas previamente no cartografiadas o geofísicamente inferidas.

Nuestra zona de trabajo se encuentra adyacente a la anterior, justo hacia el sur y por tanto más alejada de la NMSZ, donde los estudios sobre características neotectónicas del área son muy escasos, no existiendo estudios sobre la neotectónica regional previos. Para la definición de dominios homogéneos de asimetría, y basándonos en estudios previos (Cox, 1994) y estudios experimentales (Parker, 1977, Hasbargen y Paola, 2000), tomamos en consideración que las cuencas de drenaje dentro de una región con sedimentos homogéneos y pobremente consolidados mostrarían típicamente un patrón aleatorio de asimetría transversal con respecto a la posición del curso principal frente a sus divisorias de aguas. Por el contrario, cauces que fluyan a través de bloques basculados tectónicamente pueden desarrollar una asimetría topográfica transversal de sus cuencas debido a un incremento de la erosión fluvial en el lado hundido del bloque, y a un incremento de la incisión fluvial de los tributarios del lado opuesto (lado levantado), que a su vez provoca el efecto de erosión remontante en dichos cursos, provocando fenómenos erosivos en la cabecera de los tributarios y por consiguiente una migración de la divisoria de aguas en la parte elevada del bloque.

Por tanto, tomando en consideración la posibilidad de diferentes factores de control, la existencia de áreas que muestran una dirección preferente de asimetría de las cuencas de drenaje nos puede indicar que la migración lateral de los ríos que provocan dicha asimetría este controlada por procesos de basculamiento superficial en bloques (Leeder y Alexander, 1987, Osborn y du Toit, 1991, Fisher *et al.*, 1994).

Geológicamente, la zona ocupa la porción sureste de la llanura costera del golfo del río Mississippi (Figura 3.16), con forma de canal relleno de sedimento y basculado hacia el suroeste (Stearns, 1957, Murray, 1961, Cushing *et al.*, 1964, Autin *et al.*, 1991).

Los sedimentos de esta llanura costera son marinos o fluvio – marinos, pertenecientes a la deposición que también ha formado el delta del mismo río (Cretácico superior a Terciario inferior), terrazas fluviales y un manto de limos eólicos (Plioceno y Pleistoceno), y llanuras de inundación Holocenas asociadas con la actual red de drenaje de esta área. La mayor parte de estos sedimentos no están consolidados, con la excepción de las facies carbonatadas de edad paleocena y cretácica, que si están bien cementadas, al sureste de nuestra zona de estudio.

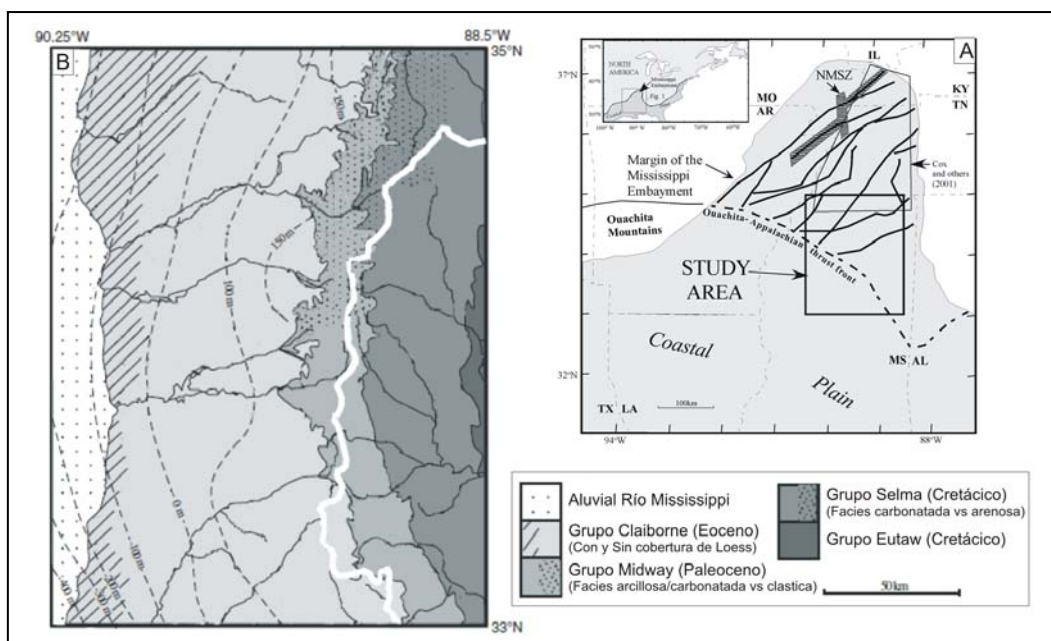


Figura 3.16. Mapa de localización de la zona de estudio(A). Esquema litológico de la zona (B). En la parte B, la línea blanca gruesa delimita la divisoria de aguas entre los afluentes del río Mississippi y los que corresponden al río Tombigbee. Las líneas discontinuas negras representan el techo del Paleoceno, mostrando la elevación estructural regional (modificado de Hosman y Weiss, 1991).

El buzamiento superficial de los estratos en esta zona varía sistemáticamente desde el O-NO en el norte a SW en el sur. La zona presenta estructuras superficiales que han sido cartografiadas a lo largo de más de 10 km de longitud, pertenecientes a la zona de fracturas en dirección de Muddy Creek, con dirección hacia el noreste y localizadas también en la zona noreste del área de estudio (Swann *et al.*, 1995, Swann, 1997).

El relleno de la llanura costera del Mississippi recubre rocas sedimentarias de edad Paleozoica, las cuales se encuentran cortadas por fallas de dirección noreste (pertenecientes al sistema de graben del valle del Mississippi) y por fracturas con dirección noroeste asociadas con estructuras exhumadas de la orogenia Ouachita y clasificadas como fallas de antepaís (Ervin y McGinnis, 1975, Hildenbrand *et al.*, 1982, Thomas, 1989, Johnson *et al.*, 1994). La zona de graben del valle del Mississippi fue elevada en el Cretácico medio debido al paso de Norte América sobre el punto caliente de las Bermudas, y posteriormente, el enfriamiento causó la subsidencia de la zona y la formación del surco – llanura costera del Mississippi (Cox y Van Arsdale, 1997, 2002).

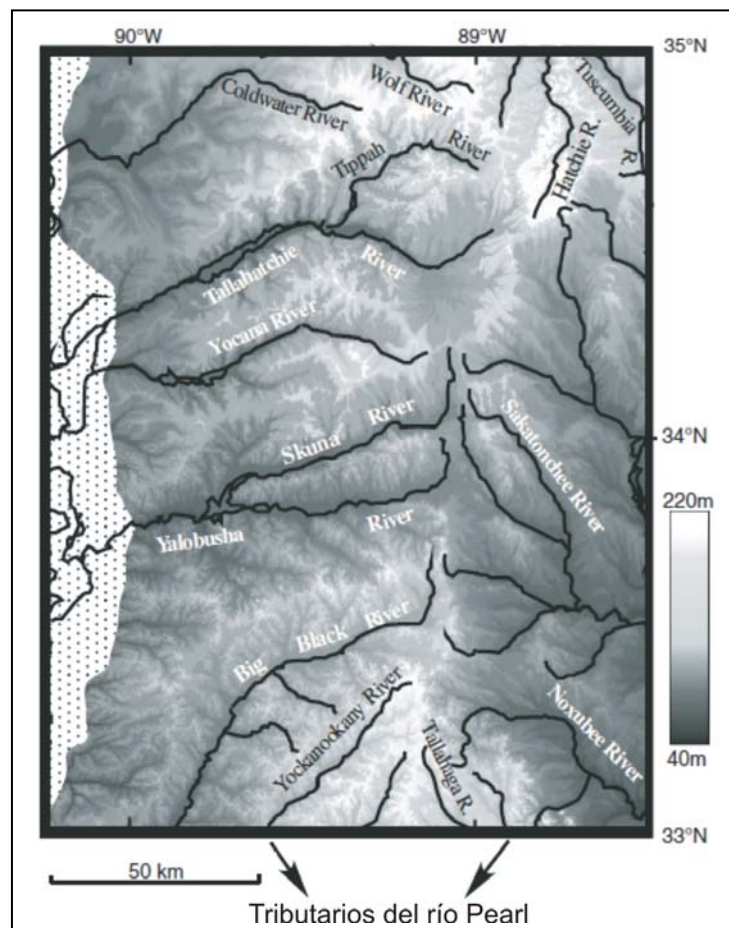


Figura 3.17. Principales cursos fluviales de la zona de estudio sobre el MDT de la región.

La red de drenaje incluye los tributarios por margen izquierda del río Mississippi, los tributarios por margen derecha del río Tombigbee, y la zona de cabecera del río Pearl (Figura 3.17). Los ríos Tombigbee y Pearl fluyen directamente hacia el golfo de México, al igual que el Mississippi, solo que en una menor distancia, y por tanto con mayores pendientes en su cauce. De la red de drenaje del río Mississippi, las cuencas de los tributarios Coldwater, Tallahatchie, Tippah, Yocona y Yalobusha, así como las cabeceras de los tributarios Hatchie, Wolf, Tuscumbia y Big Black, están incluidas dentro del área de estudio. Mientras, de la red de drenaje del río Tombigbee se incluyen en la zona de análisis los tributarios Noxubee, Sakatonchee y otros de menor entidad, y pertenecientes a la red de drenaje del río Pearl se incluyen los tributarios Yockanookany y Tallahaga, así como otros menos importantes. En general, esta red de drenaje presenta una morfología radial, sin una dirección de flujo predominante, lo cual es importante para un buen análisis del Factor T, como ya habíamos comentado anteriormente.

3.3.1.- Desarrollo metodológico

La metodología aplicada para el cálculo del Factor T parte de la utilización de un MDE obtenido del USGS, a partir de la Base de Datos Nacional de Elevaciones. Este modelo incluía la mitad norte del Estado de Mississippi (coordenadas 33° a 35° N y 88.5° a 90.25° W) y presentaba una resolución espacial de 30 metros, habiendo sido generado a partir de la interpolación de datos de alturas provenientes de los mapas topográficos 7.5' del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), con curvas de nivel cada 20 pies, y de fotografías aéreas. Estos MDE pueden obtenerse de forma gratuita en el siguiente servidor web:

<http://seamless.usgs.gov/website/seamless/viewer.php>

El MDE fue corregido hidrológicamente tal como se detallaba anteriormente, para obtener una continuidad hidrológica en el mismo. La red de drenaje obtenida, para la cual posteriormente se calcularían sus cuencas de drenaje en función de los órdenes elegidos, fue clasificada jerárquicamente siguiendo la propuesta de

clasificación de Strahler. Para la definición de la red de drenaje se usó un número de 5000 celdas como valor de flujo acumulado a la hora de definir el primer píxel (o celda) del MDE que presenta ya escorrentía superficial concentrada, o lo que es lo mismo, cada curso fluvial de primer orden presenta un área de drenaje de 4.5 km² aguas arriba del punto de inicio de ese río.

Para el análisis de la asimetría topográfica transversal de las cuencas (Factor T) se usó las cuencas de drenaje pertenecientes a los cursos fluviales de segundo orden jerárquico, las cuales son similares en tamaño a las de segundo y tercer orden jerárquico si la clasificación se realiza sobre los mapas topográficos 7.5' del USGS (escala 1:62.500; Figura 3.18).

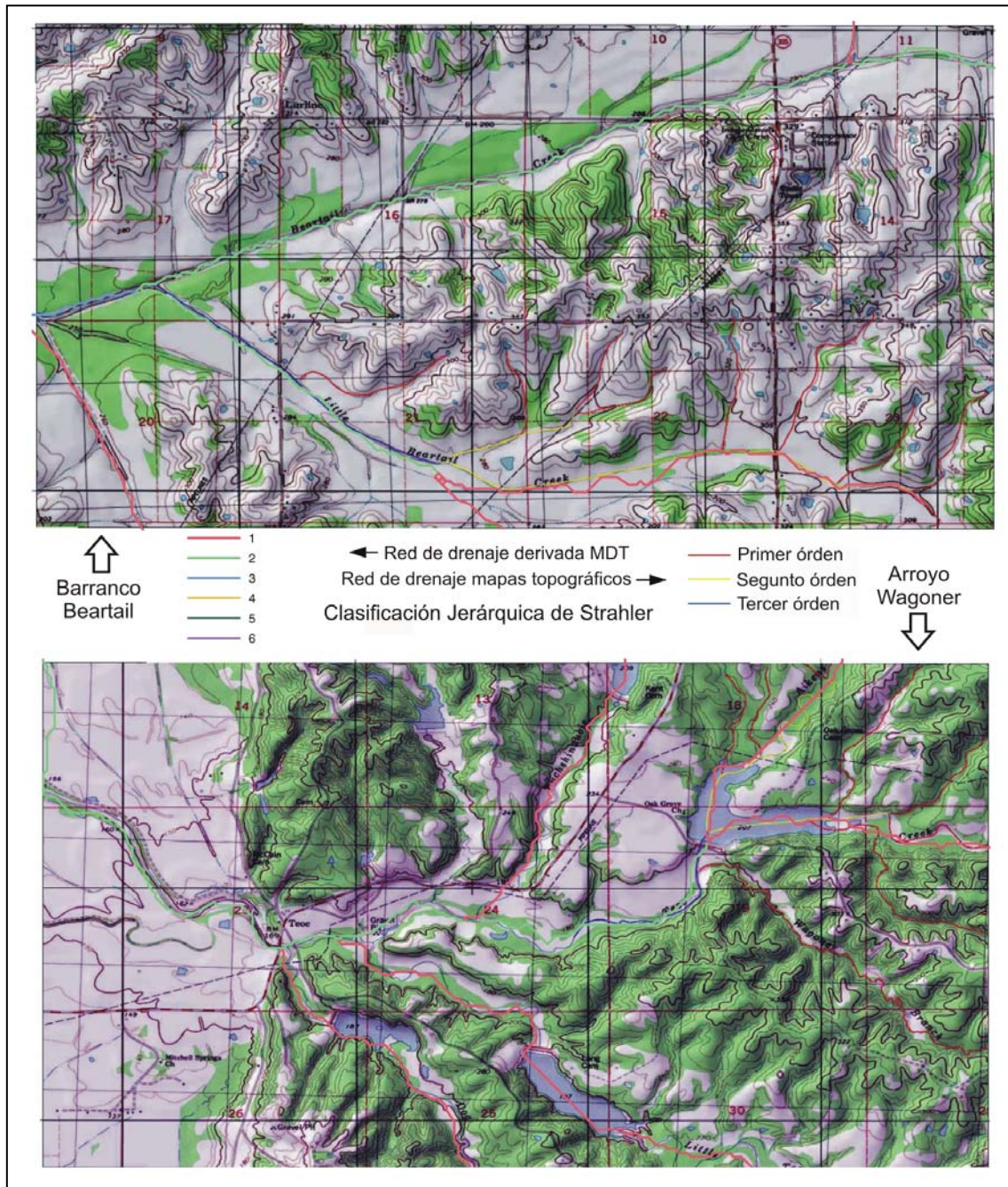


Figura 3.18. Ejemplos de la comparación entre el orden jerárquicos de los cursos fluviales derivados a partir del MDT de la zona y aquel establecido a partir del análisis de los mapas topográficos de la región.

Estas cuencas de segundo orden presentan una mejor distribución de orientaciones (más aleatoria) que las cuencas de órdenes superiores, lo que es deseable para minimizar la existencia de un sesgo direccional en los resultados de asimetría obtenidos, y suponen un número de cuencas más manejable que las de

primer orden (además de la mayor entidad de los cauces que representan). También se pretendía que la distribución espacial de medidas realizadas fuese lo más semejante a la existente en la zona inmediatamente adyacente hacia el norte que anteriormente había sido analizada (Cox *et al.*, 2001), para poder realizar la comparación de zonas partiendo de una situación inicial lo más semejante posible. Esta comparación se podría realizar de forma directa en la parte más septentrional de nuestra área de estudio, la cual solapaba con la que estos autores habían analizado anteriormente.

El cálculo del Factor T se llevo a cabo siguiendo el método de Cox (1988, 1994) y Cox *et al.* (2001). La diferencia se encontraba en los datos de partida utilizados, pues aquí las medidas de este índice morfométrico se realizarán sobre la pantalla del ordenador, en segmentos de 1 km de longitud, ajustando líneas rectas de dicha longitud al trazado del cauce principal de cada cuenca. Para cada segmento del río, el Factor T de su cuenca de drenaje se obtiene de la relación D_a/D_d . Para cada medida de la relación D_a/D_d se calcula también la dirección (valor en grados, con el cero indicando el norte) que esta presenta, constituyendo ambas medidas las dimensiones de un vector bidimensional. Estos vectores podrán posteriormente tratarse de forma estadística como un campo de vectores normal.

Este método de análisis se ajusta mejor a las redes de drenaje de tipo dendrítico, por la mayor dispersión de orientaciones que en este tipo de redes presentan los cauces. Aquí, los afloramientos pre – cuaternarios de las zonas emergidas de la llanura de marea del Mississippi presentan redes de drenaje de fuerte componente dendrítica, aunque existen áreas de extensión local que muestran tendencias de organización de la red con un mayor carácter enrejado y/o paralelo, lo que puede provocar alteraciones en el valor de la dirección de los vectores medios de asimetría durante el análisis estadístico al que se someten las medidas hechas en pantalla.

Teóricamente, para una red de drenaje que no presente ningún tipo de condicionante externo sobre su morfología y sobre la libre migración lateral de sus cauces, se asume que la asimetría de las cuencas será aleatoria y que el análisis

estadístico de los vectores medidos dará como resultado unos vectores medios de magnitud muy próxima a cero, por la alta dispersión de orientaciones de las medidas originales. Por el contrario, en una red de drenaje altamente condicionada en su forma y evolución por la tectónica activa de la zona, los basculamientos que esta produce en el terreno provocaran o favorecerán la migración lateral de los cursos fluviales según direcciones preferentes, lo cual dará como resultado que dichas direcciones preferentes de migración se verán sobre-impuestas sobre la inherente aleatoriedad de la red de drenaje pre-existente, lo cual tendrá reflejo sobre los resultados de los análisis estadísticos a los que se sometan las medidas originales.

Las medidas directas del Factor T fueron posteriormente tratadas de forma estadística (adaptado de Cox *et al.*, 2001) para obtener un campo de vectores de más fácil interpretación. Este tratamiento estadístico consistió en la utilización de una media móvil a lo largo de todo el área de estudio, la cual obtuvo el valor del vector medio (tanto magnitud como dirección) para cada una de las ventanas de análisis. El tamaño de la ventana de actuación y cálculo de la media presentaba unas dimensiones de 20 x 20 km, de tal forma que para la obtención de cada uno de los vectores medio de asimetría se tuviesen en cuenta un número significativo de medidas directas, para aumentar de esta forma el grado de confianza del resultado obtenido. Cada una de estas celdas presentaba un solape con las inmediatamente adyacentes del 50%, lo que a efectos reales supone que la distribución espacial de vectores medios representando el valor del Factor T era cada 10 km.

Los vectores medios que no eran estadísticamente no aleatorios ($p > 0.5$) o con magnitudes inferiores a 0.02 no fueron representados en el campo de vectores medios de Factor T, quedando dichas celdas vacías en el mapa de resultados finales. Así, cuando nosotros interpretamos dichos resultados, la resolución espacial de los mismos esta limitada por esos 10 km de espaciado entre vectores medios, y por lo tanto, al utilizar esta técnica no podremos definir estructuras menores de esos 10 km en longitud (tales como pliegues locales, pequeñas fracturas, pequeños afloramientos, ...), o bien localizar el límite de un dominio con menos de 5 km de margen de error.

A partir del campo de vectores medios de asimetría obtenidos del análisis estadístico de las medidas obtenidas en la pantalla del ordenador, se realizó la interpretación visual de los posibles diferentes dominios de asimetría homogénea que apareciesen en el mapa. Los límites de los dominios se interpretaron a partir de la existencia de variaciones significativas tanto en la dirección de los vectores (cambios superiores a los 25º – 30º) o bien en la magnitud de los mismos (descensos en el valor de magnitud por debajo de 0.05). Las zonas ocupadas por los dominios de asimetría se han interpretado como áreas en las que la migración lateral de los ríos presenta una dirección claramente preferente. El análisis estadístico (Figura 3.19) de uniformidad de las poblaciones de vectores medidos de forma directa incluidos dentro de cada uno de los diferentes dominios de asimetría interpretados se llevo a cabo siguiendo los trabajos de Curray (1956), y Fisher (1993).

ESTADÍSTICOS DE LOS DOMINIOS DE ASIMETRÍA DE SEGUNDO ORDEN JERARQUICO												
	Dominio A	Dominio B	Dominio C	Dominio D	Dominio E	Dominio F	Dominio G	Dominio H	Dominio I	Dominio J	Dominio K	Dominio L
Dirección del Vector Medio (°)	22	157	189	119	149	80	225	212	359	124	142	60
Dirección de Buzamiento medio de los estratos (°)	275	282	280	276	271	271	269	248	240	248	270	252
Angulo entre el vector medio y la dirección de buzamiento (°)	107	125	91	157	122	169	44	36	119	124	128	168
Número de vectores (n)	375	233	156	218	81	148	324	344	245	127	99	114
Magnitud del vector medio (L)	0.103	0.267	0.109	0.112	0.154	0.106	0.234	0.212	0.056	0.161	0.197	0.124
Dirección media normalizada (°)	101	96	86	93	97	72	72	63	36	86	80	63
Magnitud media normalizada	0.226	0.294	0.332	0.439	0.304	0.656	0.402	0.378	0.559	0.246	0.492	0.334
Probabilidad de que los vectores del dominio sean aleatorios [†]	0.019	6 × 10 ⁻⁸	0.158	0.066	0.145	0.193	2 × 10 ⁻⁸	2 × 10 ⁻⁷	0.486	0.037	0.022	0.175
Varianza circular [‡]	0.897	0.733	0.891	0.888	0.846	0.895	0.766	0.787	0.944	0.839	0.803	0.876
Desviación estándar circular [§] (°)	122.3	93.2	120.7	120.0	110.8	121.5	97.7	100.9	137.6	109.5	103.3	117.2
Error estándar de la media [¶] (°)	20.32	9.77	29.72	24.48	28.99	31.47	9.49	10.18	46.33	22.15	20.51	30.59
Intervalo de confianza del 95% para el vector medio ^{††} (°)	61.8	176.6	247.1	167.4	205.9	142.1	243.3	232.3	90.2	166.9	182.2	120.2
	342.1	138.3	130.6	71.4	92.2	18.7	206.1	192.3	268.5	80.1	101.8	360.3

†Probabilidad de que los vectores del dominio sean aleatorios (p) = e^{-100L²n}/(10⁴), from Curray (1956) ;Varianza circular (v) = 1 - L (Fisher, 1993).
 ‡Desviación estándar circular (s) = [-2ln(L)]^{1/2} ;Error estándar de la media (σ) = 1/(nLk)^{1/2}, donde k = 2L + L_s + 5L^{5/6}.
 ¶Intervalo de confianza del 95% para el vector medio = ±1.9604σ (Fisher, 1993).

Figura 3.19. Tabla estadística sobre las poblaciones de vectores medidos de forma directa incluidos dentro de cada uno de los diferentes dominios de asimetría interpretados. Los resultados de estos análisis nos permiten establecer la uniformidad de dichas poblaciones.

Como un análisis estadístico complementario, para cada uno de los dominios de asimetría homogénea detectados en el área de estudio se calculó un vector medio normalizado, para tratar de eliminar cualquier tipo de desviación o sesgo en los resultados obtenidos. Este vector medio normalizado fue obtenido a partir de un

proceso en el cual, todos los vectores medidos directamente que quedaban incluidos dentro del dominio a analizar se dividían en 10 grupos, a partir del agrupamiento de los datos en intervalos de 18° (10%) en función de la dirección del eje principal de la cuenca. Una vez agrupados los datos, se obtiene el vector medio para cada uno de esos grupos, y se pondera el mismo en función del número de datos utilizados para su cálculo. Así, aquellos intervalos que presentan un menor número de datos de partida, ven incrementada la magnitud de su vector medio al ponderarlo con respecto al valor medio de medidas directas en todos los intervalos. El proceso de cálculo del vector medio para cada uno de los 10 intervalos considerados, así como el valor del vector medio normalizado para el total del dominio queda representado en la figura 3.20.

El cálculo de vectores medios normalizados puede proporcionar teóricamente una mejor estimación direccional de la asimetría para una zona de basculamiento superficial activo, y por tanto, una mejor estimación de la dirección real de basculamiento. Sin embargo, el cálculo de estos vectores también puede acarrear problemas debido a su capacidad para introducir un cierto sesgo direccional en los resultados finales, por lo que su uso no siempre está recomendado, y muchas veces, su laboriosidad de cálculo puede desaconsejar su uso. Si tomamos como ejemplo la situación en la que un intervalo direccional presente un número de medidas directas muy inferior a la media establecida para ese dominio, y si esas pocas medidas directas presentan una magnitud considerable, su ponderación sobre el número de vectores medio en cada intervalo puede dar lugar a un sesgo direccional debido a la alta magnitud que alcanzaría el vector medio de ese intervalo de direcciones, la cual condicionaría de manera muy significativa el resultado final del vector medio normalizado para el dominio de asimetría en estudio. Ese caso, el cual es posible y no se basa en una situación descabellada, reduciría significativamente la veracidad de la información aportada por los vectores medios normalizados.

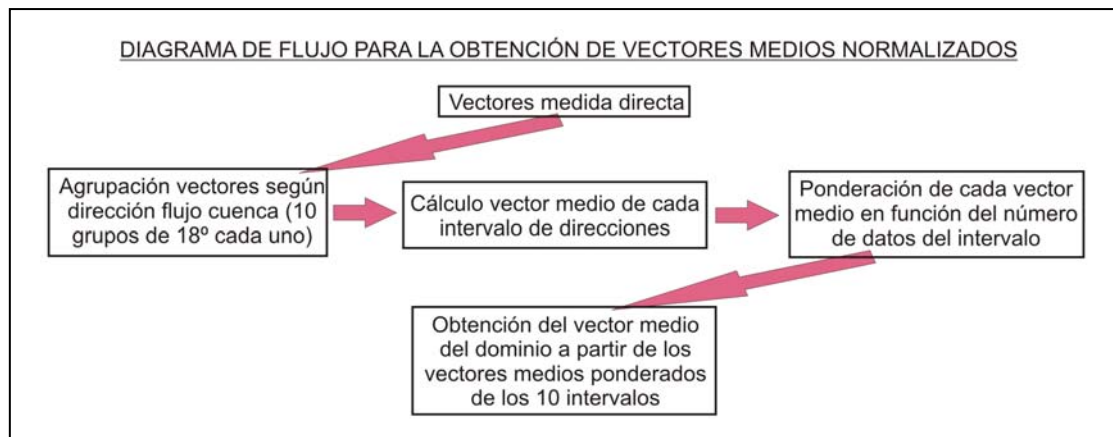


Figura 3.20. Esquema de obtención de los vectores medios normalizados para cada uno de los dominios de asimetría preferente definidos en la zona de trabajo.

Hay que señalar también que el uso de vectores medios normalizados no se presenta como una buena técnica inicial en el análisis de la asimetría de una región, puesto que la técnica en si difumina las tendencias que sobre el factor de asimetría provocaría un proceso de migración monoclinial de los ríos, impidiéndonos determinar si los dominios de asimetría preferente que hemos determinado se deben a esta causa o bien a procesos de tectónica activa (principalmente tectónica de bloques).

Por otro lado, hay que mencionar que los análisis llevados a cabo a través del cálculo del Factor T no se han centrado únicamente sobre el segundo orden jerárquico de la red de drenaje, sino que estos estudios se ampliaron sobre otros ordenes superiores, en concreto sobre el 4º y 5º orden, aunque en este caso el análisis no incluyó el procesado estadístico de las medidas directas por las causas que exponemos a continuación. En primer lugar, el número de medidas directas en estos dos casos es muy inferior al alcanzado para el segundo orden jerárquico de la red, y en segundo lugar, la distribución espacial de medidas no es ni mucho menos uniforme a lo largo de la zona de estudio. La combinación de estos dos factores nos lleva a la situación en la que el número y distribución de medidas hace inabordable el análisis estadístico de las mismas con un mínimo de confianza en los resultados obtenidos. Puede darse el caso de que los vectores medios obtenidos, en unos casos se encuentren basados en una o

dos medidas directas mientras que en otros se hayan calculado sobre bastantes más, y sobre todo, y teniendo en cuenta el tamaño de la ventana utilizada anteriormente para este análisis, la probabilidad de que la ventana utilizada no encuentre ninguna medida directa para operar aumenta considerablemente.

3.3.2.- Resultados obtenidos

Del trabajo realizado en el cálculo del Factor T para esta zona de la cuenca del río Mississippi se derivaron más de 4500 medidas directas de asimetría sobre la pantalla del ordenador, las cuales, una vez tratadas estadísticamente, dieron lugar a 282 vectores medios de asimetría, los cuales sirvieron para determinar las posibles zonas homogéneas de la cuenca (Figura 3.21). El uso de estos vectores medios, suponían una visualización más clara de las tendencias existentes dentro del área de estudio, además de lo comentado anteriormente en cuanto a eliminación de sesgos.

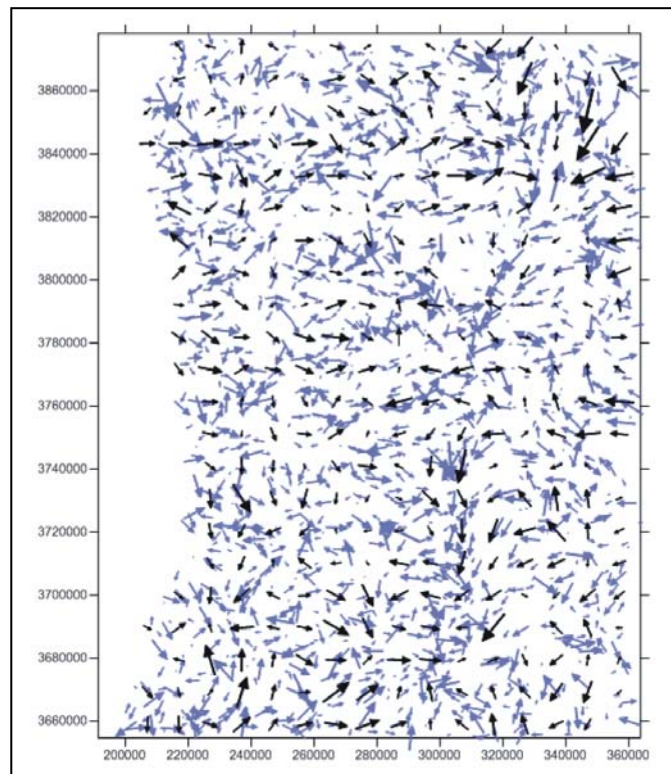


Figura 3.21. Vectores de asimetría de las cuencas de drenaje de segundo orden jerárquico. En color azul se representan los vectores medidos directamente sobre las cuencas y en color negro se superponen los vectores medios obtenidos a partir del tratamiento estadístico de los primeros.

De un primer análisis rápido de los resultados, se puede comentar la diferencia existente en cuanto a número y magnitud de vectores entre la mitad oriental y la occidental, de tal forma, que la mayor concentración de vectores se produce en la primera (Figura 3.22), quedando la segunda mitad con un menor número y con una menor magnitud en los vectores presentes.

A continuación, del análisis detallado del campo de vectores medios de asimetría, se procedió a la delimitación de zonas homogéneas dentro del mismo, lo cual nos permitió la definición de doce dominios de asimetría preferente (Figura 3.22), denominados de la "A" a la "L". La definición de estos dominios es claramente subjetiva en cuanto a la técnica utilizada, puesto que depende del criterio del investigador, pero por otro lado hay que mencionar y llamar la atención sobre los criterios utilizados, los cuales fueron mencionados anteriormente, y según los cuales, la interpretación que cualquier otra persona hiciese sobre el mismo campo de vectores medios no podría diferir mucho de la que aquí hemos presentado.

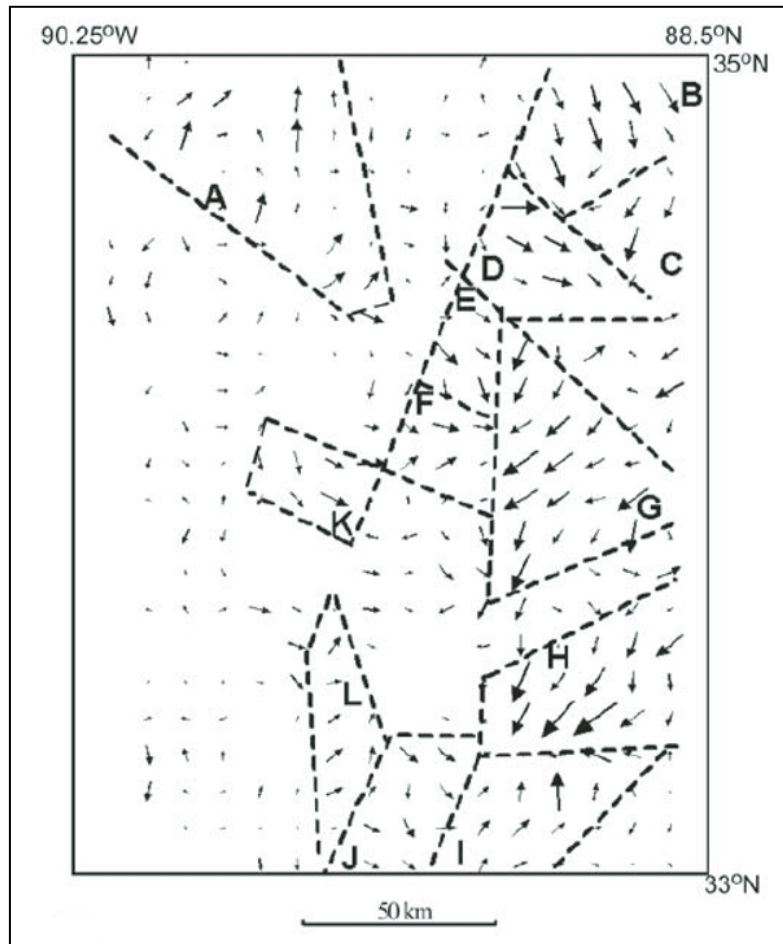


Figura 3.22. Dominios de asimetría preferente determinados a partir de la población de vectores medios de asimetría. Las líneas discontinuas representan los límites de los dominios, los cuales están diferenciados por una letra (A – L).

La distribución espacial no es uniforme a lo largo de la zona de estudio, presentando un patrón en el que la mayoría de los dominios se encuentra en la mitad oriental del área analizada, aquella que se corresponde con la mayor densidad y magnitud de vectores medios de asimetría. Esta aproximación a la distribución espacial de zonas de asimetría preferente homogénea nos muestra la existencia de una clara diferenciación en dos grandes zonas atendiendo a las propiedades del relieve (considerando la morfología la red de drenaje y sus cuencas asociadas como una propiedad del mismo), y apuntando la posible existencia de tendencias evolutivas diferenciadas para cada una de ellas.

A partir del análisis individualizado de cada uno de los dominios definidos podemos apuntar diferentes propiedades de los mismos, y de su totalidad en conjunto. Así los histogramas generados para cada dominio, en base a la dirección del curso principal de cada cuenca, reflejan que todas las áreas homogéneas tienen cierto grado de desviación respecto a una distribución uniforme de orientaciones; esto es, existen direcciones preferentes de flujo dentro de cada dominio, condición óptima para afrontar una análisis de asimetría transversal de las cuencas de drenaje. Los histogramas de orientaciones de cauces principales pertenecientes a los dominios *B*, *D*, *F*, *G* y *H* (y en menor medida, de los dominios *A*, *I* y *L*) muestran direcciones preferentes de los cauces que son perpendiculares a aquellas mostradas por los vectores medios de asimetría (Figura 3.23). Esta particularidad nos podría estar definiendo la posible existencia de un sesgo en la dirección de migración lateral de los cursos para dichos dominios. Sin embargo, los dominios *C* y *K*, los cuales también muestran la existencia de direcciones preferentes de flujo (distribución de direcciones no perfectamente uniforme), no muestran relaciones de perpendicularidad entre este valor y la dirección media de la asimetría de las cuencas, lo cual supone que el posible sesgo producido por la existencia de direcciones preferentes en las cuencas no siempre condiciona las medidas de asimetría, y que es posible que, bien el efecto de dicho sesgo direccional no sea muy importante con respecto al resultado final de la asimetría, o bien que existen otros factores que están también modelando los resultados finales, de tal forma que condicionan externamente las direcciones de flujo de los ríos, y a su vez provocan que la magnitud de la asimetría de las cuencas sea mayor según determinadas direcciones, las cuales no tienen por que coincidir en la perpendicularidad respecto a la dirección de los ríos. Todo esto nos da a entender que es posible que dentro de nuestra zona de análisis existan diferentes factores de control que condicionan las direcciones de flujo de los ríos.

Siguiendo con lo apuntado anteriormente, si tomamos como ejemplo los dominios *G* y *H* vemos que estos muestran direcciones preferentes de los cauces que son sub-paralelas a la dirección de los estratos, lo cual concuerda con un desplazamiento monoclinial a favor de los contactos litológicos existentes. Por el

contrario, si tomamos en consideración los dominios *B* y *F*, la dirección preferente de flujo mostrada por los histogramas no concuerda con la dirección local de los estratos, lo cual nos sugiere otro factor de control para los mismos, como por ejemplo el control estructural por fracturas de la dirección de los cauces.

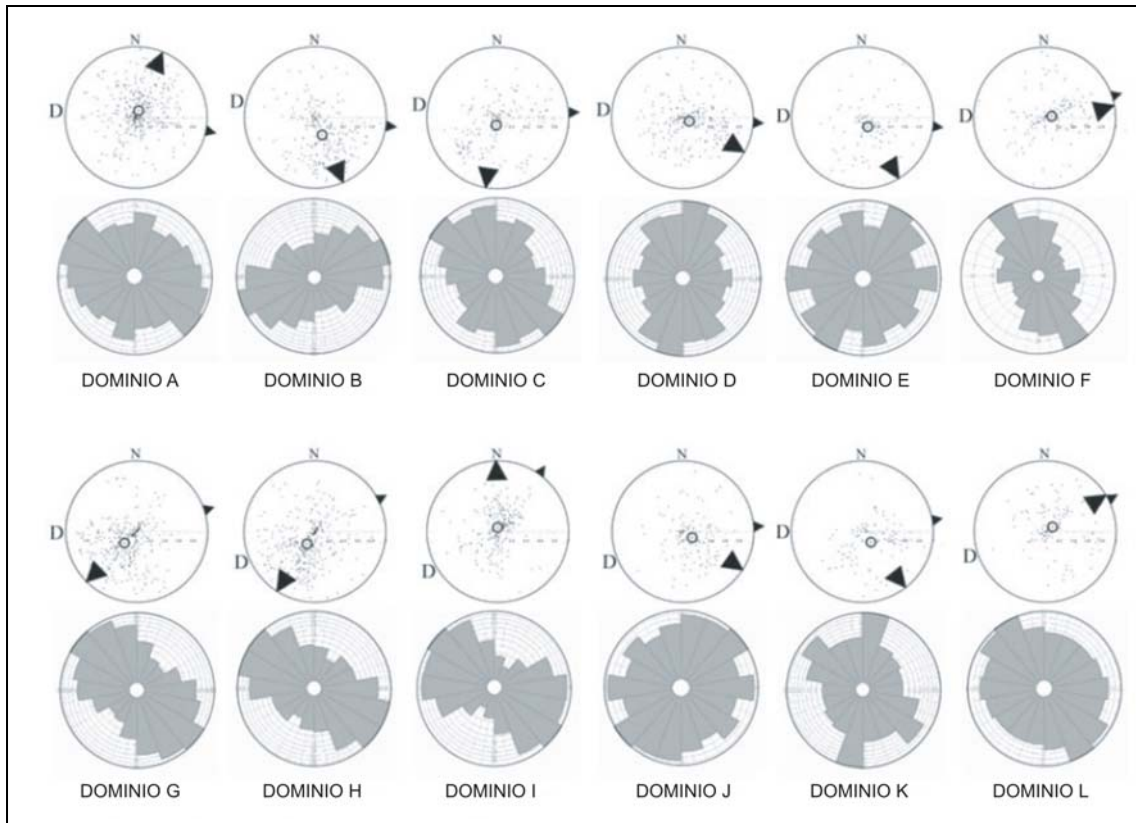


Figura 3.23. Gráfico polar de vectores de asimetría y diagrama de rosas de las direcciones de los cursos fluviales dentro de cada uno de los dominios de asimetría preferente interpretados. El gráfico polar de vectores muestra la dirección y magnitud (Factor T) de cada asimetría medida y utilizada en la generación de los vectores medios en que se basó la definición de los dominios (Factor $T = 0$ en el centro y Factor $T = 1$ en el perímetro). El vector medio para cada dominio se indica con un círculo, y su dirección con una cabeza de flecha por dentro del perímetro del gráfico polar. El vector medio normalizado respecto a la frecuencia de las direcciones de los cursos fluviales se indica con una cabeza de flecha por fuera del perímetro del gráfico. Las direcciones de los segmentos fluviales utilizados en la medida de la asimetría se usaron para construir los diagramas de rosas. La posición de la "D" en el perímetro exterior de los gráficos polares indica la dirección de basculamiento estructural medio de las capas de sedimento dentro de cada dominio.

Si usamos los vectores medios de asimetría para cada dominio, que han sido normalizados con respecto a las frecuencias relativas de orientaciones de los cauces para evitar el sesgo existente en los cursos de segundo orden jerárquico de la red, estos enmascaran las trazas de migración monoclinas en el campo de vectores. Estos vectores normalizados sugieren para todos los dominios una componente de basculamiento neotectónico hacia el este, que actuaría para toda la región. Esta dualidad entre la importancia de la migración monoclinas y la tectónica activa en la zona como modeladores de la morfología de las cuencas y distribución de los cauces principales dentro de las mismas, será analizada en mayor profundidad con posterioridad.

Siguiendo con el análisis descriptivo de los resultados obtenidos, se había mostrado como la mayoría de los dominios de asimetría preferente se encontraban en la parte oriental de la zona de estudio, existiendo un límite entre esas dos regiones (oriental y occidental) que se puede definir a partir de la línea diagonal de dirección NE-SO que cruza por el centro de nuestro área de trabajo y marca un límite en cuanto a las magnitudes mostradas por los vectores medios de asimetría, mayores también en la parte oriental y menores en la occidental (Figura 3.24). Podemos ver como solo los dominios A y K se encuentran al oeste de esta línea, únicas zonas de asimetría homogénea dentro de un área en el que la dispersión de los vectores es bastante elevada. Esta dispersión asociada a la muy baja magnitud de los vectores nos representa un patrón en el que no aparece ninguna dirección dominante de asimetría y por tanto parece existir una amplia libertad de movimiento de los cauces, poco condicionados por el entorno a desplazarse en una dirección determinada.

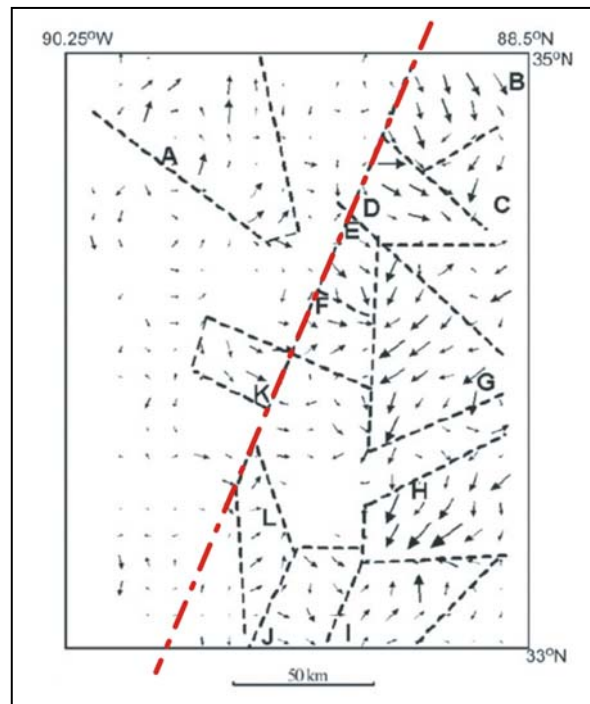


Figura 3.24. Dominios de asimetría topografía transversal (preferente) de las cuencas de drenaje, interpretados a partir de las cuencas de segundo orden. La línea roja discontinua que atraviesa el mapa separa las zonas oriental y occidental, con distinto comportamiento tanto en la magnitud de la asimetría como en el número de dominios interpretados.

El dominio A viene representado por un vector medio de asimetría con dirección NNE (ESE si tomamos el vector medio normalizado), el cual contrasta con el buzamiento de las unidades geológicas de la zona, hacia el oeste, y con la dirección de flujo del río Mississippi. El dominio presenta continuidad lateral hacia el norte, con la zona previamente analizada por Cox *et al.* (2001) que se extiende con sentido norte hacia el río Wolf, en el estado de Tennessee. El dominio K, el segundo y último situado al oeste de la línea divisoria anteriormente mencionada, muestra una orientación ENE del vector medio de asimetría (SE si utilizamos el normalizado) contraría también al buzamiento de las capas (hacia el oeste). Este es un dominio de dimensiones reducidas, pegado a la divisoria principal NE-SO que divide nuestra zona de estudio en dos regiones geomorfológicas. El resto de límites del dominio K se han delimitado en base a la ausencia de vectores medios estadísticamente no aleatorios de asimetría, o a la disminución significativa de magnitud de los mismos u orientación. Esta parte

occidental de la zona de estudio (Figura 3.24) no presenta otras zonas en las que exista homogeneidad en el sentido de los vectores medios de asimetría, o bien presenta huecos en los que los vectores medios calculados no son estadísticamente no aleatorios.

En la mitad oriental de la zona de estudio si han sido definidos un número apreciable de dominios de asimetría preferente, los cuales además presentan importantes diferencias entre ellos en las variables de magnitud y dirección. Si vamos analizando dichas zonas homogéneas desde el norte hacia el sur, podemos utilizar la figura 3.24 como guía a este fin, el primer dominio que encontramos es el *B*, el cual presenta una dirección para su vector medio de asimetría hacia el SE, opuesta a la dirección de los estratos de esa zona. Los límites de este dominio han sido definidos en base a variaciones en la dirección de los vectores medios de asimetría de la zona para el límite sur, y por variaciones en la magnitud de los vectores para el límite occidental. Cox *et al.* (2001) definieron un dominio similar en su trabajo, el cual se extendía hacia el norte (fuera ya del área aquí analizada) por el estado de Tennessee.

El dominio *C*, pequeño en extensión, representa una anomalía con respecto a los dominios adyacentes, puesto que el vector medio que representa al dominio se orienta hacia el SO (oblicuamente con respecto al buzamiento de los estratos). Sin embargo, hemos de resalta que el vector medio normalizado para este dominio muestra una orientación hacia el Este. Los dominios contiguos, *D*, *E*, y *F*, presentan todos direcciones hacia el Este en sus vectores medios de asimetría, habiéndose optado por la separación en tres zonas diferentes en base a las discontinuidades existentes en magnitud y dirección de los vectores medios. En los tres casos también la dirección del vector representativo del dominio es opuesta a la dirección de buzamiento de las capas, y así se repite que el límite occidental para todos ellos viene definido por la alineación principal que divide la zona de estudio en dos según dirección NE-SO.

Siguiendo hacia el sur nos encontramos con los dominios *G* y *H*, los cuales presentan un patrón de vectores medios muy uniforme, con dirección SO (coincidente

con el buzamiento regional de las capas). Sin embargo, en ambos casos el vector medio normalizado para el dominio muestra una dirección NE. Al igual que comentábamos en el párrafo anterior, estos dos dominios, que podrían haberse interpretado como uno solo, han sido separados debido a la existencia de una banda de vectores si un sentido preferente y de muy baja magnitud de asimetría, según una dirección NE-SO.

Por último, el resto de dominios (*I*, *J* y *L*) están menos definidos que los anteriores, puesto que presentan vectores medios con una menor magnitud de asimetría. Todos ellos presentan unos vectores medios representativos del dominios con dirección inversa al buzamiento regional de la capas, y el dominio *J* (de vector representativo hacia el SE) separa a los otros dos, los cuales presentan direcciones medias representativas del dominio hacia el NE. Los tres dominios presentan además vectores medios normalizados con dirección NE. La zona abarcada por estos tres dominios presenta la peculiaridad de un relieve elevado con respecto a las zonas adyacentes y con un orden jerárquico máximo de la red de drenaje que solo alcanza orden 3 debido a que la zona presenta una baja densidad de drenaje. La posible explicación a estas particularidades del terreno puede encontrarse en la actuación de procesos de captura fluvial a favor de las zonas adyacentes, las cuales presentan un nivel de base menor. Así, los ríos Big Black y Noxubee fluyen por el área abarcada por los dominios *I*, *J* y *L*, y la asimetría de cuencas de mayor orden de esos ríos indican una migración de los mismos desde la parte central de esa zona hacia la periferia de la misma.

Finalmente, indicar que los análisis estadísticos a los que han sido sometidos los datos de asimetría muestran que existe una probabilidad inferior a 0.05 de que los dominios *A*, *B*, *G*, *H*, *J* y *K* sean resultado de un campo aleatorio de vectores de asimetría, lo cual significa que en los mismos existe realmente una tendencia de la asimetría hacia ciertas direcciones preferentes. Además, todos los dominios presentan un valor de $p < 0.2$, a excepción del dominio *I*. En general, la varianza circular, la desviación estándar circular y el error estándar de la media de las direcciones de los

vectores para cada dominio de asimetría definido (Figura 3.19) muestran una relación sistemática con el valor de p , como se esperaba.

3.3.3.- Interpretación de los resultados. Rampa Monoclinal frente a Basculamiento Tectónico

El principal objetivo es determinar si cada dominio de asimetría de las cuencas de drenaje es resultado de un posible basculamiento tectónico. Se asume que la dirección de migración preferente de los cauces indicada por la asimetría será regionalmente uniforme cuando este controlada por el clima o por la pendiente sin-sedimentaria de los estratos. Sin embargo, es esta zona de la cuenca del río Mississippi, observamos la existencia de un amplio rango de direcciones en el conjunto de dominios de asimetría interpretados, de tal forma que no podemos interpretar el conjunto de los resultados como condicionados por el clima o por una paleopendiente. Se asume también, que la asimetría de las cuencas se producirá en la dirección de un buzamiento estructural cuando este controlada por una pendiente monoclinas. Las pendientes monoclinas prevalecen en los estratos rocosos suavemente deformados (Gilbert, 1877) y tienen que ser consideradas como un posible elemento de control para cualquiera de los dominios interpretados. En este análisis, se sugiere que la asimetría de las cuencas depende de un basculamiento superficial de origen neotectónico cuando la opción de la pendiente monoclinas pueda ser descartada de forma razonable. Sin embargo, el basculamiento de origen tectónico no puede ser descartado completamente como un factor de control de la asimetría preferente mostrada por las cuencas de drenaje.

Los principales parámetros usados para comparar entre basculamiento de origen tectónico frente a la existencia de una rampa monoclinas dentro de cada uno de los dominios de asimetría preferente son:

- El ángulo entre la dirección del vector medio de asimetría del dominio y la dirección del buzamiento de los estratos sobre los que se extiende dicho dominio (Figura 3.19).

- Una medida del grado de asimetría preferente de las cuencas para cada dominio (de la figura 3.19, se usó la magnitud del vector medio, el intervalo de confianza del 95% para la dirección del vector medio, y el error estándar de la media).

Para ayudar a la interpretación, se representaron en un gráfico los parámetros mencionados, uno frente a otro, y se procedió a definir unos campos ideales de comportamiento en función de estos resultados (Figura 3.25): Basculamiento de origen neotectónico; Rampas o buzamientos monoclinales; Rampas monoclinales frente a basculamientos o estratos no resistentes; y estratos no resistentes y ausencia de basculamiento. Usando este esquema, los dominios G y H son los más consistentes con un control por la presencia de buzamientos monoclinales, y los dominios B, K y J son los más consistentes con el basculamiento de origen tectónico.

Los dominios con una componente direccional hacia el Oeste (C, G y H) están concentrados dentro de la cuenca del río Tombigbee (Figura 3.16b), donde hay un nivel de base significativamente inferior (> 25 metros por debajo del que presentan los tributarios del Mississippi). Esto sugiere que la asimetría de las cuencas en estos dominios se ve influenciada por la incisión relativamente profunda en materiales menos alterados, con mayor consolidación que buzaban hacia el Oeste, y que los cursos que fluyen sobre estos materiales se desplazan sobre una rampa monoclinual en la dirección de buzamiento. Afloramientos superficiales de materiales calcáreos resistentes pertenecientes a los Grupos Selma y Midway, ocupan la parte sureste de la zona de estudio (incluyendo la cuenca del río Tombigbee); lo cual es coherente con un mecanismo de desplazamiento monoclinual como propulsor de la asimetría hacia el suroeste de los dominios G y H. Sin embargo, el margen sur del *Dominio H* muestra un cambio en los vectores de asimetría bien definido, que no se relaciona con ningún contacto estratigráfico o cambio de facies. Este brusco cambio de Norte a Sur de los vectores (de magnitud elevada) que definen el límite entre los dominios H e I, los cuales pasan de apuntar hacia el suroeste a hacerlo hacia el noroeste, se postula como un fuerte candidato a representar el reflejo de un elemento neotectónico.

Aunque la cabecera del río Tombigbee, dentro del Dominio C, esta profundamente incidida en los estratos que buzanan hacia el O-NO, no se puede asegurar si el Dominio C es una zona de movimiento monoclinal o de basculamiento de bloques. La figura 3.25 muestra como el Dominio C es el mejor candidato para representar una influencia combinada de ambos procesos, un desplazamiento monoclinal hacia el O-NO y un basculamiento activo hacia el SO (al igual que en el adyacente Dominio B). Esta influencia dual puede sumarse para dar como resultado un vector medio del Dominio C hacia el suroeste.

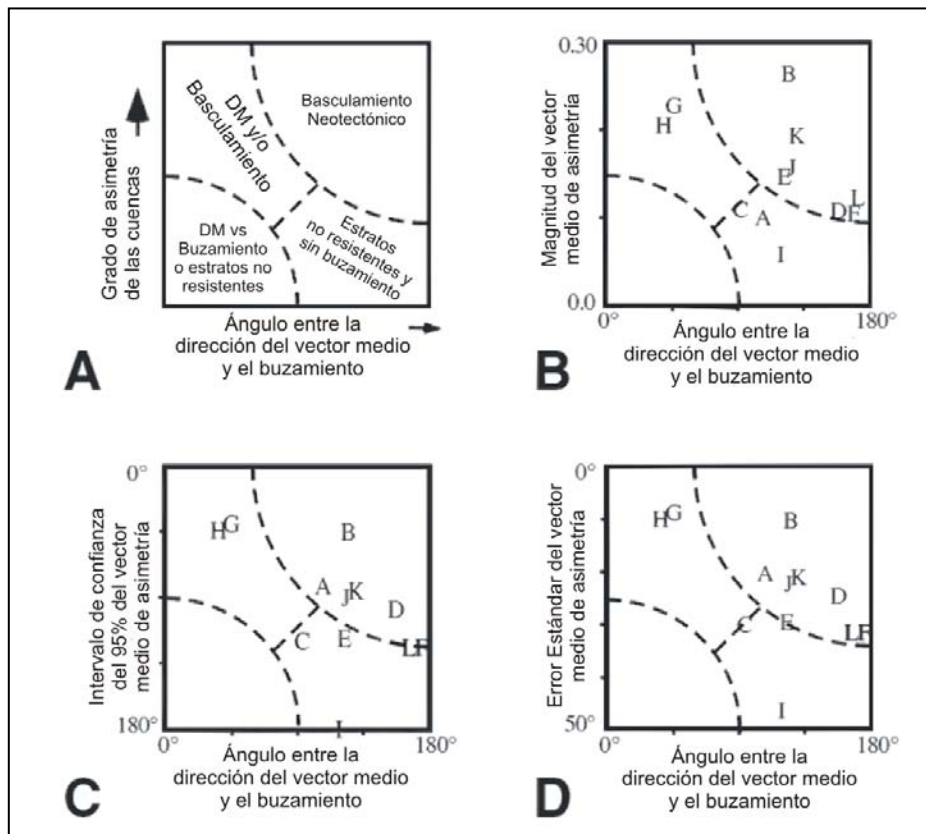


Figura 3.25. Esquema mostrando los campos de los distintos procesos que pueden provocar o controlar la asimetría de las cuencas (A); a la derecha (B) se muestra la distribución de dominios de asimetría en función de la magnitud del vector medio de cada dominio. En C, se muestra la distribución obtenida de la comparación a través del rango del intervalo de confianza del 95% para la asimetría del vector medio de cada dominio. Finalmente, en D se muestra la comparación realizada a través del parámetro "Error Estándar" del vector medio de asimetría por dominio. DS denota Desplazamiento Monoclinal, (modificado de Garrote et al., 2006.

El resto de los dominios (A, B, D, E, F, I, J, K y L) tienen vectores medios de asimetría que no son concordantes con el buzamiento regional de los estratos, indicando esto que son posibles elementos neotectónicos. El vector de asimetría media para el *Dominio A* no tiene una magnitud igual de elevada que el resto, pero este dominio muestra un valor relativamente pequeño del “error estándar” (Figura 3.19 y Figura 3.25). Este dominio abarca una gran parte de la cuenca del río Coldwater, el cual tiene tributarios de elevada longitud en su margen sur que encajarían con la definición del dominio como un elemento neotectónico basculado hacia el norte, lo cual también concuerda con un dominio de asimetría definido por Cox et al., (2001), y que se extiende hacia dentro del estado de Tennessee, hasta la latitud aproximada en la que se localiza el río Wolf.

Los dominios B, D, E y F son contiguos y similares en sus vectores medios, sugiriendo un basculamiento de la superficie hacia el E-SE de origen neotectónico (Figuras 3.23 y 3.25). La similitud de los vectores medios normalizados y originales para los dominios B, D y E (Figura 3.19) sugiere que las diferencias en las direcciones de los vectores de estos dominios puede deberse al papel condicionante que las formas en planta de las redes de drenaje de tipo paralelo y/o enrejado pueden provocar, y por tanto esos dominios podrían ser el reflejo de un único elemento neotectónico. Los márgenes occidentales interpretados para estos tres dominios tienen una dirección NE-SO. Esta dirección o alineación no tiene un claro reflejo en la topografía, pero continúa hacia el NE internándose en el estado de Tennessee en forma de límite de un dominio de asimetría preferente bien definido, el cual sigue la dirección de un lineamiento magnético importante (propuesto por Cox et al., 2001, con el nombre de “Jackson fault zone”). El segmento de esta alineación de dirección NE-SO que queda definido por el margen occidental del *Dominio B* sigue una fractura que ha sido interpretada en superficie, la Falla Muddy Creek, a lo largo del afloramiento en superficie, figuras 3.16b y 3.26, de materiales de edad Paleoceno (Swann et al., 1995; Swann, 1997). Recientemente, Hough y Martin (2002) han analizado cuantitativamente los datos recogidos en informes a cerca de terremotos históricos, mostrando que la solución óptima para el epicentro del terremoto de magnitud 6.1 del

año 1811 se sitúa sobre esta alineación de dirección NE-SO, específicamente en una localización de 34.6° norte y 89.2° oeste (Figura 3.26b).

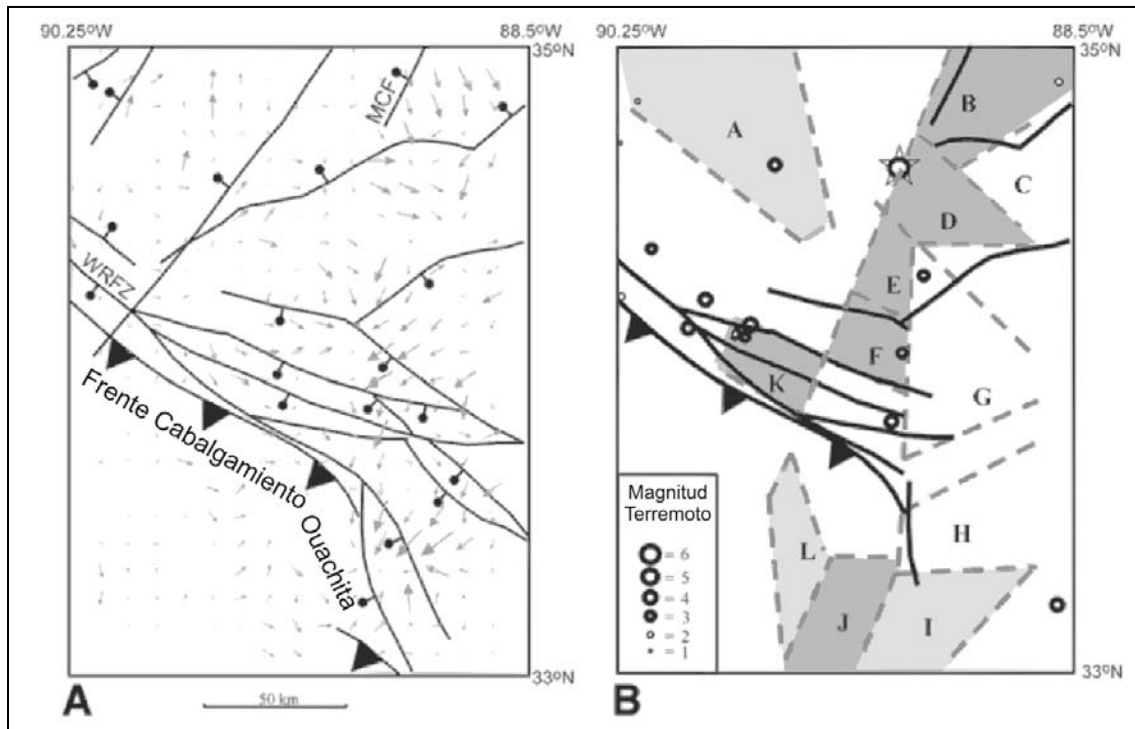


Figura 3.26. (A) Fracturas superficiales y sub-superficiales cartografiadas, junto con el campo de vectores de asimetría de la zona de trabajo. Las fracturas están sintetizadas de Thomas (1989), Johnson et al. (1994), Swann et al. (1995), y Swann (1997). Los triángulos indican la dirección de buzamiento de las fracturas de tipo inverso, mientras los círculos sólidos nos indican la dirección de buzamiento de las fracturas de carácter normal. MCF—Falla Muddy Creek; WRFZ—Zona Fracturación White River (Fisk, 1944; Swann et al., 1995; Spitz y Schumm, 1997; Swann, 1997). (B) Mapa mostrando los segmentos de falla que se encuentran relacionados espacialmente con algún límite de dominio de asimetría y epicentros de terremotos (Bograd, 2002). Los dominios de asimetría que se encuentran sombreados son interpretados como probables elementos neotectónicos (sombreado oscuro indica un basculamiento superficial hacia el Este o Sureste; mientras el sombreado claro indicaría basculamientos en dirección Norte o Noreste). Los dominios C, G y H son interpretados como debidos a un desplazamiento monoclinial de los cursos fluviales, más que a basculamientos superficiales. La estrella indica la localización óptima del epicentro del terremoto de magnitud M6.1, ocurrido en el año 1811 (Hough y Martin, 2002); (modificado de Garrote et al., 2006).

El *Dominio K* muestra un alto grado de asimetría preferente de las cuencas (Figura 3.25) y esta alineado con la principal lineación sísmica en el estado de Mississippi (Figura 3.26b). Así pues, es un buen candidato por presentarse como un elemento neotectónico. El *Dominio K* tiene un vector medio de asimetría hacia el

sureste, lo cual sugiere la existencia de un basculamiento de bloques también hacia el Este, lo mismo que sucedía en los dominios B, D, E y F.

Hacia el sur de la zona de estudio, los vectores de asimetría de los dominios I y L sugieren un basculamiento neotectónico hacia el noreste. El *Dominio J* separa a los dos anteriores y sugiere un basculamiento hacia el sureste. Se debe apuntar, que el *Dominio I* tiene una asimetría preferente de baja magnitud (Figuras 3.19 y 3.25), pero muestra un brusco y marcado contraste en su borde norte con lo mostrado por el *Dominio H*, lo que ha llevado a su inclusión como posible elemento neotectónico. Los dominios I, J y L conforman un área interesante de importante elevación, donde los cursos fluviales alcanzan un máximo de tercer orden jerárquico, debido a la baja densidad de drenaje de la zona, quizás como resultado de la captura del flujo sub-superficial por cuencas adyacentes que presentan inferiores niveles de base. Los ríos Big Black y Noxubee (Figura 3.17) fluyen alrededor de los dominios I, J y L, y la asimetría de sus cuencas de elevado orden jerárquico apuntan hacia la migración de estos cursos desde el centro de esta área, lo que sugiere una posible elevación tectónica para la región ocupada por esos dominios.

3.3.4.- Discusión de los resultados

La interpretación que se hace de los dominios de asimetría dentro de esta zona de estudio, es como resultado de un desplazamiento monoclinal (el cual puede o no tener una componente neotectónica) o de elevaciones diferenciales del terreno de origen tectónico y que afectan a bloques fracturados o plegados. La geometría de las estructuras no puede ser determinada de forma precisa usando esta técnica morfométrica, pero las soluciones de los mecanismos focales de los terremotos de la región sugieren movimientos del tipo “strike-slip” con una componente compresiva importante como el estilo dominante de fracturación en la mitad sur del continente norte-americano (Zoback, 1992; Ellis, 1994; Chiu et al., 1997). Por lo tanto, es posible que el basculamiento de bloques en la zona de estudio este relacionado con fracturas transpresivas, o bien que estos bloques conformen un cinturón de compresión o

relajación de esfuerzos a lo largo de un sistema del tipo “strike-slip”.

La reactivación de estructuras del basamento (tanto fracturas Precámbricas de dirección NE y asociadas a la apertura del graben del Valle del Mississippi, como fracturas de dirección NW y asociadas con el orógeno Ouachita, de edad Carbonífero) en épocas del Cenozoico superior y/o campos de esfuerzo contemporáneos controlan probablemente los movimientos neotectónicos dentro de la zona de estudio. Estructuras superficiales y sub-superficiales que han sido cartografiadas (Figura 3.26) se ajustan aproximadamente a los límites del *Dominio B*, los bordes norte y sur de los dominios K y F (zona sísmicamente activa del río White), borde sur del *Dominio D*, y límite occidental del *Dominio H*. Sin embargo, no todos los límites de los dominios de asimetría preferente que se han relacionado con posibles elementos neotectónicos presentan una clara correspondencia con estructuras cartografiadas (Figura 3.26).

Algunos de los límites de los dominios pueden revelar fracturas del basamento que previamente no se habían reconocido (probablemente debido a relativamente pequeños saltos en la vertical y limitada manifestación superficial). Esta afirmación se sustenta en la comparación entre los límites de los dominios definidos a partir de la asimetría de las cuencas y el análisis de fotointerpretación de imágenes de satélite para producir un mapa local de lineamientos (Figura 3.27; Swann y Woolsey, 1991) del cuadrante noreste de la zona de estudio. Aunque los límites del *Dominio D* no se corresponden con fracturas cartografiadas, si son concordantes con importantes lineamientos; el límite suroccidental sigue la alineación Pontotoc, y el borde noreste hace lo mismo con la Tupelo. Además, el límite entre los dominios B y C se ajusta a la alineación New Albany – Corinth. Estas alineaciones interpretadas a partir de las imágenes de satélite en general concuerdan con el patrón estructural del basamento, con direcciones noreste y noroeste, y por tanto sugiere que el resto de la zona de estudio puede contener también un importante número de zonas de fracturación y/o pequeñas fracturas del basamento sin cartografiar, y que pueden haber sido reactivadas en el Cenozoico superior y posiblemente también durante el Cuaternario.

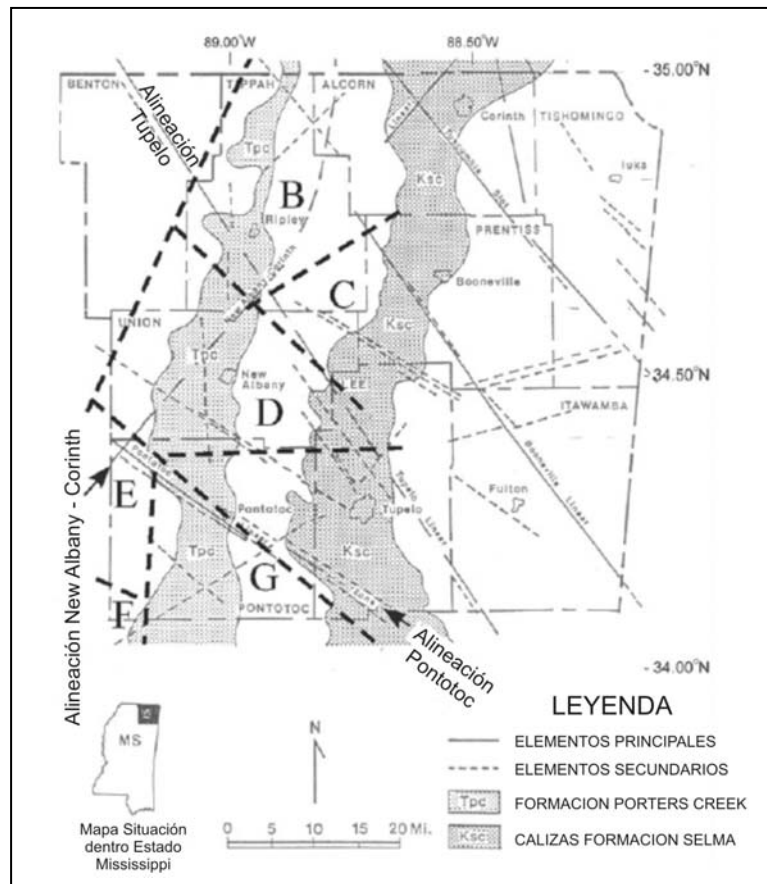


Figura 3.27. Alineaciones interpretadas a partir del análisis de fotogramas LANDSAT del infrarrojo cercano (modificado de Swann y Woolsey, 1991) y dominios de asimetría preferente de las cuencas de drenaje (líneas intermitente oscuras) para la porción noreste de la zona de estudio (modificado de Garrote et al., 2006).

El límite occidental del *Dominio G*, de dirección N-S, sigue los tramos rectos de afloramientos rocosos superficiales durante buena parte de su longitud, y esta asociado con epicentros de terremotos que se alinean en la misma dirección de la fractura que define el límite del *Dominio H* (Figura 3.26b), lo que sugiere que podría haber una influencia de carácter estructural en la posición del límite de este dominio. Así, el límite podría seguir una fractura no cartografiada perteneciente al graben del Valle del Mississippi, pero la coincidencia de este límite con la principal divisoria de aguas de la zona de estudio también puede sugerir una interpretación no estructural del mismo, como por ejemplo el límite del desplazamiento monoclin (como se comentó anteriormente). Los bordes occidentales de los dominios D, E y F y el oriental

del *Dominio K* se alinean con la fractura Muddy Creek que define la extensión del *Dominio B* hacia el Oeste (Figura 3.26b), de lo que se podría interpretar que esta alineación de dirección NE-SO sigue la dirección de una fractura de desgarro, de sentido NE del graben del Valle del Mississippi, que se debió reactivar durante el Cenozoico superior.

Los vectores medios normalizados de todos los dominios tienen una componente direccional hacia el Este (Figuras 3.19 y 3.23). Este interesante resultado sugiere una influencia regional en la asimetría de las cuencas que ha sido retocada o modificada por procesos de desplazamiento monoclinos o neotectónicos dentro de cada uno de los dominios de asimetría preferente. Estos vectores normalizados pueden apuntar hacia un basculamiento epirogénico hacia el Este. Es posible que la incisión fluvial durante el Cuaternario del tramo bajo del río Mississippi con la consiguiente rebaja cortical y un levantamiento isostático asociado puedan haber causado la asimetría hacia el Este que observamos. Cox (1994) registro una asimetría regional hacia el Oeste para la mitad occidental de la Bahía del Mississippi que es consistente con esta hipótesis (aunque los vectores normalizados no fueron estimados en ese estudio). Alternativamente, la asimetría de componente Este de los vectores normalizados podría ser una señal de erosión preferente sobre una pendiente de dirección constante.

3.3.5.- Conclusiones obtenidas a cerca del análisis de la asimetría de las cuencas

La estructura litológica superficial no es el factor de control principal sobre la asimetría de las cuencas de drenaje de segundo orden jerárquico de esta zona de estudio, porque solo tres dominios en la mitad oriental (C, G y H) sugieren un origen por desplazamiento monoclinos hacia el oeste y suroeste, a favor del buzamiento regional de los estratos. De hecho, la mayoría de los dominios muestran una dirección preferente de asimetría opuesta a la que se podría esperar por un desplazamiento monoclinos, lo que nos indica un posible basculamiento de origen neotectónico como responsable de dicha asimetría (Figura 3.26b). Se propone que el patrón de dominios

de asimetría no atribuible al desplazamiento monoclinial dentro de la zona de estudio refleje una reactivación de antiguas fracturas del basamento que definen una serie de bloques, dentro de un sistema regional de fallas profundas que acomodan la deformación intraplaca. Este sistema incluye fracturas del graben del Valle del Mississippi así como fallas de antepaís del cinturón de deformación de Ouachita. Esas fracturas fueron reactivadas por el campo de esfuerzos dominante durante el Cenozoico superior, probablemente dentro del campo de esfuerzos dominante durante el Plioceno – Pleistoceno inferior (compresión máxima según NE-SO) y/o el campo de esfuerzos actual (compresión máxima según un eje ENE-OSO, Schweig y Ellis, 1994). Es cierto que no hay evidencias obvias en la superficie de actividad tectónica reciente dentro del área de estudio (tales como relieves elevados o escarpes rectilíneos), pero la ausencia de relieves elevados u otros indicadores geomorfológicos de actividad tectónica no son concluyentes sobre la existencia de inactividad tectónica en la zona, y así hacia el Norte, la significativamente activa zona tectónica de “New Madrid” tampoco esta caracterizada por elevados relieves. De hecho, el grado de asimetría de las cuencas de drenaje desarrollado en esta zona de estudio es similar al de la asimetría de la región situada contiguamente hacia el norte, por encima de los 35º de latitud, adyacente a la zona sísmica de New Madrid (Figura 3.28).

Los vectores medios de cada dominio, normalizados respecto a las frecuencias de direcciones de flujo de las cuencas de segundo orden jerárquico, muestran direcciones uniformes hacia el E – NE. Este resultado es interesante y puede reflejar una influencia regional sobre la asimetría de las cuencas, tal como un basculamiento hacia el Este del Estado de Mississippi, debido a un levantamiento isostático del tramo bajo del Valle del Mississippi durante su incisión en el Pleistoceno.

Con este trabajo, se reafirma la utilidad de la morfometría, especialmente del análisis de la asimetría de las cuencas de drenaje, como una técnica a reconocer para la delimitación de posibles elementos tectónicos en lugares donde las condiciones litológicas no son favorables para su identificación y otras técnicas instrumentales de monitoreo de la sismicidad no ofrecen resultados, como en situaciones en las que las

estructuras activas no se caracterizan por elevadas tasas de micro-sismicidad. Llanuras aluviales de márgenes pasivos o cuencas cratónicas que contienen elementos tectónicos activos son localizaciones típicas en las cuales esta técnica puede ofrecer buenos resultados en investigaciones sobre actividad neotectónica.

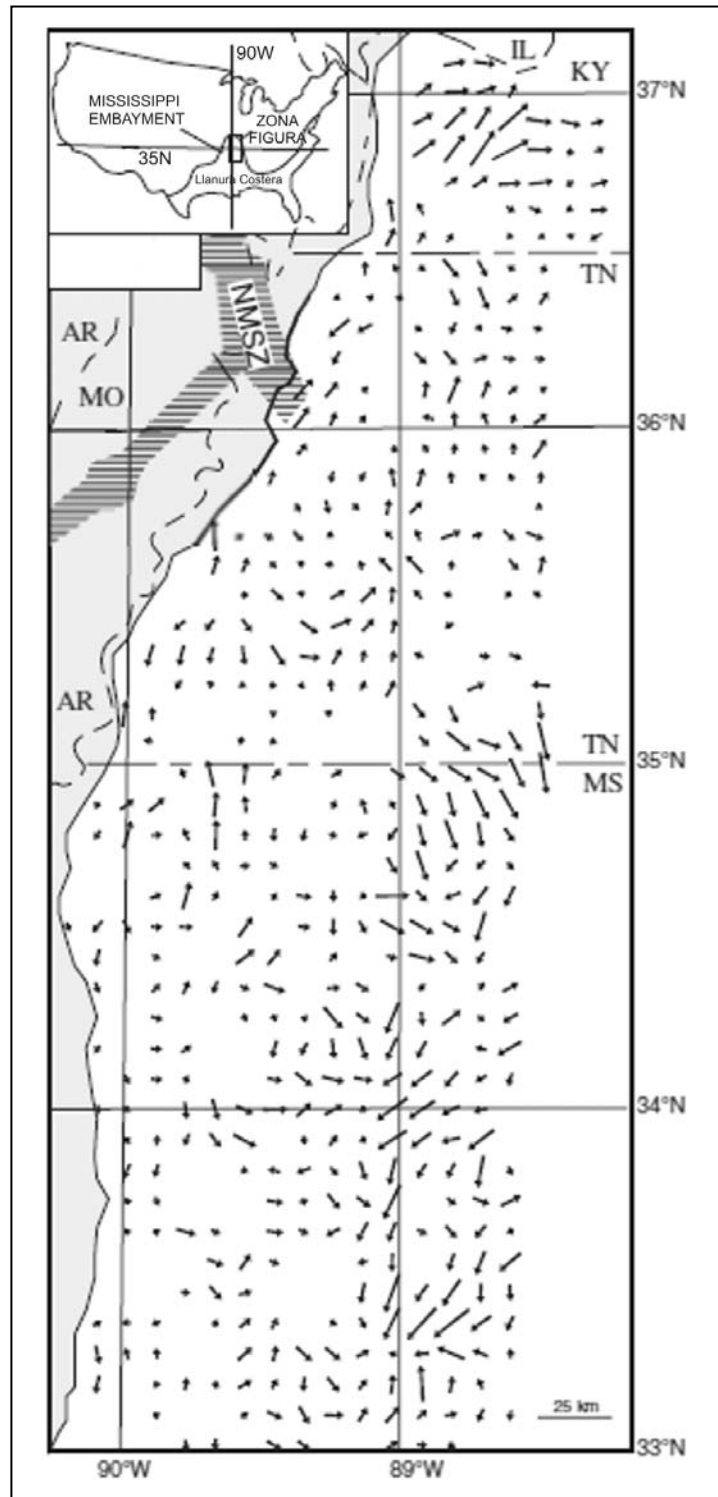


Figura 3.28. Mapa de vectores medios de asimetría de las cuencas de drenaje para el Norte de Mississippi, Oeste de Tennessee y Oeste de Kentucky, obtenido de la combinación de los resultados de este trabajo y de Cox et al. (2001). NMSZ—Zona Sísmica de New Madrid. El campo de vectores de estos dos trabajos se superpone entre la latitudes 34.8° N y 35.0° N (modificado de Garrote et al., 2006).

A topographic map of a region in Mexico, showing terrain, rivers, and several towns. The towns labeled include Torrejagüez, Torremocha, Locala, Talamasca, Campalbilla, Valdepedagos, and Mesones. The text 'CAPITULO 4' is overlaid in the center of the map.

CAPITULO 4

**CÁLCULO DEL FACTOR T. RUTINAS
DE AUTOMATIZACIÓN Y ANÁLISIS
ESTADÍSTICO DE LOS RESULTADOS**

4.- CÁLCULO DEL FACTOR T. RUTINAS DE AUTOMATIZACIÓN Y ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS RESULTADOS

4.1. INTRODUCCIÓN

En la evolución metodológica del cálculo del Factor T el siguiente paso lógico era intentar automatizar de alguna forma el proceso de cálculo, el cual, aun habiéndose reducido el tiempo a partir de la utilización de MDE y software S.I.G., suponía varios meses de trabajo si la zona a analizar era amplia, como en el caso presentado anteriormente en la cuenca del río Mississippi o bien la zona de análisis de la Cuenca de Madrid.

Para la automatización del proceso de cálculo del Factor T hemos de tener en cuenta algunas premisas. La primera de ellas es que se trata de un cálculo complejo que no se basa en el análisis de una celda con respecto a sus adyacentes, ni en la aplicación de una fórmula matemática en la que la disposición de las celdas en forma de una matriz determina el resultado de la misma. En este caso, el cálculo del Factor T implica direccionalidad (para que las medidas sean perpendiculares a la dirección del cauce principal), cálculo de distancias (valores D_a y D_d), así como el uso de diferentes capas de información relacionadas entre si (capas vectoriales del punto de medida y de los polígonos de las cuencas). Todo esto aplicado sobre una red de drenaje con sus cuencas definidas previamente por el investigador junto con el orden u órdenes jerárquicos de la red utilizados.

Por tanto, la complejidad de nuestro análisis trae la dificultad de que ningún SIG traiga implementada directamente ninguna rutina de cálculo de este parámetro, puesto que los análisis de tipo morfométrico sobre el relieve son un campo muy específico y novedoso. Por ello, que las rutinas implementadas directamente en este software, relativas al análisis del relieve no pasan de los cálculos directos de pendientes, orientaciones de ladera o generación de superficies derivadas del terreno, a partir de la aplicación de diferentes filtros estadísticos. Mención especial hay que realizar en este punto sobre el software SIG Sextante (Sistema Extremeño de Análisis

Territorial), dentro del que se pueden encontrar un mayor número de aproximaciones al análisis morfométrico del terreno, aun sin llegar a proporcionar soluciones para cálculos de la complejidad del aquí utilizado. Este SIG ha sido desarrollado por la Universidad de Extremadura (<http://www.sextantegis.com/index.html>) y se ofrece de forma gratuita en Internet, actualmente implementado dentro del software libre gvSIG (<http://www.gvsig.org/web/>) y también disponible para software no gratuito como Esri ArcGIS.

Cualquier intento de automatización del proceso de cálculo del Factor T se ha de basar, por tanto, en el desarrollo de las rutinas de cálculo por un lado para el procesado del MDE (depuración apuntada en el epígrafe anterior), como paso previo a la automatización cálculo del Factor T. Los aspectos de programación informática, imprescindibles para la implementación de estas rutinas, fueron realizados en colaboración con el Dr. Michael Ellis, Profesor Investigador Asociado al C.E.R.I. (Center for Earthquake Research and Information, Memphis University), y actualmente en el British Geological Survey.

El trabajo de automatización del cálculo del Factor T puede dividirse en las tres fases de trabajo descritas a continuación.

4.1.1.- Rutinas de automatización para corrección del DEM y extracción hidrológica

El objetivo a conseguir con el desarrollo de esta rutina era simplificar de tal forma el proceso de corrección de nuestro MDE que en un solo paso pudiésemos llevar a cabo tanto la corrección hidrológica del mismo como la extracción de los elementos hidrológicos de interés en el cálculo del Factor T. Incluía por tanto todos los pasos que anteriormente hemos explicado de forma más extensa. Así, las opciones que se nos planteaban eran las mismas, tanto para las labores de corrección hidrológica como de extracción de la red y cuencas de drenaje, que teníamos anteriormente y por tanto las elecciones a realizar eran también semejantes.

Desde un principio, partimos con la necesidad de implementar esta rutina en el módulo Arc Info WorkStation[®] de ESRI, puesto que este es el software SIG que manejábamos anteriormente. Por tanto, el lenguaje de programación más inmediato para este entorno es el lenguaje AML (Arc Macro Language), que tiene bastantes similitudes con los comandos utilizados en los entornos Ms-DOS y UNIX.

En el desarrollo de esta rutina se nos permitirá en primer lugar elegir el método de corrección hidrológica de nuestro MDE, bien a partir de los comandos que Arc Info Workstation presenta a tal propósito, o bien a partir de la utilización del anteriormente mencionado software TARDEM.

Una vez realizada la elección del tipo de corrección hidrológica, el programa (nuestra rutina ejecutada sobre el módulo Arc de Arc Info) procede con la misma, y una vez ha terminado el proceso realiza el cálculo de los mapas de dirección de flujo y flujo acumulado. En este punto, el programa nos preguntará por el umbral de acumulación que vamos a utilizar en la definición de los segmentos de la red de drenaje que presentan un flujo concentrado (los ríos propiamente dichos), y nos dará la opción de jerarquizar dicha red de drenaje, en función de las clasificaciones aportadas por Strahler o Shreve. Por último, la rutina nos permite modificar los nombres de los ficheros de salida, así como indicar si queremos guardar los ficheros raster o vectoriales que almacenan la información relativa a los parámetros de dirección de flujo, flujo acumulado, MDE hidrológicamente continuo, red de drenaje (en formato raster y vectorial) y red de drenaje jerarquizada (formato raster). La rutina desarrollada a este efecto puede encontrarse en el Anexo I.

Como hemos podido ver a partir de la explicación de los procesos que lleva a cabo la anterior rutina, esta no entra a delimitar las cuencas de drenaje de los cursos fluviales que vamos a analizar, y esto es así porque no siempre han de ser los mismos segmentos (en base a su clasificación jerárquica) los analizados, por lo que ha de ser cada investigador el que en ese momento decida que ordenes de la red van a entrar en el cálculo del Factor T. Tampoco se hace mención en la rutina anterior al cálculo propiamente dicho de este índice morfométrico, puesto que el mismo se realizara con

otro software y por tanto necesitaremos exportar los datos desde Arc Info WorkStation a MatLab.

Para las dos tareas que acabamos de comentar se desarrollo una nueva rutina en lenguaje AML (ver Anexo II). Sin embargo, existe una tarea previa a la ejecución de esta nueva rutina, la cual consiste en la definición de los puntos de desembocadura de cada uno de los segmentos fluviales a analizar. Este paso, que podría haberse automatizado también, hemos preferido mantenerlo en una ejecución manual, puesto que algunas veces la definición de la parte terminal de los cursos fluviales, la cual es la más problemática por los aspectos que ya se comentaron, pero que principalmente conciernen a la ausencia de relieve significativo en estos puntos, no es del todo satisfactoria (al menos en mi experiencia) y ha sido preferible situar el punto de desembocadura del río unos metros aguas arriba de la posición asignada por el ordenador, a fin de obtener unas cuencas de drenaje más semejantes a la realidad. Por tanto, la definición de los puntos de desembocadura (en formato vectorial) y su posterior transformación a formato raster ha de realizarse de forma independiente por el usuario.

Una vez que ya disponemos del fichero raster que almacena los puntos que nosotros hemos seleccionado (y que podrían corresponder a uno o más ordenes de la red, aunque nosotros siempre realizamos los análisis orden por orden), estamos en disposición de ejecutar esta segunda rutina, también en el entorno de Arc Info WorkStation, la cual nos delinea las cuencas de drenaje asociadas a cada uno de los puntos que nosotros hemos definido, así como nos exportara cada una de esas cuencas (para las variables relativas al MDE, flujo acumulado, dirección de flujo, bien de forma independiente o en su conjunto) a un fichero raster independiente, con la nomenclatura y el formato necesarios para su posterior importación en el software MatLab®, con el que completaremos el cálculo del Factor T.

Como hemos podido observar, la generación de estas dos rutinas no supone una mejora significativa en la metodología de cálculo del Factor T, sin embargo, presentan dos puntos muy importantes que hemos de comentar. Por un lado, facilita

toda la tarea de procesado de nuestro MDE, puesto que ya no es necesario conocer los comandos necesarios para cada paso, puesto que lo único que necesitamos es ir respondiendo a las preguntas que el programa nos hace.

Por otro lado, y tal vez lo más interesante, es que el uso de estas rutinas nos prepara nuestro MDE de tal forma que esta ya listo para poder ser utilizado para el cálculo del Factor T, mediante el uso de las rutinas que a continuación comentaremos dentro del software MatLab. Y aquí es donde residen principalmente las ventajas que aporta esta nueva metodología de cálculo del Factor T, en que el tiempo necesario para realizar las medidas de asimetría de la red de drenaje se reduce drásticamente al aplicar estas rutinas.

4.1.2.- Rutinas de automatización para el cálculo del Factor T

Para la ejecución de la última rutina necesaria para la obtención de los parámetros asociados al Factor T se produce un cambio de entorno de trabajo, desarrollando el cálculo en el entorno de trabajo de MatLab. Esto se debe a la ayuda recibida en este punto por el Dr. Michael Ellis, y su experiencia en el procesado de datos topográficos dentro de este software

En el desarrollo de estas rutinas se produce un cambio importante respecto a las metodologías anteriores, pasando a obtener un solo dato de asimetría por cuenca. Este cambio, consensuado con el Dr. Ellis y promovido por él, planteaba la duda sobre una posible pérdida de información al disminuir el número de datos de partida, con los que obtener los vectores medios usados en la definición de las regiones homogéneas. Sin embargo hay que decir, que la comparación de los resultados obtenidos a partir de la aplicación de las rutinas de cálculo desarrolladas con respecto a los cálculos que previamente habíamos realizado para una misma zona (Cuenca del Mississippi, Garrote et al., 2006; Figura 4.1), ofrecían una similitud indudable, y por tanto mostraba que estas rutinas eran un método correcto de cálculo del Factor T.

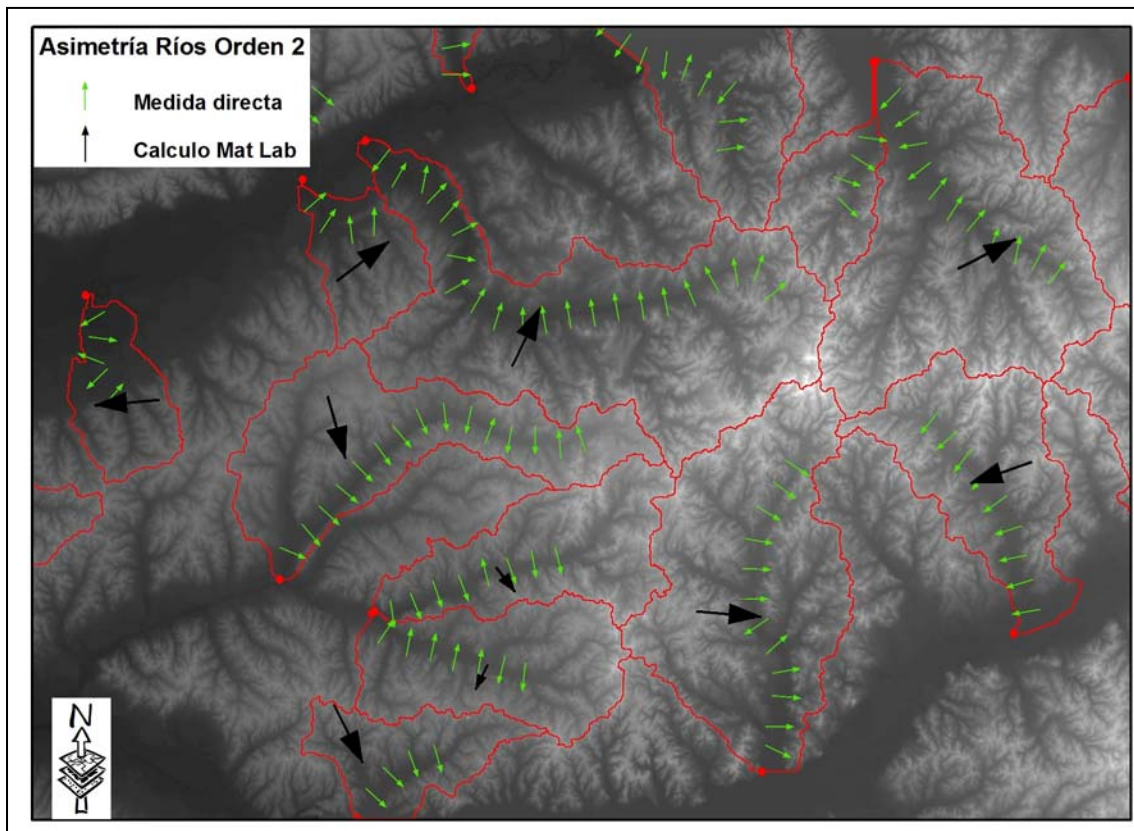


Figura 4.1. Resultados del cálculo de la asimetría de las cuencas mediante medida directa y mediante las rutinas de cálculo de MatLab. Se pueden apreciar tanto diferencias (número de vectores por cuenca) como semejanzas en la dirección que muestra el vector medio de asimetría (MatLab) y los vectores medidos de forma directa en pantalla.

Antes de comentar cuales son los aspectos que menos me satisfacen de la metodología de cálculo consensuada con el Dr. Ellis para la estimación del Factor T para cada una de las cuencas analizadas, pasare a describir cuales son los fundamentos de este cálculo, es decir, como se estima la magnitud de la asimetría y la dirección que presenta la misma, para no influir negativamente sobre la impresión que cada uno pueda sacar de la misma. Y sobre todo, tener en cuenta que, nos deje más o menos satisfechos, la metodología funciona.

En primer lugar se ha de proceder a la importación de los ficheros que han sido generados con las rutinas de Arc Info al entorno de MatLab, para lo cual se dispone de una rutina independiente (ver Anexo III) que se encarga de hacer dicha

transformación. Así, los ficheros raster compuestos por celdas que representan la variable elevación (o dirección de flujo, o flujo acumulado) pasaran a ser considerados como una matriz por MatLab, de tal forma que este programa pueda trabajar con ellos. Cada trío de ficheros de Arc Info (Elevación, Dirección de Flujo, Flujo Acumulado) que conforman toda la información necesaria para el cálculo del Factor T de una cuenca pasan a constituir un cuarteto de ficheros, compuesto por los tres anteriores más un cuarto que ejerce de cabecera de los mismos, almacenando la información espacial de la cuenca. Es importante tener en cuenta que esta rutina de importación de MatLab buscara los ficheros a importar en una especificación determinada, en la cual han sido situados por las rutinas de Arc Info, si la ubicación de los ficheros es diferente, MatLab no los encontrara, teniendo que bien moverlos a la ubicación correcta, o bien editar la rutina de importación para cambiar los “paths” de búsqueda.

Una vez los archivos han sido importados al formato correspondiente, estamos en disposición de comenzar el cálculo de los valores del Factor T. Sin embargo, hemos de comentar algunas consideraciones que hay que tener en cuenta antes de empezar este proceso, y que se refieren a la configuración que se ha de realizar de algunos parámetros, como son el tamaño de celda que presentan nuestros ficheros raster, el número de iteraciones de medida que el programa realiza para cada cuenca de drenaje antes de proporcionarnos un valor final del índice morfométrico de la Integral Hipsométrica (valor que calcula a la vez que la asimetría para cada cuenca), y el umbral a considerar para que el programa calcule la dirección de dicha asimetría, puesto que en los casos en los que la cuenca es simetría no calculará ninguna dirección. El valor del tamaño de celda y del número de iteraciones se configura en la rutina *wsanalysis.m*, mientras que el umbral para el cálculo de la dirección de asimetría ha de modificarse en la rutina *asymmetry.m*.

El hecho de que estas modificaciones se hagan en rutinas diferentes se debe a que la rutina principal de cálculo (*wsanalysis.m*) se relaciona con otras rutinas para completar el cálculo del valor de asimetría. Un total de 9 rutinas componen los elementos necesarios para el cálculo del Factor T, además de la necesaria para la

importación de los ficheros de Arc Info, (ver Anexo III). Una vez que hemos ejecutado la rutina principal para todas las cuencas analizadas, podremos acceder a los resultados finales de todas las cuencas, los cuales podemos salvar como un fichero ASCII, el cual se compone de un determinado numero de filas (dependientes del número de cuencas analizadas) y un total de 10 columnas que hacen referencias a diferentes aspectos del cálculo realizado tal y como se muestra en la siguiente tabla.

Columna 1	Columna 2	Columna 3	Columna 4	Columna 5	Columna 6	Columna 7	Columna 8	Columna 9	Columna 10
Nº Cuenca	Dirección Cabecera - Desembocadura	Dirección Asimetría	Área Cuenca	Valor Integral Hipsométrica	Magnitud Asimetría Acumulada	Centro Masa Subcuenca A	Centro Masa Subcuenca B	Coor. X Punto Inferior Izquierda	Coor. Y Punto Inferior Derecha

A continuación vamos a describir brevemente cuales son los fundamentos de cálculo del valor de asimetría según esta metodología, para establecer las coincidencias y diferencias existentes con respecto a la metodología original.

Con respecto al valor final de asimetría, ya habíamos comentado que este método pondera los diferentes valores de asimetría que calcula para la cuenca, de tal forma, que una vez los archivos han sido importados y comienzan a ejecutarse las rutinas de cálculo, la primera tarea que se desarrolla es determinar las dos subcuencas en que puede dividirse cada una de las cuencas de drenaje analizadas, a partir del eje que se establece por el curso principal de la cuenca. Este eje se lleva hasta la misma divisoria de aguas de la cuenca, en cabecera, para poder así hacer una división total de las dos subcuencas, y a partir de este momento y en sentido aguas abajo, se realizan una serie de medidas de asimetría de la cuenca para diferentes distancias a lo largo del cauce principal.

Así, para cada uno de esos puntos de medida, se calcula el área correspondiente de cada una de las dos subcuencas, y de esta forma determinamos el grado de asimetría de la cuenca hasta ese punto, y el sentido de la misma (hacia una u otra subcuenca). El establecimiento de esas áreas se realiza a través de una isolínea de

altura a lo largo de la cuenca, la cual nos limita la zona de cada una de las dos sub-cuencas que se encuentra por encima de esa altura, de tal forma que ya podemos comparar las áreas de los dos lados de la cuenca, y establecer una asimetría para la misma. Estas medidas se van ejecutando a lo largo del curso principal y así vamos estableciendo las fluctuaciones que presenta la asimetría hasta llegar a la desembocadura, donde obtenemos un valor medio para toda la cuenca.

En cuanto al cálculo de la dirección de asimetría, para aquellas cuencas en las que el valor de esta variable sea superior al umbral previamente definido, éste se realizará en función de la localización geográfica de los centros de masas de cada una de las dos sub-cuencas en las que podemos dividir la cuenca analizada. Así, la línea que une estos dos centros de masas nos servirá para definir la dirección de la asimetría en el sentido de aquella subcuenca de menor área (aquella hacia la que se ha desplazado el curso principal debido a algún factor interno o externo).

Como se ha indicado previamente, el cálculo de la dirección o sentido de la asimetría se realiza únicamente para aquellas cuencas en las que el valor de esta variable supera un umbral. Esto es así, debido a que en el planteamiento del Dr. Ellis, las cuencas que no presentan una asimetría significativa no tienen una gran importancia para el cálculo de las asimetrías regionales. Sin embargo, nosotros no estamos en exceso de acuerdo con esta afirmación, y por tanto nuestra recomendación, así como el planteamiento adoptado, fue disminuir el valor de ese umbral a valores muy pequeños, para que prácticamente la totalidad de las cuencas analizadas presenten un valor direccional de asimetría que entrará en juego a la hora de realizar los cálculos regionales. El hecho de asignar un valor muy bajo a esta variable (el utilizado por nosotros fue 0.001) se basa en que a diferencia de la metodología original, en la que el valor 0 indicaba que la cuenca era simétrica, en este caso la situación de simetría de la cuenca viene determinado por 0.5, mientras que valores superiores e inferiores a este nos hablan del grado de asimetría que la cuenca presenta.

Así, la determinación del valor de asimetría a comparar con nuestro umbral de cálculo se determina de la siguiente forma:

$$\text{Factor } T = 0.5 - \text{Valor Asimetría Cuenca}$$

De esta manera, si la cuenca es totalmente simétrica, presentara un *Valor Asimetría Cuenca* = 0.5, y el resultado de la resta será cero. Por el contrario, si la cuenca presenta cierta asimetría (*Valor Asimetría Cuenca* \neq 0.5, pudiendo presentar valores entre 0 y 1), el resultado final será superior o inferior a cero, de tal forma que valores de *Factor T* muy próximos a cero y muy próximos a uno nos indicaran un grado de asimetría máximo para la cuenca. Estos valores aportados por las rutinas desarrolladas junto al Dr. Ellis, han sido posteriormente re-trabajados para que al igual que en la metodología original el rango de valores de asimetría fluctúe entre 0 (valor de simetría de la cuenca) y 1 (valor de máxima asimetría).

En el siguiente ejemplo se muestra el método de trabajo de estas rutinas en función de tres diferentes *Valores Asimetría Cuenca*.

Caso 1: Valor Asimetría Cuenca = 0.5006

$Factor\ T = 0.5 - Valor\ Asimetría\ Cuenca \Rightarrow Factor\ T = 0.5 - 0.5006 \Rightarrow Factor\ T = 0.0006 \Rightarrow |Factor\ T| < Valor\ Umbral\ (0.001) \Rightarrow$ No se calcula la dirección de asimetría puesto que esta es prácticamente nula.

Caso 2: Valor Asimetría Cuenca = 0.69

$Factor\ T = 0.5 - Valor\ Asimetría\ Cuenca \Rightarrow Factor\ T = 0.5 - 0.69 \Rightarrow Factor\ T = -0.19 \Rightarrow |Factor\ T| > Valor\ Umbral\ (0.001) \Rightarrow$ Se calcula la dirección de asimetría.

Caso 3: Valor Asimetría Cuenca = 0.27

$Factor\ T = 0.5 - Valor\ Asimetría\ Cuenca \Rightarrow Factor\ T = 0.5 - 0.27 \Rightarrow Factor\ T = 0.23 \Rightarrow |Factor\ T| > Valor\ Umbral\ (0.001) \Rightarrow$ Se calcula la dirección de asimetría.

Antes mencionábamos que la recomendación sobre el valor Umbral era que este fuese muy bajo, para de esta forma tratar de minimizar al máximo aquellas cuencas en las que la dirección de asimetría no es calculada por considerar que estas son simétricas, y que esto contradecía la primera intención del Dr. Ellis. Pues bien, a continuación trataremos de explicar nuestra posición desde un ejemplo muy sencillo, pero a la vez explicativo de los motivos que nos llevan a formular tal planteamiento.

Supongamos una situación en la cual los valores de asimetría para un área de extensión apreciable son bajos. Según la idea inicial del Dr. Ellis, gran parte, la mayoría o bien la totalidad de estas cuencas de drenaje no van a presentar un valor del Factor T, puesto que su magnitud es baja y por tanto no se ha calculado el sentido de la misma, dando lugar a una zona en blanco en nuestro área de trabajo. Que supone esta situación, que no disponemos de ningún tipo de información en la zona sobre la variable que estamos analizando. Si por el contrario utilizamos un *Valor Umbral* muy bajo, podemos encontrarnos ante dos situaciones diferentes (realmente nos

podríamos encontrar ante un número infinito de situaciones, pero simplificaremos en los dos extremos de las mismas), según las cuales la situación podría ser tal y como se plantea a continuación:

Caso A: El *Valor Asimetría Cuenca* es bajo pero el valor *Factor T* es mayor que *Valor Umbral*, se calculan las direcciones y estas dan lugar a un campo de vectores de direcciones aleatorias que no presentan ninguna componente direccional principal.

Caso B: El *Valor Asimetría Cuenca* es bajo pero el valor *Factor T* es mayor que *Valor Umbral*, se calculan las direcciones y estas dan lugar a un campo de vectores de direcciones que presentan una componente direccional principal.

En el primero de los casos (Caso A), la situación final nos induce a pensar que no hay ningún factor que este controlando la migración de los ríos, y por tanto esta, en su libertad, se ha movido de forma independiente para cada curso, no pudiendo delimitar ningún dominio de asimetría homogénea. De esta forma, sabemos que en esa zona no hay ningún control sobre la migración de los cauces, más de lo que sabíamos anteriormente, cuando no se conocía la dirección ni magnitud de la asimetría.

En el segundo caso (Caso B), la situación final nos indica que existe algún factor condicionante de la migración lateral de los cauces fluviales, ya que esta provocando el desplazamiento de los mismos en una dirección determinada. También sabemos que debido a la intensidad con que actúa ese factor, o bien a las condiciones propias de la zona (como la erosionabilidad de los materiales), el grado o magnitud de la asimetría de los cauces no es muy elevado. De esta forma, sabemos que la zona se rige en su evolución por algún factor que domina o modela el paisaje a través de su control sobre la migración lateral de los ríos, por tanto, en esta zona se podría delimitar un dominio de asimetría preferente que nos ayudará a conocer la evolución del área.

Por tanto, y como hemos podido ver en estos dos pequeños ejemplos, la justificación para elegir un *Valor Umbral* muy bajo se centra en la posible pérdida de

información que acarrea el utilizar un valor más elevado.

4.1.3.- Discusión sobre las diferentes metodologías de cálculo

Una vez descritas las rutinas desarrolladas por el Dr. Ellis, pasaremos a realizar algunas consideraciones sobre su planteamiento y los resultados que estas aportan y de los aspectos que no nos satisfacen en su totalidad.

El primer aspecto a señalar sería el hecho de que únicamente obtenemos un valor de asimetría (o Factor T) para cada una de las cuencas analizadas, a diferencia de la metodología original desarrollada por R.T. Cox (1989, 1994). Este hecho puede llevar a pensar que la metodología que nosotros hemos seguido en nuestro trabajo se aproxima más al cálculo del Factor de Simetría (Hare y Gardner, 1985), que al Factor T. Por otro lado, la disposición de un solo resultado por cuenca limita el número de valores con los que posteriormente podremos trabajar a la hora de realizar análisis estadísticos regionales que nos permitan determinar vectores medios para la región y en aquellos enfocados a estimar la uniformidad de las poblaciones de datos. El obtener un solo vector por cuenca también implica la pérdida de información sobre posibles cambios en el sentido de asimetría dentro de una cuenca, y lo que podría ser más importante, que este hecho se repitiese en una serie de cuencas adyacentes, lo que podría pasar de ser considerado como un hecho puntual, a ser considerado como un patrón local.

Como descargo a este primer aspecto que hemos señalado, podemos argumentar lo siguiente. En primer lugar y como punto más importante, el número de medidas por cuenca, que aún posiblemente escasas al ser solo una (podría parecer mas prudente realizar en torno a tres o cuatro medidas por cuenca), nos parece suficiente en base al siguiente argumento. El tamaño de las cuencas utilizado en este estudio no es elevado, al corresponderse con el segundo orden jerárquico más bajo. De tal forma que la longitud de los cauces no será muy elevada y por tanto el número de medidas manuales no sería de una magnitud muy superior. Además, al ser cuencas de pequeño tamaño es difícil que en una región sin una actividad tectónica elevada

actualmente, se produzcan cambios bruscos en las mismas. Esos cambios podrían ser también debidos a la resolución de nuestro MDT, incapaz de simular las morfologías más pequeñas del relieve.

El segundo aspecto sobre el que nos gustaría realizar puntualizaciones es la determinación de la dirección de asimetría. Ya hemos comentado cual es la metodología de cálculo de esta variable, a partir de la determinación de los centros de masa de cada una de las dos subcuencas o lados de la cuenca analizada. En esta aproximación metodológica no se tiene en cuenta la dirección del curso principal para medir el sentido de la asimetría, como se hacía en métodos previos, con lo que se pierde parte del control que se ejercía anteriormente. Sin embargo, con un solo valor de asimetría por cuenca, la determinación del sentido de la asimetría tampoco podría plantearse de la misma forma que se estaba realizando, puesto que no sería factible elegir un segmento del río como representativo de la totalidad del mismo. El uso como dirección del curso principal de la cuenca de la línea que uniese los puntos de cabecera y desembocadura del río podría ser más susceptible a los cambios de dirección del río en estos tramos, lo que podría provocar errores más importantes en la determinación de esa dirección y por consiguiente en la determinación del sentido de asimetría. Así pues, el uso de la línea que une los centros de masa parece un método apropiado para el establecimiento de la dirección de asimetría, puesto que la localización de los centros de masa de cada subcuenca estará en relación con la geometría de las mismas, condicionada a su vez por los procesos de migración lateral del curso principal, y por tanto representa una estimación media de la dirección de migración preferente dentro de la cuenca.

4.2.- TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE LOS RESULTADOS

Estos análisis se encaminan a varios objetivos, como facilitar la interpretación visual de los resultados obtenidos a partir de la obtención de vectores medios regionales; o a estudiar la uniformidad de las muestras de datos englobados dentro de cada una de las regiones homogéneas de asimetrías que se hayan interpretado.

4.2.1.- El porqué de la aplicación de métodos estadísticos

Los análisis realizados hasta el momento son de carácter puntual, es decir, se han realizado individualmente para cada cuenca de drenaje seleccionada, y por tanto nos aportan también datos puntuales que pueden ser representados espacialmente sobre un mapa en el que cada cuenca será representada por un vector de asimetría con dirección y magnitud propias.

No resulta, sin embargo, esta representación de los cálculos realizados sencilla de interpretar, puesto que la dirección que muestra cada vector de asimetría se encuentra condicionada por el sentido de flujo del curso principal de la cuenca, y esto provoca una alta aleatoriedad en las direcciones de asimetría representadas (Figura 4.2), lo que termina manifestándose en un mapa complejo en el que es difícil determinar zonas de asimetría preferente. La complejidad para la interpretación de estos resultados impide extraer toda la información que el análisis de la asimetría nos puede aportar, lo que limita el potencial de uso de este índice morfométrico.

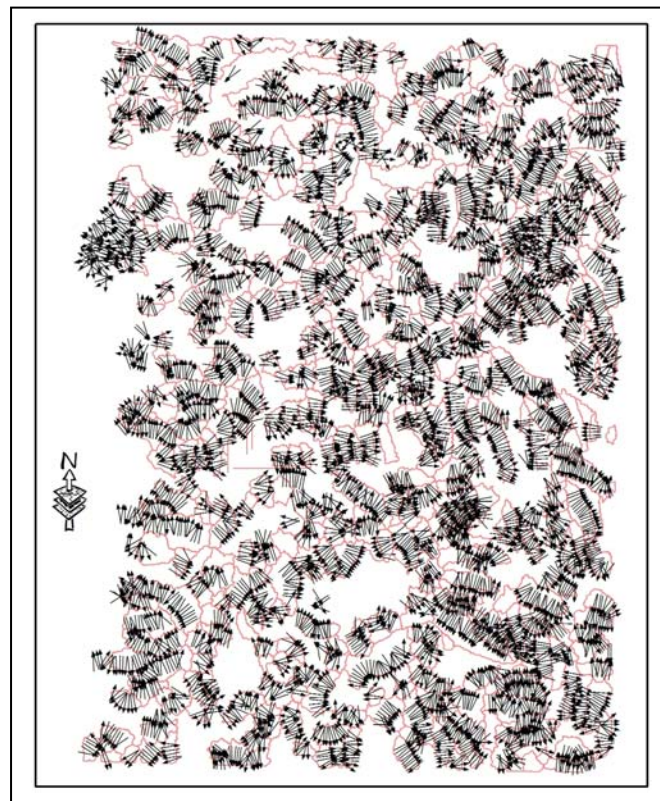


Figura 4.2. La aleatoriedad de las medidas directas de asimetría (y en menor medida los resultados obtenidos de MatLab) genera unos mapas de vectores cuya interpretación directa es complicada. De esta forma, el cálculo de vectores medios nos permite disminuir el número de vectores sin perder la información de los mismos.

Hemos de tener en cuenta, además, que los vectores hasta ahora obtenidos representan la asimetría para la extensión cubierta por su cuenca de drenaje, y están condicionados por la dirección del curso principal de la misma. Por tanto, la comparación o el establecimiento de relaciones con cuencas de drenaje adyacentes no puede ser realizada directamente, puesto que al igual que para la primera cuenca, la asimetría mostrada por el resto de cuencas se encuentra también condicionada por las direcciones de sus cursos principales. De esta forma, las diferencias existentes en los resultados de asimetría pueden deberse a dos causas, por un lado un diferente control del origen de la asimetría (ya sea litológico, estructural o de otro tipo) o bien diferencias en la dirección de los cursos principales de esas cuencas. Es por esto que, desde nuestro punto de vista, la utilización directa de los resultados obtenidos del Factor T supone un error puesto que las diferencias existentes entre los resultados

analizados no pueden ser asignadas a un origen, con seguridad. Un ejemplo de este problema puede observarse en el trabajo de Salvany (2004), en el que la dirección homogénea de los cauces condiciona la direccionalidad de una asimetría que por otro lado parece existir.

Una forma de solventar este problema es mediante el tratamiento estadístico de los resultados obtenidos, esto es sobre las variables de dirección y magnitud, para posteriormente pasar a realizar las interpretaciones sobre los resultados tratados estadísticamente. Así, tratamos de eliminar el condicionante direccional sobre los resultados tomados como base de nuestra interpretación, y que por tanto las diferencias existentes en los mismos puedan ser asignadas a una tipología de causa única.

Ahora bien, para llevar a cabo el tratamiento estadístico de los resultados obtenidos habremos de tener en cuenta las propiedades intrínsecas de los mismos, y buscar que tipo de análisis puede proporcionar unos mejores y más fiables resultados. Estos aspectos serán tratados a continuación.

4.2.2.- El campo de la Estadística Circular

El primer aspecto a tener en cuenta de los datos que queremos tratar de forma estadística se refiere a la direccionalidad de los mismos, es decir, son datos que presentan una orientación que puede oscilar de 0 – 360°. Debido a esta propiedad, nos veremos en la obligación de trabajar dentro del campo de la Estadística Circular, en la cual operaciones tan sencillas y básicas como el cálculo de una media de una serie de valores se rige por fórmulas distintas a las usadas habitualmente. En este caso, los datos han de ser tratados como vectores, y por tanto la suma, resta o cualquier otra operación con nuestros datos se realizara como suma, resta,... de vectores.

Otro punto importante a tomar en consideración es que en el campo de la estadística circular, los extremos de una distribución en 360 intervalos no son los extremos opuestos de la distribución, como si pasaría en una distribución lineal, sino

que corresponden al mismo punto.

En geología existen numerosos datos direccionales, que han de regirse por la estadística circular, tal como el buzamiento de los estratos, la dirección de fallas y fracturas, buzamiento de cantos y estructuras sedimentarias, etc... En todos estos casos (Davis, 1986; Fisher, 1993), así como en el análisis de la asimetría de la red de drenaje, estas propiedades pueden ser medidas y tratadas cuantitativamente como las medidas de otras propiedades geológicas, pero es necesario el uso de una estadística especial que refleje la naturaleza circular (o esférica) de los datos direccionales.

Dentro de la estadística circular también podemos diferenciar entre dos tipologías de datos, por un lado aquellos que únicamente presentan una componente direccional, y por otro aquellos que además de la dirección presentan una segunda variable, la magnitud. Así como también podemos distinguir entre datos que presentan dirección y aquellos que presentan orientación. Como ejemplo del segundo caso podemos indicar el afloramiento de un estrato sedimentario o el trazado de una falla, mientras que como ejemplo de datos que presentan dirección podemos mencionar el caso que a nosotros nos incumbe, la asimetría de la red de drenaje.

También en la naturaleza podemos encontrar diferentes casos en los que la distribución de una serie de datos se ajusta a un patrón circular o esférico, en el primero de los casos se podría poner como ejemplo el análisis de una serie de datos de paleo-corrientes, mientras que como ejemplo para el segundo de ellos podemos mencionar la fábrica metamórfica de una roca. Mientras que en el primero de los casos los datos pueden ser representados a partir de un histograma circular, los segundos deberían ser proyectados sobre una plantilla hemisférica.

4.2.3.- Manejo de datos con dos variables asociadas

En el caso que nos ocupa, el análisis de la asimetría de la red de drenaje, nos encontramos en la situación en que nuestra distribución de datos se ajusta a un patrón circular (rango de 0 – 360°), y estos están compuestos por dos variables, dirección y

magnitud. Este último punto, el número de variables que componen nuestros datos, ha de tenerse muy en cuenta al trabajar con las series de datos de asimetría de la red, puesto que es un factor que puede condicionar de forma severa los resultados obtenidos en el análisis estadístico de los datos.

En el caso de datos direccionales en el que los mismos estén compuestos únicamente por una variable, nos encontramos trabajando con vectores unitarios, en los que el peso de cada dato es semejante. Sin embargo, en nuestro caso, el peso de cada uno de los vectores de asimetría no es el mismo, puesto que están ponderados por esa segunda variable, la magnitud del vector. El efecto directo de esta diferencia lo encontramos en que el valor de la media de dos conjunto de vectores, semejantes en dirección pero diferenciados en que en una serie los vectores son unitarios y en otra presentan magnitudes diferentes, no será igual en un conjunto que en el otro.

Una vez realizada esta puntualización, el tratamiento de los datos con los que contamos se realizará siguiendo las siguientes fórmulas (Curry, 1956) para la obtención del valor medio de la serie de datos.

En primer lugar calcularemos las componentes \bar{x} e \bar{y} medias del vector medio resultante según:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{sen}(\alpha_i) = \frac{1}{n} [\text{sen}(\alpha_1) + \text{sen}(\alpha_2) + \text{sen}(\alpha_3) + \dots \text{sen}(\alpha_n)]$$

$$\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos(\alpha_i) = \frac{1}{n} [\cos(\alpha_1) + \cos(\alpha_2) + \cos(\alpha_3) + \dots \cos(\alpha_n)]$$

Donde n se corresponde con el número de datos y α_i es la i^{a} dirección de asimetría de la red. A partir de estos datos, el valor de la magnitud media del vector obtenido (vector medio de asimetría) se obtiene de la siguiente fórmula:

$$r = \sqrt{\bar{x}^2 + \bar{y}^2}$$

Para obtener el ángulo que representa la dirección media de asimetría resolveremos las siguientes ecuaciones, siendo Θ la dirección de asimetría.

$$\text{sen}(\Theta) = \frac{\bar{x}}{r} \Rightarrow \Theta = \text{sen}^{-1}\left(\frac{\bar{x}}{r}\right) ; \quad \text{cos}(\Theta) = \frac{\bar{y}}{r} \Rightarrow \Theta = \text{cos}^{-1}\left(\frac{\bar{y}}{r}\right)$$

Existe una sola solución entre 0 y 359 que satisfaga ambas ecuaciones. La obtención del ángulo correcto puede realizarse atendiendo al signo de la *multiplicación* de las componentes direccionales de Θ , siguiendo la siguiente regla:

Signo	Usar fórmula
+	$\Theta = \text{cos}^{-1}\left(\frac{\bar{y}}{r}\right)$
-	$\Theta = 360 - \text{cos}^{-1}\left(\frac{\bar{y}}{r}\right)$

En cuanto a la magnitud media del vector de asimetría, este valor nos da una buena indicación sobre la relativa dispersión o concentración de los datos que conforman nuestro conjunto de medidas (direcciones). El rango de este valor r se encuentra entre 0.0 – 1.0. Así, si los datos están agrupados o concentrados en una dirección principal, el valor de r estará próximo a 1, mientras que si el conjunto de datos se encuentra distribuido de forma aleatoria (sus direcciones), entonces el valor de r será pequeño, tendiendo a 0.

De esta forma seremos capaces de obtener el vector medio de asimetría de la red de drenaje para el conjunto de datos previamente obtenidos, este vector vendrá representado por una dirección media de asimetría Θ y una magnitud media r .

4.2.4.- Análisis estadístico de los resultados

La aplicación de un tratamiento estadístico a los resultados obtenidos en el cálculo de la asimetría de la red de drenaje se revelaba fundamental a la hora de interpretar esos resultados, y hemos visto que nos encontrábamos trabajando dentro

del campo de la estadística circular. El tratamiento más sencillo que podíamos aplicar al conjunto de datos era el cálculo de un vector medio para los mismos, pero en nuestro caso, en función de las propiedades de los datos de partida y la información que estos nos aportaban, no nos es útil el cálculo del vector medio para todo el conjunto de datos, debido a la distribución espacial de los mismos. Así, el cálculo de un vector medio para toda la zona de estudio nos iba a enmascarar posibles diferencias existentes dentro de esta área, con lo que nuestro objetivo de diferenciar zonas de funcionamiento diferenciado dentro de la cuenca se vería frustrado.

4.2.4.1.- Obtención de vectores medios de asimetría sobre el área de estudio

Una solución simple al problema anteriormente planteado es la utilización de una media móvil para la zona de estudio, de tal forma que el cálculo de vectores medios no se realice para el total del área analizada, y sí para subzonas de la misma. De esta manera obtendremos un segundo campo de vectores representativo de los vectores medios calculados, en el que el número de vectores se reduce drásticamente y por tanto su interpretación es más sencilla.

Otra ventaja de la utilización de esta media móvil sería el grado de confianza en los resultados que hemos obtenido (en cuanto a la información que nos aportan), puesto que por el propio significado estadístico de los vectores, estos están representando la tendencia asimétrica de la subzona analizada. Así, eliminamos la incertidumbre que sobre los resultados iniciales producía la direccionalidad de la cuenca de drenaje.

Sin embargo, pese a tener claro cual es el mecanismo de cálculo necesario para obtener los vectores medios deseados, nos encontramos con un problema con el que no contábamos, y este fue la incapacidad de encontrar un software disponible que realizase estos cálculos de forma automática. El software debía satisfacer las dos necesidades primordiales del cálculo, que realizase la estimación de una media móvil sobre unos datos distribuidos geográficamente, y en segundo lugar, que el cálculo de esta media móvil se realizase teniendo en cuenta la variable magnitud. El software que

más se aproximaba a nuestras necesidades (de los que fueron probados) era Spheristat[®], pero por desgracia en el proceso de cálculo de los vectores medios, no tenía en cuenta la magnitud de los vectores iniciales, considerándolos todos como vectores unitarios. Este inconveniente nos llevo a plantear este cálculo de forma más o menos manual, lo que por un lado representaba un mayor gasto de tiempo, pero por otro nos permitía controlar totalmente los cálculos realizados.

La metodología de cálculo utilizada se divide en dos fases, por un lado y en primer lugar, selección espacial de aquellos datos de partida que se encontrasen englobados en cada una de las subzonas utilizadas en la obtención de los vectores medios de asimetría. Para realizar esta selección se procedió a trazado cada una de las subzonas en forma de polígono, cada uno de los cuales se salvó como un archivo tipo "shapefile" de ESRI[®], para una vez dibujadas todas las subzonas necesarias (las cuales presentan un solape del 50% con las adyacentes en ambas direcciones), programar una rutina en AML[®] que nos exportaba los datos referentes a cada vector inicial contenido en cada una de las subzonas a un archivo de tipo ASCII. Con este procedimiento conseguimos realizar la selección de los vectores que componen cada subárea de análisis y podemos a continuación afrontar su tratamiento estadístico en pos de obtener el vector medio representativo de cada una de ellas.

La segunda parte del trabajo, la obtención del vector medio de asimetría en si mismo se realiza con el software Microsoft EXCEL[®] aplicando las fórmulas anteriormente expuestas. Estos vectores medios pueden ser nuevamente representados en forma de mapa de vectores por la asignación de coordenadas geográficas a cada uno de ellos, a partir de las coordenadas del centroide de cada una de las subzonas delimitadas.

4.2.4.2.- Descripción de los resultados sobre la Cuenca de Madrid

La figura 4.3a representa el mapa de vectores medios de asimetría de la red de drenaje para la Cuenca de Madrid, a partir del cual se ha realizado la interpretación de los resultados de asimetría para la cuenca y la determinación de zonas homogéneas

dentro de la misma. De la interpretación de los resultados realizada se determina la existencia de 10 zonas (Dominios 1-10, Figura 4.3b) de asimetría preferente para el área analizada, las cuales se distribuyen de forma aleatoria y sin ocupar la totalidad de la zona de estudio. Dentro de estos 10 dominios existe cierto grado de disparidad entre los vectores que quedan incluidos en el mismo, aunque siempre se mantiene un elevado grado de homogeneidad dentro de cada uno de los dominios.

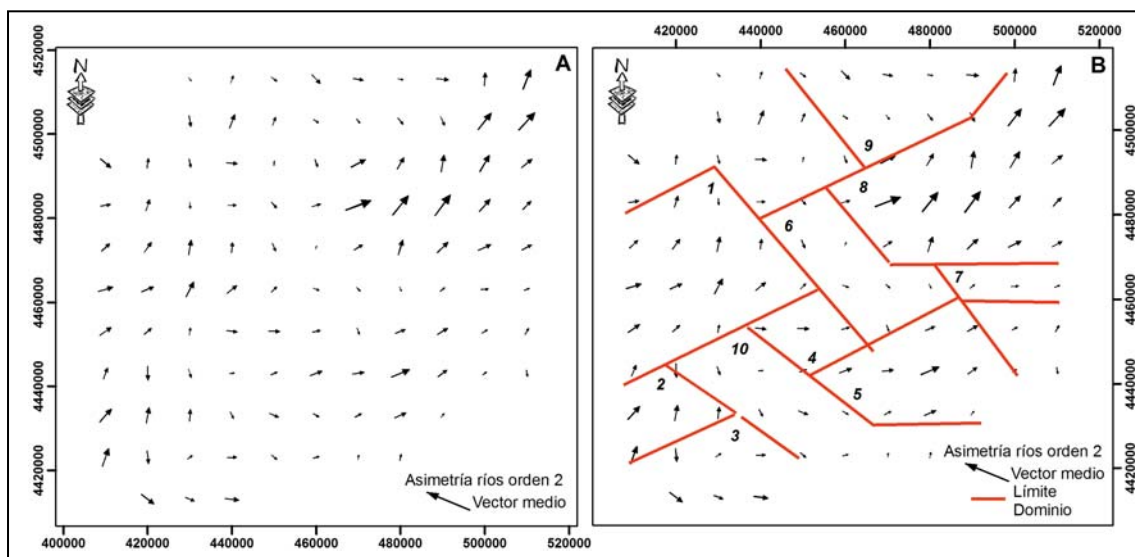


Figura 4.3. Asimetría transversal de las cuencas de drenaje de orden 2, Cuenca de Madrid. Vectores medios de asimetría (A); e interpretación de dominios de asimetría preferente dentro de la zona de trabajo (B), los números dentro de esta figura corresponden con la nomenclatura dada a los distintos dominios.

Fuera de esas zonas homogéneas la distribución de vectores medios de asimetría no presenta ningún patrón claro, bien por la aleatoriedad en la dirección de los vectores bien por la mínima magnitud de los mismos. Cada una de estas zonas de asimetría de la red homogénea presenta unas características propias en cuanto a morfología, tamaño y dirección del vector medio, aunque cabe resaltar que los límites entre estas zonas muestran direcciones recurrentes y previamente señaladas para la cuenca (p.e. De Vicente *et al.*, 1996b; Tejero *et al.*, 2006). Otro aspecto a destacar es la continuidad de alguno de los dominios, donde cabe plantearse la continuidad del

mismo con el/los dominios adyacentes, aunque según nuestro criterio siempre existen variaciones bien en la dirección de los vectores medios, bien en la magnitud de los mismos que nos ha llevado a tomar la decisión de separar dichas zonas y englobarlas en dominios diferentes.

Con carácter general el análisis de los resultados ofrecidos por el tratamiento estadístico de los vectores de asimetría de las cuencas de segundo orden jerárquico nos muestra una clara tendencia hacia las direcciones NE a ENE en los vectores, alterada en algún caso hacia direcciones SE-ESE. Este patrón, que también se refleja en las direcciones mostradas por los vectores medios para la totalidad de los dominios, nos marca una clara tendencia hacia una asimetría de las cuencas hacia el Este, contraria a la dirección del flujo principal en la Cuenca de Madrid, la cual tiene su salida hidrológica hacia el Oeste.

La distribución de dominios de asimetría preferente de la red nos deja pocas áreas fuera de alguno de dichos dominios, y estas se concentran en el extremo noroeste de la zona de trabajo (la más próxima a los relieves del S. Central), tramos altos de los ríos Guadarrama y Manzanares; y una pequeña franja en el borde sur de la zona analizada que puede estar condicionada por el efecto de borde en los cálculos de los vectores medios de asimetría de la red de drenaje (condicionados por la extensión del MDE utilizado).

En el último epígrafe de este capítulo se hace una descripción más extensa de los diferentes dominios de asimetría preferente de la red de drenaje definidos aquí.

4.2.5. Análisis estadísticos secundarios

Como complemento al análisis estadístico principal llevado a cabo (media móvil), se llevaron a cabo otra serie de análisis encaminados a tratar de obtener la mayor información posible de los resultados obtenidos sobre el valor de la asimetría de la red de drenaje de segundo orden. Estos tratamientos secundarios no difieren de los anteriores en cuanto al índice estadístico aplicado, sino en cuanto al conjunto de

vectores utilizados para los mismos. El planteamiento de estos análisis secundarios se tratara a continuación.

4.2.5.1.- Aplicados a la obtención de vectores medios regionales

Estos análisis se llevaron a cabo con el objetivo de determinar los valores de los vectores medios de asimetría de las cuencas de segundo orden jerárquico de la red sobre zonas independientes y aleatorias, las cuales se seleccionaron en base a los límites geográficos de cuencas fluviales de mayor orden (concretamente sobre las de 3^{er} y 4^o orden jerárquico). La utilización de cuencas fluviales de ordenes mayores nos permitía dos cosas, por un lado una posible comparación de estos resultados con los valores de asimetría de la red para dichas cuencas fluviales (comparación de los valores de asimetría para diferentes órdenes jerárquicos), y por otro lado analizar conjuntamente datos de asimetría pertenecientes a regiones que en la naturaleza funcionan conjuntamente como una entidad general.

Tal vez el aspecto más interesante tiene relación con el primero de los puntos indicados anteriormente, la comparación de los valores de asimetría entre órdenes jerárquicos diferentes, lo cual nos permitiría analizar posibles cambios en el funcionamiento de la red. El segundo de los puntos, aunque también interesante muestra el inconveniente de que las estructuras tectónicas, o los afloramientos litológicos no se circunscriben a la extensión de una cuenca determinada, sino que generalmente su extensión es mayor o supra-cuenca.

Podemos destacar la utilidad que tiene estos análisis secundarios, para la estimación de la homogeneidad existente, de la asimetría de segundo orden dentro de cada uno de los dominios de asimetría anteriormente deducidos. El resultado de este análisis puede verse en la figura 4.4, la cual representa los valores del vector medio de asimetría de segundo orden dentro de cada dominio de la misma, así como los valores que presentan los vectores medios de asimetría de segundo orden dentro de cada una de las cuencas de 4^o orden presenten en la zona de estudio.

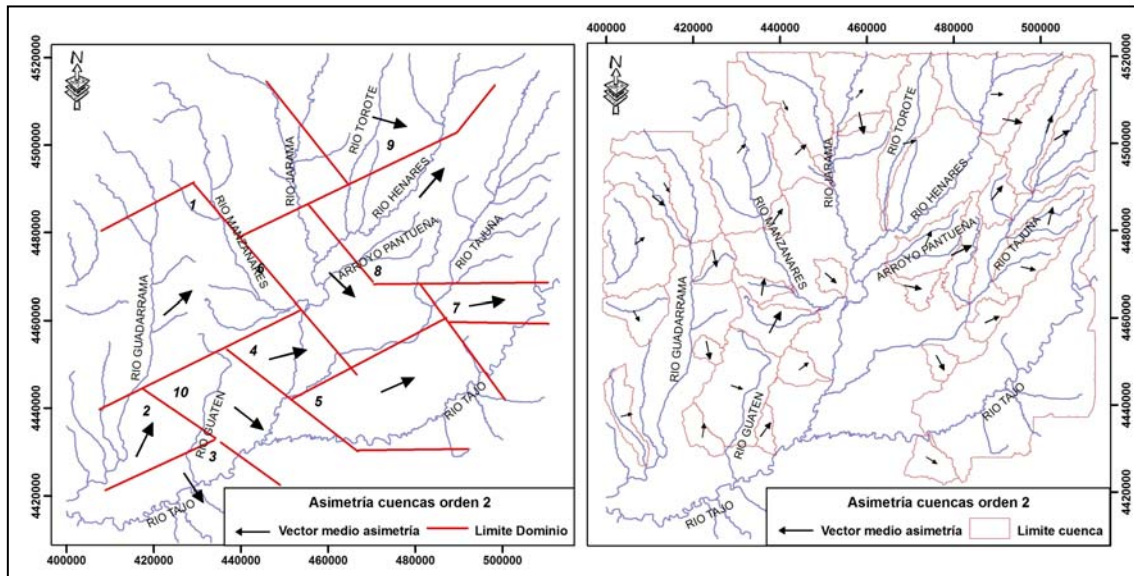


Figura 4.4. Análisis regional de la asimetría de las cuencas de segundo orden jerárquico. La imagen de la izquierda representa el vector medio de asimetría dentro de cada uno de las regiones homogéneas definidas (dominios asimetría). La imagen de la derecha representa el vector medio de asimetría de segundo orden dentro de cada una de las cuencas de drenaje de cuarto orden jerárquico de la zona de estudio.

El objetivo de cruzar estos resultados es obtener información acerca de la variabilidad existente dentro de cada dominio con respecto a la asimetría de segundo orden. Así, el espacio delimitado por cada cuenca de 4º orden sirve como sub-área dentro de cada dominio. De esta forma podemos establecer la fiabilidad de los resultados para los vectores medios de asimetría de la red de drenaje de segundo orden, o lo que es lo mismo, examinar la eficacia de la retícula utilizada en el cálculo de esos vectores medios.

En el caso de obtener resultados divergentes por la existencia de zonas anómalas en la dirección de asimetría dentro de los dominios definidos, se planteará la existencia de zonas de asimetría preferente de tamaño local que no pueden ser determinadas a partir del tratamiento estadístico de los resultados originales, así como la importancia y significancia de las mismas. También podemos plantear el interrogante en caso de obtener información no concordante entre ambos resultados, sobre la evolución de esa área, de forma que surge la pregunta acerca de que es más

moderno, la asimetría regional representada por el dominio, o la local representada por la cuencas de 4º orden.

Por otro lado, a la hora de cruzar los resultados tenemos el inconveniente del número de vectores correspondientes a las cuencas de 4º orden que caen dentro de cada uno de los dominios, en el caso en el que el número de vectores para comparar sea escaso. Para solventar este problema se hará uso de los vectores que en encuentren en las proximidades de cada dominio.

Una vez planteadas estas cuestiones, las conclusiones que podemos sacar de la comparación de estas series de datos son varias. En primer lugar, existe en general una buena correlación entre los valores presentados por el vector medio de asimetría para cada dominio y los mostrados por los vectores medios obtenidos para las diferentes cuencas de 4º orden presentes en la zona estudiada. Esto indica que el planteamiento de utilizar una retícula para el tratamiento estadístico de los vectores originales fue bueno, y que este análisis capta las variaciones que se producen dentro de la variable asimetría de la red dentro de la Cuenca de Madrid. Por tanto, nos habla también del grado de fiabilidad de los resultados obtenidos y de las conclusiones (en forma de dominios de asimetría) sacadas a partir de los mismos.

En segundo lugar, aunque el patrón existente sea bastante homogéneo, existen zonas en las que se aprecian claras variaciones entre las direcciones mostradas por los vectores comparados. Cuatro son los dominios en los que pueden apreciarse estas variaciones en el patrón, aunque en alguno de los casos no pueden ser achacadas a variaciones reales en la asimetría de la red dentro del mismo. Así, en el caso de los dominios 3 y 10 existe una clara falta de vectores medios de asimetría sobre cuencas de 4º orden que utilizar para la comparación, que en el primero de los casos llega a la inexistencia de estos vectores medios, y en el segundo a dos vectores, de los cuales el 50% presenta homogeneidad.

Por tanto, realmente son solo dos los dominios (1 y 5) en los que se puede decir que el patrón de homogeneidad no se cumple. En el caso del dominio 5, disponemos

solo de los datos dentro del mismo y otros dos limítrofes, mostrando el 50% de los vectores homogeneidad con la dirección apuntada por el vector medio correspondiente al dominio, por lo que tampoco en este caso podemos hablar de una divergencia total entre los resultados. Por último, en el dominio 1 estaríamos también con un grado de homogeneidad en torno al 50%, partiendo en este caso de un mayor número de vectores medios para comparar. Esto último nos lleva a pensar que en este caso si es posible la existencia de una cierta variabilidad de la asimetría dentro del dominio que hemos definido, y por tanto será esta un área a tener en cuenta para un análisis más detallado incluyendo otros factores, para decidir la posible división de este dominio en varios.

4.2.5.2.- Aplicados a la obtención de vectores normalizados

El objetivo de estos análisis es determinar la influencia de la dirección de los cursos fluviales sobre los resultados finales de asimetría de la cuenca, problema este sobre el que ya se ha discutido anteriormente y basado en la relación existente entre la dirección del curso principal sobre el que se mide la asimetría de la cuenca con el valor direccional que este índice morfométrico presenta.

El cálculo de los vectores medios normalizados se planteó para cada uno de los dominios de asimetría preferente de la red, de tal forma que pudiésemos determinar el vector medio final resultante para la extensión del dominio. Para esto creamos una situación ideal en la que las direcciones de los cursos fluviales englobados dentro de los límites geográficos del dominio se encuentran repartidas de manera uniforme a lo largo de un semicírculo de 180°. De esta manera podemos establecer 10 subconjuntos de datos cada uno de los cuales abarca un rango de 18°. Dividiendo el número total de vectores originales (medidos directamente sobre la cuenca) entre el número de subconjuntos obtenemos el número ideal de vectores para cada uno de esos intervalos que hemos generado, el cual sin duda no tiene por que coincidir con la realidad. Una vez hecho esto, simplemente tenemos que ponderar el peso de cada uno de los intervalos sobre el total de la distribución, de tal manera que en los casos en los que el

número real de vectores dentro de un intervalo sea menor que el número medio que le debería corresponder al intervalo, la magnitud del vector medio resultante para el intervalo en consideración la obtenemos de la siguiente manera:

$$A \times \frac{B}{C}$$

Donde A será el valor de la magnitud del vector medio obtenido para los vectores incluidos dentro de ese intervalo, B hace referencia al número de vectores que idealmente debería tener el intervalo analizado, y C nos indica el número real de vectores que pertenecen al intervalo que estamos tratando. De esta forma, si el número de vectores que realmente integran el intervalo considerado es menor que el número ideal, el valor de la magnitud de asimetría se verá incrementado, reduciéndose este valor en el caso inverso.

Una vez se ha llevado a cabo la ponderación de la variable magnitud de asimetría para cada uno de los 10 intervalos existentes, simplemente hemos de aplicar las fórmulas ya conocidas para el cálculo del vector medio de una distribución de vectores (en este caso esta distribución se encuentra compuesta por los 10 vectores pertenecientes a cada uno de los diez intervalos considerados).

Sin embargo esta técnica, que sin duda puede reducir los posibles errores debidos a distribuciones no homogéneas en la dirección de los cursos analizados o bien indicar estos posibles errores, tiene por el contrario un problema que nos parece fundamental desde nuestro punto de vista, y es que puede llevar a error en los resultados que nos proporciona. Esto es así debido a la metodología intrínseca de cálculo de los vectores medios normalizados. Si tomamos como ejemplo una distribución que en uno de sus intervalos prácticamente no presente representación (numero de vectores casi nulo) mientras que el resto de intervalos si se encuentra bien representado, el incremento de valor que sufrirá la magnitud del vector medio correspondiente al intervalo anómalo puede provocar que el resultado final de asimetría para el vector medio normalizado correspondiente al total del dominio se

vea afectado de manera importante (modificando tanto la magnitud final como la dirección de ese vector medio normalizado), siempre que la magnitud media de ese intervalo anómalo sea relativamente importante, puesto que por la aplicación de la fórmula $A \times B/C$, ese valor de magnitud se verá artificialmente incrementado.

La comparación de los resultados correspondientes al cálculo de los vectores medios de cada dominio de asimetría, con respecto a los vectores medios normalizados para dichos dominios, queda representada en la figura 4.5a, que nos muestra los resultados de los vectores medios obtenidos para cada dominio preferente de asimetría en función de que estos resultados estén, o no, normalizados. En esta figura también se muestra las propiedades más importantes de estos dominios de asimetría con respecto al cálculo de sus vectores medios normalizados. Por otro lado, la distribución de direcciones de flujo para los cursos analizados viene representada por la figura 4.6.

De un primer análisis de los resultados correspondientes al cálculo de los vectores medios normalizados para cada dominio de asimetría podemos inferir, que se cumplen en muchos casos algunos de los condicionantes negativos referidos a este tipo de cálculo. Por la metodología seguida en la obtención del vector de asimetría para cada cuenca de drenaje (1 valor por cuenca), el número de vectores englobados dentro de cada uno de los dominios definidos no es excesivamente elevado, fluctuando entre los 154 vectores incluidos dentro del *Dominio 1*, a los 17 que quedan circunscritos dentro del dominio 7 (con una media de 74 vectores por dominio). Este hecho supone que en tres de los dominios de asimetría definidos existan sectores en los que no hay representación de vectores (dominios 2, 4 y 7), mientras que la existencia de sectores pobremente representados afecta a la mayoría de los dominios (todos excepto el 1, 3 y 8). El caso más grave es sin lugar a dudas el que afecta al *Dominio 7*, en el cual existen dos sectores sin representación, y otros seis sectores en los que únicamente aparecen 1 o dos vectores de asimetría (o lo que es lo mismo, solo aparecen representadas 1 o 2 cuencas fluviales de segundo orden jerárquico, Figura 4.5b). Sin embargo, los resultados que en este caso muestran el vector medio del

dominio y el vector medio normalizado son similares tanto en dirección como en magnitud.

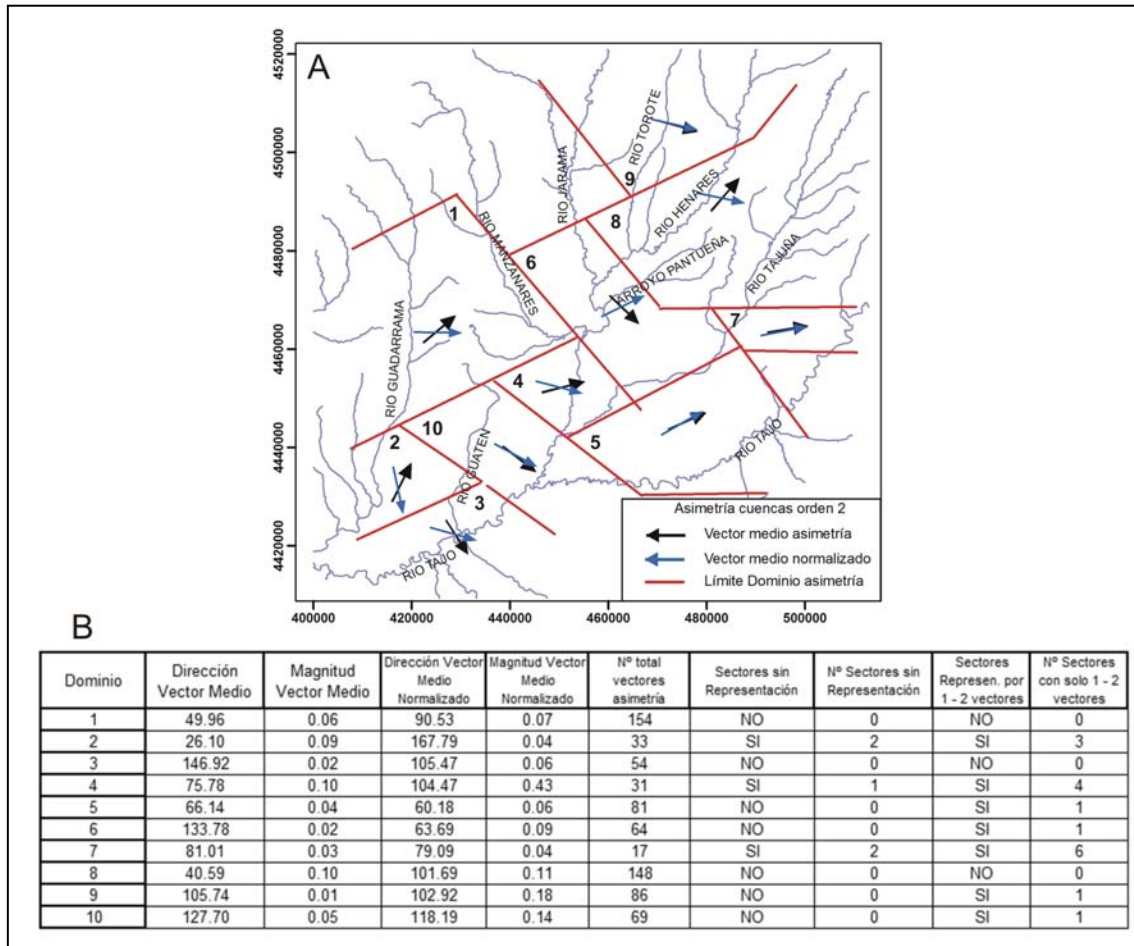


Figura 4.5. Comparación entre el vector medio para cada dominio de asimetría preferente interpretado, frente al vector medio normalizado (A). La imagen inferior (B), representa las características principales de los vectores medios y medios normalizados, así como las propiedades del cálculo de este último.

Respecto al resto de dominios de asimetría preferente, podemos diferenciar entre los que al igual que en el caso del *Dominio 7* muestran valores similares para el vector medio y el vector medio normalizado (dominios 5, 7, 9 y 10) y aquellos que muestran resultados netamente diferentes (dominios 1, 2, 3, 4, 6 y 8). Empezando por el primer grupo y dejando a un lado el ya mencionado *Dominio 7*, pasamos a comentar los resultados referentes al resto de dominios.

En el caso del *Dominio 5* la distribución de vectores de asimetría dentro de cada uno de los segmentos tenidos en consideración es relativamente homogénea, con un ligero incremento en el número de vectores de los segmentos que representan las direcciones SE, los cuales presentan también magnitudes superiores para el valor del vector medio de ese segmento. Sin embargo, estas diferencias se compensan debido a la ponderación realizada para que cada segmento se vea representado por un mismo número (teórico) de vectores, y finalmente, la diferencia existente en dirección entre el vector medio del dominio, y el vector normalizado puede deberse al efecto provocado por el segmento que engloba los cursos que fluyen con direcciones entre 90° y 107° (representado únicamente por dos vectores), y que debido a la ponderación (el número medio de vectores por segmento es de 8) adopta valores muy elevados de magnitud (Figura 4.5b), suficiente para desplazar la dirección del vector medio normalizado 6° hacia el norte (de 66° a 60°).

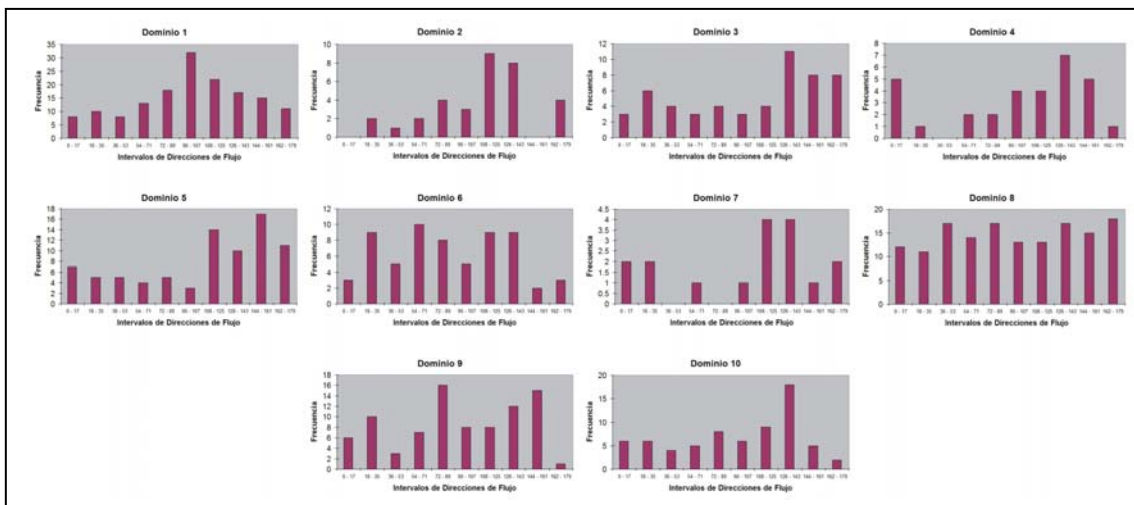


Figura 4.6. Histogramas de frecuencias obtenidos a partir de las medidas de dirección de flujo de las cuencas de segundo orden. En la mayoría de los casos puede observarse la distribución sesgada de los datos, que no se distribuyen de manera uniforme en el conjunto de intervalos de direcciones.

En el caso del *Dominio 9* existe una menor uniformidad en la distribución de vectores en los diferentes sectores de cálculo, existiendo dos en los que la

representación es pobre (con 1 y 3 vectores en estos sectores, como puede observarse en la figura 4.6). Sin embargo, este hecho no modifica la dirección final de asimetría para el vector medio normalizado debido a que las direcciones que representan estos sectores son perpendiculares, de tal forma que se compensan entre si. De esta forma la mayor variación en los resultados no se produce en la dirección del vector medio de asimetría, sino en la magnitud del mismo (Figura 4.5b), la cual se ve incrementada debido a la ponderación entre sectores.

Para el *Dominio 10* existen también una serie de sectores con menor representación que la media, los cuales por el anteriormente mencionado proceso de ponderación dan lugar a variaciones en los resultados, las cuales se manifiestan principalmente en un incremento de la magnitud del vector medio normalizado (Figura 4.5b) y una ligera desviación hacia el N en la dirección del mismo (de N127º a N118º).

El *Dominio 1* pertenece ya a los que muestran una diferencia apreciable entre los resultados aportados por los vectores medios, normalizado y no normalizado. En este caso la variación importante en los resultados se produce en la dirección del vector, mientras la magnitud permanece prácticamente constante. En la figura 4.6 puede apreciarse como la distribución de vectores dentro de cada segmento (aunque todos ellos aparecen bien representados) no es homogénea, y como la ponderación entre segmentos condiciona que se incremente la magnitud de los sectores peor representados, los cuales muestran un sentido preferente de asimetría según el eje E-O, mientras que los mejor representados (con componente preferente según N-S) ven disminuir su magnitud con la ponderación. Todo esto determina la variación en la dirección del vector medio con respecto al normalizado (de N50º a N90º).

En el caso del *Dominio 2* se produce un efecto semejante al descrito para el *Dominio 1*, amplificado por la peor distribución de vectores de asimetría dentro de cada sector de cálculo (presencia de dos sectores sin representación y otros tres con pobre representación, Figura 4.6). En este caso se produce la mayor variación en la dirección marcada por los dos vectores medios considerados (de N26º a N168º), claramente afectada por la distribución de vectores dentro de cada sector.

Para el *Dominio 3* se produce un caso curioso, ya que se trata de un dominio en el que la distribución de vectores dentro de cada sector se puede considerar homogénea excepto por la anomalía de tres sectores que presentan una mayor población, los cuales presentan asimetrías preferentes perpendiculares a la del vector medio. Además se produce un incremento en la magnitud de un sector (debido a la ponderación) en la dirección marcada por el vector medio, y sin embargo el resultado ofrecido por el vector normalizado difiere del no normalizado para mostrar un sentido preferente según E-O (Figura 4.5b). De los resultados mostrados por la figura 4.5b, se interpreta fácilmente la dirección mostrada por el vector normalizado, pero sin embargo no se pueden establecer claramente cuales han sido las diferencias respecto a la distribución original que llevan a la no concordancia de los resultados. Como posible explicación a este caso podemos indicar que la distribución original no presenta una dirección preferente, y que el resultado obtenido no hace reflejo de la situación real.

El *Dominio 4* sufre de los efectos anteriormente explicados para una mala distribución de los vectores de asimetría dentro de los sectores definidos. La amplificación del valor de magnitud en los sectores pobremente representados (Figura 4.6) ha derivado en una modificación de la dirección del vector normalizado según la dirección preferente en estos sectores, los cuales son también responsables del importante aumento en la magnitud del vector normalizado respecto al vector medio. Situación semejante a esta se produce en los dos dominios restantes (6 y 8), en los que la variable magnitud no sufre cambios tan drásticos, pero la dirección del vector normalizado si sufre los efectos de amplificación provocados por la ponderación entre sectores (Figuras 4.5b y 4.6).

Se pueden extraer por tanto una serie de conclusiones sobre este análisis estadístico (cálculo vectores medios normalizados por dominios) de los datos usados en el cálculo de los vectores medios por dominios. La primera conclusión y posiblemente más importante puesto que condiciona el resto, es que este análisis no se ajusta bien a la población de datos de la que disponemos, y en muchos casos no nos

parece que resuelva de manera satisfactoria el sesgo en los resultados que puede provocar la distribución heterogénea de cuencas en función de su sentido de flujo. El resto de conclusiones que sustentan la primera serían las siguientes.

Sin embargo, tal y como se pudo observar en el epígrafe 3.3 de este trabajo, ante poblaciones de datos mayores, la utilidad de los resultados ofrecidos por el valor del vector medio normalizado se incrementa, al solventarse todos los problemas aquí enunciados. Por tanto, el tamaño de la población de datos utilizada es un factor condicionante principal de los resultados que podamos obtener de este análisis.

Consideramos que el cálculo del vector medio de asimetría por dominios a partir de la población original de vectores se sustenta sobre un número apreciable de datos, que nos permite obtener un resultado estadísticamente aceptable.

En el cálculo del vector medio normalizado de asimetría por dominios confluyen dos factores, por un lado una limitada población de vectores para este análisis y por otro la heterogeneidad en las direcciones de flujo de las cuencas, que provocan una amplificación artificial en la magnitud de asimetría asignada a algunos de los sectores, lo cual condiciona el resultado final.

La obtención de los vectores normalizados no nos resuelve el problema del sesgo direccional de las cuencas, ya que mientras por un lado esta técnica trata de lograr ese objetivo, por otro lado puede producir precisamente ese efecto en otra dirección. Esto se encuentra directamente relacionado con el tamaño de la población de datos considerada.

En el proceso de cálculo de los vectores normalizados se plantea una situación ideal (distribución homogénea de cuencas de drenaje en función de su sentido de flujo) que no tiene porque verse reflejada en la realidad, tanto por la propia dinámica evolutiva de la misma en una situación de equilibrio como por la ausencia de ese equilibrio y la existencia de condicionantes externos que controlen la geometría y distribución geográfica de las cuencas de drenaje.

4.2.5.3.- Aplicados al análisis descriptivo de los dominios de asimetría

El cálculo de diferentes parámetros estadísticos nos permite definir la calidad de la definición de los dominios de asimetría que hemos diferenciado. Entendiendo por calidad el grado de confianza que podemos depositar en los resultados obtenidos o bien, en las interpretaciones realizadas a partir de los mismos.

Los diferentes parámetros estadísticos utilizados en este caso aparecen reflejados en la figura 4.7, y de los mismos se desprende que los valores que adoptan estos parámetros no son validos para nuestro análisis. Sin embargo, creemos que los resultados ofrecidos por estos análisis estadísticos están condicionados por las características de los datos de partida utilizados, principalmente por el número de vectores dentro de cada dominio. Así, en comparación con los resultados que estos mismos análisis nos ofrecieron para la cuenca del río Mississippi (Figura 3.19), los cuales indicaban un alto grado de significancia estadística para la interpretación ahí realizada, encontramos una diferencia principal en los mismos, la población de vectores de asimetría (mayor para la cuenca del Mississippi) dentro de cada dominio estadísticamente analizado. Este número de vectores de asimetría juega un papel principal en el resultado que nos ofrece el parámetro p (probabilidad de que los vectores de asimetría del dominio sean aleatorios).

Por otro lado, y también en relación con el número de vectores por dominio, estimamos que el valor de la magnitud del vector medio de asimetría por dominios también esta influyendo de forma negativa en los resultados ofrecidos por los parámetros estadísticos calculados. En este caso, el papel que juega el número de vectores por dominio no es principal, pero se complementa con la segunda diferencia significativa entre los resultados obtenidos para la cuenca del río Mississippi y la Cuenca de Madrid, el método de cálculo de los vectores de asimetría de segundo orden jerárquico de la red de drenaje. En el caso que ahora nos ocupa, el único vector de asimetría obtenido para cada cuenca nos reflejaba el valor total de asimetría para la totalidad de la cuenca, con lo que asimetrías puntuales en direcciones opuestas tienden a compensarse en el resultado final de asimetría de la cuenca, mientras que en

el caso del Mississippi no ocurre lo mismo, puesto que se obtienen numerosas medidas puntuales por cuenca, las cuales reflejan los posibles cambios en la dirección de asimetría dentro de una misma cuenca. Todo esto trae como consecuencia que los valores de la variable magnitud de asimetría sean mayores en el segundo de los casos, lo cual puede encontrarse en el origen de que los resultados relativos a la magnitud del vector medio por dominio de asimetría sean también mayores, lo que influye en los análisis estadísticos realizados y en los resultados que estos ponen de manifiesto.

Estas consideraciones se ponen claramente de manifiesto en el análisis de la figura 4.7, donde los dominios que presentan un mayor número de vectores, o una mayor magnitud, ofrecen resultados más coherentes.

ESTADÍSTICOS DE LOS DOMINIOS DE ASIMETRÍA DE SEGUNDO ORDEN JERARQUICO										
	Dominio 1	Dominio 2	Dominio 3	Dominio 4	Dominio 5	Dominio 6	Dominio 7	Dominio 8	Dominio 9	Dominio 10
Dirección del Vector Medio (°)	50	26	147	76	66	134	81	41	106	128
Número de vectores (n)	154	33	54	31	81	64	17	148	86	69
Magnitud del vector medio (L)	0.057	0.090	0.019	0.102	0.040	0.015	0.030	0.099	0.008	0.053
Dirección media normalizada (°)	91	168	105	104	60	64	79	102	103	118
Magnitud media normalizada	0.071	0.039	0.057	0.426	0.064	0.088	0.037	0.114	0.176	0.144
Probabilidad de que los vectores del dominio sean aleatorios [†]	0.603	0.765	0.980	0.722	0.880	0.985	0.985	0.234	0.995	0.822
Varianza circular [‡]	0.943	0.910	0.981	0.898	0.960	0.985	0.970	0.901	0.992	0.947
Desviación estándar circular [§] (°)	137.0	125.7	161.0	122.3	145.5	165.8	151.9	123.2	178.9	138.7
Error estándar de la media [¶] (°)	71.04	45.07	210.94	39.65	102.38	267.87	136.90	41.03	532.53	76.34
Intervalo de confianza del 95% para el vector medio ^{‡‡} (°)	189.2	114.5	560.4	153.5	266.9	658.9	349.4	121.0	1149.7	277.4
	270.7	297.7	93.4	358.0	225.4	31.4	172.6	320.2	578.2	338.0

†Probabilidad que los vectores del dominio sean aleatorios ($p = e^{-(100L)^2/n}$) (10⁻⁴), from Curray (1956)

‡Desviación estándar circular ($s = [-2\ln(L)]^{1/2}$)

‡‡Intervalo de confianza del 95% para el vector medio = $\pm 1.9604\sigma$ (Fisher, 1993).

¶Error estándar de la media ($\sigma = 1/(nLk)^{1/2}$, donde $k = 2L + L_3 + 5L$)⁵⁶.

‡Varianza circular ($v = 1 - L$) (Fisher, 1993).

Figura 4.7. Resultados de los análisis estadísticos llevados a cabo sobre los vectores de asimetría medidos en las cuencas de drenaje de segundo orden jerárquico. Los resultados se presentan segmentados en función de los distintos dominios de asimetría preferente interpretados.

Aun así, consideramos que aunque los valores expuestos por los diferentes parámetros estadísticos no son favorables a la interpretación realizada, esta última es acertada, y que dichos resultados estadísticos se ven condicionados por la naturaleza de los datos de partida como anteriormente hemos comentado. Esto no implica que los resultados estadísticos se dejen al margen de la interpretación final de los

resultados de asimetría, sino que se tendrán en consideración durante dicha interpretación, puesto que es posible que alguno de los dominios de asimetría definidos no se corresponda con la realidad por las mismas causas que nos llevan a pensar que los parámetros estadísticos calculados no reflejaban la misma.

4.3.- CÁLCULO DEL FACTOR T SOBRE DIFERENTES ÓRDENES JERÁRQUICOS DE LA RED DE DRENAJE

El proceso de cálculo seguido para la obtención de los valores de asimetría de la red de drenaje de segundo orden jerárquico, o mas bien, las tareas de pre-proceso de la información de partida (MDE) nos permitían la posibilidad de extender el cálculo de la asimetría a otros ordenes jerárquicos de la red de una forma bastante directa. A partir del MDE hidrológicamente continuo y de la red de drenaje asociada, simplemente debemos seleccionar las desembocaduras de los cursos de diferentes ordenes para aplicando las rutinas informáticas (scripts) obtener los valores de asimetría para dichos órdenes.

Por tanto la pregunta que nos planteamos no es si era necesario dicho cálculo sobre otros órdenes de la red, sino que ventajas nos podía aportar en forma de nueva información sobre la cuenca y su evolución.

4.3.1.- El porqué del cálculo del factor de Simetría Topográfica Transversal sobre diferentes ordenes jerárquicos

Lo laborioso del cálculo del Factor T había provocado que hasta ahora los planteamientos de análisis de este índice morfométrico se centrasen en el orden jerárquico de la red de drenaje que mejor cumplía las condiciones más favorables para su uso (que ya anteriormente hemos comentado), dejando generalmente a un lado su aplicación sobre diferentes órdenes de la red.

Sin embargo, el uso de la metodología que aquí ha sido presentada y utilizada para el cálculo del Factor T elimina de forma notable los problemas asociados a las

tareas de cálculo. De esta forma el planteamiento de análisis de diferentes órdenes no es tan laborioso y por el contrario nos permitirá afrontar la comparación de las tendencias que cada uno de estos segmentos de la red de drenaje presente.

Así, la comparación de los resultados obtenidos sobre diferentes órdenes jerárquicos del drenaje nos puede aportar información muy útil sobre la evolución y dinámica del conjunto de la red, puesto que nos permitirá comparar y estudiar si las tendencias previamente observadas en el análisis principal (sobre el segundo orden jerárquico de la red) son semejantes a las que presentan otros órdenes superiores.

Hemos utilizado los segmentos de la red de drenaje pertenecientes a órdenes jerárquicos superiores puesto que los cauces pertenecientes al primer orden presentan escasa relevancia desde el punto de vista de la capacidad evolutiva de los mismos, partiendo de que en muchos casos estos tramos de la red pueden tener un comportamiento efímero asociado a caudales de escasa importancia; y que por la metodología de extracción de redes de drenaje digitales a partir de un MDT, corresponden a los tramos en los que el tipo de escorrentía puede o no ser ya canalizada.

Por tanto, los análisis del Factor T sobre otros segmentos de la red se han llevado a cabo sobre los cauces pertenecientes al 3º y 4º órdenes jerárquicos. Hay que tener en cuenta en este punto que los análisis se podrían haber llevado a cabo sobre órdenes superiores, pero conforme vamos seleccionando tramos de la red pertenecientes a órdenes mayores, el número de segmentos va disminuyendo drásticamente, llegando a un punto en el que el número de segmentos elegidos sea muy bajo para la comparación con los datos que previamente ya tenemos, y la entidad de los cauces puede ser tan diferente que las comparaciones no sean posibles. También hemos de tener en cuenta que conforme los cauces son mayores en jerarquía, la extensión de sus cuencas también aumenta, excediendo los límites de la zona de estudio contemplada.

A este respecto, cabe indicar que el tratamiento dado a los valores de asimetría calculados para los órdenes 3º y 4º ha sido diferente y que mientras por un lado los cauces pertenecientes al primero de ellos han podido ser tratados de forma idéntica a los de segundo orden, los pertenecientes al 4º orden jerárquico de la red no han podido ser analizados estadísticamente debido al escaso número de segmentos fluviales que conformaban dicho orden. Los procesos de cálculo, tratamiento estadístico y resultados obtenidos de los mismos así como de las diferentes comparaciones realizadas entre ellos y junto con los datos provenientes del análisis del segundo orden jerárquico de la red son detallados a continuación en el siguiente epígrafe.

4.3.2.- Análisis de los resultados de asimetría de diferentes ordenes

En función de las características propias de los resultados obtenidos para el análisis de la asimetría de la red de drenaje de los órdenes jerárquicos 3º y 4º, los análisis que posteriormente se han llevado a cabo (comparaciones entre los resultados de los diferentes órdenes) se han visto condicionados por estas características. Por tanto, se debió interpretar cuales eran las mejores formas de comparación entre los diferentes resultados que poseíamos, y dos han sido las técnicas de comparación que hemos seguido.

En primer lugar, para la comparación de los resultados provenientes del cálculo de asimetría de los órdenes 2º y 3º, se han utilizado los diferentes dominios de asimetría preferente que previamente habían sido delimitados. Ya que el número de vectores originales era lo suficientemente amplio y su distribución espacial podía ser considerada como uniforme a lo largo de la zona de estudio, hemos planteado una comparación por sub-zonas dentro de la Cuenca de Madrid.

Sin embargo, en el caso de la comparación de los resultados obtenidos de analizar los órdenes jerárquicos 2º y 4º, la distribución espacial de estos últimos no puede ser considerada como uniforme dentro de la cuenca, por lo que aplicar la misma metodología que en el caso anterior nos llevaba a que dentro de algunos de los

dominios de asimetría preferente delineados no se encontraba ningún valor de asimetría de 4º orden, y por tanto la comparación era imposible. Por este motivo, la metodología seguida para este proceso de comparación se modificó de tal forma que la selección de sub-zonas de análisis (queremos mantener la comparación por zonas dentro de la cuenca puesto que nos aporta una mayor información que un análisis para la extensión total del área analizada) no se realizase por dominios de asimetría sino por extensión de las cuencas de 4º orden presentes.

4.3.2.1.- Análisis regionales por Dominios

Se utilizaron los límites de los dominios de asimetría de segundo orden para la realización de los análisis regionales comparativos entre la asimetría mostrada por los datos de segundo y tercer orden jerárquico de la red. El objetivo de la comparación de estos resultados es verificar si las asimetrías mostradas por estos órdenes de la red son semejantes o si por el contrario muestran patrones diferentes.

A la vista de los resultados obtenidos (Figura 4.8a), se puede afirmar que existe una clara correlación entre la asimetría de estas cuencas de drenaje, en base a las direcciones mostradas para cada uno de los sectores de análisis (dominios de asimetría de 2º orden). En la mayoría de las zonas de análisis la diferencia existente entre las direcciones de asimetría media de cada uno de los órdenes es mínima (Figura 4.8b), solo en los dominios 3, 9 y 10 la diferencia existente en las direcciones se hace apreciable, próximas a 45º entre un vector y otro, pero manteniendo de todas formas el sentido principal de la asimetría.

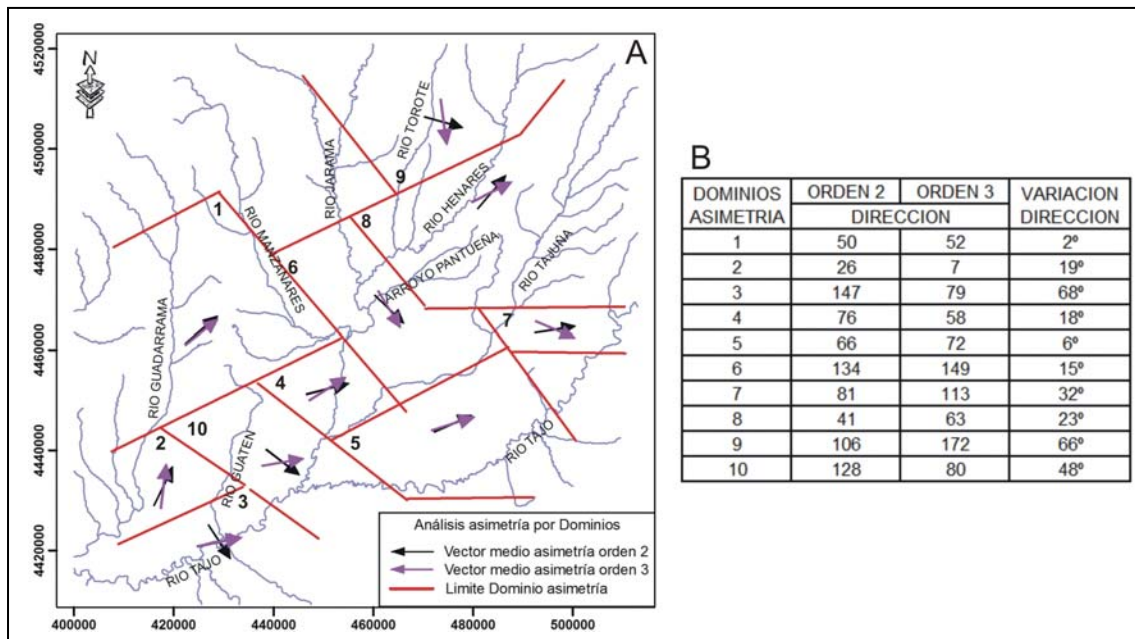


Figura 4.8. Comparación entre la asimetría media por dominio de los cursos fluviales de segundo y tercer orden jerárquico (A). A la derecha (B), se muestran las diferencias en dirección entre dichos vectores medios para cada uno de los dominios de asimetría preferente interpretados.

Estos resultados ponen de manifiesto que la evolución de la variable asimetría para estos dos órdenes aquí comparados parece semejante, con independencia de la dirección de los cauces fluviales que los componen. De esta forma, podemos decir que existe una relación directa entre las asimetrías mostradas por estos dos órdenes de la red, los cuales muestran las mismas tendencias y por tanto parecen obedecer a los mismos condicionantes (estructurales o litológicos) que han favorecido el desplazamiento hacia el Este de los cursos fluviales dentro de sus cuencas.

4.3.2.2.- Análisis regionales por Cuencas

Realizados debido a la mayor dispersión y menor número de vectores de asimetría de las cuencas de 4º orden, los resultados obtenidos de esta comparación se representan en la figura 4.9, en la que se muestra por un lado los valores medios que la red de segundo orden presenta dentro de las áreas delimitadas por la extensión de las cuencas de drenaje de 4º orden, y por otro lado el valor de asimetría que presentan

esas cuencas, tomando como referencia o cauce principal, el río de cuarto orden que las define.

De la observación de los resultados mostrados en la figura 4.9 se extrae la presencia de dos patrones dentro de la zona de estudio. Por un lado, podemos indicar que existe una tendencia dominante en la que las direcciones de asimetría de la red comparadas muestran direcciones semejantes. Dentro de esta tendencia se encontrarían las zonas de drenaje asociadas a las cuencas de los ríos Henares, Manzanares, Guadarrama, Pantueñas, Torote y Guatén. En esta zona existe por tanto una concordancia en los resultados que nos habla de homogeneidad en la evolución de la zona para toda la red de drenaje, es decir, el factor condicionante de la evolución geométrica de la red ha actuado de forma constante en el tiempo de tal forma que todos los segmentos que componen la misma han tenido tiempo de amoldarse a las condiciones del entorno, reaccionando ante las mismas y modificando su geometría.

Por otro lado, las cuencas de los ríos Alberche (caso especial debido al escaso porcentaje de la cuenca de este río cubierto por nuestro MDE, así como por el posible efecto de borde que ha podido afectar al cálculo de la asimetría de 4º orden) y Tajuña, muestran claras diferencias entre las direcciones de asimetría que afectan a los órdenes comparados. En este sentido, y debido a lo antes mencionado para el caso del río Alberche, son de destacar los resultados obtenidos para la cuenca del Tajuña. Por un lado, la asimetría de segundo orden manifiesta una tendencia hacia las direcciones NE, mientras que por el contrario, la dirección ONO representa mejor la tendencia asimétrica del cauce de 4º orden jerárquico, tal y como puede apreciarse en la figura 4.9.

Por último, el río Jarama (dejando a un lado la parte de su cuenca englobada en alguno de los grandes ríos anteriormente mencionados, Henares, Tajuña, Manzanares, ...) muestra también diferencias apreciables (aunque en escaso número) en los resultados de uno y otro orden, aunque las pocas comparaciones que son posible realizar pertenecen principalmente a la parte alta de su cuenca, donde puede estar más influido por afloramientos de materiales duros, por lo que al igual que sucede

para el río Tajo, parece que sería aconsejable dejarle fuera de este análisis.

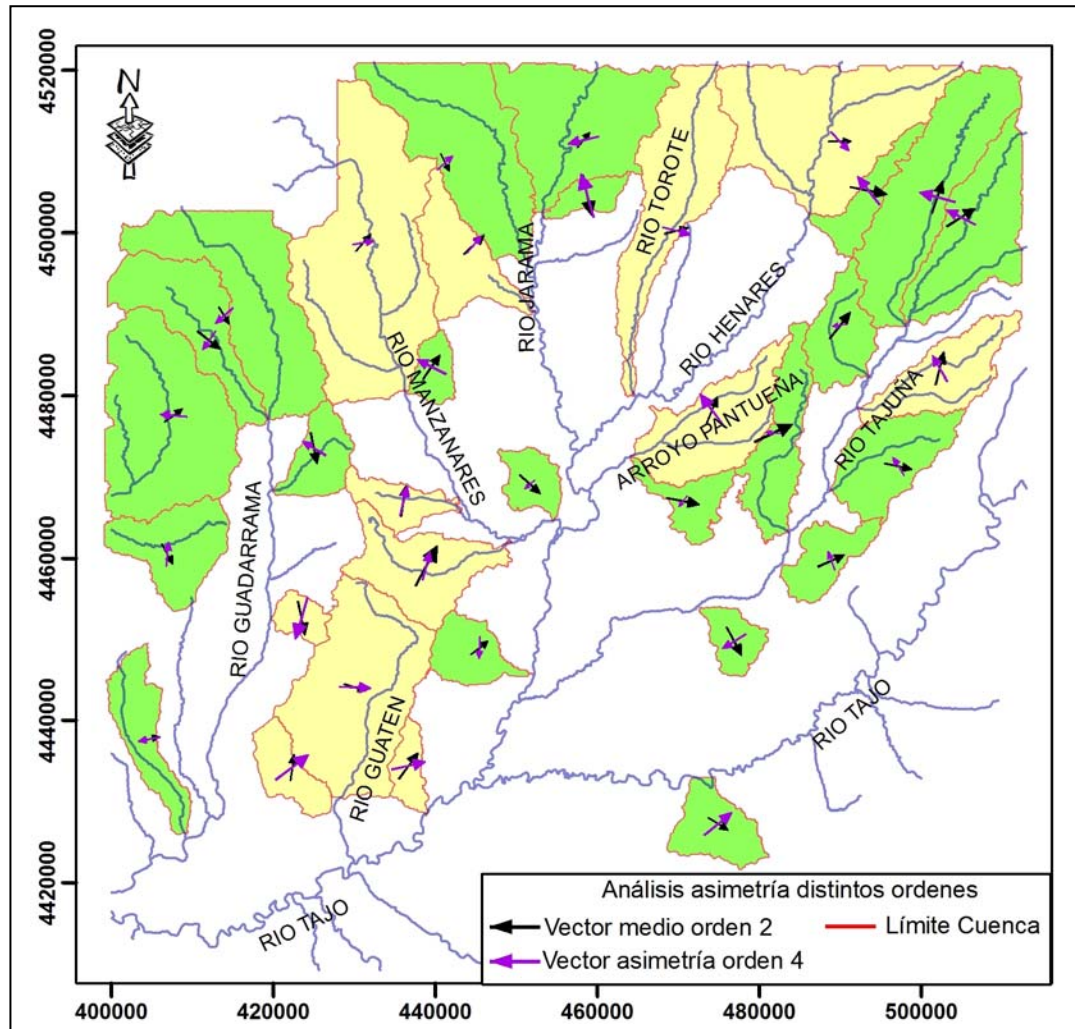


Figura 4.9. Comparación entre la asimetría de las cuencas de cuarto orden jerárquico y el valor medio que la asimetría de las cuencas de segundo orden tienen dentro de las anteriores. El color de la cuenca indica si los valores de ambos vectores pueden considerarse semejantes (color amarillento) o si bien muestran direcciones divergentes (color verde).

De los resultados observados parece desprenderse que la zona ocupada por la cuenca del río Tajuña es la que ofrece una dinámica más compleja. La presencia de dos direcciones de asimetría distintas para distintos órdenes jerárquicos nos indica una heterogeneidad dentro de la cuenca, y abre el interrogante de la posible superposición de los factores que controlan una y otra asimetría. También es cierto que la cuenca del

río Tajuña es un tanto singular respecto al resto de cuencas analizadas, pues se desarrolla superficialmente sobre afloramientos principalmente calcáreos, que favorecen la incisión vertical de los cauces frente a la migración lateral que se ve favorecida por otro tipo de litologías. Debemos por tanto, esperar a los resultados que nos ofrezcan otros índices morfométricos para tratar de resolver esta disparidad en las direcciones preferentes de asimetría.

4.3.2.3.- Condicionante de la frecuencia relativa espacial de datos

Las comparaciones entre los resultados obtenidos del análisis de la asimetría de la red de drenaje se han basado en su confrontación dentro de las diferentes sub-zonas utilizadas en cada caso.

El motivo principal que llevó a la utilización de esas sub-zonas no ha sido el conocer que sucedía en las mismas ante la sospecha de que se tratase de zonas más interesantes que el resto, o la facilidad de comparación de los resultados dentro de áreas de terreno más reducidas que el total de la zona de estudio. El motivo que nos ha llevado realmente a la comparación dentro de zonas más reducidas ha sido la distribución espacial de datos para los órdenes jerárquicos de la red de drenaje mayores que el utilizado en el análisis principal (2º orden).

Esta distribución espacial de valores presenta una densidad que va disminuyendo conforme afrontamos el análisis de los órdenes más elevados dentro de la zona de estudio, puesto que el número de segmentos fluviales que las componen va disminuyendo exponencialmente, con lo que la aplicación de medias móviles semejantes a la utilizada en el caso de los segmentos pertenecientes al segundo orden jerárquico planteaba el problema de la ausencia de datos, con lo que los posibles resultados obtenidos de la misma tenían un nivel de confianza bajo e inaceptable para nuestro trabajo.

Por tanto, debido a esa ausencia relativa de datos, la comparación entre los resultados obtenidos para los diferentes órdenes ha de realizarse teniendo en cuenta

las características de los datos analizados. En el caso de la comparación con los valores de asimetría mostrados por el 3er orden jerárquico, los problemas son menores debido al mayor número de cuencas de este orden, lo que permite la comparación por zonas, de mayor extensión que las utilizadas para realizar la media móvil sobre datos de 2º orden (10x10 km), utilizando un número relativamente elevado de datos para la obtención de los vectores medios.

En el caso de la comparación con las cuencas de 4º orden el problema es mayor, debido a la disminución del número de cuencas de dicho orden, lo que ha llevado a plantear un análisis diferente como ha sido visto anteriormente. En este caso, a la hora de comparar resultados, las diferencias existentes en cuanto a la dirección de los vectores utilizados para la comparación han de ser tomadas con cautela, debido a que el dato relativo a la asimetría de 4º orden se ve condicionado por la dirección de flujo del curso principal de la cuenca, puesto que no hay tratamiento estadístico del mismo. Por lo que las diferencias apuntadas se basan en la aparición de vectores que presentan sentidos de asimetría opuestos (o con una diferencia importante en grados en cuanto a las direcciones marcadas por 2º y 4º orden), en los que dejando de lado el efecto que sobre la medida de asimetría de 4º orden provoca la dirección del río, no cabe duda de que se trata de direcciones no concordantes entre un orden y otro de la red.

De esta forma se han solventado los problemas asociados a las características propias de los datos analizados y comparados, de tal forma que es posible establecer las coincidencias y diferencias existentes entre los diferentes resultados obtenidos.

4.3.3.- Asimetría de las cuencas de drenaje de alto orden

Dentro de este epígrafe se engloban los análisis realizados sobre cuencas que no corresponden a ningún orden concreto de la red de drenaje, sino que por la importancia de los cauces principales de las mismas, representan a las principales sub-cuencas que conforman la zona de estudio o Cuenca de Madrid. Debido a esta particularidad de las mismas, el tratamiento o uso de los datos de ellas obtenidos no se

corresponde con el tratamiento general dado para los resultados de asimetría de la red de drenaje, sino que al igual que previamente hemos comentado para las cuencas de 4º orden jerárquico, se procede a una interpretación directa de los resultados.

En este caso concreto, debido a la magnitud de las cuencas analizadas, tampoco se ha utilizado el procedimiento de cálculo habitual, debido a los problemas observados para la aplicación de las rutinas de cálculo de MatLab®, y es que a consecuencia de la extensión que presentan las cuencas, las rutinas anteriormente utilizadas no llegaban a ofrecernos valores de asimetría, sino que se generaba un error en el cálculo que podía ser debido a dos causas, por un lado el tamaño de los ficheros generados por MatLab® (el cual crece exponencialmente con el tamaño de los ficheros de partida), o bien la capacidad de cálculo de los ordenadores utilizados al efecto, sobrepasando el tamaño de la memoria virtual de la computadora.

Debido a estos problemas, la obtención de datos relativos a la asimetría mostrada por estas cuencas se obtuvo a partir de su medida directa sobre mapas topográficos de mayor escala, realizando sucesivas medidas para cada cuenca con un espaciado homogéneo (5 km) de tal forma que se pudiesen observar variaciones en la magnitud y dirección de la variable analizada.

De esta forma, los datos obtenidos también son representables espacialmente (puesto que para cada medida se obtuvieron los valores de las coordenadas X e Y), y nos mostrarán las variaciones que a gran escala se producen dentro de la cuenca a partir de lo expresado por los principales cursos que drenan la misma. Con carácter general y a modo de primera aproximación a los resultados derivados de este análisis, podemos decir que existen dos zonas de asimetría preferente, las cuales muestran direcciones opuestas y quedan separadas por un eje de dirección NE-SO localizado a la altura del inter-fluvio entre los ríos Henares y Tajuña (Figura 4.10). La zona situada al oeste de este eje muestra una dirección de asimetría preferente hacia el E-SE, mientras el área situada al este del eje presenta una asimetría preferente hacia el NO.

Es importante resaltar el alto grado de homogeneidad que muestran los vectores sobre cada uno de los cursos fluviales, donde se mantiene la dirección de migración lateral del cauce (que se manifiesta en la asimetría del mismo) a lo largo de todo el recorrido que se ha analizado.

Esta distribución de los valores de asimetría de los grandes cauces de la cuenca, con las limitaciones que siempre hemos apuntado en su interpretación debido al condicionante direccional del flujo del río, nos muestra un posible eje de concentración de flujo dentro de la cuenca, en forma de surco o depresión que concentra los flujos sub-superficiales y subterráneos, y que esta acompañado de un desplazamiento de los grandes cauces hacia el mismo.

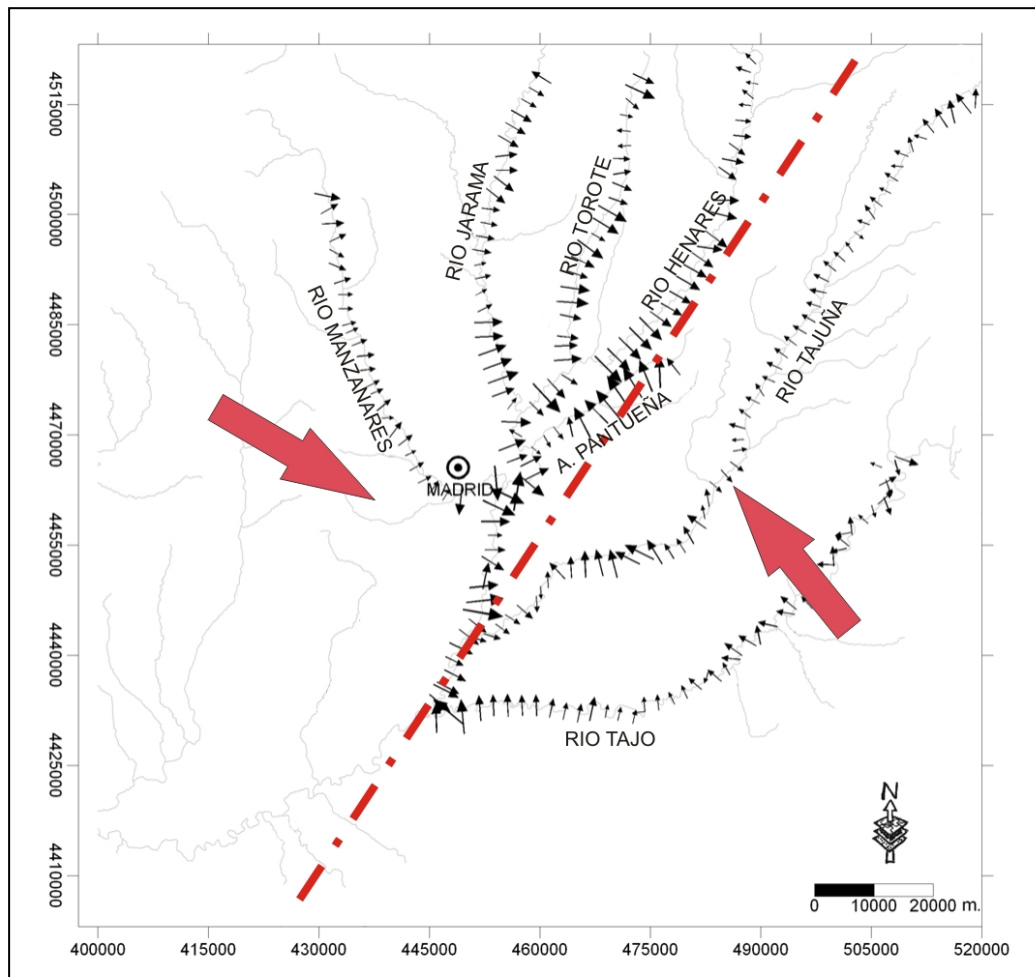


Figura 4.10. Asimetría de los cursos principales que drenan la Cuenca de Madrid. La línea discontinua marca el cambio en la tendencia del sentido de la asimetría, cuyas direcciones generales a uno y otro lado de la línea se esbozan mediante las dos flechas de color rojo.

An aerial photograph of a river basin, likely the Tago basin near Madrid. The image shows a winding river with several meanders and oxbow-like features. The surrounding landscape is a patchwork of agricultural fields in various shades of green, brown, and tan, separated by thin lines representing roads or field boundaries. The overall scene is a typical rural landscape with a prominent river system.

CAPITULO 5

**LA ASIMETRÍA DE LA RED DE
DRENAJE DE LA CUENCA DE
MADRID**

5.- LA ASIMETRÍA DE LA RED DE DRENAJE DE LA CUENCA DE MADRID

5.1. DESCRIPCIÓN DE LOS DOMINIOS DE ASIMETRÍA

En los epígrafes anteriores se ha planteado el análisis de la asimetría transversal de la red de drenaje desde diferentes puntos de vista, metodologías de cálculo, ventajas e inconvenientes del análisis, selección de segmentos de la red de drenaje, etc. Estos planteamientos han sido aplicados sobre el sector oriental de la cuenca del río Tajo (Cuenca de Madrid), cuyos resultados pasaremos a discutir, apuntando las características principales de cada uno de estos dominios de asimetría.

La figura 5.1 resume los resultados obtenidos para vectores medios, vectores medios por dominio, vectores normalizados, vectores por grandes cuencas, etc., agrupados a fin de favorecer su consulta a lo largo de la siguiente explicación.

Dominio 1. Geográficamente este dominio abarca la zona centro-occidental del estudio, englobando la parte más oriental de la cuenca del río Alberche (sus afluentes por la margen izquierda), el tramo medio-alto de la cuenca del río Guadarrama, el tramo medio-bajo de la cuenca del Manzanares y la cabecera del río Guatén (Figura 5.2a). Por su extensión y número de vectores es uno de los dominios que muestra mejores resultados en los análisis estadísticos encaminados a determinar el grado de confianza en la definición del dominio, aunque aun con esto no muestra resultados satisfactorios en la determinación de la uniformidad de los datos, aspecto como ya dijimos atribuible al tamaño de la población de datos, insuficiente. Puede apreciarse el alto grado de semejanza de los vectores medios de asimetría determinados para esta zona.

El dominio presenta una alta homogeneidad de direcciones de asimetría, así como en la magnitud de vectores. El vector medio presenta una dirección N45º, concordante con la mayoría de los vectores medios de asimetría donde solo alguno de ellos presenta direcciones más norteadas. Debido a la distribución no uniforme de vectores de asimetría en función de la dirección de flujo de las cuencas de drenaje, el

vector medio normalizado para este dominio presenta una dirección próxima a N90° (Figura 5.2c), manteniendo aún así la componente Este anteriormente apuntada.

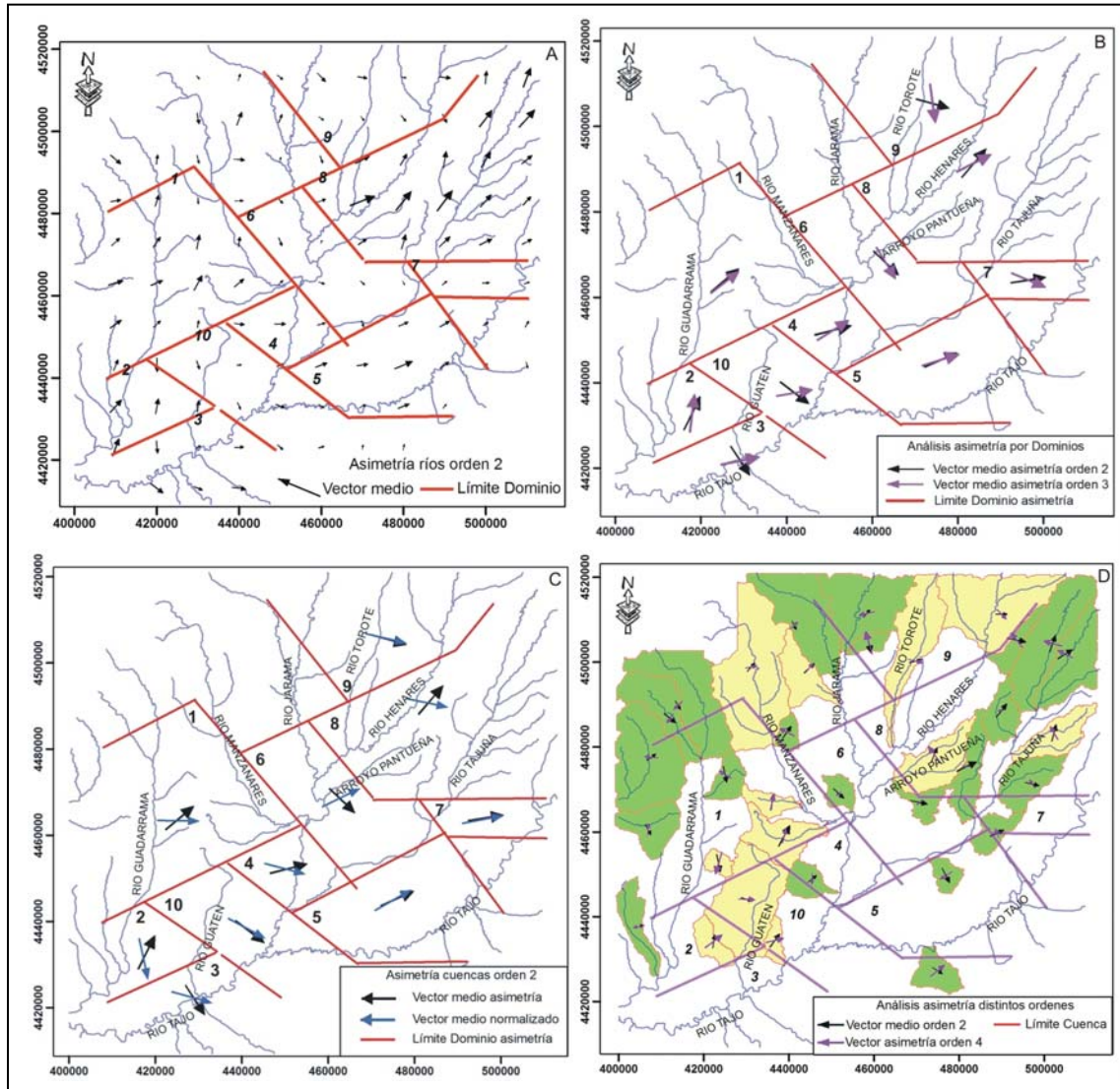


Figura 5.1. Resumen de los resultados de los distintos análisis sobre la asimetría de las cuencas de drenaje de la zona de estudio. En A, podemos ver la distribución de vectores obtenidos a partir de la ejecución de una media móvil sobre la población original de datos; B, representa los vectores medios por dominio de asimetría preferente para las cuencas de segundo y tercer orden jerárquico. En C, se representa el vector medio por dominio de la asimetría de las cuencas de segundo orden así como ese mismo vector tras su proceso de normalización respecto a las frecuencias de direcciones de los cursos fluviales. D, representa la asimetría media de las cuencas de segundo orden dentro de cada cuenca de cuarto orden jerárquico de la Cuenca de Madrid, así como el vector propio de cada una de esas cuencas de cuarto orden. (Los números definen los dominios de asimetría).

Los límites del dominio se ha restablecido en base a variaciones en la dirección y magnitud de los vectores, siendo más fáciles de distinguir la variaciones en dirección, con la aparición de vectores de orientaciones más norteadas o bien más orientados hacia el Este.

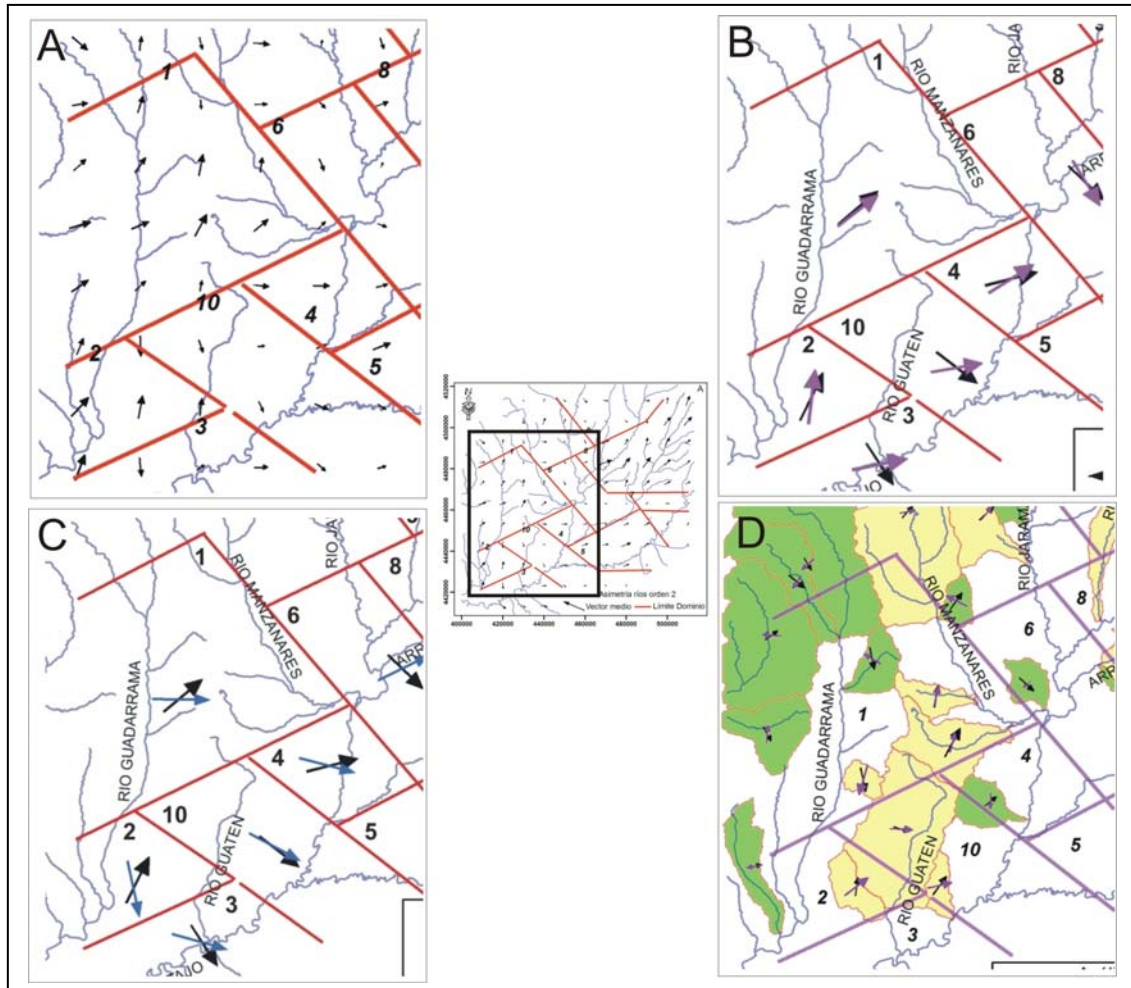


Figura 5.2. Resumen de los resultados de los distintos análisis sobre la asimetría de las cuencas de drenaje para los dominios 1, 2, 3, 4 y 10. En A, podemos ver la distribución de vectores obtenidos a partir de la ejecución de una media móvil sobre la población original de datos; B, representa los vectores medios por dominio de asimetría preferente para las cuencas de segundo y tercer orden jerárquico. En C, se representa el vector medio por dominio de la asimetría de las cuencas de segundo orden así como ese mismo vector tras su proceso de normalización respecto a las frecuencias de direcciones de los cursos fluviales. D, representa la asimetría media de las cuencas de segundo orden dentro de cada cuenca de cuarto orden jerárquico de la Cuenca de Madrid, así como el vector propio de cada una de esas cuencas de cuarto orden. (Los números definen los dominios de asimetría).

La comparación de los resultados para el segundo orden son semejantes a los que ofrece el tercer orden jerárquico (Figura 5.2b), lo cual se pone de manifiesto en la similitud entre los vectores medios para el conjunto del dominio. En la comparación con ordenes superiores (4º orden, Figura 5.2d) pueden apreciarse dos zonas diferenciadas. Se puede diferenciar la zona SE del dominio, en la que hay una buena correlación entre las asimetrías mostradas, que además se asemejan a la del vector medio del dominio, y la zona NO, con una diferencia neta entre los sentidos de asimetría mostrados por los ordenes 4º y 2º de la red, y en la que este último muestra algunas diferencias con respecto al vector medio (vectores con componente neta hacia el Sur).

Estas dos zonas que pueden diferenciarse dentro del dominio se pueden separar más o menos a partir del trazado que muestran los límites de la cuenca del Manzanares por un lado, con respecto a las cuencas del Guadarrama y Alberche. Este hecho puede estar controlado por la dirección de flujo dominante en cada uno de ellos, por un lado el Manzanares se encuentra girando hacia el E debido a la captura sufrida por parte del complejo del río Jarama (ver Silva et al., 1988; 1997 y 1999), mientras el Guadarrama continúa fluyendo en dirección N-S.

Esta zona NO del dominio puede verse afectada por la influencia de la falla del borde sur de la sierra de Guadarrama, a favor de la cual el río Alberche cambia bruscamente de dirección a su salida del bloque elevado que conforma la sierra, siendo ese giro en la misma dirección que la apuntada por la asimetría de 4º orden. Para las cuencas de 4º orden pertenecientes al río Guadarrama, las cuales muestran la misma dirección de asimetría que las del río Alberche, el origen puede encontrarse en la misma causa anteriormente apuntada, por la línea preferente de flujo subterráneo que define la falla del borde sur de la Sierra de Guadarrama (S. Central), y que ya ha dado lugar a duraderas discusiones en el tiempo en cuanto a la existencia de procesos de capturas fluviales entre estas dos cuencas (Arroyo Perales, ver Díez Herrero, 2001)

Dentro del dominio puede apreciarse la importancia de sus límites sur y oriental, en los que se produce un importante cambio en la dirección de los vectores

medios de asimetría de 2º orden, de una componente direccional hacia el NE a otra en la que domina la dirección SE.

Dominio 2. De tamaño sensiblemente inferior al anterior, este dominio se sitúa en la zona suroccidental del área de estudio, englobando el tramo bajo de la cuenca del río Guadarrama y una pequeña parte del tramo medio de la del río Guatén, encontrándose inmediatamente hacia el sur del dominio anterior. En cuanto al valor medio de la asimetría de la red para el conjunto del dominio, esta presenta una dirección N20º - N25º, más nordestada por tanto que en el *Dominio 1* (Figura 5.2a), y con un muy alto grado de homogeneidad en los vectores de partida, lo cual en este caso se encuentra favorecido por la menor extensión geográfica del dominio. Esta variación en la dirección media de la asimetría ha sido la causante de la diferenciación de este dominio con respecto al anterior, con el cual comparte el límite septentrional.

Estos resultados contrastan sin embargo con la información aportada por el cálculo del vector medio normalizado del dominio, el cual nos señala una dirección (N168º, Figura 5.2c) casi opuesta a la indicada anteriormente, aunque el cálculo de este vector normalizado presentaba los inconvenientes que fueron apuntados en el epígrafe correspondiente, referentes al número de vectores y distribución de los mismos según la dirección de flujo de las cuencas, tal y como puede apreciarse en la figura 5.3. El resto de parámetros estadísticos que caracterizan a este dominio no ofrece resultados destacables (por las deficiencias que la población de vectores utilizada plantea para este tipo de análisis).

Al igual que sucedía en el dominio anterior, las mayores diferencias en cuanto a la variable asimetría se produce en los límites sur y oriental, en los que se produce una variación en la dirección de los vectores desde el NE hacia el S-SE. El límite occidental viene establecido por el límite de la zona de estudio, mientras que el borde norte del dominio viene marcado por una mayor componente direccional hacia el Este de los vectores, como comentábamos anteriormente al caracterizar el *Dominio 1*.

De la comparación de los resultados de asimetría entre diferentes órdenes

jerárquicos de la red de drenaje podemos decir que entre el 2º y 3º orden existe una alta correlación, manifestando una tendencia asimétrica semejante (hacia el NNE). La comparación con ordenes mayores es compleja debido al tamaño del dominio, así la comparación con cuencas de 4º orden solo es posible a través de los resultados que nos ofrecen dos cuencas (Figura 5.2d), de las cuales en una existe semejanza en la dirección de asimetría mientras en la otra no, aun así el patrón que muestran estas dos cuencas es semejante al mostrado por el *Dominio 1*, donde la semejanza de asimetría se produce en la zona Este del dominio y la diferencia entre las asimetrías de los dos órdenes considerados en la zona Oeste.

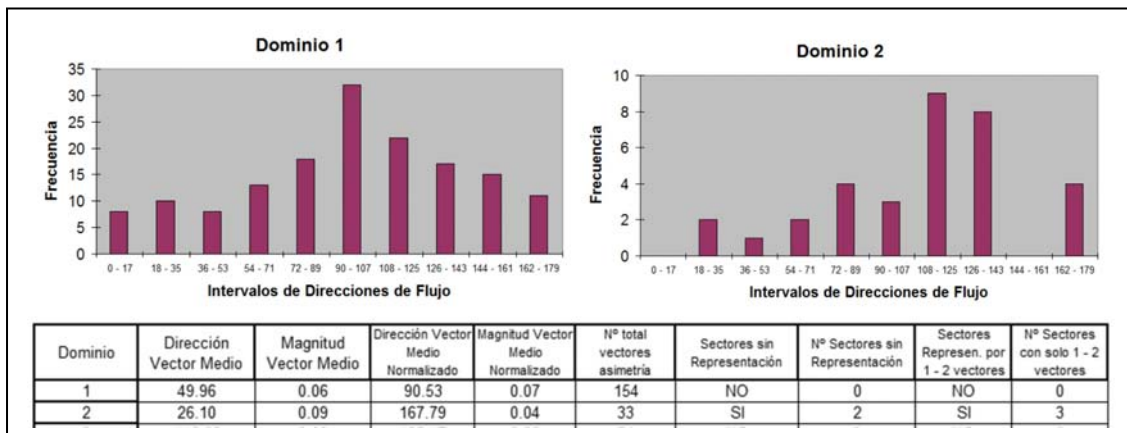


Figura 5.3. Distribución de direcciones de flujo para los dominios 1 y 2, con las características de los vectores de asimetría medidos en cada región.

Domino 3. Este dominio ocupa la esquina suroccidental del área de estudio, abarcando el tramo bajo de las cuencas de los ríos Guatén y Tajo (en este último caso teniendo en cuenta el segmento de río incluido en la zona de estudio). Se sitúa inmediatamente al sur del *Dominio 2*, con el cual comparte límite, pero existe una clara diferenciación entre ambos en función de la dirección de los vectores medios, los cuales sufren un cambio brusco de orientación (Figura 5.2a) para dar lugar a un vector medio del dominio según la dirección N135º. En cuanto a la extensión, esta es comparable a la del *Dominio 2*.

La homogeneidad de los vectores medios dentro del dominio es media, apreciándose una disminución de la magnitud de los mismos hacia el E, mismo sentido según el cual la dirección de los vectores comienza a acercarse más a direcciones N90º.

Dentro de los análisis estadísticos realizados para la su caracterización, el cálculo del vector medio normalizado muestra una diferencia significativa en la variable direccional entre los dos vectores medios del dominio (Figura 5.2c), manteniéndose la variable magnitud en valores semejantes. En la variable direccional existe una ganancia neta de la componente E en la dirección del vector normalizado (de N146º a N105º), la cual no se produce por una mala distribución de datos en función de la dirección de flujo de la cuenca, como puede apreciarse en la figura 5.4, aun teniendo mayor representación los que fluyen con dirección SE (Figura 5.4). Sin embargo, los cursos que muestran un mayor grado de asimetría son aquellos que fluyen según orientación NNE-SSO, lo que unido a una menor representación numérica trae como consecuencia un incremento de su importancia de cara a la obtención del vector medio normalizado.

El resto de parámetros estadísticos no nos ofrecen resultados validos, en parte debido al bajo número de vectores incluidos dentro del dominio, en parte a la baja magnitud del vector medio resultante para el mismo.

La comparación entre diferentes órdenes jerárquicos de la red de drenaje solo es posible entre el 2º y 3º órdenes (Figura 5.2b), por inexistencia de cuencas de 4º orden dentro del dominio. La diferencia direccional de la asimetría de estos órdenes es de las más altas de toda la zona de estudio, incrementándose la componente E en los resultados ofrecidos por el 3º orden jerárquico, aspecto este en el que coincide con lo mostrado por el vector medio normalizado del dominio. Por tanto en este caso, y debido a la alta afinidad entre los resultados de asimetría mostrados por los órdenes 2º y 3º de la red, parecería aconsejable optar por la dirección marcada por el vector medio normalizado del dominio, como dirección principal de asimetría de 2º orden para el mismo.

De los límites establecidos para el dominio, tanto el occidental como el sur se asocian a los bordes de la zona de estudio de este trabajo. El límite N es compartido con el Dominio 2, y establece un cambio neto en la dirección de la asimetría del segundo orden jerárquico de la red de drenaje de la zona. Por último, el límite oriental define también un cambio direccional de la asimetría (de direcciones E a SE), aunque en este caso este cambio direccional se acompaña de bajas magnitudes a ambos lados del borde del dominio.

Todo lo planteado anteriormente abre ciertas dudas a cerca de la homogeneidad de la asimetría de 2º orden dentro del dominio, y del grado de confianza en la definición del mismo. Sin embargo, y por otro lado, las direcciones de asimetría apuntadas por el vector medio normalizado del dominio, y por el vector medio de 3º orden para el mismo son semejantes, lo cual pone de manifiesto que si es posible la existencia de una dirección preferente de asimetría dentro del dominio, que posiblemente sería esta última.

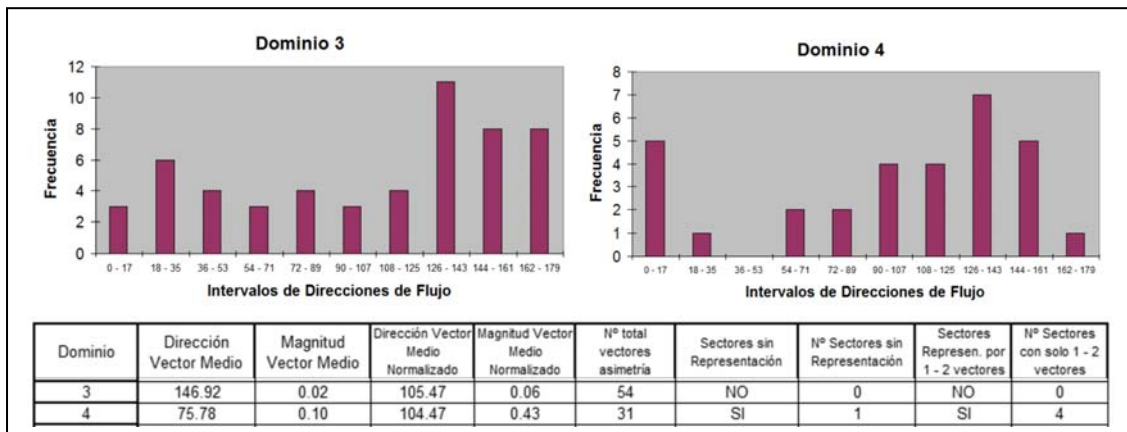


Figura 5.4. Distribución de direcciones de flujo para los dominios 3 y 4, con las características de los vectores de asimetría medidos en cada región.

Dominio 4. Este dominio es uno de los de menor extensión en toda el área de estudio, se encuentra situado en la parte central de la misma y comparte límites con los dominios 1, 5, 6 y 10. El dominio abarca parte del tramo medio-bajo de

la cuenca del río Jarama y el tramo bajo de la cuenca del Tajuña hasta la confluencia de ambos ríos.

En cuanto a los valores de asimetría, los vectores medios presentan una alta homogeneidad, apoyada por el pequeño tamaño del dominio, lo cual nos proporciona un vector medio para el conjunto del dominio que presenta una dirección N76º, muy semejante a la que presenta el *Dominio 5*, aunque optamos por dividir ambos dominios en base al descenso en la magnitud de los vectores medios coincidente con la localización del límite entre ambos.

De los análisis estadísticos aplicados a la caracterización del dominio (Figura 5.10c), el cálculo del vector medio normalizado presenta diferencias significativas en las dos variables que conforman el índice morfométrico de asimetría de la red de drenaje. La variable direccional muestra un desplazamiento con respecto al vector medio del dominio con un incremento de la componente S (de N76º a N104º, Figura 5.2c), debido a la mala distribución de vectores en función de la dirección de flujo (Figura 4.6) de las cuencas a las que pertenecen. La otra variable ligada al índice de asimetría, magnitud del vector, sufre un incremento significativo en su valor, hasta alcanzar el valor máximo de todos los dominios (0.43 sobre 1), lo cual se debe también a la irregular distribución de vectores (que en número de 31 constituyen el segundo menor número de vectores dentro de uno de los dominios de asimetría definidos, Figura 5.4).

Aunque de todas formas, hay que mencionar que el valor de magnitud que presenta el vector medio no normalizado es también (igualado con el valor que presenta el *Dominio 8*) máximo dentro de los dominios definidos. En este caso por tanto, el valor que muestra el vector medio normalizado del dominio presenta ciertas dudas debido a la mala distribución de vectores existente, lo que añadido a la fuerte asimetría que presentan algunas cuencas ha dado lugar a una magnitud irreal de asimetría para el vector normalizado, y una desviación en la dirección de este último respecto al vector medio que parece también de carácter artificial.

En cuanto al resto de parámetros estadísticos calculados, los mismos presentan valores que no son favorables de cara a establecer un grado de confianza aceptable para la definición del dominio. Aunque se ha de tener en cuenta que por el bajo número de vectores obtenidos en función de la metodología de cálculo de la asimetría utilizada, estos datos no son tan malos, y si se comparan con los mostrados por otros dominios, nos pueden indicar un elevado grado de homogeneidad de la asimetría dentro del dominio, y un significativo grado de confianza en la definición del mismo.

La comparación de direcciones de asimetría dentro de diferentes órdenes jerárquicos solo es factible entre 2º y 3º orden. De esta comparación (Figura 5.5b) se desprende que la dirección de asimetría mostrada por ambos es semejante, con una variación mínima en la que se observa una ganancia de la componente N para el vector medio de 3º orden.

En cuanto a los límites establecidos para el dominio, se podría decir que todos ellos muestran diferencias significativas en cuanto a la dirección de asimetría a uno y otro lado, aunque tal vez cabe destacar que son los límites oriental y occidental los que de manera más clara muestran estas diferencias (en ambos casos se pasa de dirección E a SSE fuera del dominio), mientras en los límites norte y sur la variación es más laxa, pasando de dirección E a ENE o NE en ambos casos.

Dominio 5. De mayor extensión que los anteriores (a excepción del primero), abarca el tramo medio de la cuenca del río Tajo (en función del segmento de río considerado, Figura 5.5a), dentro de la cual se circunscribe totalmente, ocupando solamente una porción de la margen izquierda de la cuenca del río Tajuña en su tramo medio.

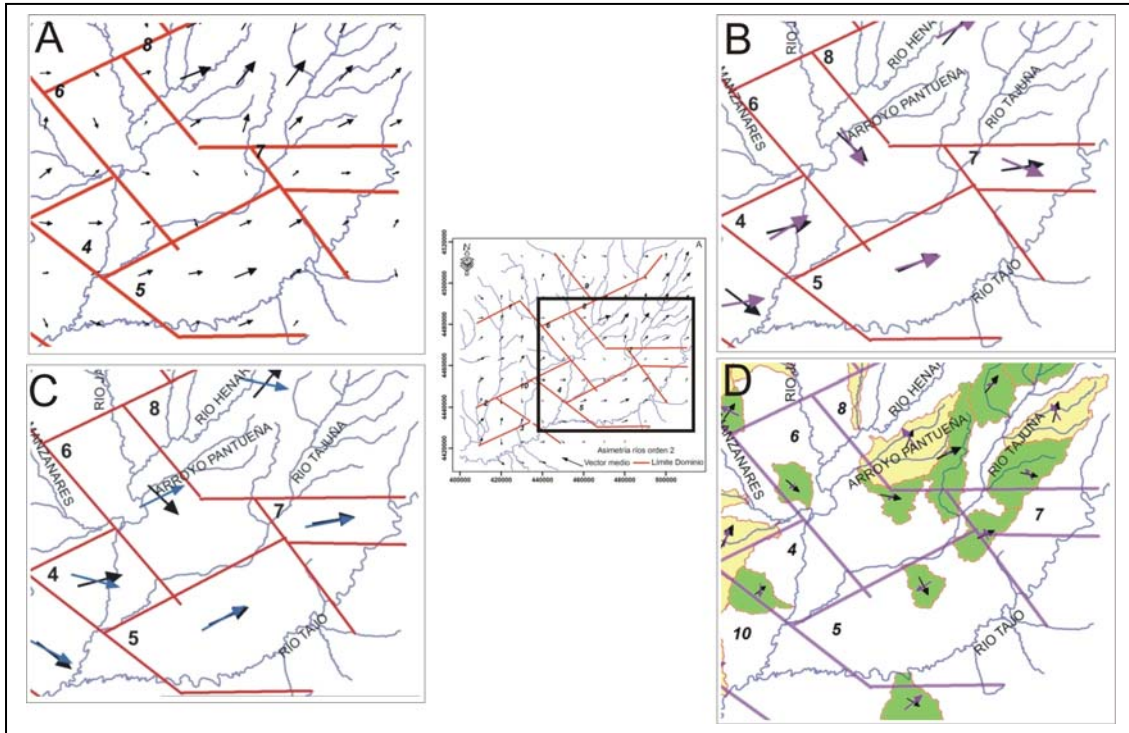


Figura 5.5. Resumen de los resultados de los distintos análisis sobre la asimetría de las cuencas de drenaje para los dominios 4, 5, 6 y 7. En A, podemos ver la distribución de vectores obtenidos a partir de la ejecución de una media móvil sobre la población original de datos; B, representa los vectores medios por dominio de asimetría preferente para las cuencas de segundo y tercer orden jerárquico. En C, se representa el vector medio por dominio de la asimetría de las cuencas de segundo orden así como ese mismo vector tras su proceso de normalización respecto a las frecuencias de direcciones de los cursos fluviales. D, representa la asimetría media de las cuencas de segundo orden dentro de cada cuenca de cuarto orden jerárquico de la Cuenca de Madrid, así como el vector propio de cada una de esas cuencas de cuarto orden. (Los números definen los dominios de asimetría).

La dirección del vector medio para el conjunto del dominio es N66°, como puede apreciarse en la figura 5.5b, presentando una muy alta homogeneidad en la dirección de los vectores medio de asimetría dentro del dominio. No ocurre lo mismo con la variable magnitud, la cual sufre algunas variaciones que traen como consecuencia la aparición de un gradiente positivo en el valor de la misma hacia la parte central del dominio (Figura 5.5a), lo cual nos lleva a dudar de la continuidad del mismo hacia el E, debido a la disminución en la magnitud que sufren los vectores de esta zona. Sin embargo, en función de la alta uniformidad en la dirección antes señalada, se ha optado por darle continuidad y no proceder a su división.

El cálculo del vector medio normalizado para el dominio (Figura 5.5c) ofrece uno de los resultados más semejantes a los valores mostrados por el vector medio no normalizado, a pesar de que la distribución de vectores en función de la dirección de flujo de las cuencas a las que pertenecen (Figura 5.6) no es excesivamente homogénea, pues muestra un claro predominio de los ríos que fluyen según un sentido NO-SE a N-S, lo que causa el desplazamiento del vector medio de N66º a N60º para el normalizado. La variable magnitud tampoco presenta un cambio sustancial, con un ligero aumento de su valor en el cálculo del vector medio normalizado.

El resto de parámetros estadísticos calculados para la caracterización del dominio (Figura 5.10c) no ofrece unos resultados satisfactorios, aspecto este que como ya se ha comentado afecta a todos los dominios. En este caso, el bajo valor de la variable magnitud parece uno de los responsables principales, junto a los que ya se han ido comentando.

En cuanto a la comparación de las direcciones de asimetría mostradas por los diferentes órdenes jerárquicos de la red de drenaje, podemos apreciar que la dirección indicada por el 2º y 3º ordenes son similares, a diferencia de lo que ocurre en la comparación entre 2º y 4º ordenes, donde se aprecian diferencias significativas (Figura 5.5b y 5.5c). De este último análisis se desprende también que existe un cierto grado de heterogeneidad dentro de las direcciones de asimetría apuntadas por el 2º orden jerárquico de la red, puesto que el vector medio de este orden dentro de las dos cuencas de 4º orden incluidas en el dominio apunta hacia direcciones SE-SSE, a diferencia del ENE apuntado por el vector medio del dominio.

La homogeneidad en la dirección de los vectores es bastante acusada dentro del dominio, y se ve respaldada por aquellas que muestran tanto el vector medio normalizado como el vector medio de 3º orden, por lo que puede suponerse como dirección válida de la asimetría mostrada por las cuencas en esa área. A este hecho también lo acompaña que la magnitud de los vectores sea de tipo medio dentro del rango de magnitudes apreciadas dentro de la zona de estudio. Todo esto nos lleva a pensar que los puntos discrepantes sobre la caracterización del dominio puedan

deberse a modificaciones locales de la dirección de asimetría condicionadas por direcciones de flujo preferente de las cuencas analizadas y a los condicionantes negativos que sobre la caracterización estadística habían sido apuntados.

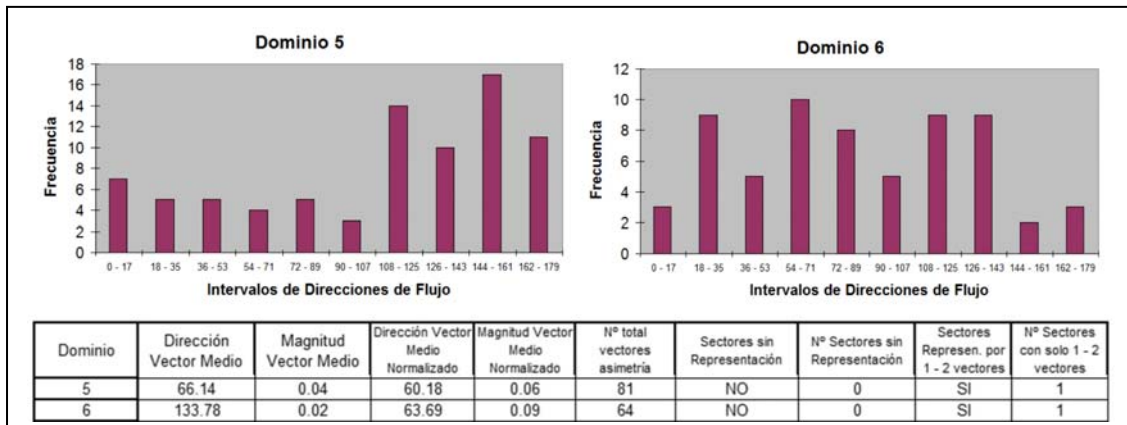


Figura 5.6. Distribución de direcciones de flujo para los dominios 5 y 6, con las características de los vectores de asimetría medidos en cada región.

Dominio 6. Situado geográficamente en la parte central de la zona de estudio, abarca los tramos medios de las cuencas de los ríos Jarama y Tajuña, así como el tramo bajo de las del río Henares y el arroyo Pantueña, incluyendo la zona de confluencia de muchos de estos ríos. Comparte límites con los dominios 1, 4, 6, 7 y 8, aunque se diferencia nítidamente de todos ellos en función de las particularidades de los vectores medios de asimetría en él presentes.

El valor del vector de asimetría para el conjunto del dominio presenta una dirección N134º, como se aprecia en la figura 5.5b, lo cual ya de por sí le diferencia de todos y cada uno de los dominios adyacentes con los que comparte algún límite. Además, este dominio presenta una menor homogeneidad en la dirección de los vectores medios que lo componen, aunque esta variabilidad de los mismos no enmascara en ningún momento la dirección preferente de la asimetría mostrada por el vector correspondiente al conjunto del dominio. Presenta además la peculiaridad de

una menor magnitud (con carácter general) de los vectores medios que en él quedan incluidos, aspecto este que compartirá con el *Dominio 10*, con el cual presenta bastantes similitudes, como veremos posteriormente.

De los análisis estadísticos realizados sobre este dominio, el cálculo del vector medio normalizado ofrece diferencias significativas (Figura 5.5c) con su homólogo sin normalizar. Así, se produce un aumento en la magnitud debido a una deficiente distribución de vectores en función de la dirección de flujo (Figura 5.6) de las cuencas de drenaje. Realmente la distribución no es mala, pero existe un sector en el que la representación es pobre, y esto modifica sustancialmente el resultado tras el proceso de normalización. Este mismo factor juega un papel principal en el cambio de dirección que sufre el vector medio durante este proceso, con variación desde N134º a N64º.

La comparación de las direcciones de asimetría mostradas por diferentes órdenes jerárquicos de la red de drenaje ofrece los siguientes resultados. Para la comparación entre el 2º y 3º orden se aprecia una clara uniformidad en las direcciones apuntadas, figura 5.5b, con una variación mínima del vector medio de 3º orden (que presenta una mayor influencia de la componente S), lo cual pone de manifiesto la uniformidad en la dirección de asimetría del drenaje para estos dos órdenes jerárquicos de la red. Por el contrario, la comparación de los órdenes 2º y 4º si ofrece variaciones significativas en los resultados (Figura 5.5d), de tal forma que existe una diferencia neta entre las direcciones de asimetría mostradas por los mismos (siendo dirección SE para el 2º y SW para el 4º orden). De este análisis puede destacarse también que la asimetría de segundo orden dentro de las dos cuencas de 4º orden consideradas mantiene la dirección apuntada por el vector medio no normalizado para el conjunto del dominio.

Como se ha comentado anteriormente, dentro del dominio no aparecen vectores medios de asimetría que presenten una magnitud importante, sino por el contrario, la magnitud tiende a ser baja, lo cual puede ser un reflejo de una mayor dispersión de direcciones de los vectores de asimetría originales. Sin desdeñar este punto, hay que hacer constancia de que aunque de baja magnitud, si se aprecia una

clara direccionalidad dentro de los vectores medios, lo que por otro lado nos está indicando que existe cierta preferencia en la dirección de asimetría que muestran las cuencas de 2º orden englobadas dentro de los límites del dominio. Si a esto le añadimos la particularidad de que los bordes de este dominio coinciden en muchos casos con variaciones significativas en la magnitud y dirección de asimetría a uno y otro lado del límite establecido, el conjunto de factores que afectan a esta área es significativo desde el punto de vista del análisis de la asimetría de la red de drenaje de la zona.

Domino 7. Situado en la zona centro-oriental del área de estudio, es posiblemente junto con el *Domino 4* el de menor extensión de todos. Ocupa geográficamente un fragmento del tramo medio de la cuenca del río Tajuña y otro del tramo medio-alto de la del río Tajo.

En cuanto al valor de la asimetría dentro del dominio, esta presenta una alta homogeneidad favorecida por su reducida extensión, mostrando el vector medio para el conjunto del mismo una orientación N81º que lo diferencia de los dominios con los que comparte límites (los dominios 6 y 8, Figura 5.5a y 5.5b). Debido a la baja magnitud de los vectores medios, así como a la escasez de los mismos, su delimitación como dominio puede ser controvertida, aunque las mencionadas diferencias en magnitud y dirección con las zonas adyacentes nos llevan a su delimitación.

La dirección apuntada en este caso por el vector medio del dominio coincide plenamente con la mostrada por el vector medio normalizado (Figura 5.5c), pese a que la distribución de vectores en función de la dirección de flujo (Figura 5.7) de las cuencas no es buena, principalmente debido al escaso número de vectores que conforman la población (el número de vectores, 17, es el mínimo de todos los dominios definidos), lo que provoca que varios de los sectores utilizados en el cálculo del vector normalizado no estén representados o lo estén de forma testimonial. La magnitud aparece en este caso invariable entre un vector medio y otro, y en general, el cálculo del vector medio normalizado no parece ofrecer ventajas con respecto al

cálculo del vector medio.

El resto de parámetros estadísticos no ofrece resultados satisfactorios (Figura 5.10c), algo de esperar visto lo sucedido en dominios con una mayor población de datos, con lo que el total de análisis estadísticos aplicados a la caracterización del dominio no ofrece resultados positivos. Esto, unido a la baja magnitud de los vectores medios que conforman el dominio, así como las no muy apreciables diferencias en dirección y magnitud de la asimetría a uno y otro lado de los límites que definen este dominio, nos induce a pensar que no existe una clara uniformidad en la dirección de asimetría para esta zona, y que la homogeneidad que muestran los pocos vectores medios de asimetría de 2º orden puede representar un ejemplo de artificio dentro de los resultados obtenidos.

Sin embargo, debido a que la comparación de la asimetría mostrada por los diferentes órdenes jerárquicos de la red de drenaje analizados muestra direcciones preferentes de asimetría bastante semejantes, oscilando entre nos N75º a N105º, podemos pensar que aún sin una clara homogeneidad en la dirección de asimetría, si existe una relativa preferencia de la asimetría de la red de drenaje hacia direcciones Este.

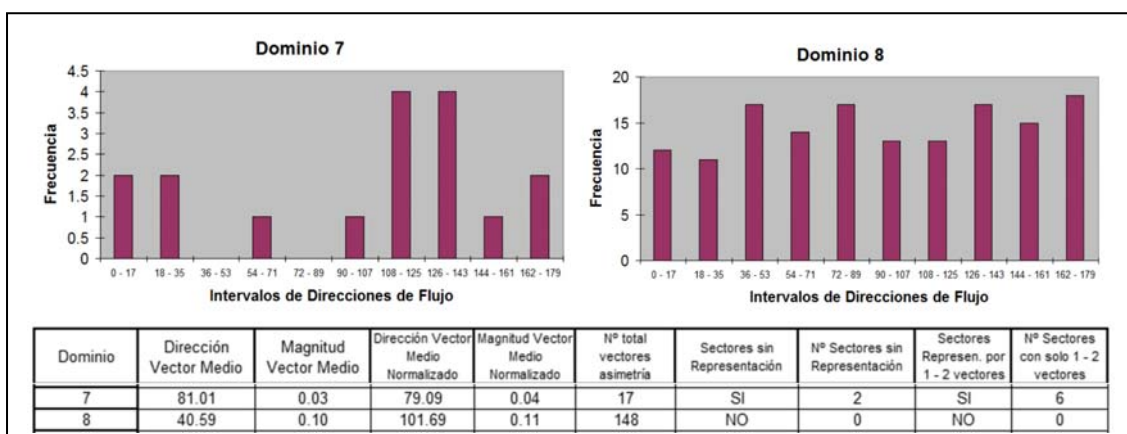


Figura 5.7. Distribución de direcciones de flujo para los dominios 7 y 8, con las características de los vectores de asimetría medidos en cada región.

Dominio 8. Geográficamente cubre la zona centro-nororiental y engloba los tramos altos de las cuencas de los ríos Tajo y arroyo Pantueña, todo el tramo medio-alto de la del río Tajuña y el tramo medio de la cuenca del río Henares.

Es este uno de los dominios de más sencilla definición, en base a las propiedades de dirección y magnitud de los vectores y las diferencias existentes en estas variables con respecto a las zonas adyacentes.

El valor medio de la asimetría para el conjunto del dominio presenta una dirección N41º, con una muy alta homogeneidad en cuanto a los vectores incluidos dentro de la extensión del dominio (Figura 5.8a y 5.8b). Es el que presenta mayores magnitudes de los vectores medios, lo que nos indica un menor grado de dispersión de los vectores originales medidos directamente sobre las cuencas de segundo orden jerárquico.

Dentro de este dominio se obtienen los resultados más favorables de los análisis estadísticos llevados a cabo (Figura 5.10c) con el fin de obtener una caracterización del mismo, lo cual se correlaciona con el hecho de que el dominio presenta una elevada homogeneidad en la dirección de asimetría mostrada por los vectores medios de 2º orden incluidos dentro de sus límites, y la elevada magnitud de los mismos. Sin embargo, el vector medio normalizado no muestra una dirección análoga a la mostrada por el vector no normalizado, y existe una desviación de la misma hacia el este, pasando de N41º a N102º (Figura 5.8c). Esta variación se debe sin duda al menor número de cuencas con direcciones de flujo según el sentido N-S a NNE-SSW (Figura 5.7), que provoca una amplificación de la magnitud de los vectores medios correspondientes a esos sectores de cálculo en la determinación del vector medio normalizado. Este hecho no contradice del todo el que la distribución de vectores por los diferentes sectores utilizados sea de las más homogéneas de todo el área de estudio, siendo además este dominio el segundo en número de vectores contenidos.

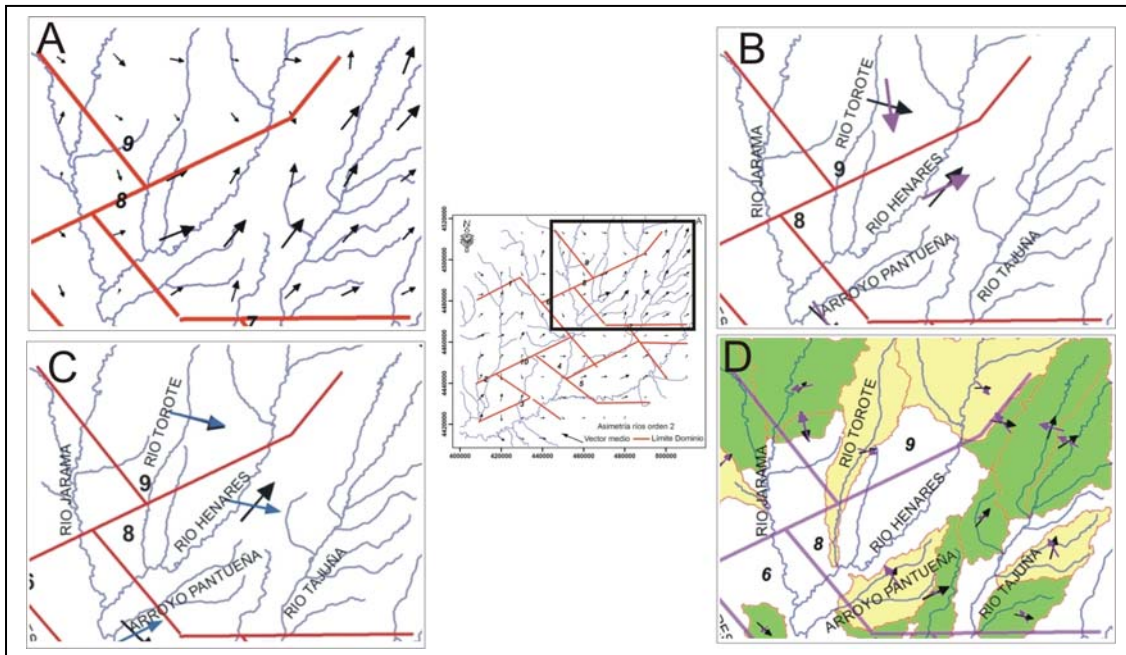


Figura 5.8. Resumen de los resultados de los distintos análisis sobre la asimetría de las cuencas de drenaje para los dominios 8 y 9. En A, podemos ver la distribución de vectores obtenidos a partir de la ejecución de una media móvil sobre la población original de datos; B, representa los vectores medios por dominio de asimetría preferente para las cuencas de segundo y tercer orden jerárquico. En C, se representa el vector medio por dominio de la asimetría de las cuencas de segundo orden así como ese mismo vector tras su proceso de normalización respecto a las frecuencias de direcciones de los cursos fluviales. D, representa la asimetría media de las cuencas de segundo orden dentro de cada cuenca de cuarto orden jerárquico de la Cuenca de Madrid, así como el vector propio de cada una de esas cuencas de cuarto orden. (Los números definen los dominios de asimetría).

Al contrario que la variable direccional, la magnitud de los dos vectores medios (normal y normalizado) se mantiene constante, siendo en el primero de los casos la más alta (junto con el *Dominio 4*, aunque este de menor extensión) que aparece en toda la zona de estudio, en el caso del vector normalizado es también una de las más elevadas, siendo superada en algunos casos por magnitudes que se han visto claramente condicionadas por una peor distribución de vectores en función de las direcciones de flujo de sus cuencas de drenaje.

El resto de parámetros estadísticos calculados muestra los resultados más favorables de todo el estudio (Figura 5.10c), y aunque desde un punto de vista totalmente neutro no son favorables o no indican un elevado grado de confianza en la

determinación del mismo (la probabilidad de que la población de vectores que conforma el dominio sea aleatoria es todavía elevada, $p = 0.23$), creemos que en función del número de vectores que conforma la población analizada ($n = 148$), los resultados sí dan un grado de confianza muy aceptable sobre la delimitación del mismo. De hecho, si experimentalmente duplicamos el número de vectores ($n = 300$) manteniendo la magnitud inmutable, la probabilidad de que la dirección los vectores se distribuya aleatoriamente se reduce considerablemente ($p = 0.05$).

En cuanto a la comparación de las direcciones de asimetría mostradas por los diferentes órdenes jerárquicos de la red de drenaje analizados, la comparación entre el 2º y 3º orden nos ofrece un resultado bastante semejante, con una ligera desviación del vector medio de 3º orden hacia el este (Figura 5.8b), que le aproxima en cierta medida a la dirección mostrada por el vector medio normalizado de 2º orden, aunque sin llegar tampoco a alcanzar la dirección marcada por este último. Estos resultados pueden indicarnos que la dirección ofrecida por el vector medio sin normalizar puede estar en cierta medida condicionada por la distribución de vectores en función de la dirección de flujo (Figura 5.7) de sus cuencas, y que la dirección real de asimetría de 2º orden dentro del dominio se aproxime más a la indicada por los cursos de 3º orden. Esta hipótesis puede sustentarse también en la buena correlación existente entre las asimetrías de estos dos órdenes, que ya hemos visto a lo largo de la práctica totalidad de la zona de estudio.

Por otro lado, de la comparación entre los órdenes 2º y 4º de la red de drenaje se puede establecer con relativa confianza la existencia de una desigualdad en las direcciones apuntadas por uno y otro orden (Figura 5.8d), lo que nos estaría indicando que para esta zona la asimetría de estos dos órdenes del drenaje es distinta. Frente a la dirección principal de la asimetría de 2º orden (NE), las cuencas pertenecientes al 4º orden jerárquico del drenaje presentan direcciones que fluctúan entre el NO y ONO. Es más, en los casos en que las direcciones apuntadas por estos dos órdenes muestran un mayor grado de semejanza, esta no se debe a modificaciones en la dirección apuntada por el mayor de los órdenes, sino por variaciones locales en las que presenta el 2º

orden de drenaje.

De la obtención de dichos vectores medios de segundo orden dentro de las cuencas de cuarto orden también podemos apreciar como excepto en contados casos (2 de 8, situándose estos dos casos en los extremos norte y sur del dominio) existe una buena correlación entre los vectores medios por cuenca de 4º orden con respecto al vector medio del conjunto del dominio (tanto de 2º como de 3º orden), lo que nos indica el grado de homogeneidad de la asimetría de 2º orden dentro de la región (Figura 5.8d).

Dominio 9. Geográficamente abarca el sector nororiental de la zona de estudio, incluyendo el tramo alto de las cuencas de los ríos Henares, Torote y Jarama. Hacia el norte alcanza el extremo de la zona analizada (en la que comienzan a aflorar materiales más rígidos y por tanto de comportamiento mecánico diferente), mientras hacia el Este el límite del dominio, en contacto en esta zona con el *Dominio 8*, se debe a variaciones en la dirección de los vectores medios de asimetría, tal y como puede apreciarse en la figura 5.8a.

En cuanto a los valores de asimetría, el vector medio para el conjunto del dominio presenta una dirección según N106º (Figura 5.8b), determinada por los vectores medios incluidos en la extensión del dominio, los cuales presentan una alta homogeneidad en la dirección y magnitudes no muy elevadas, aunque sin grandes variaciones.

El cálculo del vector medio normalizado para este dominio no ofrece variaciones sustanciales en cuanto a la dirección de asimetría preferente (produciéndose un mínimo cambio desde N106º a N103º, Figura 5.8c), aunque estas sí se producen en la magnitud, la cual sufre un importante incremento para el vector medio normalizado. Este incremento supone que la magnitud asociada a la asimetría media del dominio pase de presentar el valor más bajo de todos los dominios definidos (para el vector medio no normalizado) a mostrar el segundo valor más elevado si tomamos en cuenta los vectores medios normalizados. Este incremento sustancial de

la variable magnitud tiene su origen en la distribución de vectores según el sentido de flujo (Figura 5.9) de las cuencas de drenaje de segundo orden incluidas dentro del mismo, de tal manera que la baja representación existente en dos de los sectores de cálculo para la obtención del vector normalizado provoca este importante aumento en la magnitud final del dominio, que no se refleja en un cambio de dirección debido a que los sentidos apuntados por estos dos sectores son perpendiculares y se contrarrestan.

En cuanto al resto de parámetros estadísticos aplicados a la caracterización del dominio, los resultados obtenidos son sin duda los peores de todos los dominios definidos, a lo que contribuye sin duda el escaso número de vectores incluidos dentro del dominio y sobre todo la baja magnitud del vector medio obtenido (Figura 5.10c). Esto trae como consecuencia unos resultados de los parámetros estadísticos que son irreales, y que no apoyan en absoluto la definición de este dominio. Ante estos resultados hay que contraponer que los vectores medios de asimetría de 2º orden incluidos dentro de los límites del dominio, aun presentando una baja magnitud, muestran sin duda una elevada homogeneidad en las direcciones apuntadas, indicando que aun dentro de una posible disparidad de direcciones de los vectores originales de asimetría (aquellos que se han medido de forma directa sobre las cuencas) parece existir una tendencia preferente de la asimetría hacia direcciones ESE, o bien que las cuencas que muestran asimetría en esta dirección presentan magnitudes de este índice muy superiores a las que muestran las cuencas que presentan direcciones de asimetría diferentes.

Por otro lado, de la comparación entre las asimetrías preferentes del drenaje de los diversos órdenes jerárquicos de la red analizados, la confrontación entre los que muestran el 2º y 3º orden de la red muestran diferencias importantes, tal vez las más importantes junto con las del *Dominio 3* (superiores a 45º, Figura 5.8b), con lo que parece que en este caso no se cumple la buena correlación existente en toda la zona de estudio entre las direcciones de asimetría mostrados por estos dos órdenes. Además, la clara dirección sur apuntada por la asimetría de 3º orden tampoco coincide

con la dirección del vector medio normalizado de 2º orden, con lo que se refuerza la idea previamente apuntada de no correlación entre estos dos ordenes.

Otro aspecto singular del dominio es la aceptable coincidencia de direcciones entre la asimetría de 2º y 4º ordenes, a diferencia de la tendencia general. Hay que tener en cuenta, sin embargo, que en este caso el efecto que los límites de la zona de estudio pueden tener sobre los resultados es importante, puesto que estas cuencas (en la mayoría de los casos, Figura 5.8d) se ven truncadas en su cabecera.

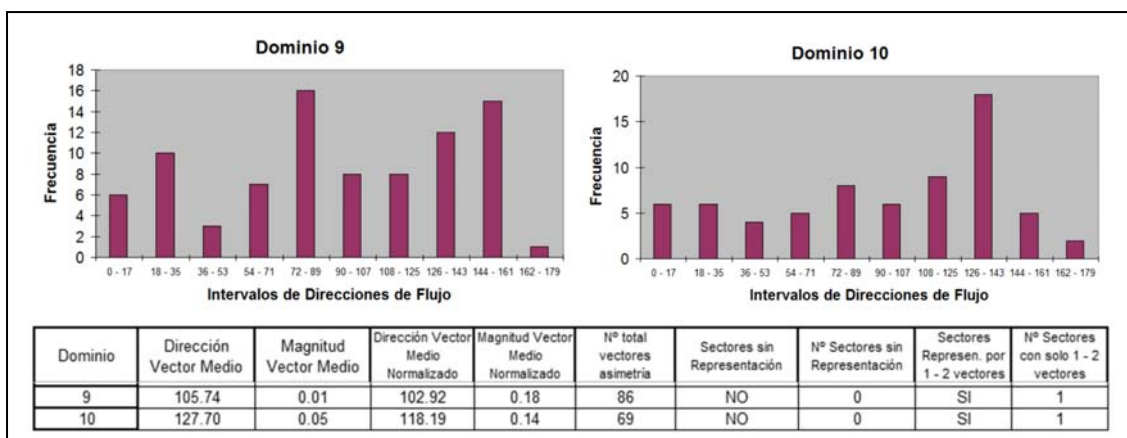


Figura 5.9. Distribución de direcciones de flujo para los dominios 9 y 10, con las características de los vectores de asimetría medidos en cada región.

Dominiu 10. Este dominio fue el último en definirse debido a las características del mismo, las cuales muestran una zona en la que la magnitud de la asimetría es relativamente pequeña, y existe un cierto grado de dispersión en la dirección de los vectores medios de asimetría. Sin embargo, en una revisión posterior se apreciaron las semejanzas de este dominio con otro anteriormente definido, *Dominiu 6*, con el que comparte las características anteriormente apuntadas así como un gran parecido en la forma, presentando ambos el eje mayor en dirección NO-SE, a diferencia del resto que presenta este eje mayor según una dirección perpendicular a la anterior, OSO-ENE.

Geográficamente el dominio se encuentra situado en la zona suroccidental, limitando con los dominios 1, 2, 3, 4 y 5, del los cuales le diferencia tanto la magnitud (menor) de los vectores medios como la dirección de los mismos, que en este caso conforman un vector medio para el conjunto del dominio según dirección N135° (Figura 5.2a y 5.2b). Abarca el tramo medio de la cuenca del río Guatén, un segmento del tramo medio del río Tajo y la zona baja de la cuenca del río Jarama, en la confluencia con el río Tajo.

Debido a las similitudes mencionadas entre este dominio y el *Dominio 6*, se ha de comentar que a diferencia de lo que sucedía en este último, en el *Dominio 10* no se produce una variación significativa entre la dirección y magnitud mostradas por el vector medio del dominio y las que muestra el vector medio normalizado (Figura 5.2c), sino que ambos muestran semejante orientación. Aun con una distribución de direcciones de flujo (Figura 5.9) que no es homogénea para el conjunto de sectores utilizados en el cálculo del vector normalizado, sino que muestra una dirección preferente en el sentido que apunta la asimetría media. Esto quiere decir, que la asimetría mostrada por aquellos cauces que no fluyen hacia el SE compensa la mostrada por los ríos que si fluyen en esa dirección y que por tanto no es posible que muestren esa dirección de asimetría.

La comparación entre las direcciones mostradas por los diferentes órdenes jerárquicos de la red analizados, figura 5.2b y 5.2d, ofrece una semejanza en las direcciones, aunque la relación entre 2º y 4º orden solo puede establecerse en base a una cuenca. Por tanto, en base a estos resultados, si parece efectiva la existencia de una asimetría preferente para esta zona, que nos permite la delimitación de este dominio.

5.2.- INTERPRETACIÓN CONJUNTA DE LOS VALORES DE ASIMETRÍA DE LA CUENCA DE MADRID

El análisis principal de asimetría se ha llevado a cabo sobre el 2º orden jerárquico de la red, con: el cálculo de vectores medios por cada cuenca de este orden,

aplicación de una media móvil sobre los resultados anteriores y cálculo de vectores medios regionales por zonas y cuencas de orden superior.

Los resultados aportados por este análisis nos muestran una dirección preferente de la asimetría para toda la zona de estudio hacia el Este, dirección contraria a la del flujo principal de la cuenca. Esta dirección de basculamiento interpretada a partir de la asimetría de las cuencas de bajo orden no se muestra de manera destacada en los resultados obtenidos de otros índices morfométricos. Sin embargo, la presencia de valles asimétricos con suaves pendientes en su lado Oeste y un escarpe pronunciado en el oriental no es infrecuente dentro de la Cuenca de Madrid. Silva et al., (1999) también describieron asimetrías de este tipo dentro de la depresión Prados – Guatén, antigua parte del valle del río Manzanares que tras la captura de este río por parte del Jarama ha quedado como una valle colgado.

El origen de este basculamiento no es claro, aunque en función del último campo de esfuerzos compresivo que afecta a la zona este hundimiento es consistente con la cinemática sinistral de las fracturas de desgarre de dirección Norte. Sin embargo, la influencia de la Sierra de Altomira, relieve de clara orientación N-S, debe ser tenida en cuenta. De echo, este relieve tectónico anómalo es considerado como el resultado de la superposición de varios campos de esfuerzos a lo largo del tiempo, con el resultado de una estructura tectónica de orientación N-S y con una vergencia hacia el Este (Muñoz Martín et al., 2004).

De los resultados obtenidos el primer aspecto a destacar es la existencia de diferentes zonas de asimetría preferente dentro del área de estudio, que cubren buena parte del mismo, salvo los extremos NO y SE, en los que la asimetría muestra una clara aleatoriedad. Estas zonas presentan en la mayoría de los casos diferencias notables que nos han permitido la delimitación de diferentes dominios de asimetría preferente. Las variaciones en la componente direccional o de magnitud del fenómeno han servido para la delimitación de 10 dominios de asimetría. Las direcciones según las cuales se establecen los límites entre los diferentes dominios son recurrentes, siendo las principales direcciones NE-SO y NO-SE.

En la mayoría de los casos, los dominios de asimetría preferente no se circunscriben a los límites que presentan las principales sub-cuencas que conforman la llamada Cuenca de Madrid, sino que sus bordes se extienden más allá de estos límites, incluyendo sectores pertenecientes a diferentes cuencas. También se han llevado a cabo análisis de la asimetría de las cuencas de drenaje de diferentes órdenes, siempre tratando de aplicarlos sobre aquellos que presentasen una distribución de direcciones de flujo más amplia, para acercarnos a las condiciones ideales de utilización de este índice morfométrico.

Con posterioridad a la definición de los dominios de asimetría preferente, se llevaron a cabo una serie de análisis estadísticos encaminados a la caracterización de los mismos, y a intentar establecer un nivel de confianza en la interpretación realizada sobre el mapa de vectores de asimetría inicial. Dentro de estos análisis se procedió al cálculo del vector medio normalizado para cada uno de los dominios definidos, de tal forma que se intentaba eliminar el factor dirección de flujo de las cuencas como posible condicionante negativo de la interpretación realizada.

La diferencia entre los vectores medios directos y los normalizados es significativa en la mayoría de los casos, pudiendo decir que únicamente en cuatro de los diez dominios como máximo (dominios 5, 7, 9 y 10), las direcciones apuntadas por estos dos vectores medios son coincidentes.

No consideramos que las diferencias existentes entre los vectores medios directos y normalizados sean concluyentes de una definición de direcciones de asimetría errónea para el primero de los casos. Esta afirmación se basa en una serie de consideraciones:

- Poblaciones pequeñas de vectores, tal y como puede apreciarse en la figura 5.10a, debido a la metodología de cálculo de las asimetrías de cada cuenca, que nos aportan un solo vector medio por cuenca, y que condicionan el cálculo de los vectores normalizados.

- Deficiencias en la distribución de vectores en función de la dirección de

flujo de las cuencas que dan lugar a heterogeneidades que amplifican las magnitudes asociadas a diferentes sectores de cálculo (intervalos direccionales de flujo, Figura 5.10b) en el proceso de obtención del vector normalizado.

La combinación de estos dos factores trae como consecuencia, a nuestro entender, variaciones que pueden ser artificiales en la dirección y magnitud del vector medio normalizado, por lo que consideramos más útil y fiable los resultados que pueden aportar los vectores medios de cálculo directo. Aún en los casos en los que los dos vectores medios obtenidos coinciden en dirección, el análisis de la distribución de vectores (Figura 5.10b) nos revela heterogeneidades en la misma que pueden dar lugar a las mencionadas ampliaciones artificiales de la magnitud de determinados sectores, solo que en este caso dichas ampliaciones se contrarrestan de tal forma que no dan lugar a variaciones significativas de dirección del vector, aunque si puede producir importantes incrementos en su magnitud (caso de los dominios 9 y 10, aunque el incremento se produce también a menor escala en los otros dos casos, dominios 5 y 7).

Los mismos problemas asociados al cálculo del vector medio normalizado se reprodujeron durante la obtención de otra serie de parámetros estadísticos asociados a cada uno de los dominios definidos (Figura 5.10c), y encaminados a la caracterización de los mismos en cuanto a la uniformidad de los vectores de medida directa que dentro de ellos quedan englobados. Aunque en este caso se debería añadir la baja magnitud que por lo general muestran los vectores medios directos, y que puede estar condicionada por el método de cálculo de la asimetría de cada cuenca, al venir esta representada ya por un solo vector para toda la cuenca.

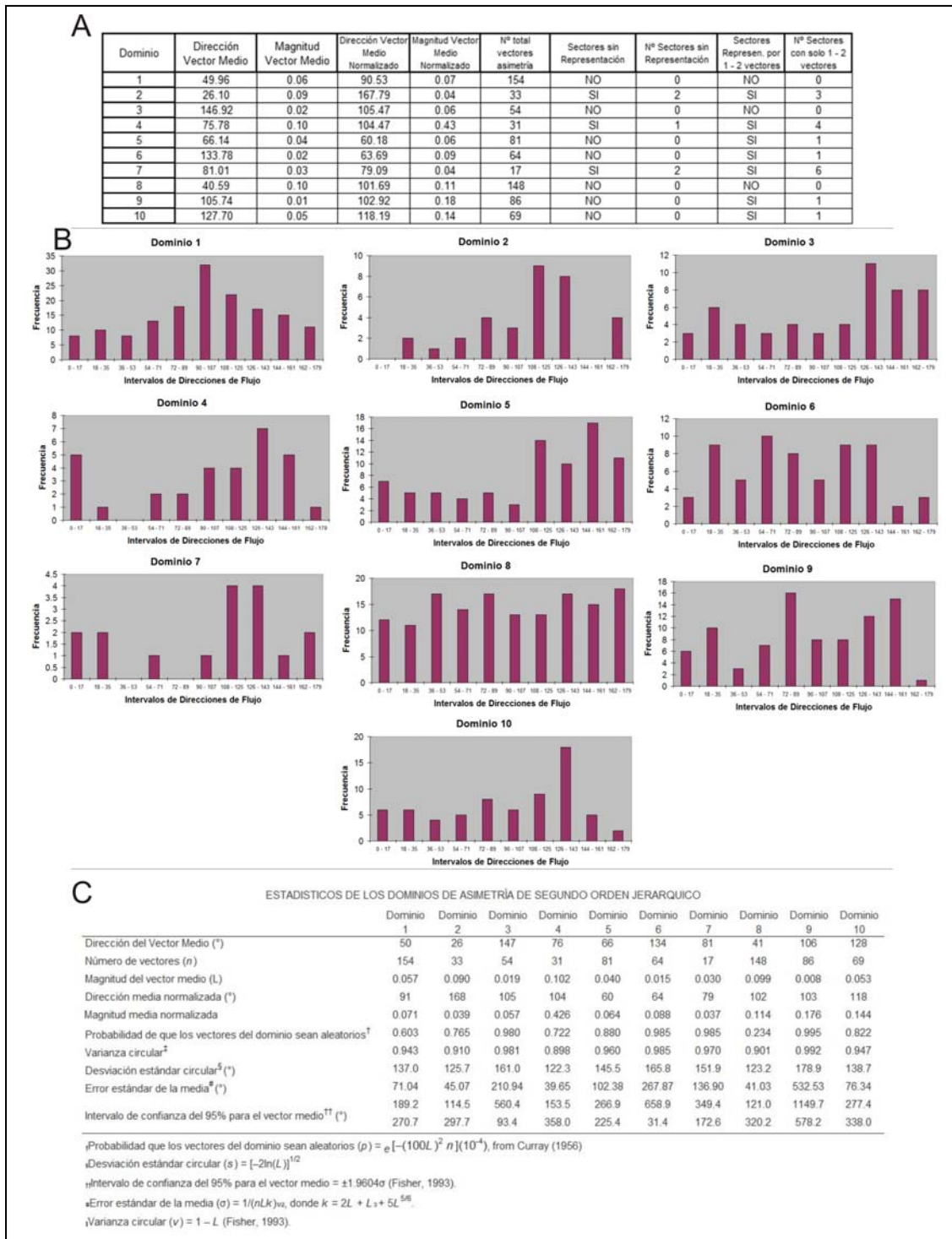


Figura 5.10. Descripción de las características de los vectores medios para cada dominio de asimetría así como de los vectores medidos sobre cuencas de segundo orden (A). Histogramas de frecuencia con la distribución de las direcciones de flujo de las cuencas englobadas dentro de cada dominio de asimetría (B). Cuadro de estadísticos sobre los resultados de asimetría media dentro de cada dominio, enfocado hacia la discriminación de la homogeneidad de los vectores utilizados (C).

Por esta causa, los resultados apuntados por estos índices son algunas veces directamente inconsistentes, y apuntan mayoritariamente hacia una aleatoriedad de la asimetría dentro de los dominios, que serían inconsistentes desde el punto de vista estadístico. Sin embargo, nuestra opinión a este respecto se encamina en la misma dirección apuntada en el caso anterior, considerando que los resultados de estos parámetros estadísticos no son fiables debido a las características de las poblaciones de vectores que los sustentan. Un claro ejemplo de esto se refleja en el caso del *Dominio 8*, en el cual un incremento de la población de vectores que doblase a la actual provocaría un descenso del valor de p de 0.23 a 0.05, siendo p la probabilidad de que los vectores que conforman el dominio presenten direcciones aleatorias.

Es cierto que en algunos casos (dominios 3, 5, 6, 7 y 9) los valores de magnitud asociados a los vectores medios del dominio son bajos, lo que puede apuntar hacia una cierta aleatoriedad en las direcciones de los vectores que los conforman. Sin embargo, aun en estos casos consideramos que la homogeneidad en las direcciones apuntadas por los vectores, obtenidos tras la aplicación de la media móvil y sobre los que se sustenta la definición de los dominios, indican un sentido de asimetría preferente dentro del dominio.

Del cálculo de la asimetría de cuencas pertenecientes a órdenes superiores de la red se extrae la conclusión de que la asimetría mostrada por el 2º y 3º orden son homogéneas, puesto que los vectores medios obtenidos para los 10 dominios de asimetría definidos no presentan diferencias significativas. Existen únicamente tres dominios (3, 9 y 10) en los que los vectores medios de estos órdenes difieren en unos 45º, siendo las diferencias en el resto de los casos, mucho menores.

La comparación entre las asimetrías de las cuencas de 2º y 4º orden no ha podido realizarse de la misma manera que en el caso anterior, y por tanto el análisis no se realiza por dominios, sino por cuencas de 4º orden. En este caso existe prácticamente un equilibrio entre cuencas que muestran asimetrías semejantes y las que muestran asimetrías netamente diferentes, aunque debido a que el número de

cuencas en las que se puede llevar a cabo la comparación no es muy elevado, no se pueden extraer unas conclusiones definitivas.

El análisis de la asimetría de múltiples órdenes de la red de drenaje de la Cuenca de Madrid nos ofrece diferencias significativas entre los resultados pertenecientes a los órdenes bajos y altos. Así, por un lado, los resultados derivados de los órdenes bajos nos ofrecen un patrón de asimetría dentro de la cuenca en el que domina claramente la componente Este, según la cual los cursos pertenecientes a este grupo de órdenes se estarían desplazando según esa dirección dominante. Por otro lado, los resultados pertenecientes a los ordenes altos de la red muestran un patrón diferente, en el que se establece un eje de convergencia hacia el curso del río Henares y su prolongación hacia el SO (Figura 4.10), provocando la migración lateral de los cursos y la modificación consecuente de sus cuencas por procesos de captura en los bordes de las mismas.

Por tanto, a la vista de estos resultados podría concluirse la existencia de dos controles distintos dentro de la cuenca o, al menos, la existencia de dos tendencias independientes. Por un lado, la de los grandes cursos que drenan la cuenca y por otro sus afluentes de inferior orden jerárquico, que mostrarían un comportamiento distinto al de los grandes ejes. Estas conclusiones deberán verse reforzadas o no, por los resultados que nos ofrezcan el resto de índices morfométricos que se estimarán sobre la cuenca, centrados tanto en la forma del relieve como de la red de drenaje.

An aerial photograph of a river valley. A central river flows from the top to the bottom of the frame. The valley is flanked by steep, forested hills. A network of white lines is overlaid on the terrain, representing a drainage network. The lines are thicker along the river and its immediate tributaries, and become progressively thinner as they branch out into the surrounding hills, illustrating the concept of stream order and catchment area.

CAPITULO 6

ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE LA RED DE DRENAJE

6.- ANALISIS MORFOMÉTRICO DE LA RED DE DRENAJE

6.1.- INTRODUCCIÓN A LOS ANÁLISIS DEL DRENAJE

La aplicación de Índices Morfométricos sobre la red de drenaje trata de obtener medidas cuantitativas sobre el terreno, referidas a una variable determinada, en este caso relacionada con la red fluvial. Los resultados se correlacionan posteriormente con las propiedades extrínsecas de la red, o dicho de otra forma de su entorno, para dar una explicación lógica a los valores numéricos obtenidos.

En el entorno que ahora nos ocupa, las propiedades cuantificables morfométricamente se podrían dividir en dos grupos principales, aquellas que analizan propiedades bidimensionales y aquellas otras que analizan aspectos tridimensionales de la red. Las primeras hacen referencia a aquellas variables que son susceptibles de análisis a partir de la representación en un plano, principalmente la geometría de la red, como por ejemplo el análisis de la densidad de drenaje (Dd, p.e. Horton, 1945; Schumm, 1997) o de la sinuosidad de los cursos (p.e. Ouchi, 1985; Jorgensen, 1990; Friend y Sinha, 1993; Holbrook y Schumm, 1999; Burbank y Anderson, 2001).

El segundo grupo de índices analizan propiedades que tienen en cuenta la altura relativa de los cauces o de tramos de los mismos. Por tanto precisan para su cálculo la representación conjunta de la red de drenaje y el relieve de la zona, bien mediante la visualización de ambos datos sobre un mismo plano o bien mediante la utilización de un MDT para la adquisición de los datos necesarios para el cálculo de dicha variable morfométrica. Dentro de este grupo podemos citar como ejemplos el cálculo del nivel de base local, del valor de la integral hipsométrica de la cuenca o del Stream Gradient Index.

La estimación de esta serie de índices tiene por objetivo obtener una idea de la evolución más o menos reciente (escalas de tiempo intermedias), amén de tratar de identificar los factores desencadenantes de dicha evolución, con especial atención sobre factores estructurales o tectónicos.

6.2.- LA DENSIDAD DE LA RED DE DRENAJE (Dd)

El cálculo de la densidad del drenaje (Horton, 1945; Leopold et al., 1964, Knighton, 1998) establece la relación existente (en m/m^2) entre la suma de las longitudes de los cauces existentes dentro de un área determinada (Figura 6.1), indicándonos la frecuencia relativa de cauces dentro de la misma o el grado de disección fluvial presente (Horton, 1945; Gardiner y Gregory, 1982; Schumm et al., 1987; Schumm, 1997; Hou y Han, 1997; Grohmann, 2004),).

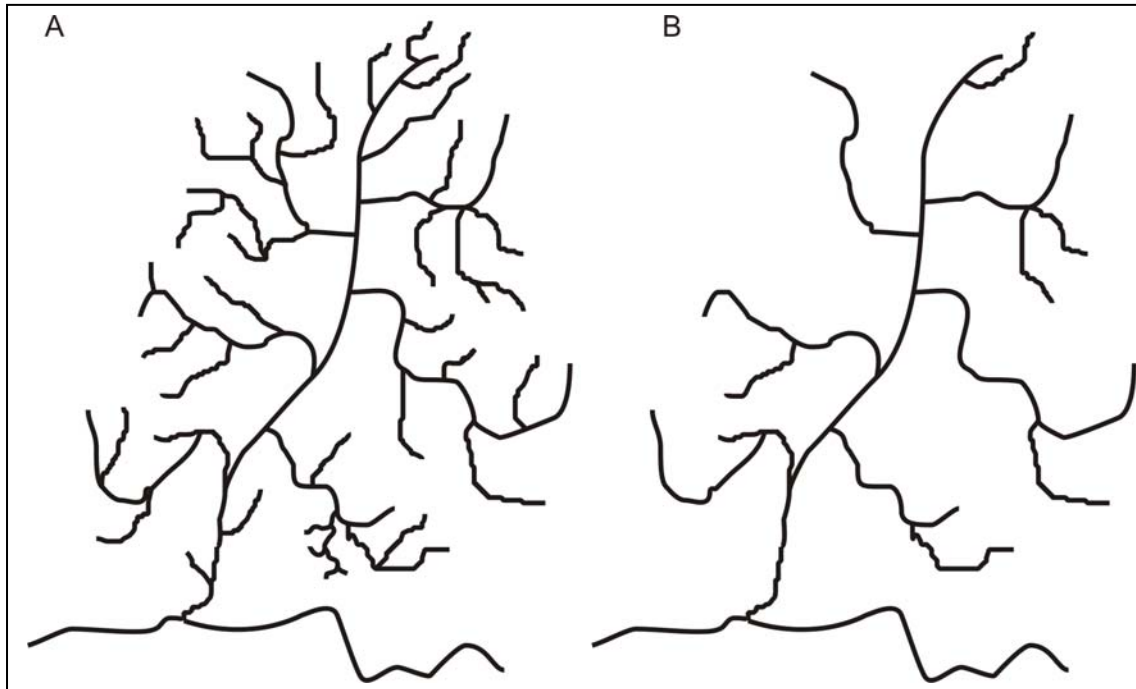


Figura 6.1. Ejemplos de una red de drenaje con densidades de drenaje alta (A) y baja (B).

Este parámetro se encuentra fuertemente influenciado por las condiciones del entorno en el que se desarrolla la red de drenaje, tales como la litología, el clima, el relieve y la tectónica. De tal forma que diversos autores han tratado de establecer la relación existente entre este índice morfométrico con las variables apuntadas, encontrando tendencias positivas o negativas según el caso analizado. Así, Kirkby

(1980, 1993) establece que cuando dejamos de lado el modelo de flujo superficial activo y nos centramos en los procesos dominantes en el desarrollo de la red de drenaje, según los modelos de pendiente utilizados, estos muestran que cuando el resto de factores permanecen constantes, la densidad de drenaje ofrece un relación inversa con respecto al relieve para clima húmedo, mientras que en el caso de zonas de clima semi-árido, las variables son independientes.

Por el contrario, otros autores (Schumm, 1956; Schumm et al., 1987; Montgomery y Dietrich, 1989, 1994) demuestran la existencia de una relación positiva entre las variables densidad de drenaje y relieve para zonas de relieve bajo o moderado, mientras que para relieve elevado Oguchi (1997) demostró una relación inversa entre estas variables independientemente del clima.

Desde el punto de vista del análisis que llevamos a cabo, la información más significativa que podremos extraer serán las diferencias existentes en el valor de densidad de drenaje a lo largo de la zona de estudio, su distribución espacial, y su relación con las condiciones del entorno. Los resultados obtenidos muestran la distribución que el parámetro Dd (Figura 6.2) presenta para las distintas ventanas de análisis utilizadas (1500, 2500, 5000 y 10000 metros). Podemos inferir que el patrón mostrado por los valores de Dd es independiente de esta ventana de análisis, pues los valores más elevados siempre aparecen asociados a las mismas áreas, al igual que los valores más bajos. A fin de no repetir la interpretación de los resultados obtenidos en cada uno de los cuatro casos, se ha elegido la ventana de análisis de 2500 metros de lado (Figura 6.2b) como representativa de la Dd en la zona.

Los resultados, obtenidos a partir de la interpolación (para una malla de datos final de 1100 metros de lado) de los datos obtenidos para una celda de 2500 metros de lado (un área de 6.25 km^2), muestran un patrón bandeado de dirección NE, en el que las diferentes bandas se definen a partir de la variación desde valores más altos a valores más bajos de densidad de drenaje. La presencia de estas bandas puede cuantificarse de forma que observamos la presencia de tres bandas de valores elevados y dos de bajos. Las que presentan un valor bajo de Dd se sitúan sobre las

cuencas de los ríos Tajuña y Guadarrama, mientras las que muestran los valores elevados dentro del área de estudio se situarían sobre el curso del río Tajo y sobre las cuencas de los ríos Henares, Guatén y el tramo bajo del río Jarama.

El rango de valores en el que se mueve la Dd en el área de estudio fluctúa entre $0 - 5 \text{ km/km}^2$, con un valor medio estimado en 1.73 km/km^2 y una desviación estándar de 0.88, lo cual nos indica que dentro de la zona de estudio existe áreas en las cuales el valor de densidad de drenaje es anómalo con respecto al valor medio de toda la cuenca. Estas diferencias, no pueden deberse a variaciones climáticas ni de relieve, puesto que estos factores de control no explican variaciones tan significativas en la Dd .

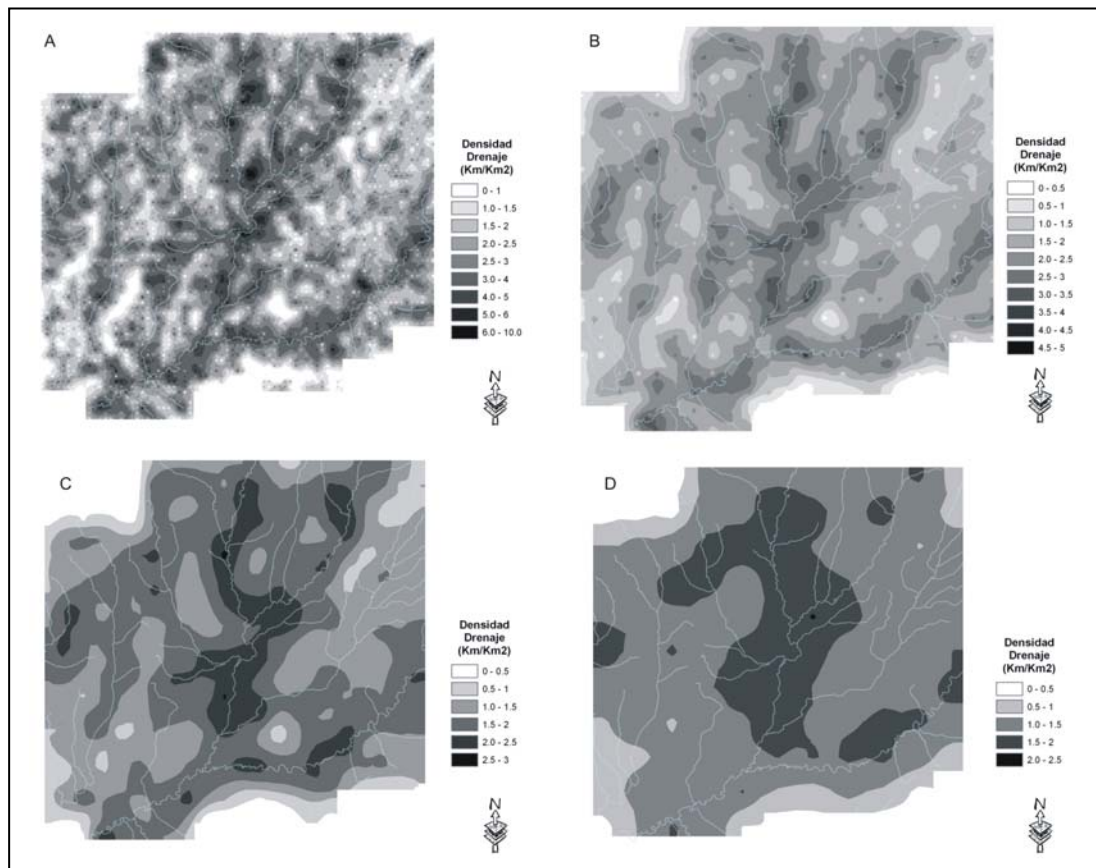


Figura 6.2. Mapas de Densidad de Drenaje (Dd) para las distintas ventanas de análisis utilizadas. Puede observarse como los valores máximos de Dd disminuyen conforme se incrementa el tamaño de la ventana, efecto producido por el incremento del denominador de la fórmula de cálculo (el área de la ventana) frente a la estabilidad o un incremento de menor magnitud del numerador (longitud de los cauces dentro de la ventana).

Las variaciones observadas tendrían que explicarse a partir de diferencias en la

litología, o bien a partir de procesos estructurales dentro de la cuenca. Aunque en algunos casos la distribución espacial si se ajuste a la extensión en superficie de un afloramiento litológico (Figura 6.3) ,como en el caso de la banda situada sobre la cuenca del río Tajuña, no todas las diferencias de Dd pueden explicarse de la misma forma, y más cuando dicha variable puede adoptar valores diferentes sobre similares litologías.

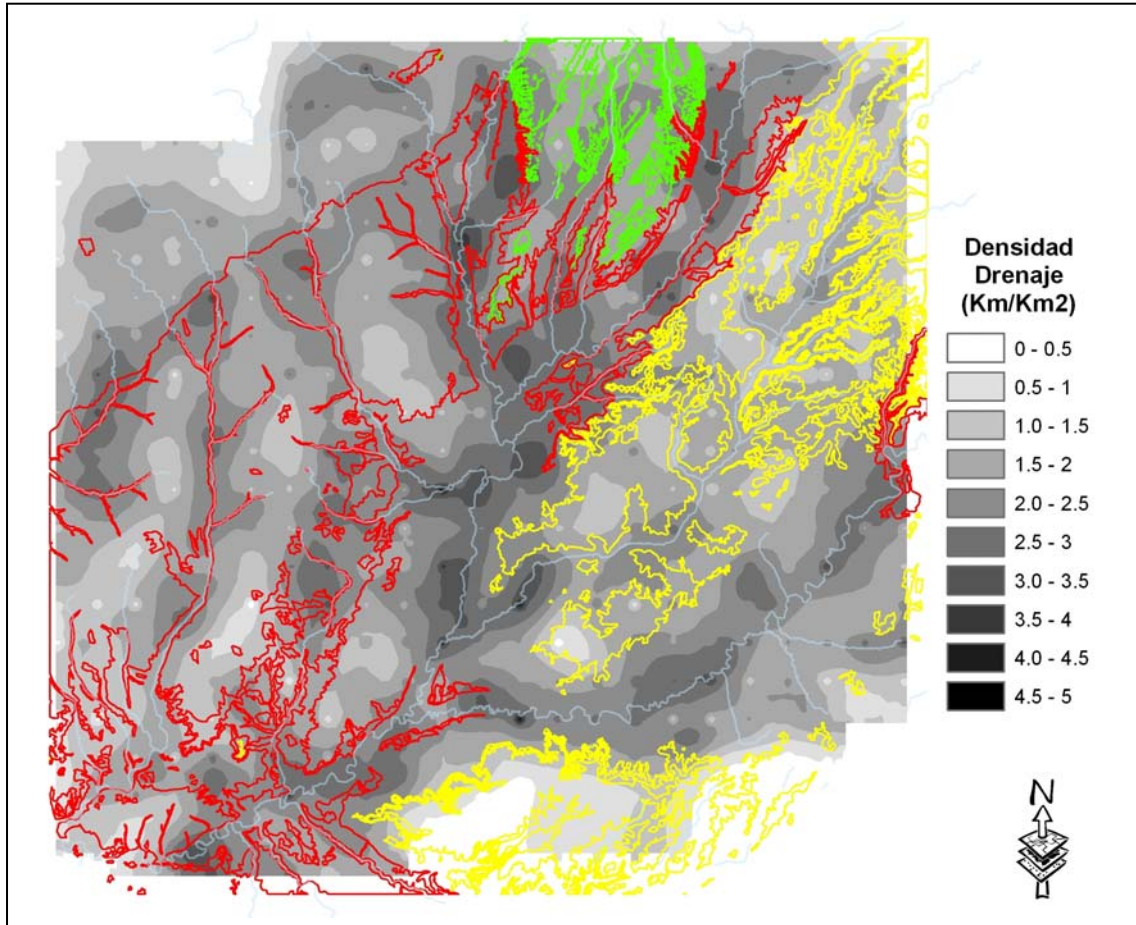


Figura 6.3. Mapa de Densidad de Drenaje para una ventana de análisis de 2500 metros. Los polígonos amarillo, rojo y verde indican diferentes unidades litológicas, en las que puede apreciarse la variabilidad del valor de Dd , y como la litología no controla en su totalidad la distribución de los valores de Dd dentro de la zona de estudio.

Podemos, por tanto, indicar que las variaciones de la Dd se deben a la conjunción de más de un factor de control, y a las variaciones que dentro de esos mismos factores de control existen, como la litología, el relieve y la actuación de

elementos estructurales. Y será la comparación de los resultados aquí obtenidos con los que nos aporten el resto de índices calculados la que nos determinara el grado de importancia que cada uno de los factores.

6.3.- EL NIVEL DE BASE LOCAL DE LA RED DE DRENAJE

La estimación del Nivel de Base Local se basa en la determinación de la altura relativa de los cursos fluviales dentro de la cuenca, lo que nos muestra el grado de incisión fluvial dentro de la misma. El cálculo del nivel de base local desarrollado en este trabajo puede considerarse una simplificación de la metodología (Isolíneas de Altura, Filosofov, 1960) utilizada por Golts y Rosenthal (1993) o Grohmann (2005).

Según la metodología que hemos seguido, utilizando el valor de altura en la desembocadura del cauce en vez de varios valores de altura a lo largo del mismo, se nos plantea la duda de la utilización de diferentes órdenes de la red, puesto que estos pueden no representar dinámicas semejantes y por tanto producir unos resultados equívocos. Para resolver este dilema, se utilizaron datos ya obtenidos previamente a partir de los análisis multi-orden de la asimetría de la red de drenaje (capítulo 5.1 y 5.2), en los cuales veíamos que los órdenes 2º y 3º mostraban unas tendencias evolutivas semejantes, lo que nos llevo a utilizar estos ordenes en el nivel de base local.

A partir de este tipo de análisis, Golts y Rosenthal (1993) mostraron que los cambios bruscos en la dirección de las líneas de contorno (isolíneas) pueden relacionarse directamente con elementos litológicos o tectónicos. En el primer caso por el cambio en la resistencia de los materiales en una zona de contacto entre litologías; y en el segundo por la modificación del relieve asociada a la presencia de estructuras tectónicas. Así, aunque la simplificación llevada a cabo en la metodología aquí empleada disminuye el numero de datos de partida para el análisis, y esto por tanto reducirá la precisión de los resultados, nosotros interpretamos los valores obtenidos para el nivel de base local como relacionados con bloques elevados y hundidos (Grohmann, 2005), lo cual tiene cierta importancia desde el punto de vista

morfotectónico, o bien como cambios bruscos en la litología sobre la que se desarrolla la red.

Los datos obtenidos para el nivel de base local fluctúan entre 445 y 1440 m s.n.m. (Figura 6.4), aunque observando el histograma de los resultados podemos determinar que el rango efectivo de valores estaría entre 445 y 950 m s.n.m., con un valor medio para toda la zona de 655 m s.n.m. y una desviación estándar de 118. Puede determinarse por tanto la existencia de zonas en las cuales el nivel de base local es anómalamente elevado o bajo, lo que siguiendo la idea apuntada por Grohmann (2005) podría relacionarse con la existencia de bloques hundidos y elevados dentro de la cuenca.

Los resultados obtenidos son los representados en la figura 6.4, de la cual pueden obtenerse una serie de conclusiones. La primera hace referencia a la existencia de diferentes niveles de incisión fluvial que se manifiestan también en el histograma de resultados (Figura 6.5). El superior (en elevación y excluyendo al Sistema Central) abarca el tramo medio-alto de la cuenca del río Tajuña y la cabecera del Torote. El segundo englobaría el tramo bajo de la cuenca del río Tajuña, el tramo medio-alto de la cuenca del río Tajo y los tramos medios de las cuencas de los ríos Henares, Jarama, Manzanares, Guatén y Guadarrama. El último nivel observado incluye los tramos bajos de las cuencas de los ríos Guadarrama y Guatén, y los medios-bajos de los ríos Jarama y Tajo. Este esquema dibuja una sucesión de superficies de nivel descendente desde los cuadrantes NO, NE y SE de la cuenca hacia el cuadrante SO de la misma, en la dirección de flujo de los cursos principales. Dentro de este esquema puede observarse como el nivel de base inferior se introduce hacia el NNE siguiendo el eje dibujado por el curso del río Jarama, hasta la confluencia de este con el río Henares.

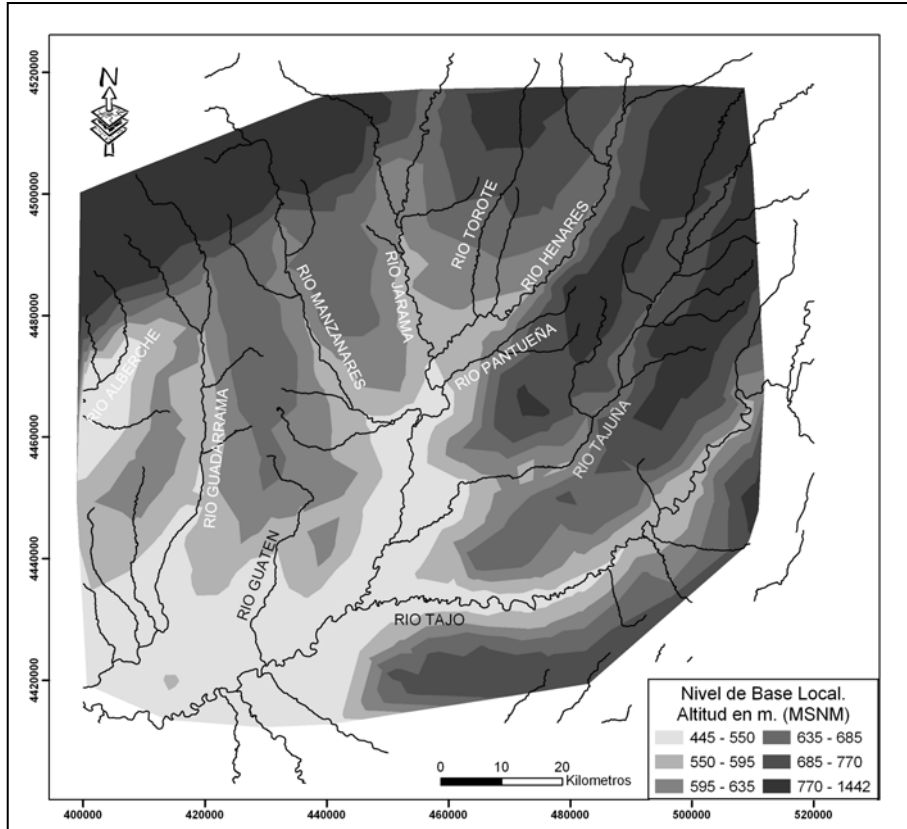


Figura 6.4. Mapa del Nivel de Base Local de los cauces de 2º y 3er orden. El mapa ha sido derivado mediante la interpolación por TIN de los datos de partida.

Como segunda conclusión puede mencionarse la variación existente en el gradiente de los cursos de 2º y 3er orden para los tramos medios-bajos de las cuencas de los ríos Jarama y Tajo (Figura 6.6), con respecto a la que presentan los mismos cursos en las restantes subcuencas.

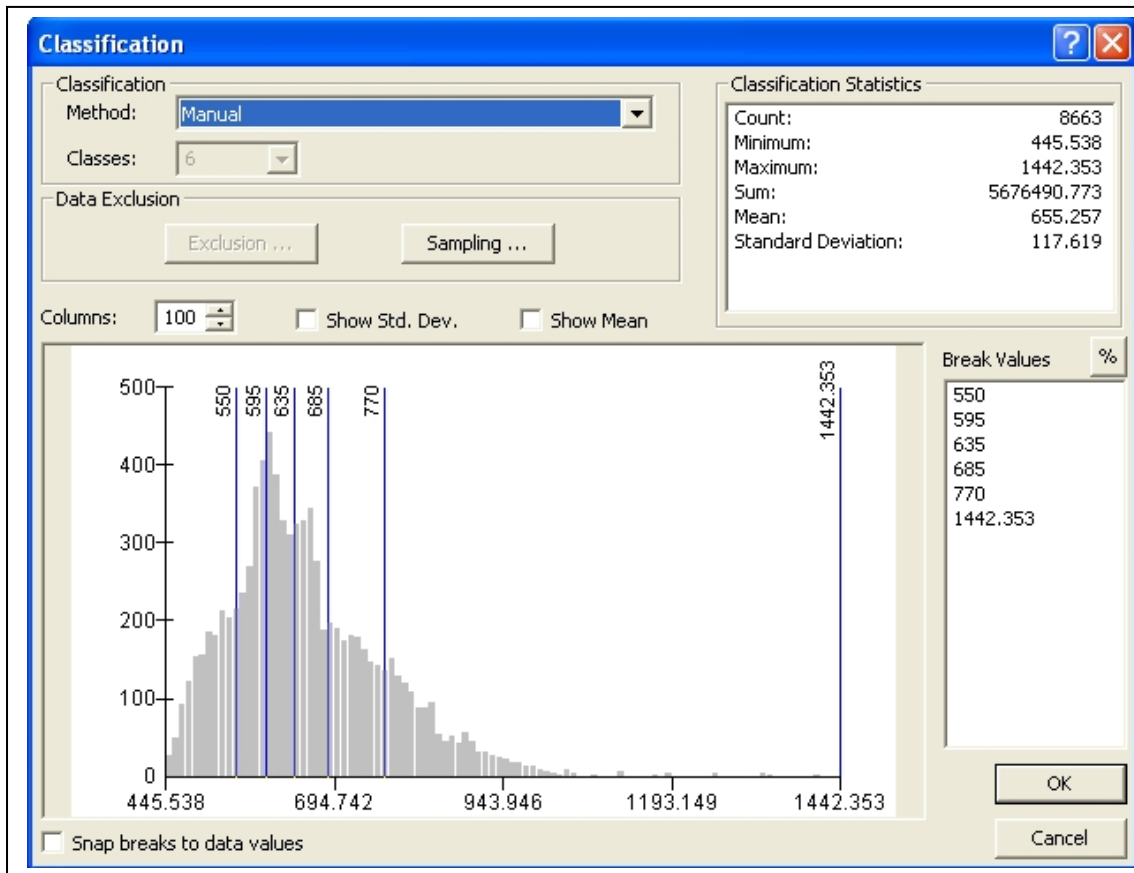


Figura 6.5. Histograma de los valores de partida de la variable Nivel de Base Local. Del histograma puede extraerse la distribución real de los datos, así como los parámetros estadísticos que lo caracterizan.

En tercer lugar podemos indicar la existencia de una relación positiva entre los diferentes niveles de base locales identificados y las principales unidades morfológicas definidas para esta zona (rampas arcóscas de la Sierra, Raña y Calizas del Páramo).

Por último, indicar que las zonas de gradiente elevado de las isolíneas podrían relacionarse en algunos casos con lineaciones tectónicas ya definidas, como el caso de la falla del borde sur del Sistema Central, pero también con los límites de la ondulación armónica sobre la cuenca del río Tajuña (Sánchez Serrano, 2000), o con cambios bruscos de litología dentro de la cuenca, como en el caso del tramo medio-alto del curso del río Tajo. Además, los resultados aquí observados tienen una buena relación con los obtenidos a partir de otros análisis de las cuencas de drenaje, como en el caso

de los valores de la integral hipsométrica de las cuencas.

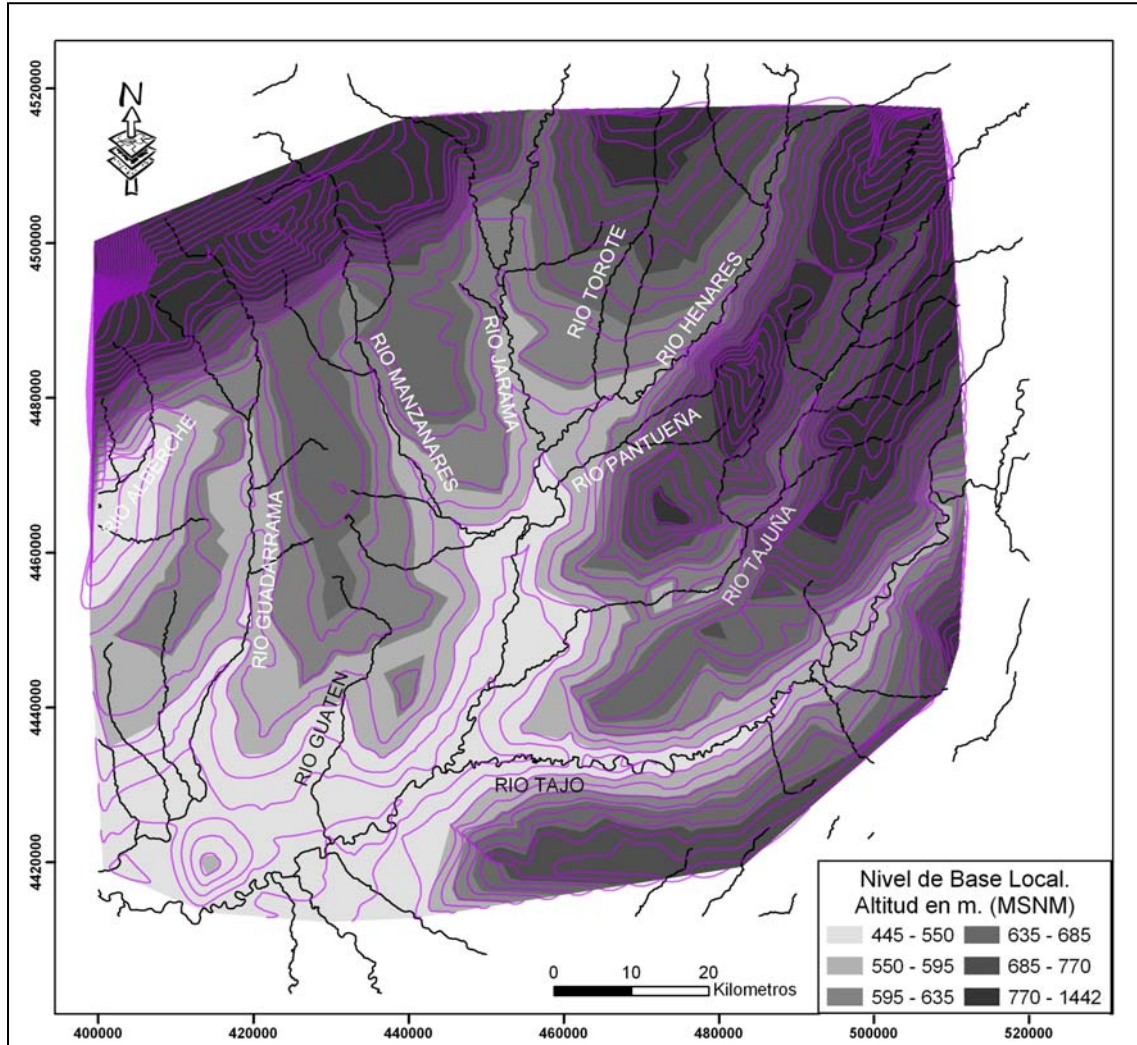


Figura 6.6. Curvas de nivel (isolinías) para el Nivel de Base Local de la Cuenca de Madrid, a partir de los datos obtenidos de los cauces de segundo y tercer orden jerárquico.

6.4.- LA INTEGRAL HIPSOMÉTRICA DEL DRENAJE

El cálculo del valor de la Integral Hipsométrica de una cuenca de drenaje es una forma sencilla de caracterizar el área existente bajo la curva hipsométrica, para describir su distribución de elevaciones y poder inferir el estado de la cuenca dentro del ciclo de erosión actual.

Los valores que puede adoptar esta variable están entre 0 - 1, puesto que para la curva hipsométrica los valores mínimo y máximo son 0 y 1 (Figura 6.7), en función de la proporción de altura total de la cuenca (altura relativa, h/H) y la proporción de área total (área relativa, a/A). Estos valores nos son útiles para comparar diferentes cuencas, sin importar el tamaño de las mismas puesto que esta variable es independiente del tamaño o relieve de las cuencas comparadas.

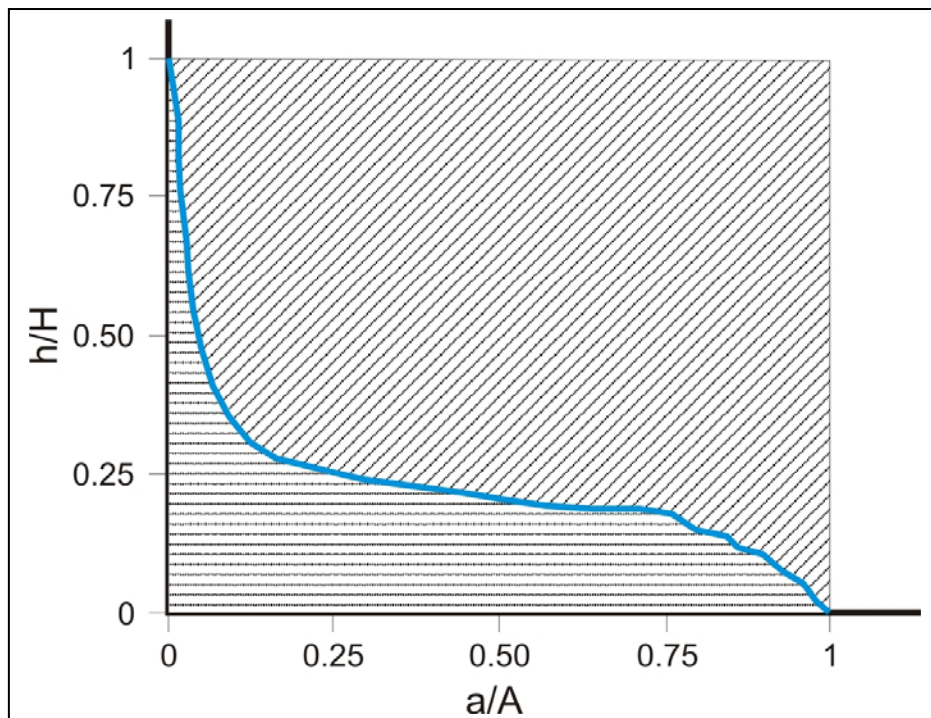


Figura 6.7. Representación de una curva hipsométrica de una cuenca de drenaje, obtenida a partir de la correlación existente entre las alturas relativas de la cuenca y la extensión en superficie de cada uno de esos intervalos de altura.

El valor de la integral hipsométrica como un indicador del estado del paisaje dentro del ciclo de erosión actual (Strahler, 1952b; Pike y Wilson, 1971; Mayer, 1990; Keller y Pinter, 1996; Garrote et al., 2008; Azañón et al., 2012) se debe a la relación existente entre el valor de la integral hipsometría y el grado de disección de la cuenca. Podemos asociar valores elevados (superiores a 0.5) con un estado joven del paisaje caracterizado por una fuerte incisión de los ríos dentro de un relieve accidentado (Figura 6.8). Los valores intermedios (próximos a 0.5) nos indican un estado del paisaje maduro en el que existe un equilibrio entre relieves bajos y altos. Por último, un valor bajo (inferior a 0.5) se relaciona con un paisaje senil, caracterizado por un relieve próximo al nivel de base de la cuenca y elevaciones muy pequeñas.

La figura 6.9 muestra los resultados del cálculo de la integral hipsométrica para las casi mil cuencas de 2º orden analizadas, que se encuentran entre 0.13 y 0.98, lo cual indica la existencia de claras diferencias en el desarrollo del relieve. Esta figura 6.9 se ha obtenido a partir de la interpolación espacial por triangulación de los datos relativos a cada cuenca, para obtener un grid en el que los valores de las celdas en los puntos de control se mantengan constantes y no sufran modificaciones por efecto de la interpolación.

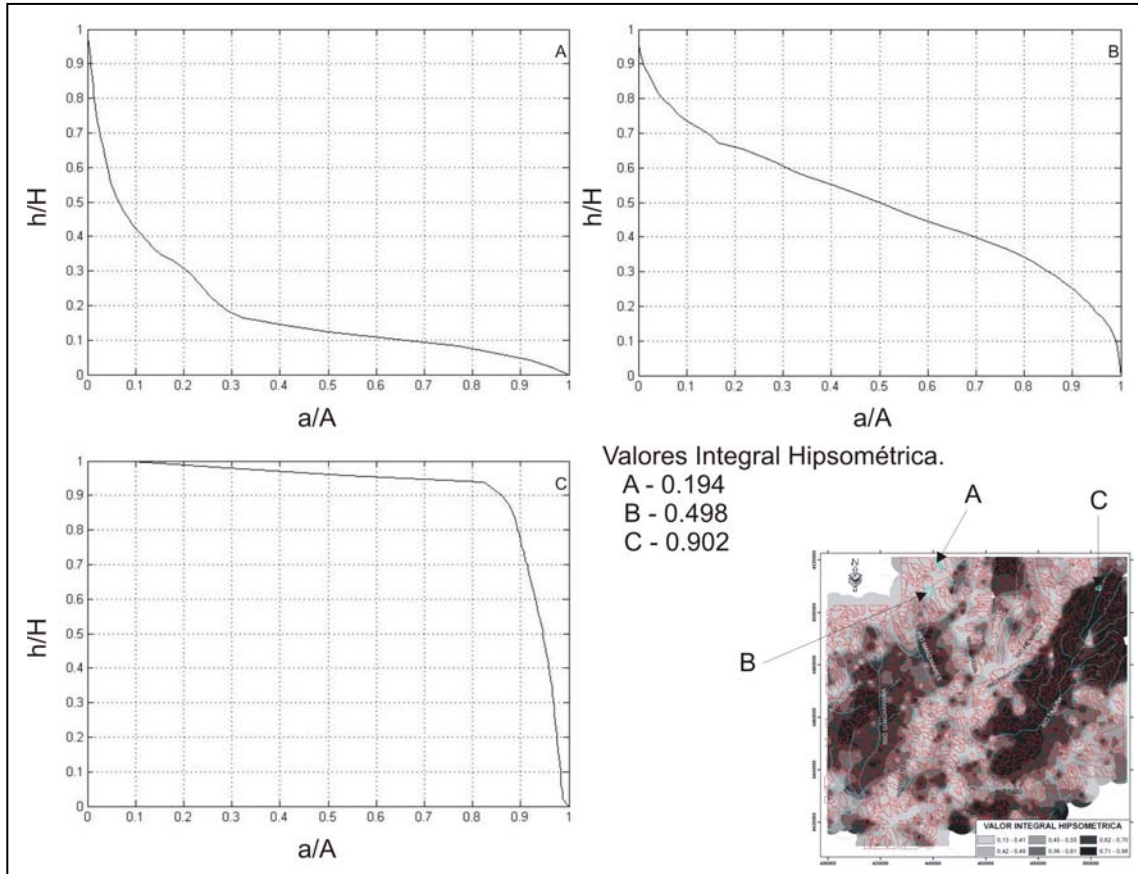


Figura 6.8. Ejemplos representativos de distintos valores de la curva hipsométrica (valores extremo y central), con ejemplos reales de la zona de estudio y la localización de los mismos.

La figura 6.10 muestra el valor medio de la integral hipsométrica dentro de cada una de las principales sub-cuencas, obtenidos de la media de los valores de las cuencas de 2º orden englobadas dentro de cada sub-cuenca principal. El área analizada puede dividirse en tres clases de cuencas: un primer grupo formado por un valor medio de la integral hipsométrica inferior a 0.5 (paisaje senil) en el que incluirían las cuencas de los ríos Henares, Jarama, Guatén y Manzanares, un segundo grupo de valores próximos a 0.5 (estado maduro) que incluye las cuencas de los ríos Alberche, Guadarrama, Camarmillas, Torote, Pantueña y Tajo y otro grupo, de valor superior a 0.5 (estado juvenil) únicamente con el río Tajuña, mostrando los anómalos resultados de esta última cuenca.

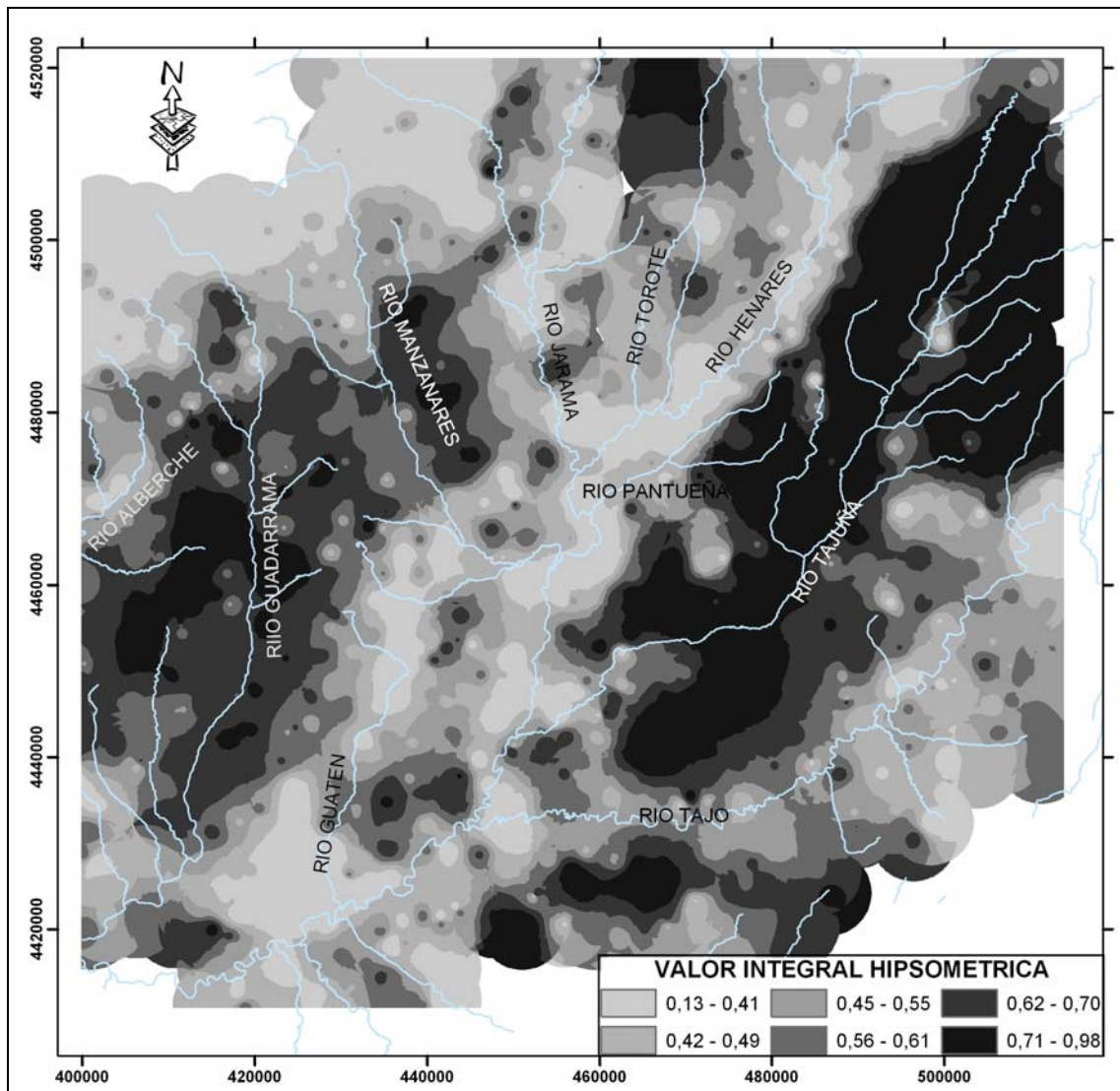


Figura 6.9. Valor de la Integral Hipsométrica de las cuencas de drenaje de segundo orden jerárquico. Los datos puntuales de las distintas cuencas han sido interpolados para obtener un mapa continuo de valores de la variable indicada.

Sin embargo, de un examen más exhaustivo de la figura 6.9 se extrae la conclusión de que las zonas en las que el valor de la integral hipsométrica es netamente superior a 0.5 no solo se circunscriben a la cuenca del río Tajuña, sino que existen al menos otras dos zonas con estos valores elevados. La primera de ellas, de menor tamaño, es la de cabecera del río Torote. La segunda, más amplia, se extiende por los tramos medios de los ríos Manzanares y Guadarrama, conformando una franja de dirección NE-SO que atraviesa toda la zona de estudio (Figura 6.11). La disposición

de esta franja es semejante en dirección a la de la cuenca del río Tajuña, que puede tener una continuación hacia el SO atravesando la cuenca del Guatén y llegando hasta los Altos de Bargas.

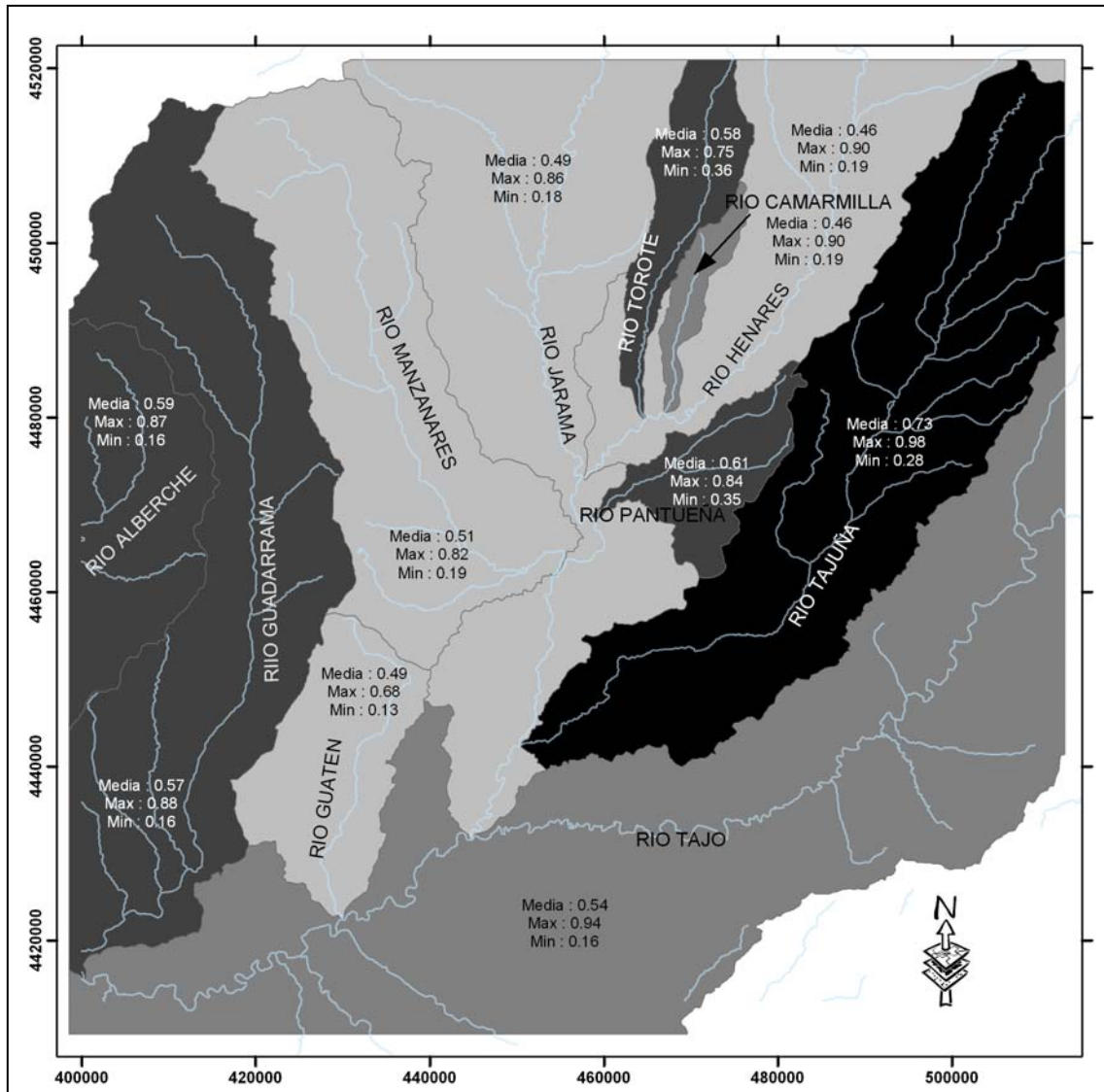


Figura 6.10. Valor medio de la Integral Hipsométrica de las cuencas de orden jerárquico 2 dentro de cada una de las grandes cuencas (cursos fluviales principales) en que se puede dividir la zona de estudio.

Otro enfoque de análisis de la Integral Hipsométrica de las cuencas de 2º orden, es la distribución espacial de dichos valores y de diferentes parámetros

estadísticos de la variable como son la media y la desviación estándar. Así, utilizando la media como punto central de la distribución de valores, y utilizando la desviación estándar, podemos delimitar las zonas de la campana de Gauss que quedan fuera de la parte central. La distribución espacial de estos valores anómalos (Figura 6.12) indica que los valores **anómalamente bajos** se distribuyen a lo largo del eje formado por el río Henares (en dirección NE-SO también) y su prolongación ya constituido como río Jarama, a partir de la confluencia de los mismos. Otras zonas con valores anómalamente bajos se encuentran a lo largo de la mayor parte del curso del río Guatén, en buena parte del curso del Jarama aguas arriba de su confluencia con el Henares, y en algunos sectores del curso del río Tajo (principalmente aguas abajo de su confluencia con el Jarama).

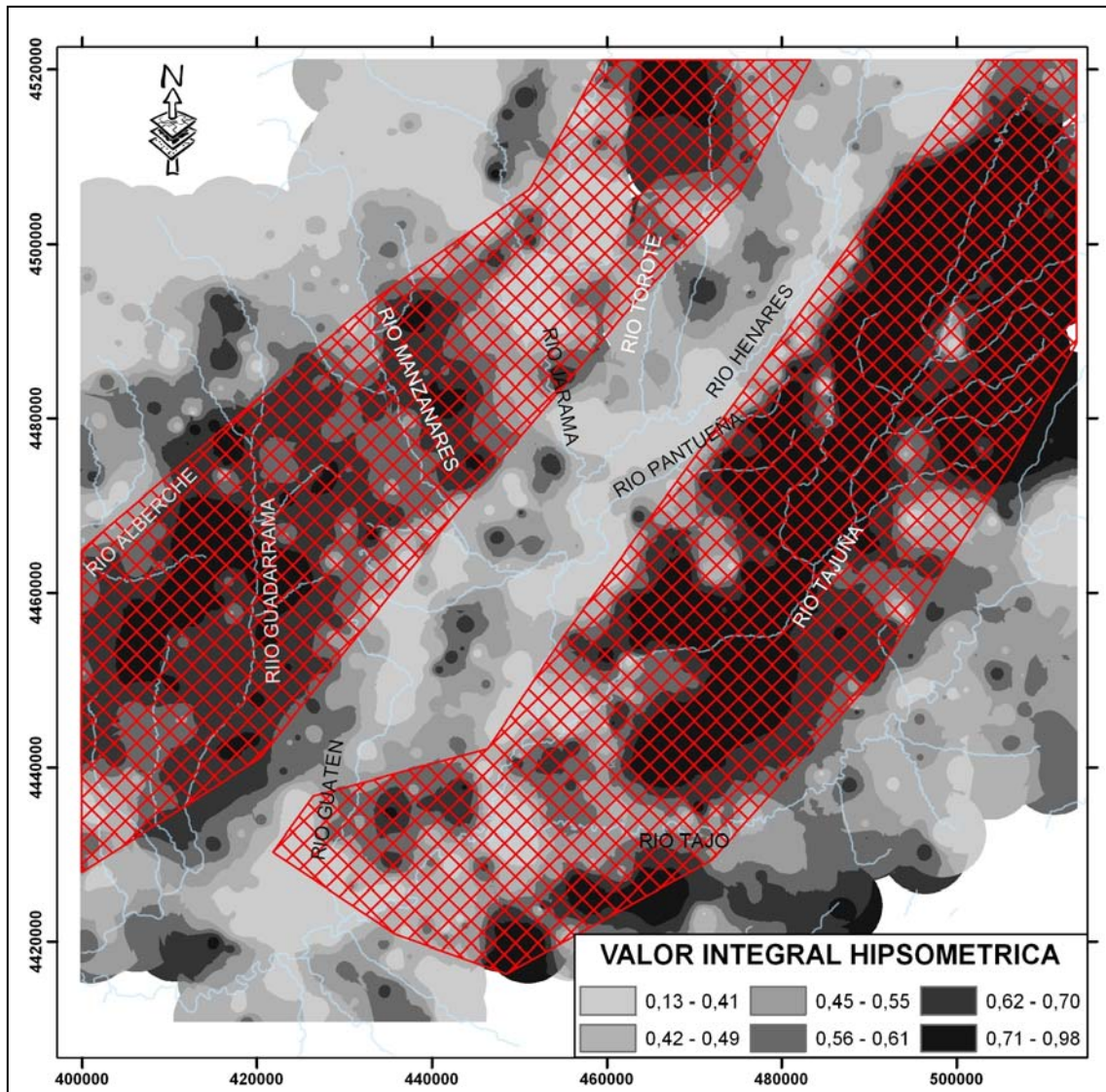


Figura 6.11. Zonas de valor elevado de la variable Integral Hipsométrica de la Cuenca de Madrid. Los valores elevados de la Integral Hipsométrica pueden indicar un rejuvenecimiento del terreno por elevación tectónica del mismo.

Por otro lado, los valores que se muestran como **anormalmente elevados** (Figura 6.13) se concentran principalmente en dos áreas. La totalidad de la cuenca del río Tajuña, con la mayor extensión de valores elevados, y en menor medida, los tramos medios de los cursos de los ríos Guadarrama y Manzanares. Existen también otras zonas de valores elevados, pero de extensión local, como la cabecera del río Torote, la zona de Bargas (enclavada entre las confluencias de los ríos Tajo, Jarama y Guatén), y

la de Ocaña en el borde sur de la zona analizada.

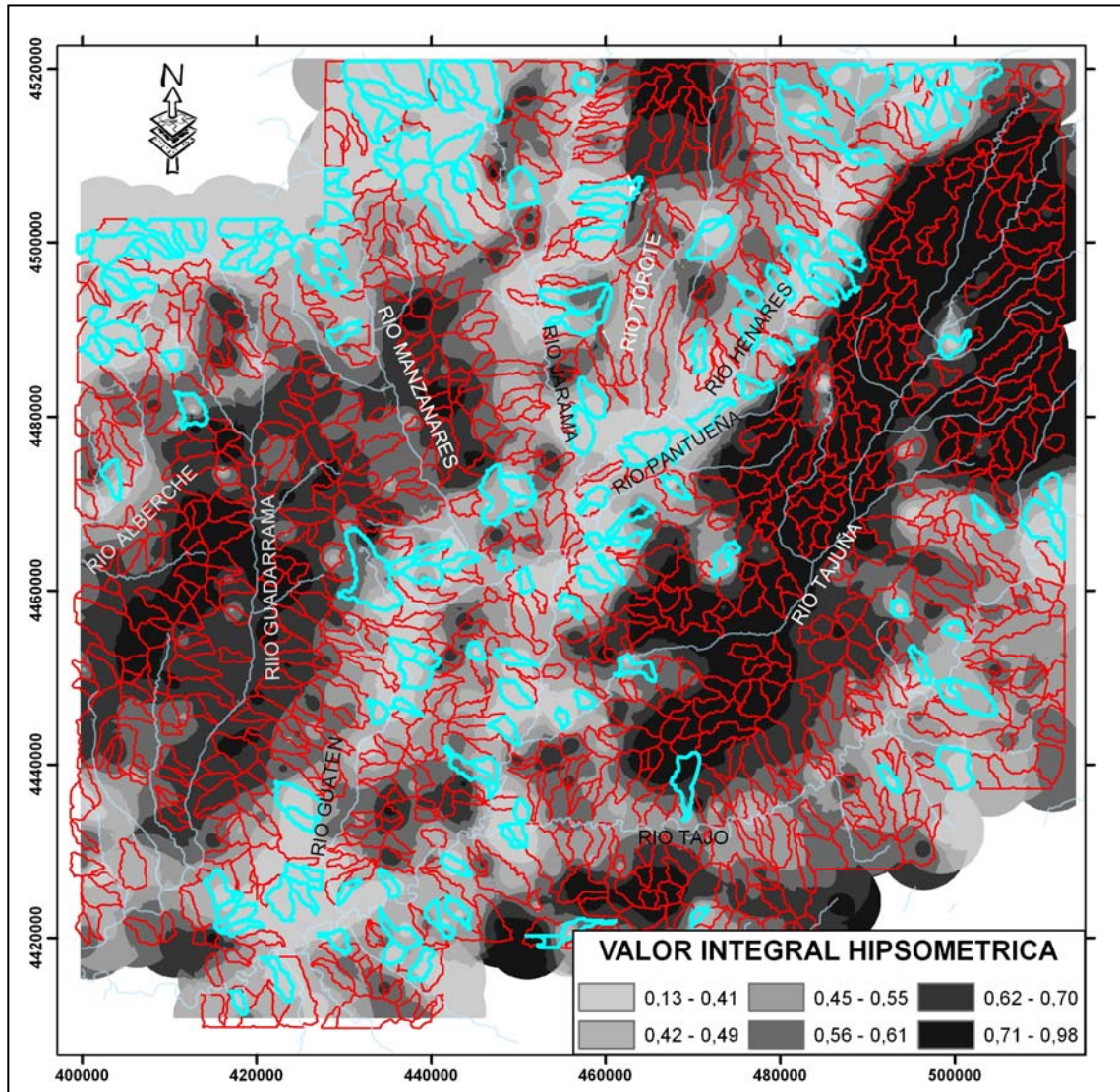


Figura 6.12. Mapa del valor de la Integral Hipsométrica para la Cuenca de Madrid, donde se resaltan aquellas cuencas de segundo orden jerárquico que presentan valores anómalamente bajos de dicha variable morfométrica.

Resumiendo los resultados de la distribución espacial de los valores de integral hipsométrica se desprende un patrón de bandas de relieves altos y bajos de dirección NE-SO, que atraviesan la totalidad de la zona de estudio.

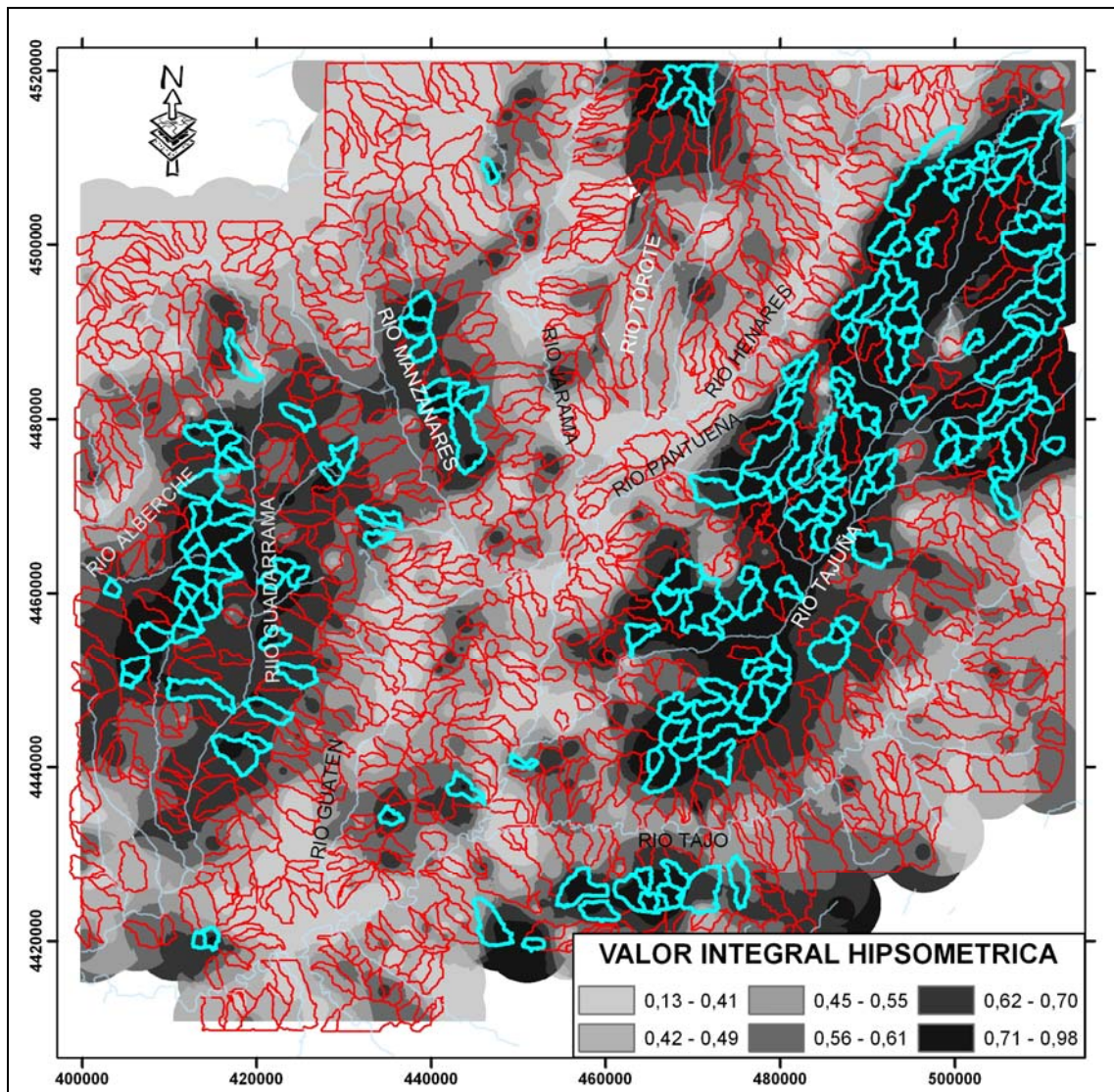


Figura 6.13. Mapa del valor de la Integral Hipsométrica para la Cuenca de Madrid, donde se resaltan aquellas cuencas de segundo orden jerárquico que presentan valores anómalamente elevados de dicha variable morfométrica.

6.5.- EL ÍNDICE DE GRADIENTE FLUVIAL

El cálculo del índice de gradiente fluvial (Stream Gradient Index) se engloba dentro de los análisis del perfil longitudinal de un río. Se parte de una premisa inicial según la cual la pendiente del curso decrece aguas abajo y el perfil longitudinal se aproxima a una recta, siempre que estos tiendan a un equilibrio de río gradado (Mackin, 1948 y 1956) y que las características de caudal y carga en suspensión no se hayan modificado substancialmente. En un gráfico semi-logarítmico:

$$H = C - K \ln L$$

donde H es la cota topográfica de cada punto del perfil, L la longitud desde ese punto a la divisoria de aguas del río y C y K son constantes. A esta constante K se la denomina índice de gradiente y se corresponde con la pendiente de la recta. Hack (1973) propone su cálculo a partir de la siguiente fórmula:

$$K = \frac{H_i - H_f}{\ln L_f - \ln L_i}$$

donde H_i y H_f se corresponden con las alturas inicial y final del perfil del río, mientras L_f y L_i son las longitudes final e inicial con la fuente del río (Figura 6.14).

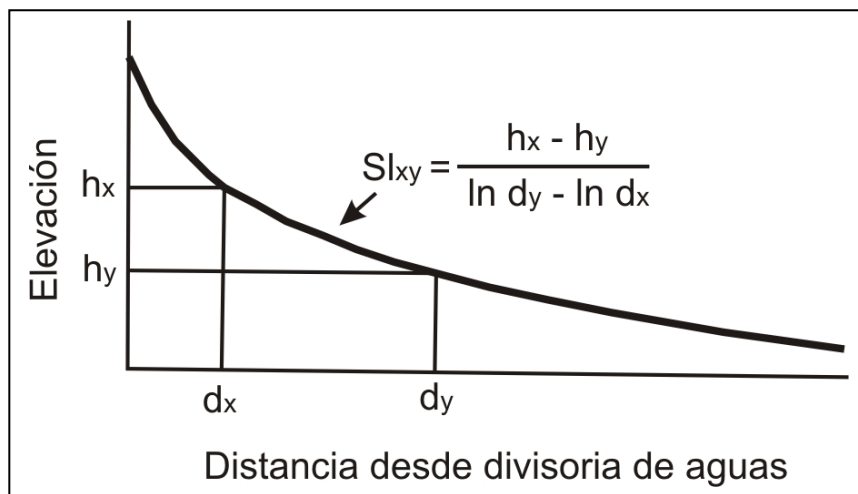


Figura 6.14. Descripción del cálculo del Índice de Gradiente de los cauces.

Dentro de este esquema, un segmento suficientemente pequeño del río puede considerarse recto, por lo que el cálculo del Gradient Index para el mismo será:

$$SL = (\Delta H / \Delta L)L$$

donde ΔH es la diferencia de cota existente entre los extremos del segmento seleccionado, ΔL la longitud del segmento, y L la distancia existente entre el centro del segmento y la divisoria de aguas.

La comparación entre estos dos factores según SL/K permite contrastar la tendencia de cada segmento al perfil de equilibrio de todo el río o, lo que es lo mismo, interpretar si la pendiente de un segmento determinado se ajusta a la pendiente teórica que debería tener en función de su posición dentro del perfil longitudinal total del curso (Masana, 1994), es decir si la pendiente del segmento es superior a la esperada ($(SL/K) > 1$) o inferior ($(SL/K) < 1$).

Este índice identifica variaciones en la pendiente del perfil longitudinal del río, que pueden asociarse a variaciones litológicas (por diferente resistencia de los materiales) o tectónicas que modifican el nivel de base local en ese tramo. Para esta segunda opción, las direcciones tanto del río como de la fractura juegan un papel importante, puesto que cuanto más perpendiculares sean entre si, más sencilla es su identificación puesto que más neta es la interferencia que se produce entre ambas.

La aplicación de este índice ha sido muy amplia (Hack, 1973; DeGraff, 1981; Seeber y Gornitz, 1983; Merritts y Vincent, 1989; Masana y Guimerà, 1992; Rhea, 1993; Masana, 1994; Goldrick y Bishop, 1995; Zaprowski et al., 2001; Azor et al., 2002; Garrote et al., 2002; Verrios et al., 2004; Zovoili et al., 2004; Azañón et al., 2012) y sobre marcos o regiones litológico – estructurales diversas, puesto que estas dos variables son responsables directas de las variaciones que a lo largo del curso puede presentar el valor de este índice. En este sentido, Goldrick y Bishop (1995) analizan las variaciones del Gradient Index a partir del comportamiento aguas arriba de la zona

anómala del curso principal y sus tributarios, estableciendo que si el comportamiento es similar se debe a variaciones en el nivel de base asociadas a factores tectónicos, mientras que si el comportamiento en los cursos es dispar, esta anomalía estará relacionada con variaciones litológicas en la zona.

La aplicación de este índice puede llevarse a cabo sobre diferentes ordenes de la red de drenaje, lo cual puede estar condicionado por la extensión de la zona analizada, puesto que en zonas pequeñas es posible que la aplicación sobre ordenes bajos, más sensibles a este índice, produzca mejores resultados, mientras que para zonas más extensas el utilizar un mayor rango de órdenes produce una mejor distribución espacial de los resultados para el posterior análisis e identificación de estructuras tectónicas o zonas de cambio en los valores de Gradient Index asociadas a variaciones litológicas.

Este índice ya ha sido aplicado sobre diferentes áreas de la zona centro peninsular (Silva et al., 1988; Fernández y Garzón, 1994; Garrote et al., 2002) en trabajos encaminados a la identificación de estructuras tectónicas condicionantes de la morfología en planta de las redes de drenaje asociadas al Sistema Central (Cuencas del Tajo y Duero). Estos trabajos presentan planteamientos de aplicación dispar, y así Silva et al. (1988) lo aplican a pequeña escala en la zona de confluencia de los ríos Manzanares y Jarama y Fernández y Garzón (1994) lo aplican a media escala en la zona del pedimento norte del Sistema Central.

Garrote et al. (2002), aplican el índice sobre los principales cauces de la Cuenca de Madrid y las interpretaciones que sobre sus resultados fueron obtenidas se sumarán con las que posteriormente hemos obtenidos a partir de nuevos índices morfométricos.

De los resultados del Índice de Gradiente (K) sobre los principales cauces de la Cuenca de Madrid, podemos indicar la respuesta de este índice al paso de los ríos sobre las principales estructuras de la cuenca, como la falla del borde sur del Sistema Central o la Sierra de Altomira, en los que se produce un cambio brusco en los valores

de K con un descenso y un aumento de los valores respectivamente (Figura 6.15).

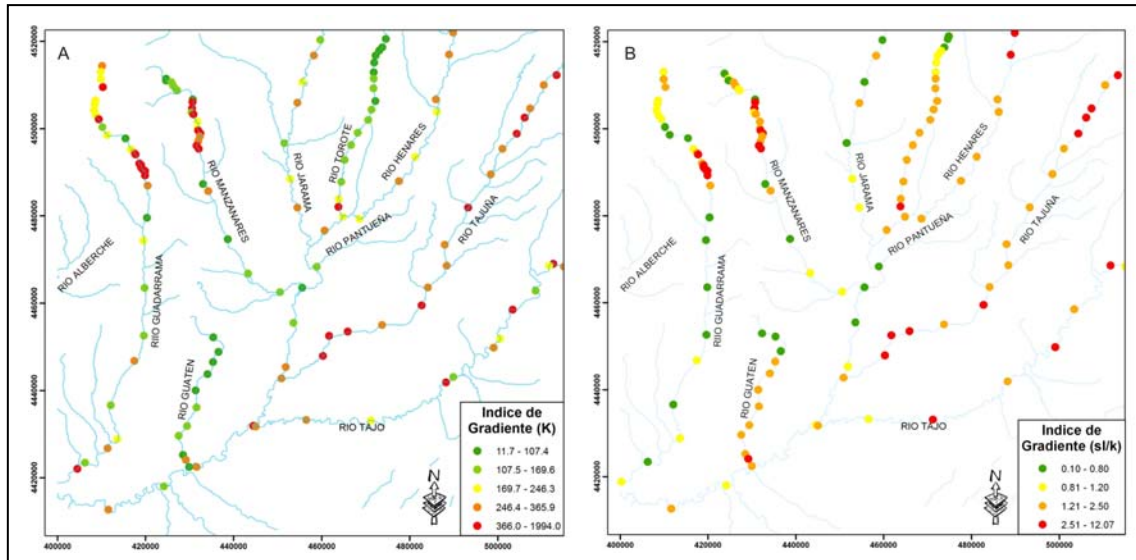


Figura 6.15. Distribución de las medidas puntuales de los índices K y SL/K para la Cuenca de Madrid.

Puede observarse como los cursos que presentan direcciones de flujo N-S presentan valores de K inferiores a los que muestran los ríos que fluyen según una dirección NE-SO. Este aspecto se manifiesta de forma evidente en el caso del río Tajuña, el cual presenta los valores más elevados de K, con una alta variabilidad en los mismos. Este último aspecto es importante, puesto que nos está indicando la posible existencia de variaciones locales en el nivel de base del río a lo largo de su perfil.

La figura 6.16 muestra el comportamiento de K a lo largo de los perfiles longitudinales de los cursos analizados, pudiéndose observar como en los casos del Tajuña y Henares se dan las mayores variabilidades, mientras en los casos del Guadarrama, Manzanares, Jarama y Tajo las variaciones de K, están localizadas en zonas muy concretas del perfil.

En el río Torote, se observan ligeras variaciones del valor de K a lo largo de su curso, pero sin duda la más importante se produce ya cerca de su desembocadura, en el Henares, probablemente asociada a su entrada en este valle con un nivel de base

inferior al del Torote. De manera similar al caso anterior, también en el río Guatén observamos un importante incremento en el valor de K en la zona baja del perfil, en este caso posiblemente asociado a su entrada en el valle más encajado del río Tajo.

Por otro lado, de la interpolación de los valores para obtener una superficie continua representativa del valor de K (Figura 6.17) se extrae que los valores más altos se encuentran en los bordes de la cuenca. En el borde norte, coincidiendo con la falla sur del Sistema Central.

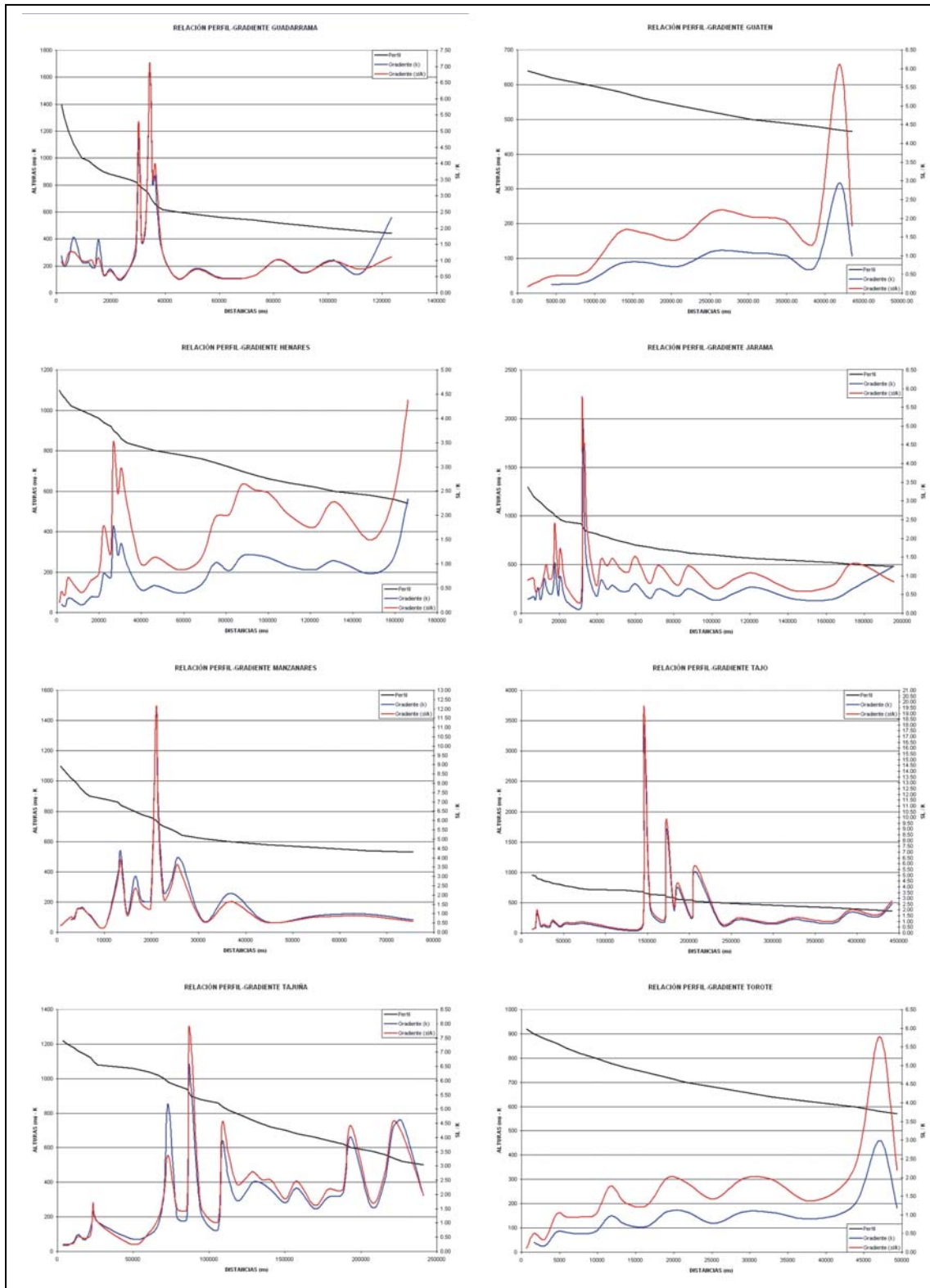


Figura 6.16. Perfiles longitudinales de los cursos principales de la Cuenca de Madrid, con los valores de los índices K y SL/K a lo largo de dichos perfiles.

En el borde sur, los valores más elevados se encuentran en el umbral del Tajuña, descendiendo desde aquí hacia el curso del río Tajo, desde donde se prolongan hacia el oeste, observando una progresiva disminución en los valores de K en esta dirección, hasta la desembocadura del río Guadarrama.

La parte central de la cuenca presenta valores más bajos, aunque con algunos resaltes pronunciados de carácter local. El borde Este de la cuenca queda también bien definido, según una dirección NNO-SSE, la cual podría volverse a repetir hacia el este (aunque con mayor componente oeste) si tratamos de unir los diferentes umbrales locales del valor de K.

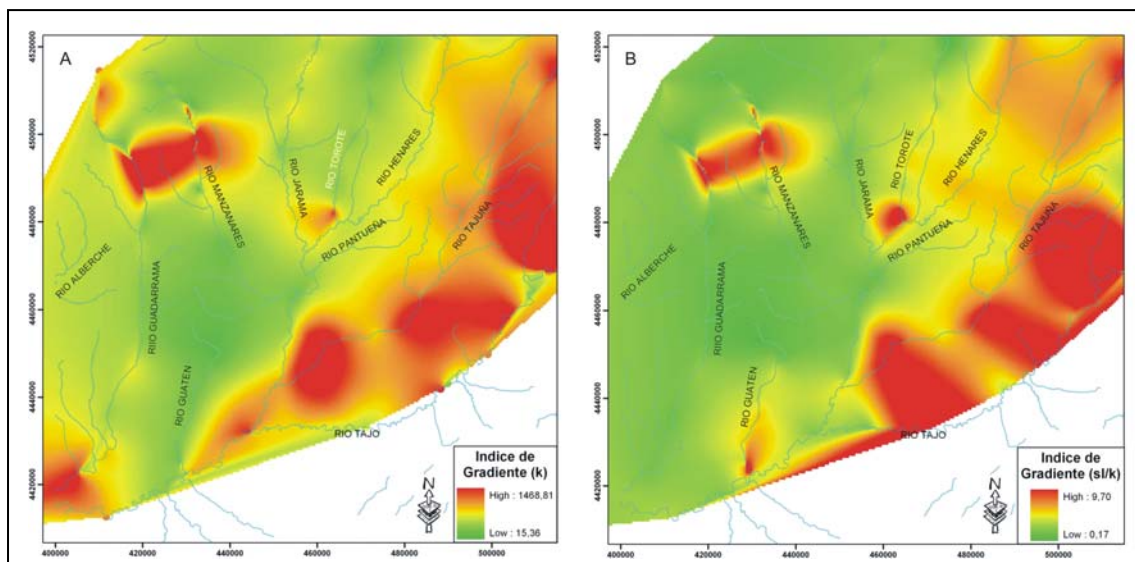


Figura 6.17. Interpolación de los valores de los índices K y SL/K para la zona de estudio.

6.6.- ANÁLISIS DE LA SINUOSIDAD DE LA RED DE DRENAJE

Como última aproximación a la cuantificación morfométrica de la red de drenaje se procedió al cálculo de la sinuosidad de los cauces, parámetro que se puede relacionar con la ocurrencia de movimientos en la vertical del terreno producidos por fracturas o plegamientos que con su desplazamiento en la vertical modifiquen el

equilibrio del perfil longitudinal de un río.

En general, un sistema fluvial reacciona ante influencias tectónicas cambiando su perfil longitudinal y su sección transversal, el patrón del cauce y/o la carga de sedimentos que transporta. Son numerosos los trabajos que han documentado la influencia de los movimientos en la vertical sobre el patrón de los cauces que se ven afectados por los mismos (p.e., Ouchi, 1985; Jorgensen, 1990; Holbrook y Schumm, 1999). Los cambios en la pendiente de los valles que superan un cierto umbral pueden causar que el patrón de los cauces varíe entre entrelazado, meandriforme, anastomosado o rectilíneo. Dentro de unas condiciones que favorezcan la existencia de un patrón meandriforme, pequeñas variaciones dentro de las mismas promoverán un incremento en la sinuosidad de los cauces (Friend y Sinha, 1993). Las fracturas en el terreno que tienen influencia sobre la pendiente de los valles afectaran a la sinuosidad del canal, ya que los ríos tenderán a mantener la pendiente del cauce constante.

Una fractura normal, con el bloque hundido en la dirección aguas arriba provocará una disminución de la sinuosidad del cauce, mientras que si el bloque hundido es el situado aguas abajo en el sentido de la corriente, se producirá un incremento de la sinuosidad (Ouchi, 1985; Keller y Pinter, 1996; Holbrook y Schumm, 1999; Bridge, 2005; Zamolyi et al., 2010; Garzón et al., 2012), tal y como se refleja en la figura 6.18. Lo mismo sucederá si el elemento estructural es un pliegue o la flexura o basculamiento de bloques corticales, pues también provocan variaciones en la pendiente del terreno.

La cuantificación de las variaciones en el patrón en planta de un cauce puede abordarse a partir del Índice de Sinuosidad (SI; Leopold et al., 1964), el cual se basa en el ratio entre la distancia entre dos puntos a lo largo del canal frente a la distancia entre esos dos mismos puntos según la dirección del valle (Figura 6.19).

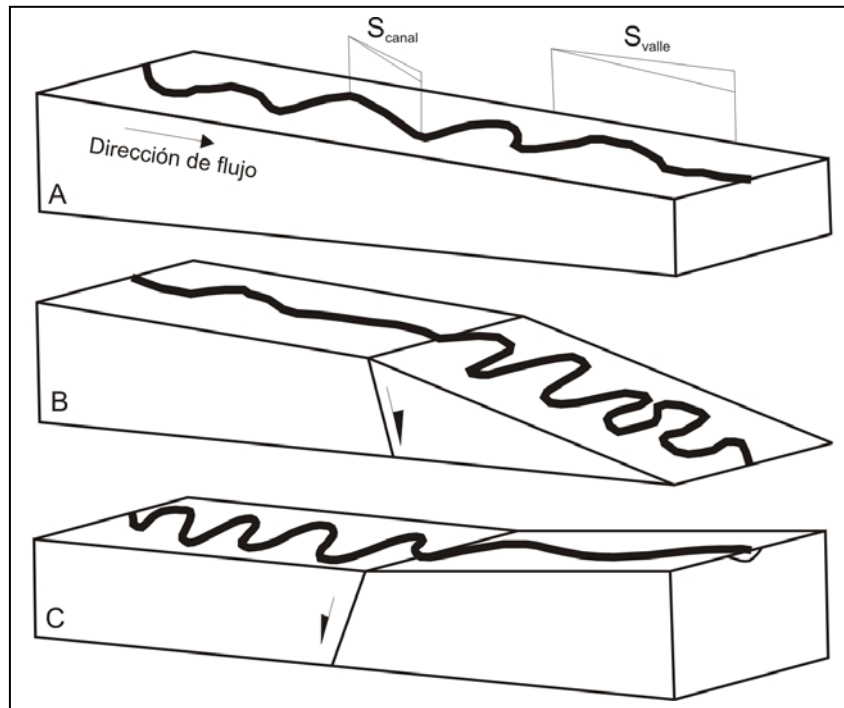


Figura 6.18. Comportamiento de la variable sinuosidad de los cauces al atravesar estructuras tectónicas activas que provocan un movimiento en la vertical de los bloques (adaptado de Zamolyi et al., 2010).

De forma previa a la estimación de la sinuosidad de los segmentos fluviales, se procedió a la modificación de la red de drenaje (en formato vectorial) de tal forma que la longitud de los tramos de ríos en los que se estimaría la sinuosidad no midiesen más de 2 kilómetros. Esta modificación está encaminada a solventar posibles problemas de cálculo (Garrote y Garzón, 2012a), derivados de la morfología de los segmentos de río y de la metodología de cálculo utilizada. Según ésta, se compara la longitud del tramo fluvial a lo largo de la línea que la define frente a la distancia en línea recta que une los extremos de dicho segmento, lo que puede provocar que la distancia entre los extremos no sea real en situaciones como la definida en la figura 6.20.

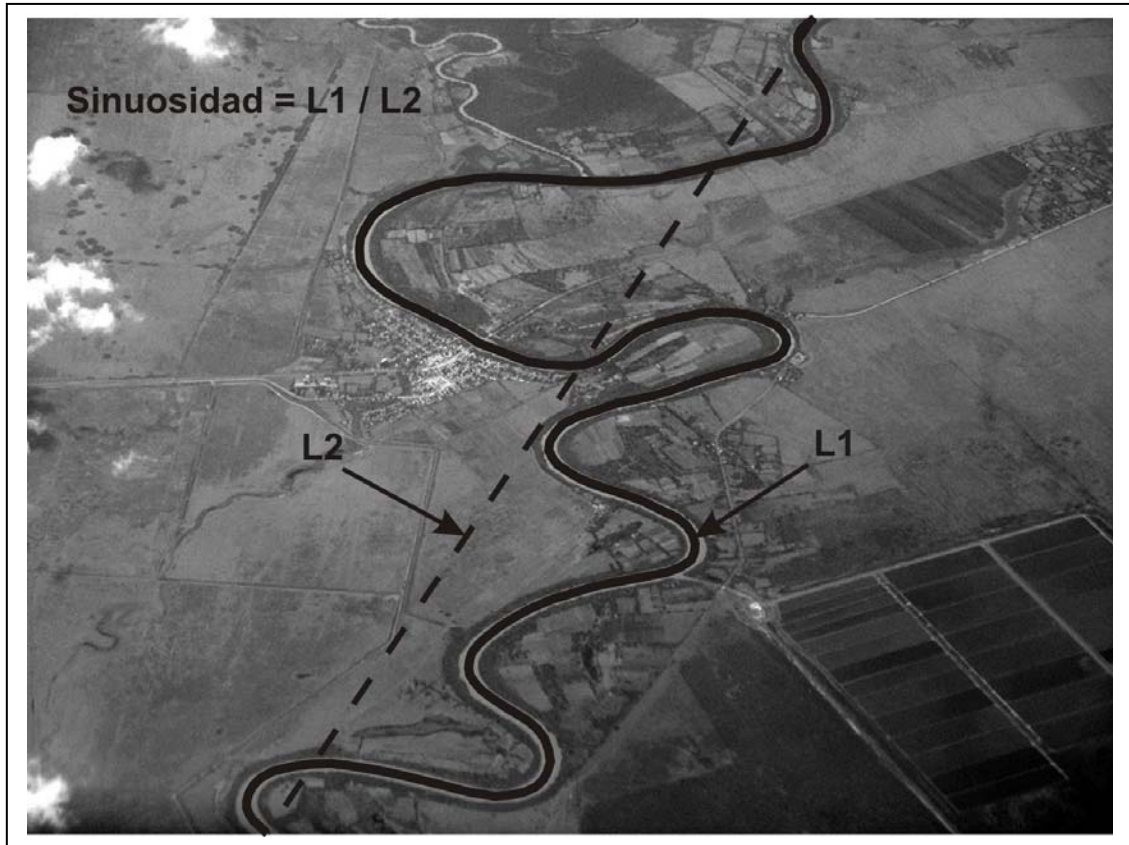


Figura 6.19. Método de cálculo de la sinuosidad de los cauces, a partir de la longitud de los segmentos de río medida a lo largo de los mismos respecto a la medida en línea recta entre los puntos inicial y final de dicho segmento.

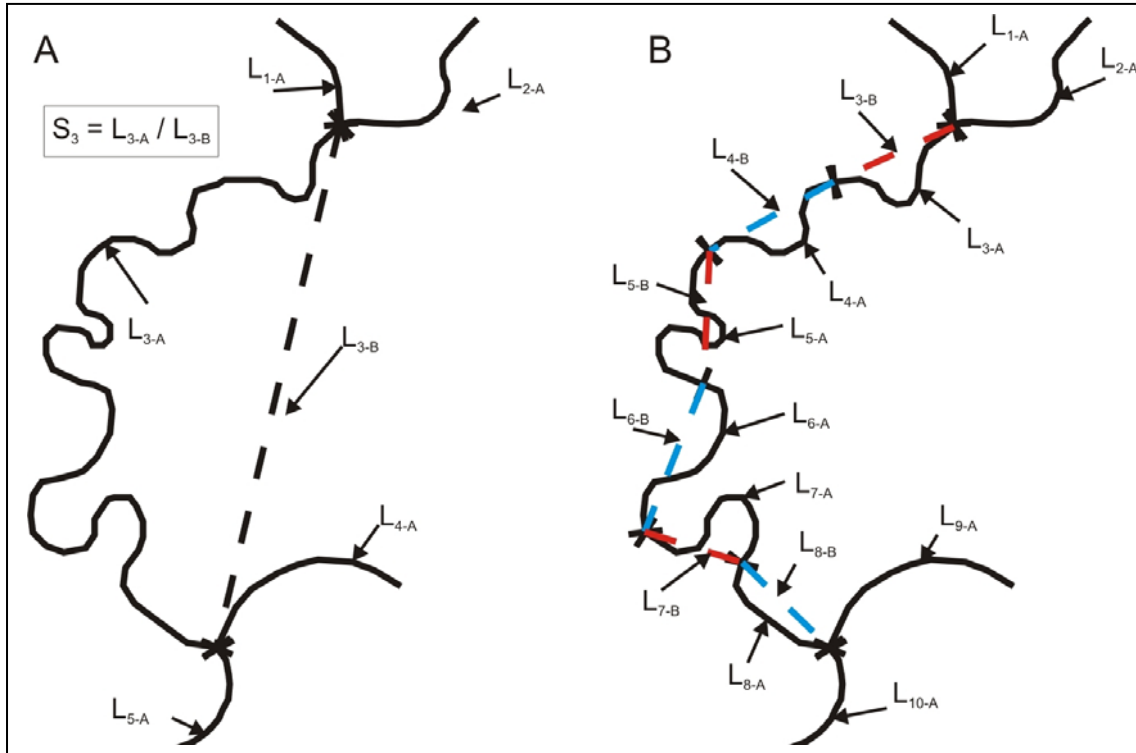


Figura 6.20. Metodología de cálculo de la sinuosidad de los cauces. Según el cálculo, pueden producirse situaciones como la mostrada en A, en la que la distancia entre los extremos del segmento no sigue la dirección del valle, por lo que se magnifica la sinuosidad de ese tramo. En B, se muestra la metodología seguida, en la que la división de los segmentos de río en porciones más cortas limita los problemas comentados para el apartado A.

De la descripción de los resultados obtenidos a partir de la red de drenaje oficial, lo primero que se puede destacar es el claro reflejo que la falla del borde sur del Sistema Central tiene sobre la sinuosidad de los cauces que la atraviesan, que muestran un significativo incremento (Figura 6.21), especialmente en aquellos que atraviesan dicho accidente tectónico en una dirección transversal al mismo. La delimitación de esta zona de ríos con elevada sinuosidad es muy nítida entre los cauces que componen la red de drenaje de los ríos Guadarrama, Manzanares y Alberche, mientras que si nos desplazamos hacia el Este se va perdiendo nitidez. Esto puede deberse, en parte, a que el trazado de la Falla del Borde Sur del Sistema Central va escapando de nuestra zona de estudio y en parte porque existe un mayor número de segmentos de cauces en la cuenca del Jarama que muestran una sinuosidad significativa al sur de la estructura que limita la extensión del Sistema Central, al igual

que sucede con muchos segmentos de cauce de la cuenca del río Torote y de los afluentes por margen derecha del Henares.

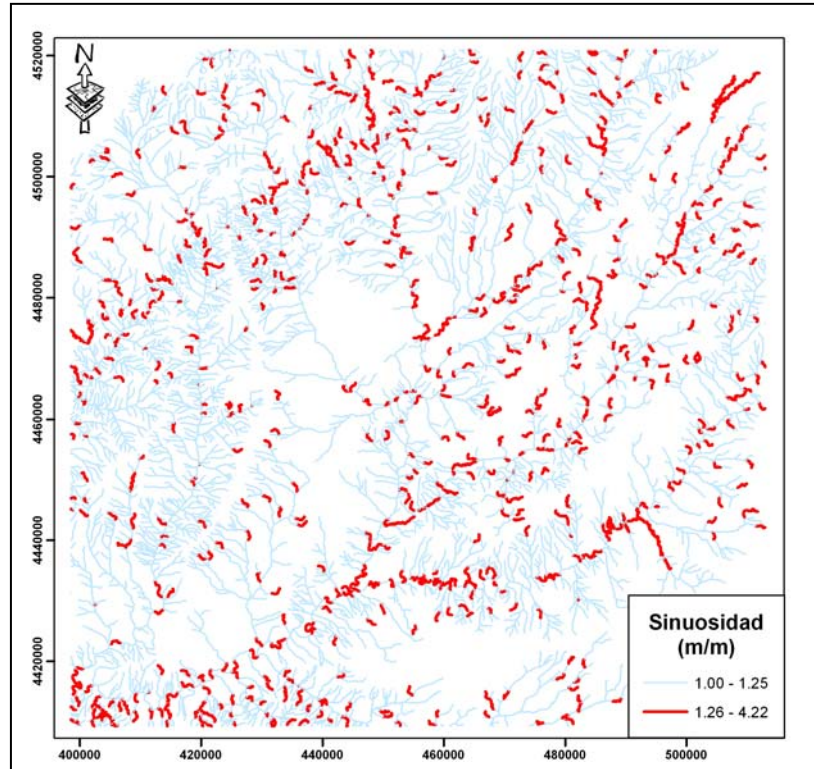


Figura 6.21. Valores de sinuosidad de los cauces medida sobre la red hidrográfica oficial (escala 1:25000). En rojo se resaltan aquellos segmentos de río que presentan un valor elevado de sinuosidad dentro del rango de valores que dicha variable adopta dentro de la zona de estudio.

Una segunda banda de sinuosidad significativa parece apreciarse al sur de la anterior y con una dirección paralela a la misma, que sigue aproximadamente la dirección que presenta el cauce principal de la cuenca del río Tajuña (ENE-OSO). Afecta a una proporción importante de los cauces de esta cuenca, principalmente a aquellos que presentan un trazado perpendicular a la dirección del río principal. Dentro de esta banda se pueden incluir también algunos segmentos de río de la cuenca del Arroyo Pantueña, así como afluentes por la margen derecha del río Guatén en su cabecera. Esto ocurre también en el tramo bajo del río Guadarrama, el cual en todo su tramo medio no presentaba una sinuosidad significativa pero se incrementa netamente al entrar en la banda de terreno que se comenta.

Una tercera zona de cauces con una sinuosidad elevada sería aquella que define el cauce del río Tajo. Aquí es el propio curso del río Tajo el que muestra valores elevados de sinuosidad, aunque se aprecia también en algunos de sus afluentes de reducido tamaño.

En el caso de la observación de la sinuosidad sobre la red de drenaje derivada del MDT, el patrón descrito se adivina pero queda ligeramente difuminado (Figura 6.22). Esto es debido en parte a que la densidad de cauces es mayor, con lo que la longitud de los arcos de río es menor, de tal forma que en la estimación de la sinuosidad tiende a mostrar valores menos elevados.

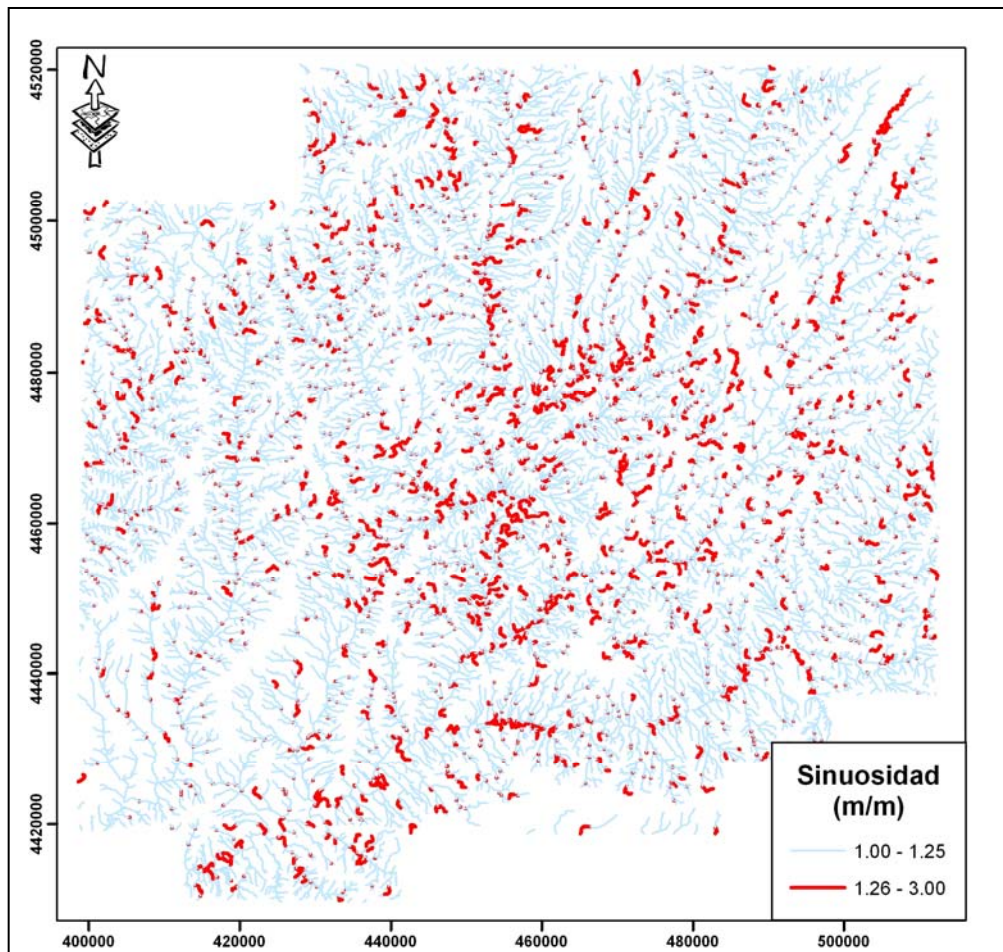


Figura 6.22. Valores de sinuosidad de los cauces medida sobre la red hidrográfica derivada del MDE. En rojo se resaltan aquellos segmentos de río que presentan un valor elevado de sinuosidad dentro del rango de valores que dicha variable adopta dentro de la zona de estudio.

Aun así, sigue siendo clara la banda de elevada sinuosidad asociada a la falla sur del Sistema Central. La que se extendía en los ríos Jarama, Torote y Henares parece haberse desplazado hacia el sur, en la confluencia de estos tres cauces definiendo una franja con dirección paralela al Sistema Central que incluiría, también, el tramo bajo del río Manzanares y la cabecera del Guatén.

Más hacia el sur, y con cierta continuidad a través del Jarama, el tramo medio-bajo del río Tajuña también muestra elevada sinuosidad, aunque aquí el patrón bandeado del anterior mapa no es tan evidente, ni su continuidad hacia el oeste tan clara. Por último, el cauce principal del río Tajo también muestra una sinuosidad importante, aunque su distribución es menos patente que en la anterior figura.

A la vista de estos resultados, parece quedar patente que la utilización de la red de drenaje oficial del Instituto Geográfico Nacional (IGN) ofrece mejores resultados que la red derivada del MDT. En la primera es más evidente la concentración de zonas de sinuosidad elevada o superior a la media de la red.

El patrón bandeado con una dirección general NE-SO (la del Sistema Central), ya ha sido remarcado en los resultados de otros índices. Esta dirección, además de importante por su repetición en los resultados, parece no estar relacionada directamente con la distribución espacial de los sedimentos dentro de la cuenca, lo que nos indicaría una independencia entre ambas variables. En su momento, en la interpretación conjunta de los resultados del conjunto de los índices morfométricos analizados, se discutirán estos aspectos en más detalle.

An aerial photograph of a rugged mountain landscape. The foreground shows a dirt road winding through green and brown agricultural fields. In the middle ground, a small village with white buildings and a church is nestled in a valley. The background features a large, rocky plateau with a flat top, under a blue sky with scattered clouds.

CAPITULO 7

**ANALISIS MORFOMÉTRICO DEL
RELIEVE**

7.- ANALISIS MORFOMÉTRICO DEL RELIEVE

7.1.- INTRODUCCIÓN A LA MORFOMETRÍA DEL RELIEVE

La aplicación de Índices Morfométricos sobre el relieve trata de obtener medidas cuantitativas sobre la variable analizada, de tal forma que podamos cuantificar de forma numérica propiedades relativas a dicha variable y realizar una segmentación espacial de la zona para la determinación de procesos activos en la misma, o en definitiva los orígenes del relieve actual. Los índices utilizados para la descripción del relieve han sido todos de carácter tridimensional, puesto que la variable en si se caracteriza por ser una superficie continua de coordenadas X-Y-Z.

El análisis del relieve a partir del cálculo de índices morfométricos es una técnica sobre la que puede encontrarse multitud de referencias bibliográficas que engloban prácticamente el último siglo, y gozan de al menos un capítulo completo en cualquier libro de geomorfología moderno (p.e. Leopold et al., 1964; Hart, 1986; Keller y Pinter, 1996; Burbank y Anderson, 2001), y podemos ver una recopilación bibliográfica sobre este tema en Pike (2002). No obstante, el desarrollo de los SIG así como la mayor disponibilidad de información geográfica digital en los últimos años ha favorecido un nuevo “boom” en el desarrollo de estas técnicas, favoreciendo su aplicación sobre amplias zonas de estudio al reducir considerablemente el tiempo necesario para los cálculos.

Estos análisis pueden enfocarse desde dos puntos de vista diferentes. Así, por un lado nos encontramos con el enfoque de los análisis que se centran sobre lugares específicos del terreno (valles, frentes de montaña, laderas,...), sobre los cuales se pretende obtener algún tipo de información que nos permita su caracterización. Por el contrario, existe un segundo enfoque en el que el análisis del relieve se lleva a cabo sobre toda la extensión del mismo, considerándolo una superficie continua que presenta diferentes morfologías y propiedades que pueden permitir su diferenciación ordenada. Esta diferenciación tiene cierta relación con la articulación de elementos como procedimiento de análisis morfométrico (p.e. Pedraza Gilsanz, 1996; Sanz

Santos, 2001).

En nuestro caso, la totalidad de los índices morfométricos utilizados para la caracterización del relieve se engloban dentro del segundo grupo antes mencionado, incluyendo aspectos del relieve concernientes a la forma del mismo (análisis de lineamientos, y rugosidad del terreno), distribución espacial (cálculo de superficies polinómicas y armónicas) y a su componente de altura (análisis de diferencias de elevación entre superficies generadas y relieve actual).

7.2.- ANÁLISIS DE LINEAMIENTOS SOBRE EL TERRENO

Las técnicas de análisis de lineamientos (Edge Detection) se utilizan en campos tan dispares como la geología o la fotografía, pero en todos ellos mantienen la misma base teórica, según la cual el análisis de una variable de la imagen utilizada nos sirve para distinguir cambios lineales en dicha variable, de tal forma que los podemos discriminar y seleccionar individualmente. Así, mientras en el campo de la fotografía este tipo de técnicas nos son de utilidad en el realce o tratamiento artístico de una imagen, en el campo que nos ocupa, la geología, pueden ser de utilidad en la determinación de elementos o formas lineales del terreno que se pueden corresponder con estructuras tectónicas o cambios litológicos.

Por lineamiento, Moore y Waltz (1983) entienden cualquier “rasgo lineal, simple o compuesto, de una superficie, que difiere claramente de los rasgos adyacentes y previsiblemente refleja fenómenos del subsuelo”. En ambos casos la aplicación de estas técnicas se realiza a partir de la aplicación de filtros direccionales sobre la imagen a tratar (Jensen, 1986; Jain, 1989; Pratt, 1991 y 2007; Jähne, 1997), de tal forma que a partir de estos filtros (matrices) somos capaces de resaltar posibles cambios lineales de la variable analizada dentro de la imagen. Aunque en un principio, el desarrollo de este tipo de análisis se he llevado a cabo de forma manual, dejando que fuese el criterio del técnico y su pericia la que llevasen a buen puerto la tarea (Costa y Starkey, 2001; Hung et al., 2005; Sander, 2007; Vaz et al., 2008). Para tratar de solventar el problema de subjetividad en la detección de lineamientos, se

desarrollaron diversos algoritmos automáticos y semi-automáticos, Karnieli et al., 1996.

En el campo de la geología, la aplicación de esta técnica se ha llevado a cabo preferentemente sobre imágenes de satélite (p.e.: Alía et al., 1976; Woldai, 1983; Short y Blair, 1986; Calvet y Pascual, 1987; Swann y Woolsey, 1991), a partir del análisis de la información contenida en las diferentes bandas que componen la imagen. Sin embargo, en nuestro caso la imagen utilizada para el análisis de lineamientos se trata del modelo digital de elevaciones de la zona de estudio, fuente de datos que se adapta bien a la aplicación de técnicas semi-automáticas de extracción de lineamientos (Wladis, 1999; Oguchi et al., 2003; Jordan y Schott, 2005; Gloaguen et al., 2007; Mallast et al., 2011), en el que cada píxel viene diferenciado por su valor de altura. Así, utilizando una escala continua de colores la representación de este MDE se asemeja totalmente a una imagen y el análisis de lineamientos nos permitirá discernir variaciones más o menos lineales de esta variable.

Para la extracción de lineamientos utilizamos 6 filtros direccionales con un intervalo de 30 grados entre ellos (direcciones N-S, NNE-SSO, ENE-OSO, E-O, ESE-ONO y NNO-SSE) de la técnica desarrollada por Nevatia y Babu (1980), los cuales se encuentran referidos en Pratt (1991 y 2007), y pueden observarse en la figura 7.1.

Los resultados obtenidos de este análisis se pueden apreciar en la siguiente imagen (Figura 7.2), en la que se representa el resultado de la imagen procesada mediante los diferentes filtros direccionales así como las diferentes lineaciones definidas en cada caso, para completar en la última figura el conjunto de lineaciones extraídas de la aplicación de filtros direccionales.

La zona de estudio utilizada para llevar a cabo este análisis sobrepasa los límites de cálculo de otros índices morfométricos. La justificación es conseguir una visión más amplia de la región, que incluyese también los relieves de borde, el Sistema Central y la Sierra de Altomira.

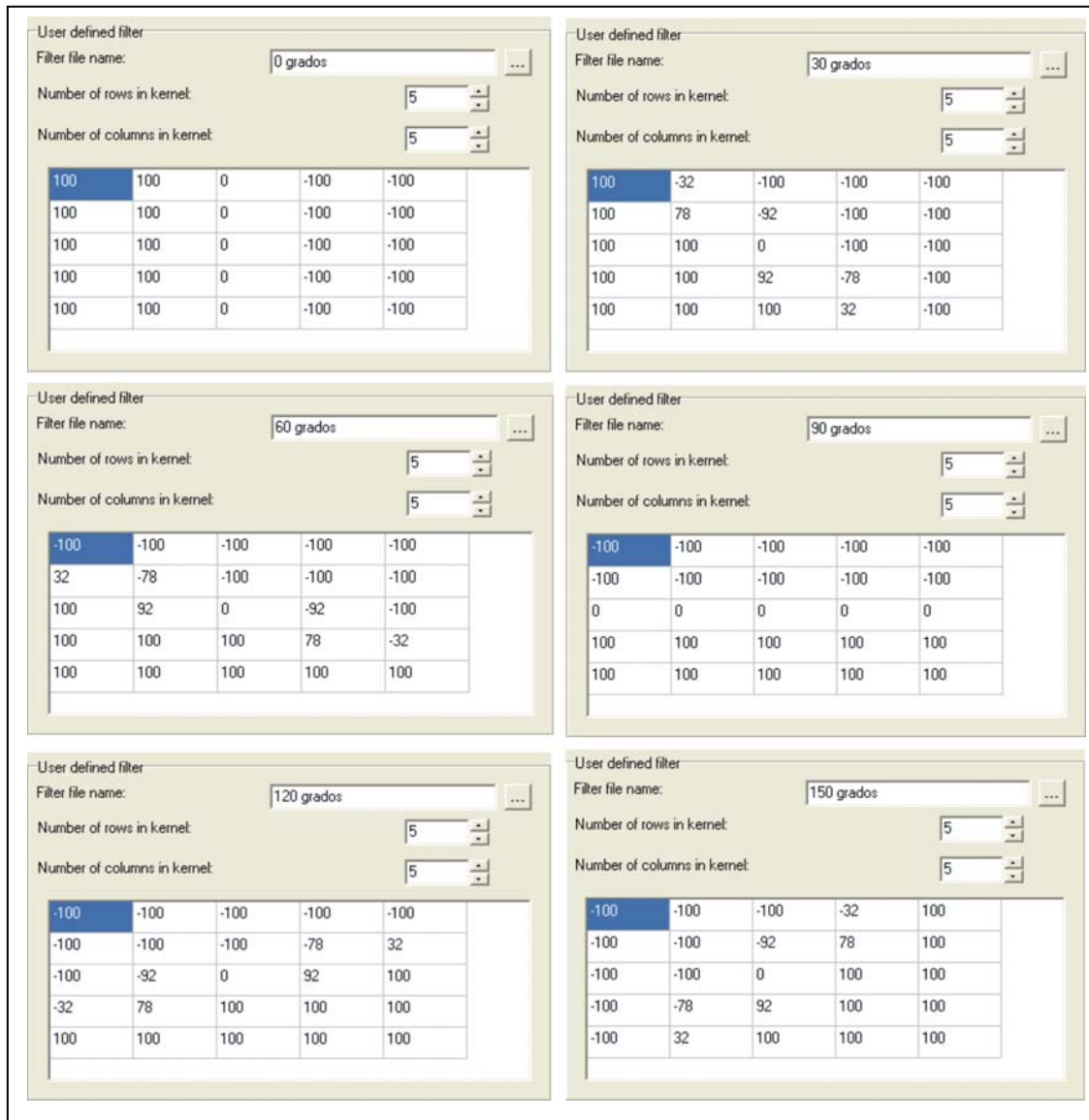
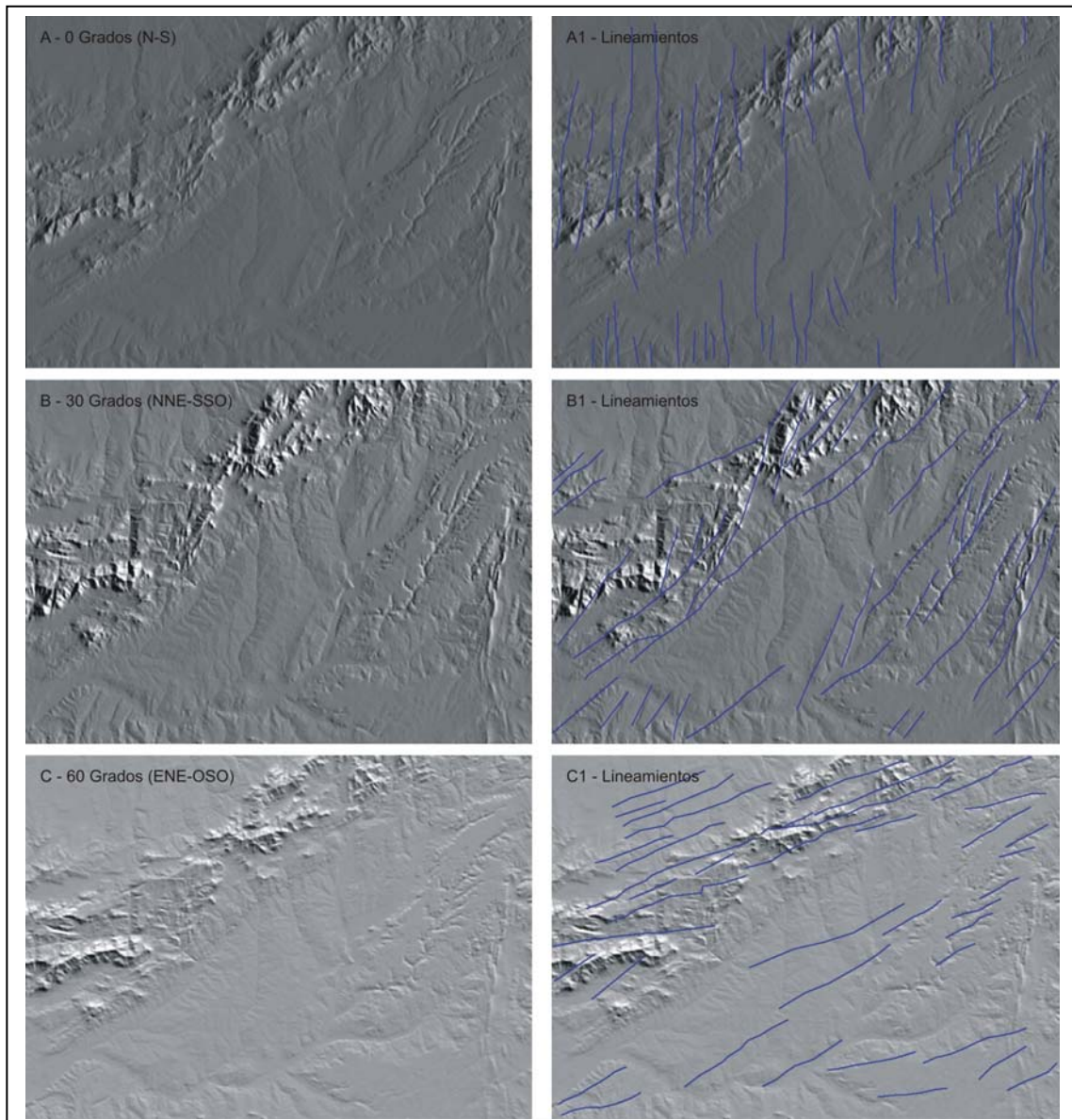


Figura 7.1. Filtros direccionales utilizados para resaltar elementos lineales dentro de una imagen. En este caso la imagen representa el Modelo Digital de Elevaciones de la zona de estudio. La configuración de los filtros proviene de Pratt (1991). La implementación de los filtros se realizó sobre el software Idrisi32.

Para cada una de las direcciones usadas, se obtiene una nueva imagen a partir de la original, en la cual se ha favorecido la visualización de cambios en los datos de la imagen con tendencia lineal y según la dirección del filtro utilizado. Aunque algunas variaciones de carácter lineal son tan evidentes que su identificación es independiente a la utilización de cualquier filtro y quedan resaltadas aunque sobre la imagen se haya

aplicado un filtro direccional no concordante con el sentido del elemento en cuestión.

Son por tanto 6 las imágenes obtenidas a partir de sus respectivos filtros, y sobre cada una de las cuales se procedió a trazar los elementos lineales identificados, para finalmente combinarlos y obtener una representación final de los elementos lineales interpretados.



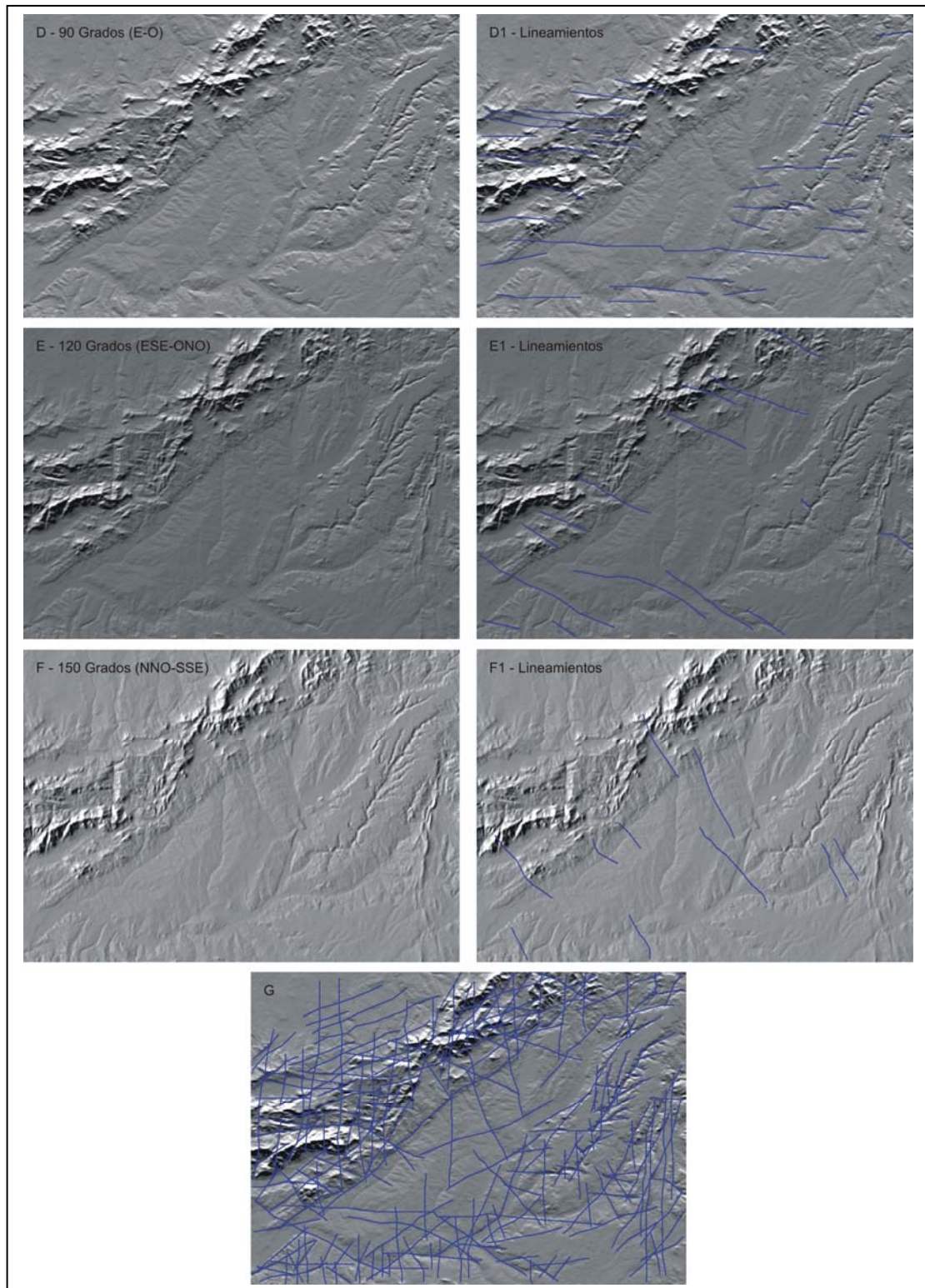


Figura 7.2. Imágenes obtenidas tras la aplicación de los filtros direccionales sobre el Modelo Digital de Elevaciones de la zona de estudio. Se representan a la derecha de las imágenes una reproducción de las mismas con los lineamientos interpretados en cada caso. Los resultados correspondientes a los filtros de 90°, 120° y 150° se representan en la página siguiente. Por último, G representa la combinación de los lineamientos interpretados a partir de cada uno de los filtros, sobre-impuestos a la imagen resultante de aplicar el filtro direccional según N30°.

Como puede apreciarse, la distribución de los elementos lineales interpretados, **lineaciones**, no es homogénea a lo largo de la zona de analizada, teniendo algunas regiones un claro y conocido origen por elementos tectónico lineales, como fracturas y plegamientos. Las zonas ocupadas por el Sistema Central y la Sierra de Altomira presentan una importante densidad de lineaciones. Así mismo, el borde sur de la Cuenca de Madrid, en su contacto con el piedemonte los Montes de Toledo, también presenta una importante densidad de lineamientos. Por último, el trazado de la cuenca del río Tajuña, de segmentos muy rectilíneos desarrollados sobre las calizas Miocenas, también ha propiciado que la interpretación de lineamientos en esta zona sea abundante.

En contraste con esta abundancia de lineamientos, existen otras zonas en las que la densidad es sensiblemente inferior. En el extremo suroriental de la zona de estudio, en que los materiales calizos componen la denominada “Mesa de Ocaña”, el trazado de lineaciones es escaso, y limitado a los bordes de dicho afloramiento, los cuales en algunos casos presentan un desarrollo lineal significativo, sobre todo según la componente N60°. Esta baja densidad de lineamientos contrasta con la que tenemos en la cuenca del río Tajuña, en la que también afloran los mismos materiales carbonatados, y que presenta lineaciones preferentes en las direcciones N y N30°.

La segunda región en la que la densidad de lineamientos es baja es la que se encuentra entre el Sistema Central y la cuenca del río Tajuña, prolongada hacia el Oeste en el curso principal del río Tajo y la zona de la confluencia con el arroyo Guatén y el río Guadarrama. Esta zona intermedia presenta pocas lineaciones, aunque las definidas muestran una continuidad importante. Coinciden con el trazado rectilíneo de algunos de los cursos principales de la cuenca, como es el caso de los ríos Guadarrama o Manzanares, con direcciones norte-sur. Aparecen, también, en algunas lineaciones perpendiculares a las anteriores, paralelas (N30° y N60°) a la falla sur del Sistema Central. Estas últimas coinciden también en algunos casos con segmentos de cauces y en otros casos atraviesan zonas de confluencia de varios cursos fluviales, como sería el caso de los ríos Jarama y Henares, o la de los ríos Jarama y Manzanares.

7.3.- ANÁLISIS DE LA RUGOSIDAD DEL TERRENO

La rugosidad del terreno es una medida que analiza la variabilidad del relieve en un punto dado y su entorno más próximo (Bosque Sendra, 1992). Este análisis de la variabilidad del territorio se puede afrontar a partir de distintos parámetros derivados de la elevación topográfica del terreno (Evans, 1972; Hobson, 1972; Balce, 1987; Franklin, 1987; Felicísimo, 1994; Sánchez Serrano et al., 1998; Sánchez Serrano, 2000; Tejero et al., 2006), teniendo en cuenta solo un factor (pendiente o dirección de la pendiente) o bien mediante la combinación de ambos.

Para este trabajo, la estimación de la rugosidad del terreno se lleva a cabo a partir del análisis de la variabilidad teniendo en cuenta las variables de pendiente y orientación de la pendiente, según el modelo propuesto por Felicísimo (1994), en el cual la estimación se lleva a cabo a partir del cálculo de los vectores perpendiculares a la superficie del terreno, según las expresiones formuladas por Upton y Fingleton (1989). En una zona de rugosidad baja se presentarán direcciones paralelas entre si, mientras en áreas de rugosidad elevada las direcciones presentarán una mayor dispersión.

La variable topográfica que mejor caracteriza la rugosidad del terreno es la dirección de las pendientes pues, tal y como plantea Sánchez Serrano (2000), nos indica la variabilidad de orientación del territorio y obvia situaciones en las que las celdas pueden presentar una pendiente elevada pero en una misma dirección. Esta situación nos podría llevar al equivoco de considerar la zona de rugosidad elevada, cuando por la orientación de dichas pendientes se la caracterizaría de rugosidad baja, pues todos los vectores unitarios perpendiculares a la superficie del terreno serían paralelos, con lo que no habría variabilidad en el conjunto de datos.

La combinación de ambas variables también puede llevar a otra situación compleja, en la que, si bien, las orientaciones de la pendiente sean semejantes, existan importantes variaciones de pendiente en el terreno. En este caso, la variabilidad de las orientaciones sería escasa o nula (rugosidad baja), mientras que en función de la

pendiente podemos comprender que existe una importante variabilidad en el territorio y por tanto esa zona presenta una rugosidad significativa.

La obtención del valor de la varianza esférica (Mardia, 1972), que mide la dispersión en una muestra o población de vectores, nos indicará la mayor o menor rugosidad del relieve dentro de una zona de análisis, la cual queda definida por una ventana de “ $n * n$ ” celdas de nuestro MDT.

Para el análisis de los resultados obtenidos del cálculo de la rugosidad del terreno, más que centrarnos en los valores de rugosidad que se observan en el mapa es importante focalizar el análisis en las variaciones espaciales que presentas esos resultados, en la distribución de zonas de rugosidad baja, media o alta. Esto es así, porque de los cálculos llevados a cabo se observa como el valor de rugosidad no es fijo, sino que se encuentra condicionado en parte por la ventana de análisis que se haya utilizado en el cálculo. En este trabajo se usaron ventanas con valor de $n = 5, 10$ y 20 celdas, o lo que es lo mismo $125, 250$ y 500 metros, de tal forma que conforme aumenta la ventana de análisis se incrementa también el valor de rugosidad del terreno.

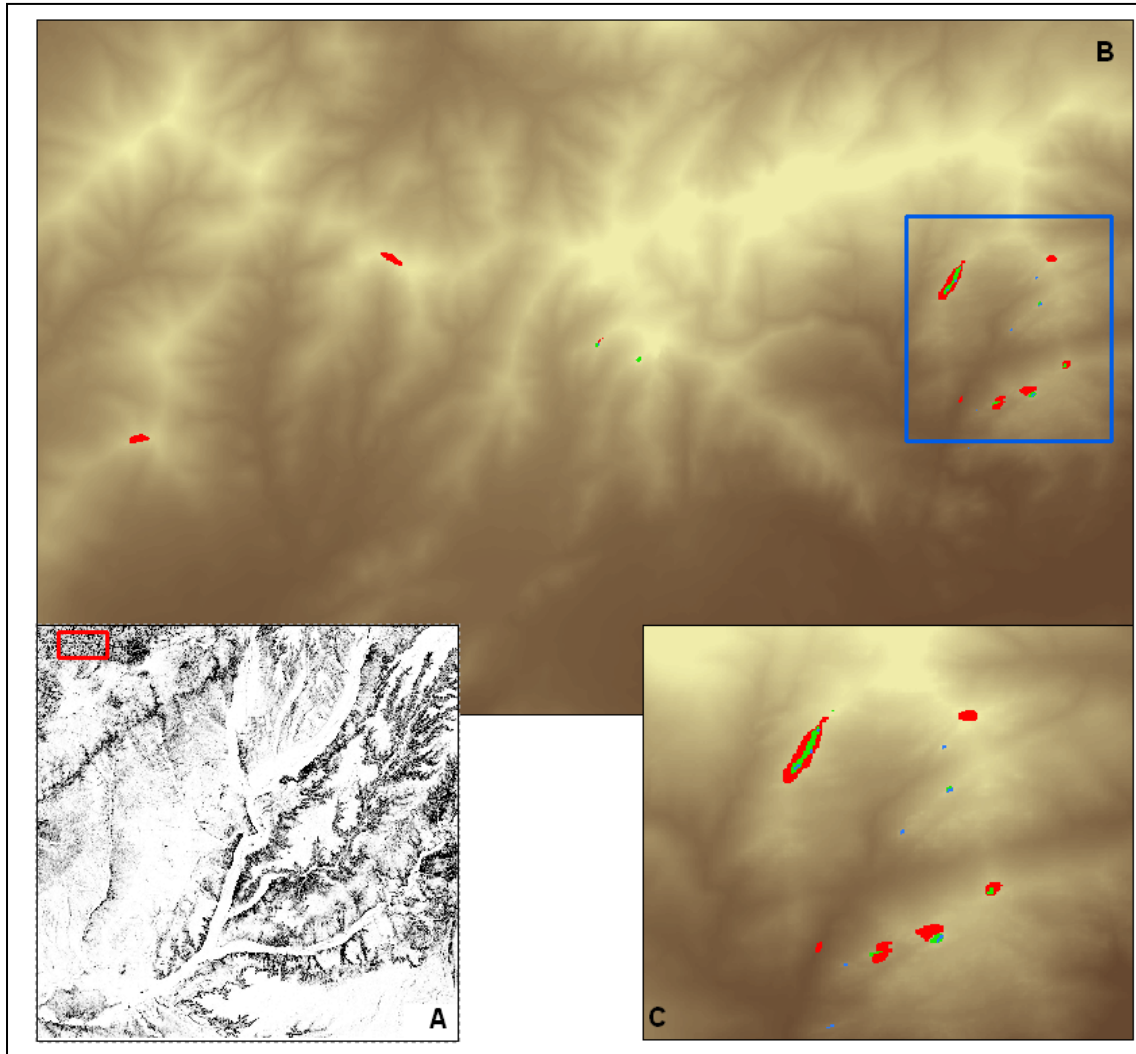


Figura 7.3. Representación de los valores extremos de Rugosidad del Terreno en función de las distintas ventanas de cálculo utilizadas (125-rojo, 250-verde y 500-azul, metros de lado). A, mapa de rugosidad del terreno para la ventana de cálculo de 125 metros. El recuadro rojo marca la zona visualizada en B. B, representación de las zonas de rugosidad máxima para las distintas ventanas de análisis sobre el modelo digital de elevaciones. C, representación de la zona marcada con un recuadro azul en B, muestra los valores máximos de rugosidad asociados a una divisoria de aguas de una pequeña cuenca dentro del relieve estructural del Sistema Central.

Se ha observado en los valores extremos de los resultados de rugosidad, que estos son mayores en el análisis llevado a cabo con un tamaño de ventana más pequeña, probablemente asociado a zonas concretas en las que en un entorno de menor rugosidad existe un elemento morfológico de escala semejante a la de la menor ventana de análisis, lo que provoca unos valores máximos de rugosidad en dicho

punto. En nuestro caso, se trata de algunas crestas montañosas dentro del relieve estructural del Sistema Central (Figura 7.3).

También se observa a partir de los resultados obtenidos, y al igual que apuntaba Sánchez Serrano (2000), que la distribución de los valores bajo y altos de rugosidad sigue ciertos patrones espaciales. Así, la distribución de zonas de rugosidad baja suele aparecer en extensiones considerables, mientras que la distribución de zonas de rugosidad elevada suele mostrarse en extensiones más reducidas y con una componente de direccionalidad importante. Esto último tiene su origen en las formas del relieve propicias a la generación de valores de rugosidad elevada, como crestas montañosas lineales o valles encajados, en los que se produce una variación brusca tanto en la pendiente como en la dirección de la misma.

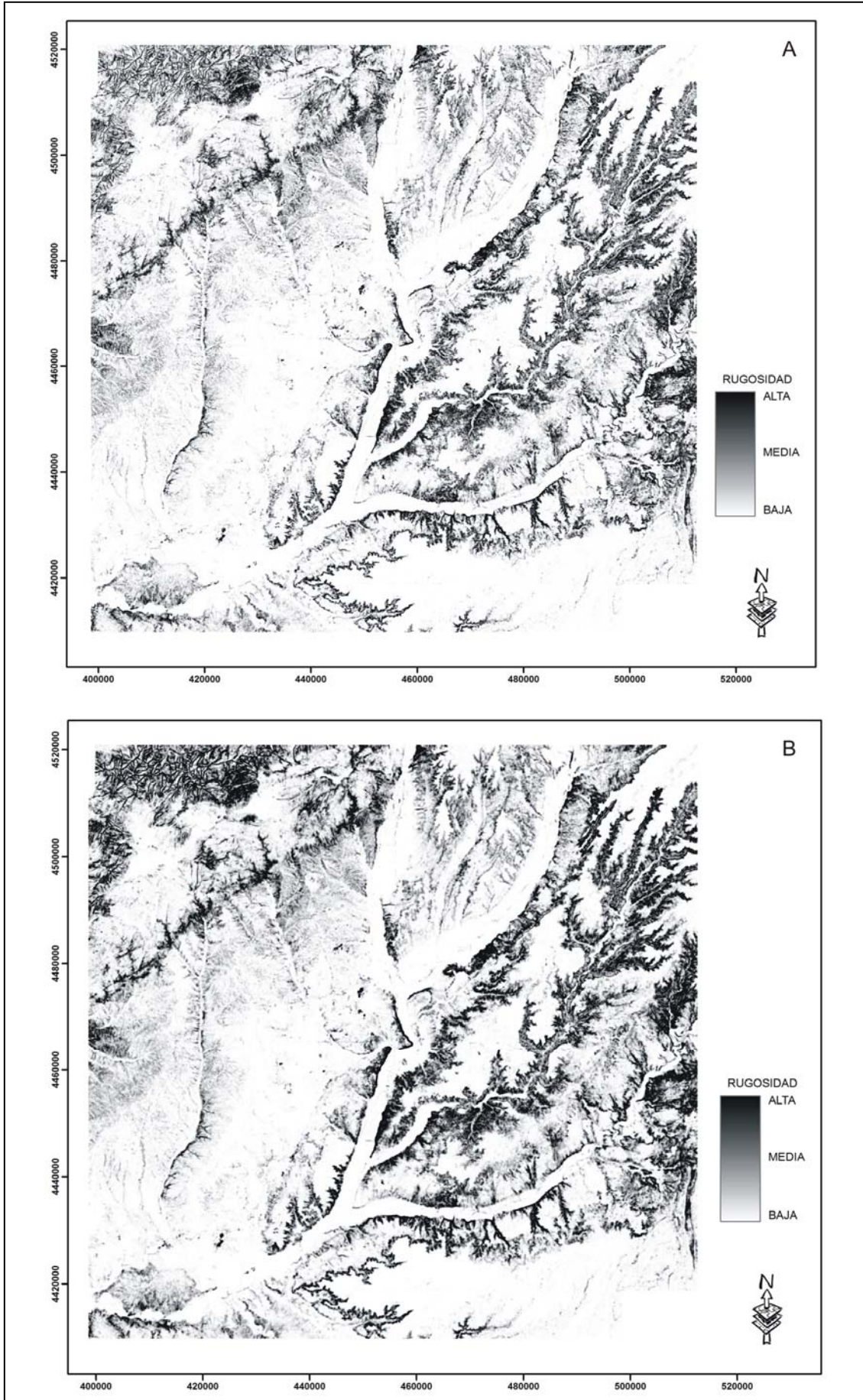
Respecto a los resultados obtenidos para la Cuenca de Madrid, estos quedan representados en la figura 7.4, en la que se muestran los valores obtenidos para los cálculos llevados a cabo con ventanas de análisis de 5, 10 y 20 celdas. Como puede apreciarse, las diferencias que se observan entre las tres figuras no son excesivas, pues el patrón de distribución espacial de los valores altos y bajos se mantiene, y lo que se observa es una regionalización de los resultados, sobre todo para los valores elevados de rugosidad, los cuales aparentemente parecen incrementar su área, aunque realmente lo que sucede es un incremento de los valores medios.

Desde el punto de vista de la distribución espacial de valores de rugosidad, se aprecia netamente la agrupación de valores elevados asociados al relieve del Sistema Central, así como a la estructura tectónica de la falla del borde sur de dicha alineación montañosa, la cual queda representada por una franja estrecha y alargada de valores elevados de rugosidad.

Continuando hacia el sur, se aprecia una banda de valores intermedios, con dirección paralela a la anteriormente citada, que se ve interrumpida por los extensos depósitos de terrazas fluviales asociados a los ríos Jarama y Henares. Estas terrazas, de baja pendiente y direcciones homogéneas muestran valores bajos de rugosidad.

Semejante efecto puede observarse también en la culminación de los depósitos de conglomerados de la Raña.

Más en dirección sur, se puede hacer una clara diferenciación entre la mitad oriental y la mitad occidental del área de estudio. Así, al oeste, a partir de la margen derecha de la confluencia de los cauces del Manzanares y Jarama, se muestra una distribución de valores de rugosidad bajos, interrumpida en algunos puntos por valores medios asociados a la margen derecha del río Jarama, a un sector de la margen izquierda del Guadarrama en su tramo medio, y a la zona de la confluencia entre este último curso y el río Tajo.



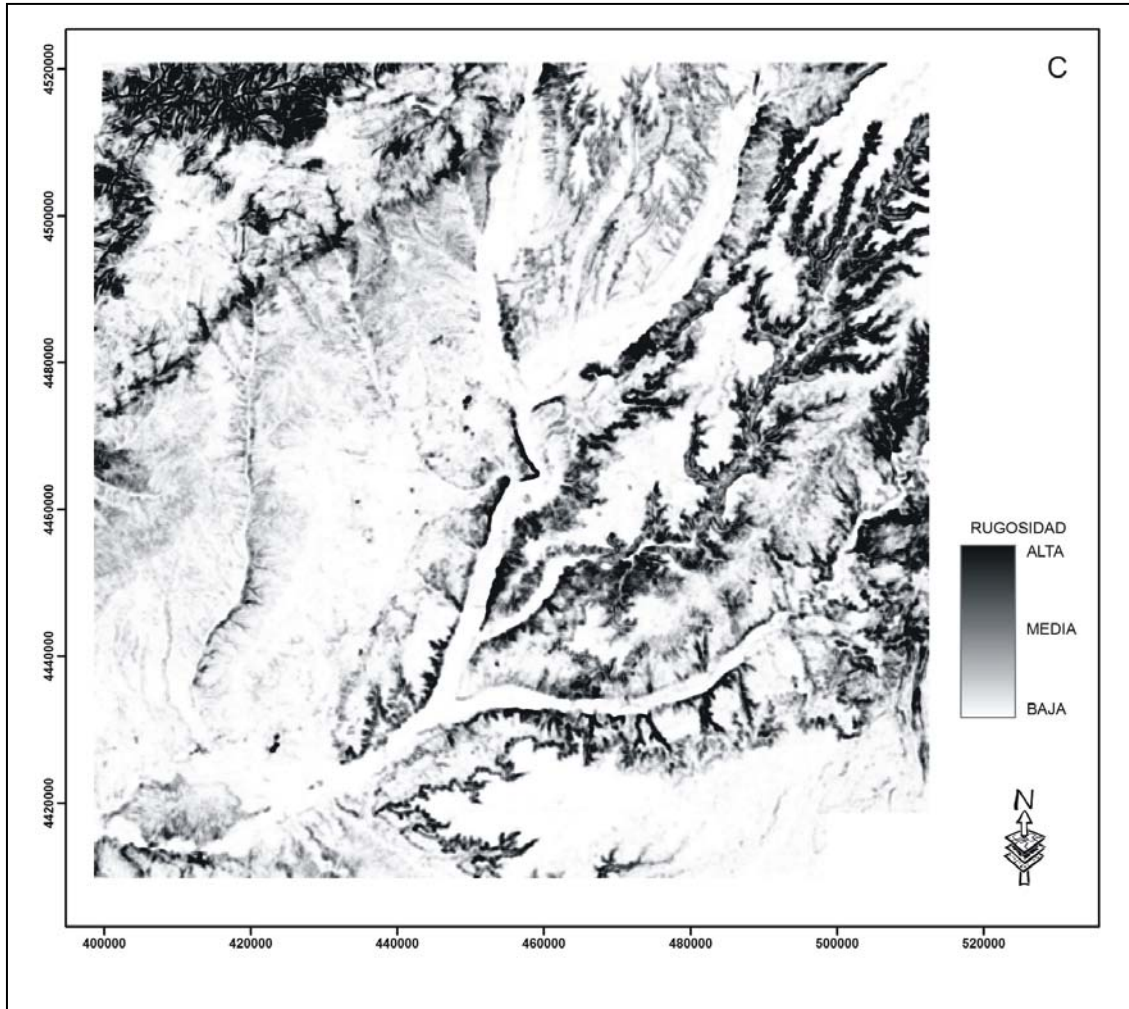


Figura 7.4. Mapas de Rugosidad del Terreno para la zona de estudio. Las letras A, B (en la página anterior) y C se corresponden con las sucesivas ventanas de análisis (5, 10 y 20 celdas, o bien su correspondencia en metros, 125, 250 y 500 metros de lado) utilizadas para la estimación de este índice morfométrico.

Por el contrario, en la mitad oriental de la cuenca se origina un predominio de valores medios y altos de rugosidad asociados a la margen izquierda del río Henares hasta la cuenca del río Tajuña, encajada en el relieve litológico-estructural (apuntar que los relieves culminantes de dicha cuenca, con afloramiento de las “Calizas del Páramo”, muestran valores de rugosidad bajos). Las márgenes del río Tajo, también presenta valores medios y altos asociados a los pequeños arroyos desde las zonas elevadas de la cuenca del Tajuña al Norte y de la “Mesa de Ocaña” al Sur.

Indicar por último, que los valores de rugosidad bajos vuelven a ser predominantes en la esquina sureste de la zona de estudio, en relación con la “Mesa de Ocaña”, en la que los depósitos calizos que culminaron la sedimentación neógena vuelven a aflorar.

Este patrón, de forma más o menos nítida se mantiene de forma independiente al tamaño de la ventana de análisis utilizada, lo que nos indica que probablemente dicha distribución de valores de rugosidad sea independiente del tamaño de dicha ventana, siempre que esta se mantenga dentro de ciertos límites razonables.

7.4.- ANÁLISIS DE TENDENCIA DEL RELIEVE

Los análisis de tendencia de superficies, en este caso aplicados al relieve, suponen la metodología matemática usada para separar los datos geográficos en sus componentes principales, regionales y fluctuaciones locales (Agterberg, 1974; Davis, 1986; Grohmann, 2005). Así, según Grohmann las tendencias regionales se pueden computar a partir de superficies polinómicas de diferente orden (o potencia), mientras los valores residuales, correspondientes a las fluctuaciones locales de la variable analizada, son la diferencia aritmética entre los datos originales y la superficie de tendencia.

Por lo tanto, los mapas de residuales pueden jugar un papel muy importante en los análisis de tendencia del relieve, ya que nos pueden ser de gran utilidad en la interpretación e identificación de estructuras de interés.

Otra aproximación al análisis de las tendencias regionales del relieve puede llevarse a cabo a partir de la generación de diferentes superficies armónicas (dependientes de la longitud de onda utilizada o del número del armónico) a partir de análisis de Fourier de la variable espacial topografía. Este tipo de análisis se basa en la descomposición de una función compleja, representando al relieve de la zona, en una serie de componentes seno y coseno simples, de tal manera que la suma de todas ellas nos de cómo resultado la función original (Telford et al., 1976; Davis, 1986; Gasquet y

Witomski, 1990; Sánchez-Serrano, 2000).

7.4.1.- Cálculo de las Superficies Polinómicas del Relieve

El cálculo de las diferentes superficies de tendencia del relieve, por ajuste de una función polinómica, se ha llevado a cabo siguiendo en parte la metodología descrita por Grohmann (2005), a partir de la selección aleatoria de una población de datos perteneciente a la superficie analizada (Garrote y Garzón, 2012b).

En nuestro caso el tamaño de la población fue de casi 50000 puntos seleccionados de forma aleatoria de un MDE que cubría una extensión mayor a la de análisis, debido a la necesidad de utilizar una zona más extensa en el intento de evitar los posibles problemas asociados al efecto de borde (Davis, 1986 – en Grohmann 2005). El MDT ampliado, en extensión no en su resolución, abarca tanto el la Sierra de Guadarrama como la Sierra de Altomira y parte de la Cuenca de Loranca, y también parte del relieve de los Montes de Toledo.

A partir de esa población inicial, que considerábamos excesiva en tamaño para el propósito que perseguíamos se derivaron una serie de sub-poblaciones de menor tamaño (en torno a los 5000 puntos cada una) de tal forma que nos permitiría comprobar si cada una de ellas presentaba una buena relación, y por tanto la representatividad de las superficies polinómicas derivadas era significativa. Seis fueron las sub-poblaciones derivadas a partir de las cuales se procedió a la obtención de las funciones polinómicas representativas de cada caso.

A partir de cada una de las poblaciones obtenidas se procedió al cálculo de las distintas superficies polinómicas de diferente orden (Sutterlin y Hastings, 1986; Grohmann, 2005), definidas matemáticamente por un polinomio de grado n , que nos permitía el paquete informático utilizado (ESRI Arc Info 9.3) que abarcaban los ordenes 1º a 12º. Por la complejidad de la superficie a representar, y teniendo en cuenta que el orden uno se asocia a una recta y el dos a un plano, se optó por la estimación de la de mayor orden, y por la de orden intermedio (6º) para su comparación y comprobación

de su funcionalidad y representatividad. La elección posterior de la superficie polinómica utilizada (12º orden) para los análisis de comparación de superficies no pudo realizarse en base a experiencias previas propias o ajenas, así que hubo de basarse en el mejor ajuste (Tabla 7.1) mostrado, con respecto a la superficie original, frente a la superficie polinómica de orden 6.

RMS (m) POBLACION DATOS	TREND ORDER	
	6	12
A	143,83	128,03
B	147,51	132,05
C	145,93	130,92
D	140,64	125,96
E	146,38	131,45
F	146,88	131,37

Tabla 7.1. Valor del Error Cuadrático Medio (RMS) para las distintas superficies polinómicas de orden 6 y 12 generadas. Puede observarse como la utilización de las superficies de orden 12 suponen una mejora media en el ajuste de los datos de en torno a 15 metros.

Es evidente que a la hora de afrontar este tipo de análisis se ha de tener en cuenta y aceptar la “representabilidad” de este tipo de superficies con respecto al relieve de la zona estudiada, asumiendo que todo intento de descomposición de la superficie original en una ecuación matemática, de la complejidad que sea, es simplemente un intento de aproximación a la realidad.

La superficie polinómica elegida, la de 12º orden, como más representativa del relieve actual nos muestra (en los seis ejemplos usados) una cuenca rodeada de un relieve perimetral excepto en el extremo occidental de la misma (Figura 7.5). Esto se asemeja bastante bien con la descripción somera que podríamos realizar de la Cuenca de Madrid. En el caso de los modelos derivados mediante el ajuste de una función polinómica de orden 6, el resultado es parecido al comentado anteriormente, pero el cierre perimetral de la cuenca se aprecia principalmente en el extremo norte, no

siendo capaz esta superficie teórica de representar de forma satisfactoria los relieves asociados a los extremos NE, E y SE de la Cuenca de Madrid (Figura 7.6). Se observa en estos límites una ligera orla de cotas más elevadas que las de la cuenca, pero estas elevaciones se encuentran desplazadas hacia el sur y hacia el este, representando los relieves que ya fuera de nuestra zona de estudio pasarán a configurar las estribaciones de la Cordillera Ibérica y la Alcarria, habiéndose perdido los que representan las elevaciones de la Sierra de Altomira y de la Mesa de Ocaña.

La comparación entre las superficies polinómicas de órdenes 6 y 12 nos muestran las diferencias existentes entre ambos ajustes (Figura 7.7). La comparación se llevo a cabo para las superficies derivadas de poblaciones de datos semejantes, y en todos los casos el resultado obtenido es semejante, mostrando zonas en las que topográficamente la superficie de orden 12 está elevada respecto a la de orden 6, principalmente en los extremos NO y SE, correspondiendo a las zonas más elevadas del Sistema Central y a la zona de la cuenca del río Tajuña y la Mesa de Ocaña.

Por el contrario, en el cuadrante NE se produce una situación inversa, siendo la superficie de orden 6 la que muestra cotas más elevadas. Esta situación puede ser producto de la menor flexibilidad de la superficie de orden 6 para adaptarse a la variaciones topográficas de los datos de partida, provocando una simplificación excesiva de los mismos que no es capaz de representar la menor cota topográfica asociada a los valles del Jarama y del Henares.

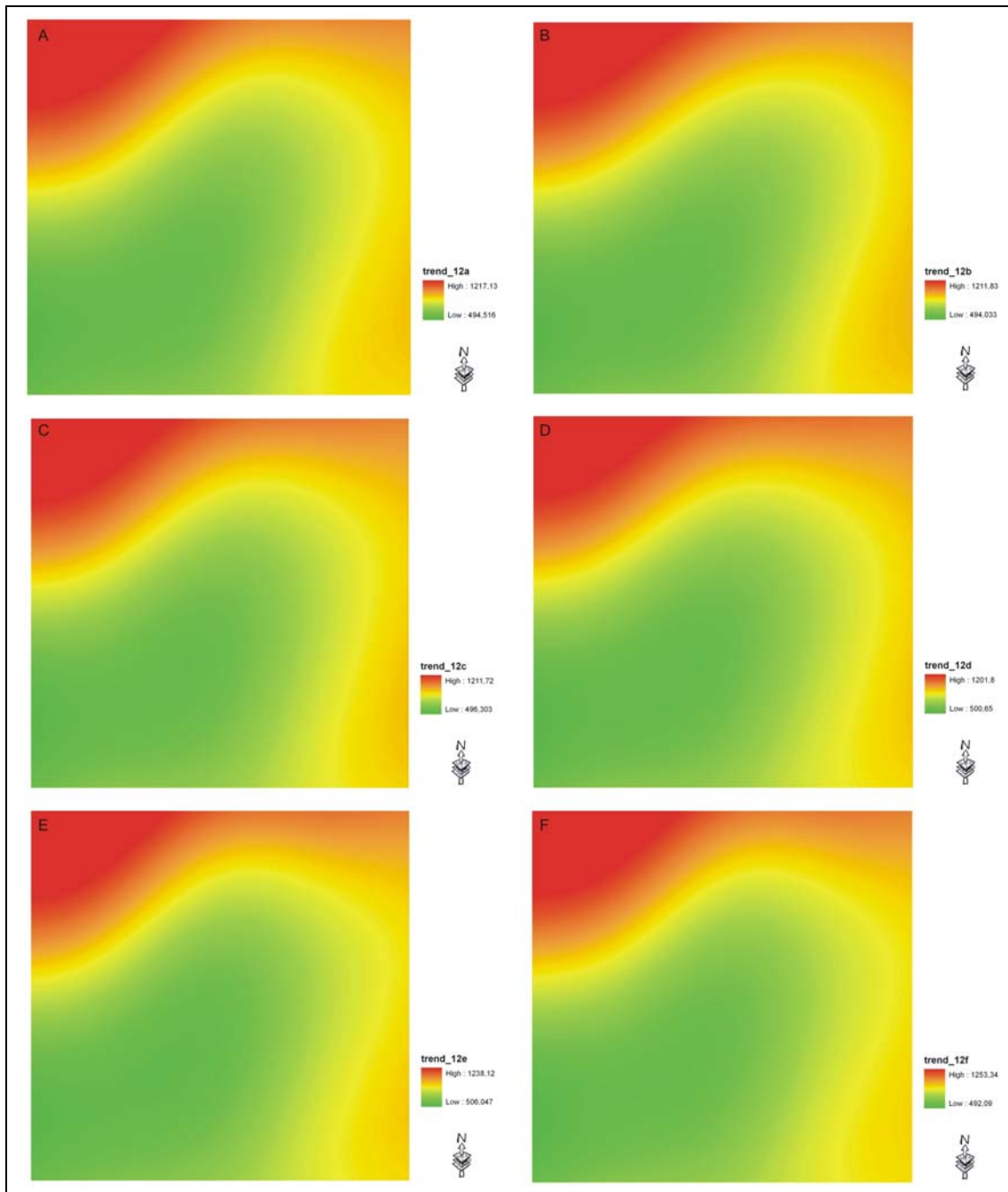


Figura 7.5. Superficies de Tendencia del Relieve derivadas a partir del ajuste de un polinomio de orden 12 a las distintas poblaciones de datos de partida utilizadas. Cada una de estas poblaciones constaba de cerca de 5000 individuos, y con estos datos de generó la superficie de tendencia con una resolución de 50 metros.

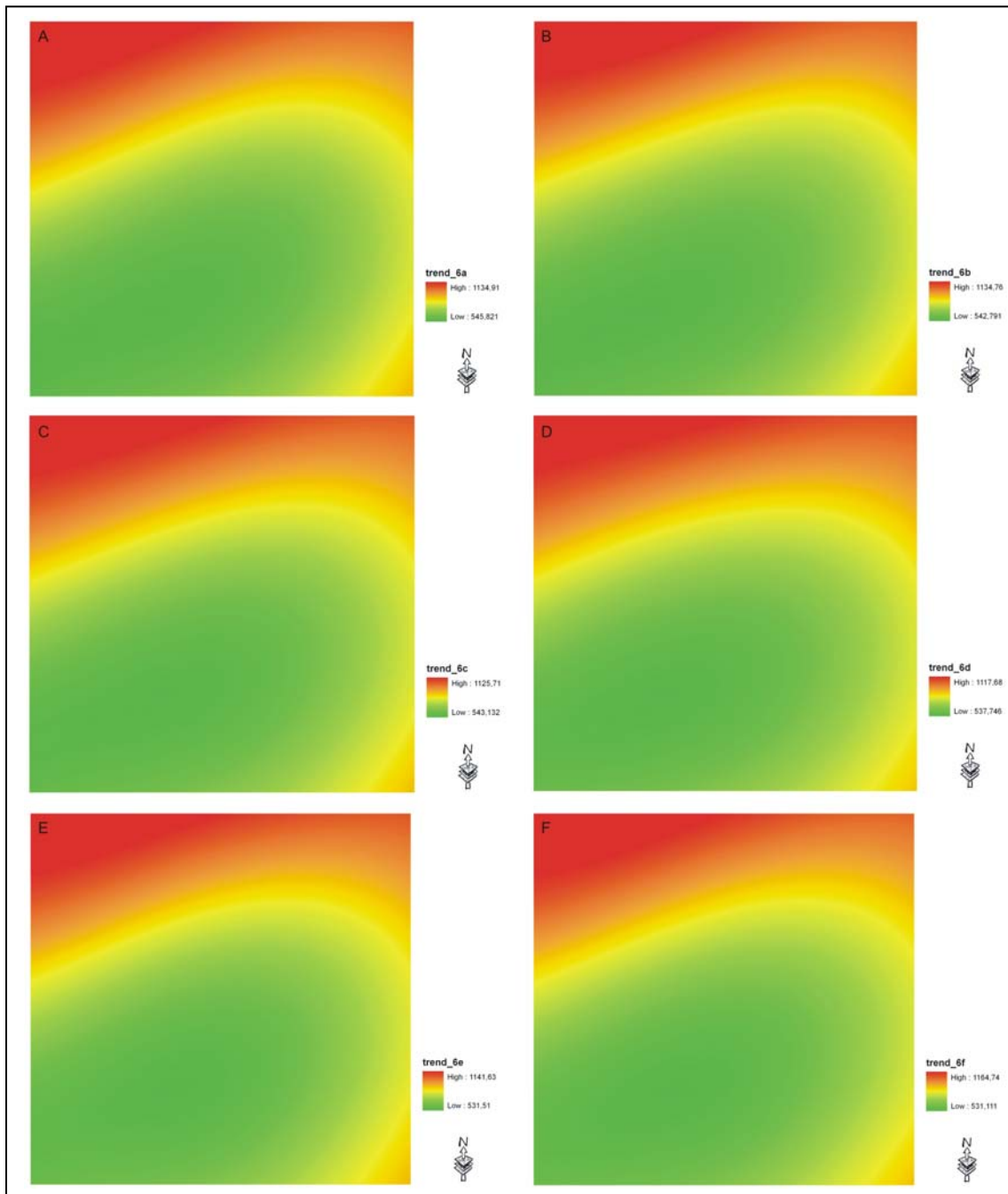


Figura 7.6. Superficies de Tendencia del Relieve derivadas a partir del ajuste de un polinomio de orden 6, a las distintas poblaciones de datos de partida utilizadas. Cada una de estas poblaciones constaba de cerca de 5000 individuos, y con estos datos se generó la superficie de tendencia con una resolución de 80 metros.

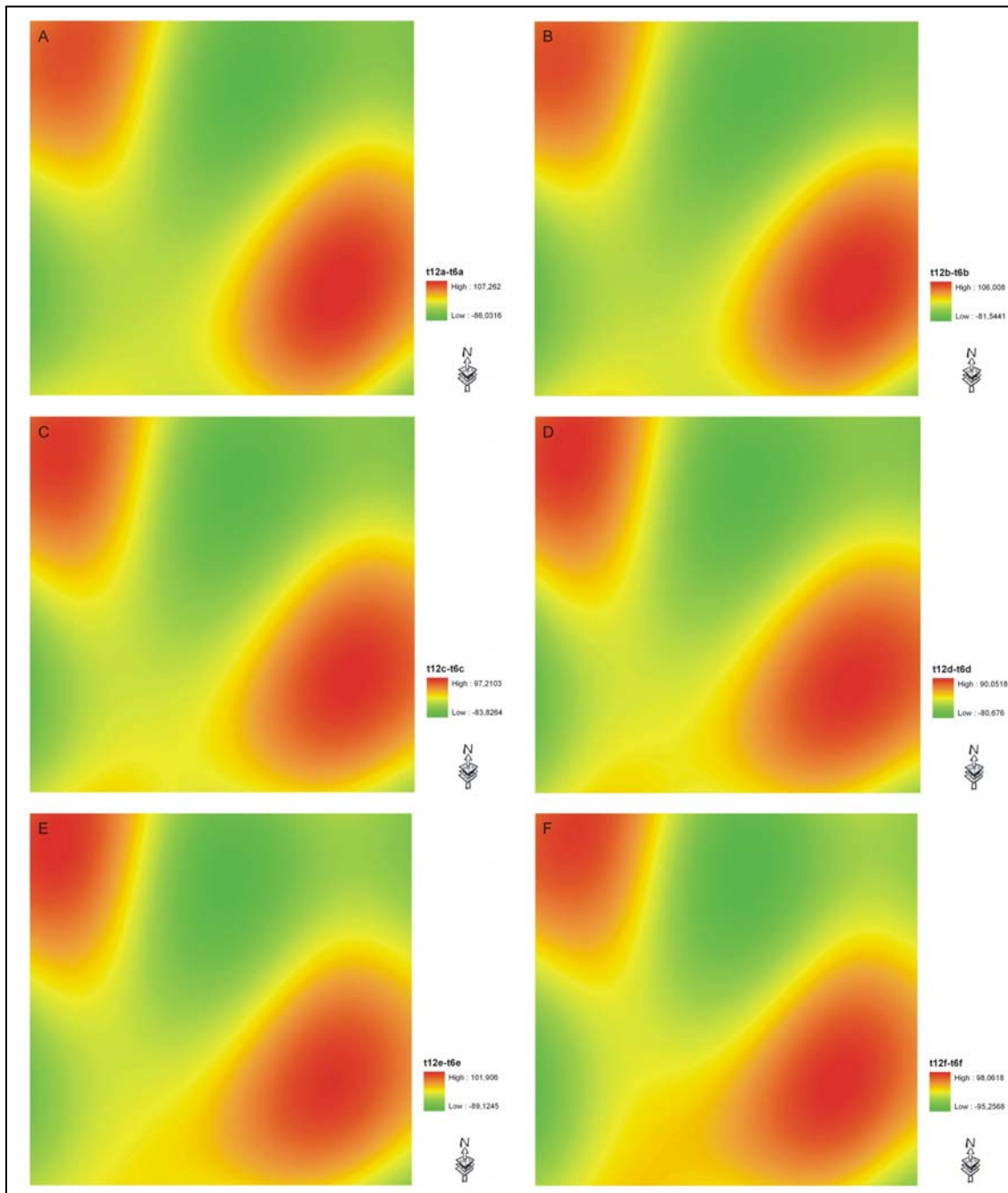
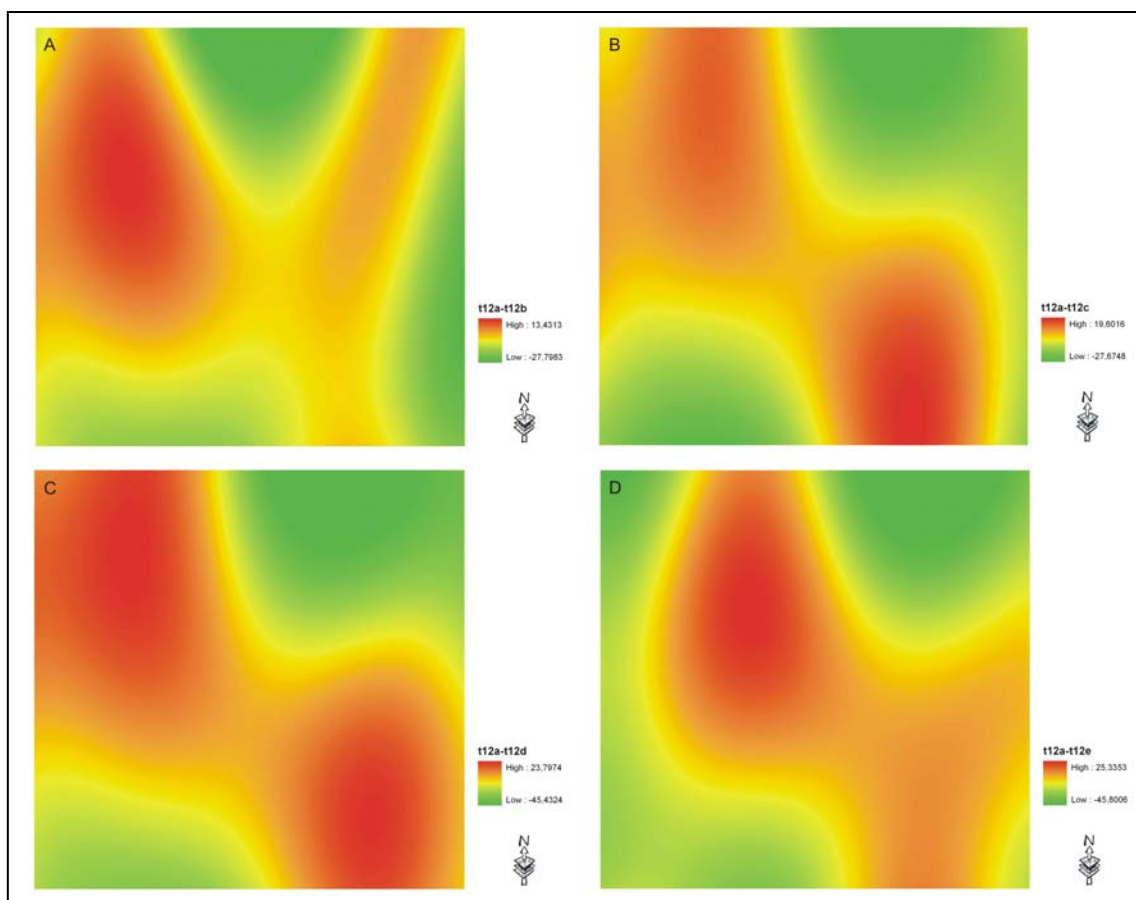


Figura 7.7. Diferencias entre el ajuste de la superficie teórica generada a partir de un polinomio de orden 12 respecto a la generada a partir de un polinomio de orden 6. Cada uno de los ejemplos proviene de la resta de polinomios generados a partir de poblaciones de datos de partida idénticas.

Por último, en pos de obtener una visión acerca del ajuste de la superficie de orden 12, se comparan los resultados obtenidos a partir de las distintas poblaciones de

datos manejadas (Figura 7.8). Los resultados, de las siete comparaciones realizadas, muestran una clara aleatoriedad en la disposición geográfica de los valores positivos y negativos, que nos indican la predominancia topográfica de una superficie teórica sobre otra. Estas diferencias, sin embargo, no parecen excesivas a tenor de los valores máximos que muestran los mapas en los que se representa el resultado de la resta de una superficie derivada respecto a otra. El máximo valor de diferencia alcanza los 45 metros. Siendo el valor extremo (teniendo en cuenta el valor de RMS obtenido para estas superficies respecto a los datos originales) se puede interpretar como que la generación de las diferentes superficies a partir de distintas poblaciones de partida ha dado lugar a resultados homogéneos y con un patrón único que representaría el ajuste de esta solución matemática concreta a una población de datos significativa del relieve de la Cuenca de Madrid.



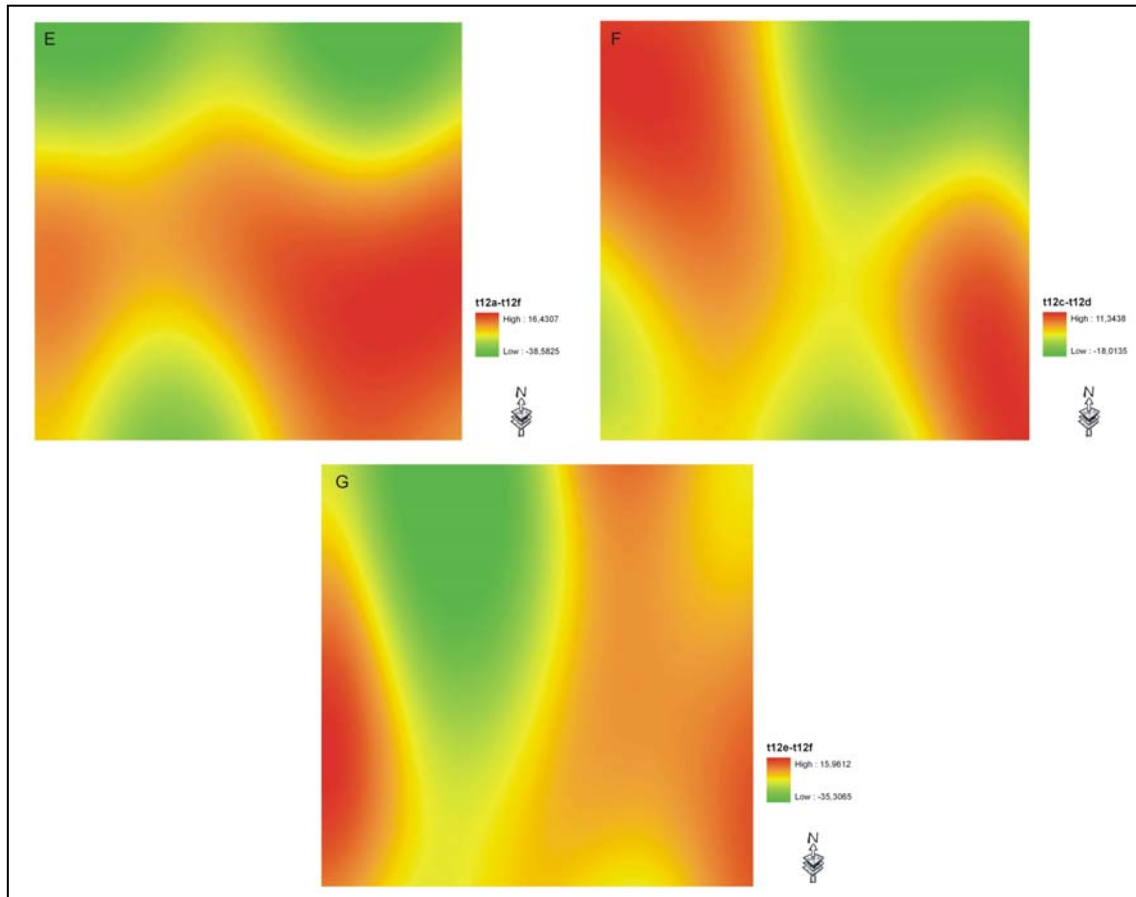
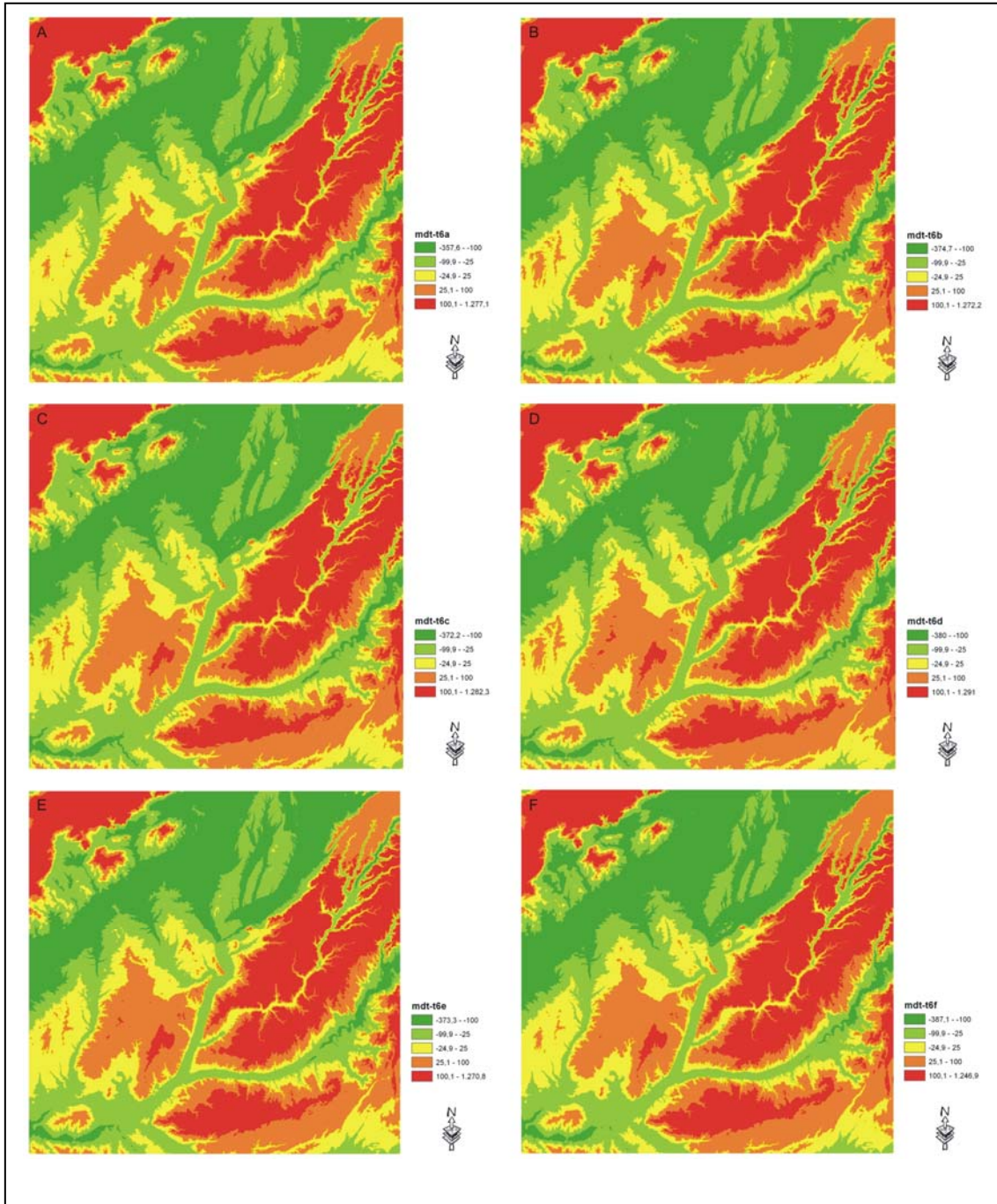


Figura 7.8. Diferencias entre el ajuste de las superficies teóricas generadas a partir de un polinomio de orden 12. Cada uno de los ejemplos proviene de la resta de polinomios generados a partir de poblaciones de datos de partida distintas, la primera respecto a las otras cinco poblaciones utilizadas (A-B; A-C; A-D; A-E; A-F, las cuatro primeras combinaciones en la página anterior) así como entre pares consecutivos de ellas (A-B; C-D; E-F).

7.4.2.- Comparación de las Superficies Polinómicas con el relieve actual

La comparación entre el relieve actual y las superficies polinómicas generadas se llevo a cabo a partir de la obtención de los valores residuales de la resta de dichas superficies. Los valores obtenidos presentan tanto signo positivo cuando la cota topográfica del MDE se encuentra por encima de la superficie polinómica, como signo negativo en la situación inversa.

La comparación MDE – Superficie Polinómica se ha efectuado tanto para las de orden 6 como para las de orden 12 (Garrote y Garzón, 2012b). De forma más sucinta se comentarán los resultados con las superficies de orden 6, para a continuación, y de forma más detallada, evaluar los resultados frente a las superficies de orden 12, pues estas se consideraron más representativas de la superficie original y con una mayor capacidad para interpretar las variaciones topográficas que tienen lugar en el entorno de la Cuenca de Madrid.



Figurar 7.9. Resultados (residuales) de la resta entre el MDT de la Cuenca de Madrid y cada una de las superficies polinómicas de orden 6 generadas. Se puede observar como la distribución de zonas positivas y negativas (positivo = MDT topográficamente elevado respecto a superficie polinómica; negativo viceversa a la situación apuntada) es independiente de la superficie polinómica considerada, y por tanto de la población de datos de partida utilizados.

La comparación que enfrenta al MDE actual respecto a las superficies polinómicas de orden 6 muestra una distribución de valores semejante

independientemente de la superficie polinómica considerada en función de la población de datos de partida, lo cual por un lado nos confirma la independencia del resultado de estas frente a la población de datos, y por otro nos permite la descripción de los resultados de forma conjunta, sin tener que independizar los resultados para cada una de las simulaciones utilizadas (Figura 7.9).

Centrándonos en la descripción de los resultados obtenidos, podemos comentar que existe una distribución de valores positivos y negativos que se adapta a un bandeo de dirección NE-SO que atraviesa la zona de estudio. La primera de estas franjas quedaría constituida en el extremo NO por el Sistema Central, que muestra los valores positivos extremos del mapa de residuales. Hacia el sur aparece una zona de tránsito entre valores positivos y negativos en la que, aún predominando los valores negativos, se reconocen zonas de valores positivos, que no presentan continuidad sino que se encuentran aisladas y se podrían interpretar como bloques elevados del terreno. La localización geográfica y el número de bloques es semejante independientemente de la superficie teórica considerada (Figura 7.9).

Más al sur, la predominancia de valores negativos se hace completa, observándose la presencia de una zona en la que el valor de los residuales se aproxima a cero y su morfología se hace reconocible en la distribución de los depósitos conglomeráticos de la Raña. A continuación aparece una segunda banda de valores positivos, la cual se extiende hasta el límite sur de la zona de estudio. El tránsito entre estas dos bandas difiere, siendo muy neto en la parte oriental y más gradual en la zona occidental, apreciándose además un giro en la dirección del bandeo que mantiene la dirección apuntada para la mitad oriental de la banda mientras en la zona occidental presenta una dirección más próxima a E-O. Los valores positivos dentro de esta banda no alcanzan los valores que aparecían en la primera banda positiva, y esta última se encuentra intersectada por alineaciones de valores negativos correspondientes a los cauces de los cursos principales. La presencia de estos corredores (asociados a la incisión de los cauces fluviales) se maximiza en el extremo SO, en el que pasan a ser mayoritarias e independizan un bloque positivo en la zona de Bargas.

Respecto a la comparación entre el MDE y las polinómicas de orden 12, podemos decir al igual que en el caso anterior, que la distribución de valores positivos y negativos se mantiene homogénea en cada caso.

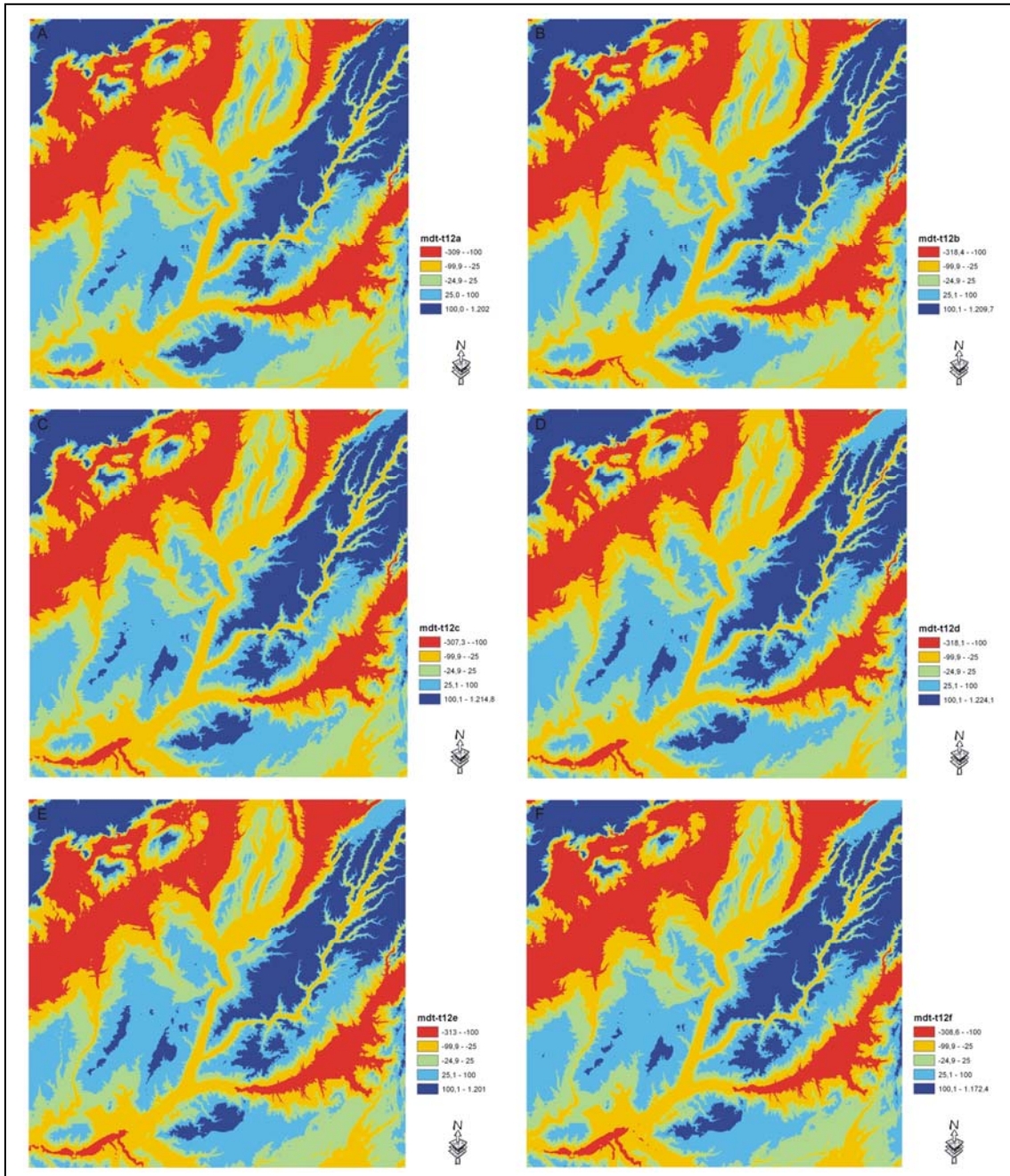


Figura 7.10. Resultados (residuales) de la resta entre el MDT de la Cuenca de Madrid y cada una de las superficies polinómicas de orden 12 generadas. Se puede observar como la distribución de zonas positivas y negativas es independiente de la superficie polinómica considerada, y por tanto de la población de datos de partida utilizados.

La primera idea que podemos extraer es que la distribución de valores no es aleatoria, sino al contrario, presenta una buena relación con diferentes zonas geomorfológicas de la Cuenca de Madrid. Las elevaciones superiores a las estimadas corresponden al sector del Sistema Central, el cuadrante S-SE relacionado con la Mesa de Ocaña, y la franja NE-SO, que se corresponde con la cuenca del río Tajuña, la cual según Capote y Fernández Casals (1978), como perteneciente a la superficie culminante de la Caliza de los Paramos presenta una estructura de suaves anticlinales y sinclinales, y cuya elevación, según Giner y De Vicente (1995) puede atribuirse a una flexura cortical con dirección NE producto de la subsidencia asociada a la falla del borde sur del Sistema Central. Esta franja se continúa hacia el oeste con cambio de dirección a E-O. Por otro lado, la franja NE-SO, situada inmediatamente al norte de la anterior, presenta una elevación por debajo de lo estimado para la superficie polinómica de comparación (Figura 7.10).

En un segundo estadio de mayor profundidad de estudio, se plantean dos caminos distintos, por un lado considerando las superficie de residuales como un nuevo e hipotético MDE, o por otro lado el análisis de la superficie residual en función de propiedades morfológicas, tal como la pendiente o el relieve. Para ello, vamos a seleccionar uno de los modelos derivados (partiendo de la independencia de los resultados frente a la población de datos de partida utilizados) quedándonos con el modelo derivado a partir de la población de datos denominada "A" (Figura 7.10).

La primera de las aproximaciones (Figura 7.11), permite apreciar de forma más nítida las diferencias topográficas existentes dentro de la cuenca, resaltando aquellas zonas que presentan mayores elevaciones frente a la uniformidad de las más bajas. Las zonas más elevadas de la cuenca que se corresponden con diferentes estructuras morfológicas de la misma.

Estas estructuras incluyen, además de las que ya han sido referidas anteriormente, las divisorias de aguas entre las principales subcuencas. Hay que apuntar aquí, que en este caso todas las zonas que muestran cierta elevación respecto a zonas vecinas se encuentran prácticamente enrasadas con la superficie polinómica

de mejor ajuste. Esta presenta en la mayor parte de su extensión valores que no difieren más de 25 metros en el ajuste y valores algo mayores en los núcleos de dichas divisorias, aunque por la mencionada elevación significativa se han considerado como zonas de relieve prominente dentro de la cuenca. Por el contrario, en las anteriormente citadas, su elevación es significativamente superior a la estimada por la superficie polinómica de orden 12.

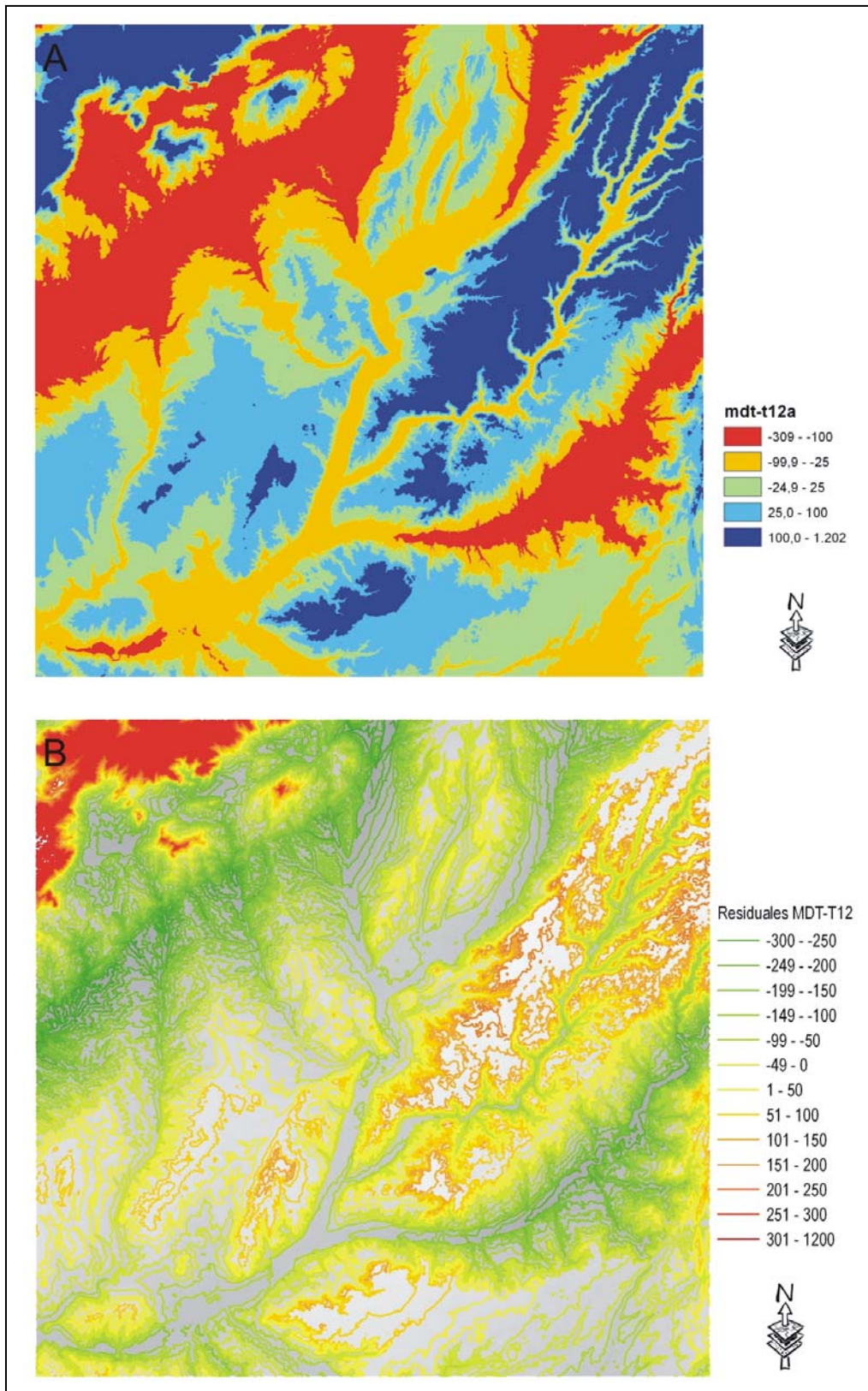


Figura 7.11. Modelo de residuales utilizado para la interpretación de los resultados de este análisis. A, clasificación en intervalos de los valores obtenidos de residuales. B, mapa de contornos del modelo, permite analizar la morfología de las distintas zonas.

Vamos a empezar analizando aquellas zonas que muestran elevación prominente, que se corresponden con las divisorias de aguas de la zona central de la cuenca y que se encuentran topográficamente a nivel de la superficie polinómica. Podemos apreciar como los máximos topográficos del mapa residual entre las cuencas de los ríos Guadarrama y Alberche son menores de los que se presentan en otros interfluvios, lo que indicaría un mayor grado de erosión o denudación en la zona y una definición morfológica más pobre de la divisoria entre ambos ríos. En el resto de los casos, y con mayor o menor extensión, las divisorias de aguas tienen un reflejo más claro en nuestro mapa, aunque también podemos apreciar ciertas diferencias entre ellas como por ejemplo la diferencia topográfica, de las divisorias entre los ríos Guatén – Jarama, lo que podría indicar una mayor incisión de estos cauces en dicho área, aunque analizando la morfología de dicha zona se observa que la definición de dichos valles no es homogénea, siendo mucho más significativa la definición del valle del Jarama que la del arroyo Guatén. En este caso se superan los 100 metros de diferencia en el ajuste entre las superficies consideradas, mientras que en el resto de interfluvios no llega a alcanzarse semejante diferencia topográfica. La morfología que presentan estos interfluvios de la zona centro es distinta, mientras en el caso Guatén – Jarama y Alberche – Guadarrama existe una amplia zona que muestra valores residuales entre los 25 y 100 metros dando lugar a una culminación más aplanada, en el resto de los casos, el área con residuales positivos es pequeña y con forma de crestas en el sentido de flujo de los ríos.

El resto de zonas de relieve significativo, el sector del Sistema Central presenta el mayor relieve residual de la zona, mostrando una ruptura brusca del relieve con respecto al resto de la cuenca, con bloques aislados positivos y la existencia de áreas internas dentro del Sistema Central con valores negativos del mapa residual (Figura 7.11a). En la zona externa se puede apreciar el fuerte encajamiento de los cauces, que en muchos puntos supera los 200 metros y alcanza valores máximos en torno a los 300 metros, valores que se mantienen independientemente del modelo teórico usado para su comparación con la topografía actual (Figura 7.10).

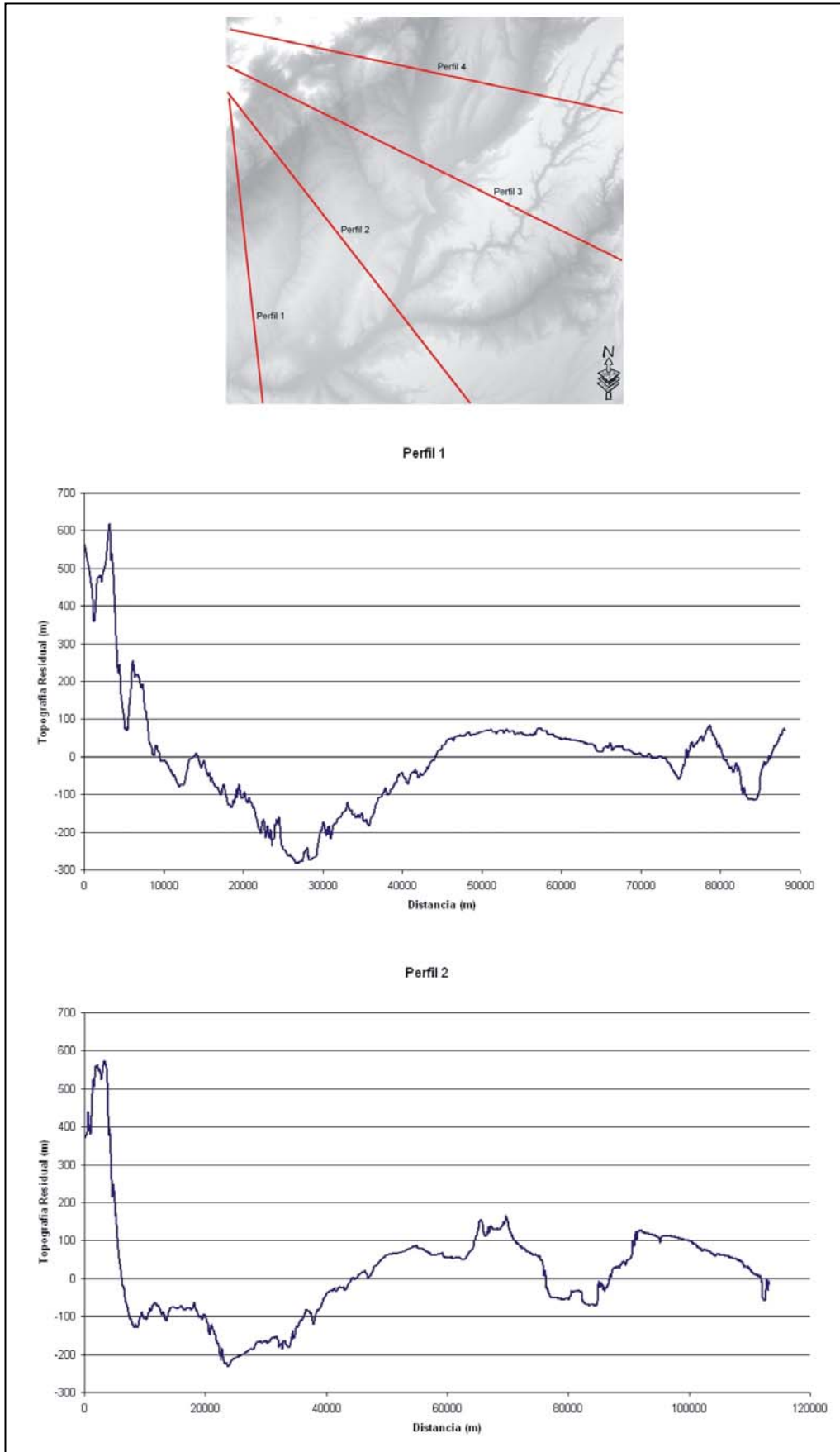
En el borde opuesto (SE) se encuentra otra área de relieve significativo que corresponde a la margen izquierda del río Tajo aguas abajo de la Sierra de Altomira. Presenta en algunos puntos relieves superiores también a los 200 metros, y constituye el borde sur de la Cuenca de Madrid. Esta zona presenta desviaciones superiores al centenar de metros, aspecto en el que coincide con la de la sub-cuenca del río Tajuña, que presenta una diferenciación nítida con respecto a las zonas adyacentes.

Con carácter general, podríamos indicar la existencia de cuatro subgrupos de relieve dentro de la Cuenca de Madrid (Figura 7.12), representados en primer lugar por los relieves del Sistema Central (con desviación máxima superior a los 1000 metros). Un segundo grupo de relieves que presentan desviaciones máximas próximas a los 200 metros positivos y está constituido por la cuenca del río Tajuña y la margen izquierda del Tajo (borde sur de la Cuenca de Madrid). El tercer grupo de relieves estaría formado por las divisorias principales (a excepción de las anteriormente mencionadas) en mayor o menor extensión y desviaciones topográficas entre los 0 a 100 metros positivos. Por último el resto de las correspondería a zonas bajas y desviaciones topográficas superiores a los 100 metros negativos (con máximo en torno a los 300 metros negativos)

La segunda vía de estudio, en función de las propiedades morfológicas de la superficie residual, se centra principalmente en las diferencias de pendiente apreciadas. La primera observación de carácter general, es la no existencia de grandes variaciones de pendiente, más concretamente, de dominios de pendiente homogénea claramente diferenciados. Si bien, existen zonas en las que se producen rupturas de pendiente claras, como por ejemplo los límites de algunas de las zonas de relieve significativo apuntadas, y por tanto será en ellas en las que centremos la descripción de la variable de pendiente asociada a estos límites.

Dejando a un lado el relieve estructural positivo del Sistema Central que por su origen y litologías difiere totalmente del resto, podemos apreciar que los cambios más bruscos de pendiente se encuentran asociados a los límites del relieve significativo de la cuenca del río Tajuña, en el cual, y debido en parte a la escala de trabajo, nos

encontramos con zonas (principalmente en el borde norte) de pendiente muy pronunciada (Figura 7.11b). Este aspecto contrasta con la margen izquierda de esta cuenca, en la que el cambio de pendiente es menos brusco. Esta diferencia se puede buscar en el desplazamiento hacia el S-SE del curso del río Henares, que estaría erosionando la base de la ladera que define la divisoria de aguas entre este cauce y el río Tajuña. En la parte central, asociada al curso principal, las pendientes son similares a las del borde norte, muy elevadas en relación con la incisión de los cursos principales y secundarios dentro de la cuenca.



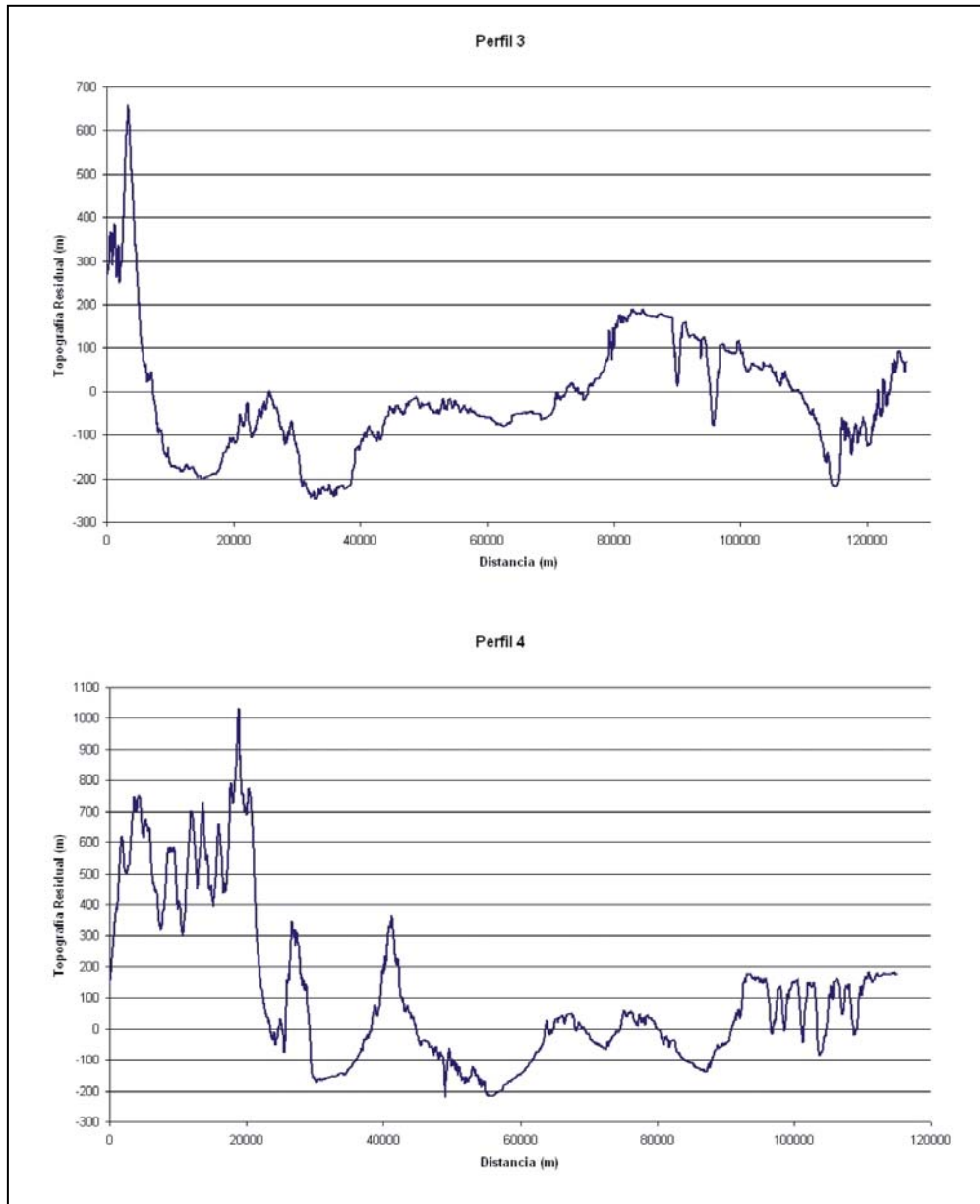


Figura 7.12. Localización y perfiles topográficos sobre el mapa de valores residuales de la resta entre la topografía actual y el modelo matemático teórico definido por el polinomio de orden 12. La localización y los perfiles 1 y 2 en la página anterior.

Hacia el sur, se encuentra otro relieve significativo, en la margen izquierda del Tajo, el cual presenta un cambio de pendiente análogo al del margen sur del río Tajuña, progresivo y constante. En el resto de puntos de relieve significativo, el cambio de pendiente es mínimo, no presentando diferencias con las zonas adyacentes. Hay

que apuntar que en estas dos zonas los depósitos que coronan topográficamente son las calizas que colmataron la Cuenca de Madrid.

7.4.3.- Análisis de Fourier (Generación de Superficies Armónicas del Relieve)

Los datos relativos a las distintas superficies armónicas del terreno que se van a utilizar en este apartado provienen del trabajo realizado por Sánchez Serrano (2000), para discernir la estructura básica del centro peninsular, que plantea una serie de ondulaciones suaves del terreno que conformarían la topografía actual en esta región. Estas ondulaciones presentan una significativa continuidad longitudinal, con dislocaciones que provocan cambios de dirección, a favor de fracturas de componente N bastante marcada. Los trenes de ondas u ondulaciones varían entre direcciones NE-SO a E-O, ambas comunes en distintos trabajos enfocados a la comprensión de la estructura de esta región (p.e., De Vicente et al., 1992; Sánchez Serrano, 2000; o Tejero et al., 2006) y también ya apuntadas en este trabajo.

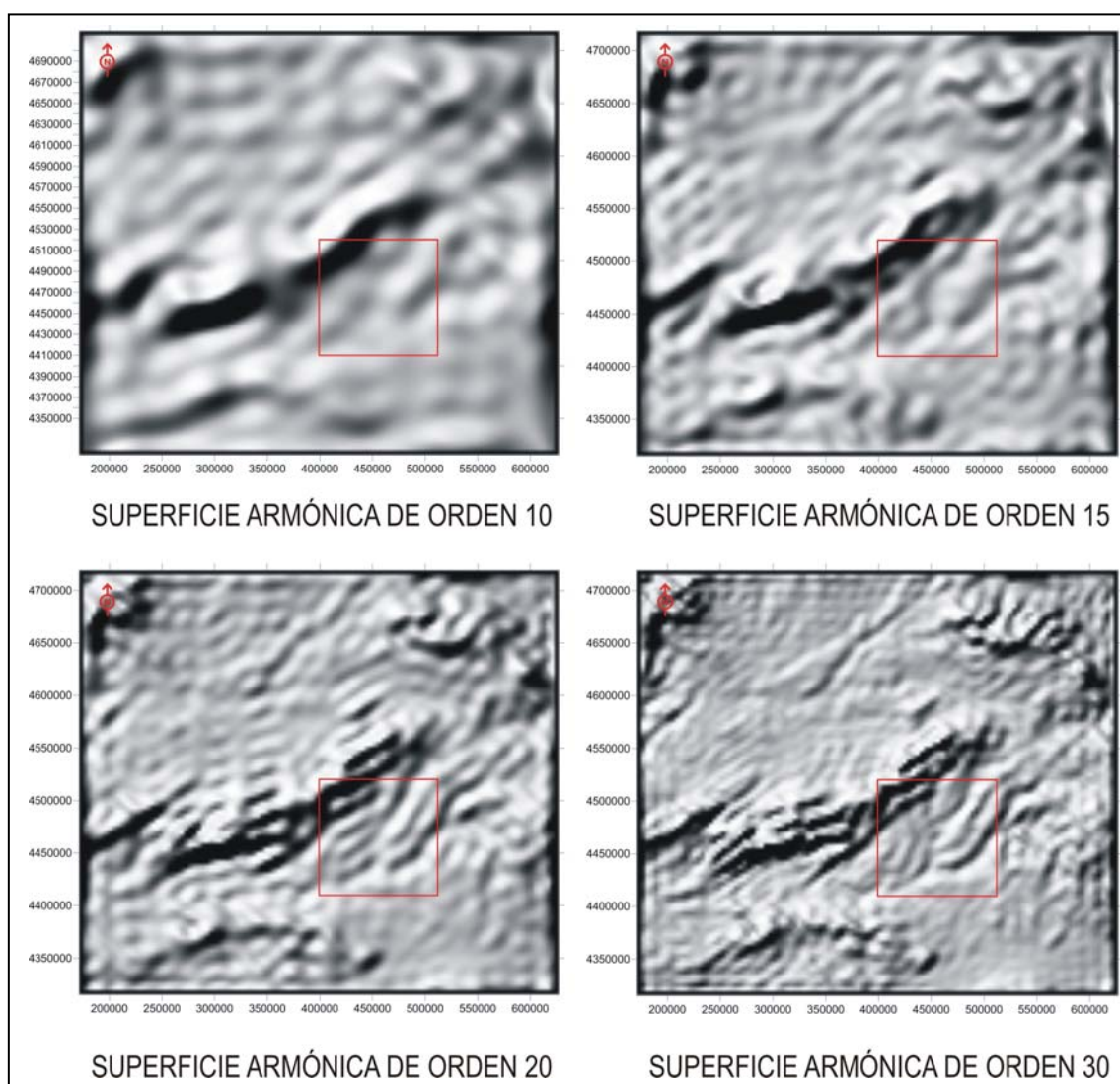


Figura 7.13. Superficies armónicas asociadas a los órdenes 10, 15, 20 y 30. El recuadro rojo dentro de la superficie hace referencia a la extensión de la zona de estudio del presente trabajo, aunque se muestra una extensión superior para poder encuadrar el resultado dentro del marco regional del centro Peninsular. Puede observarse como el grado de definición del relieve se incrementa conforme aumenta el orden el armónico representado.

En el trabajo de Sánchez Serrano (2000) se muestran los resultados de un número importante de órdenes del armónico utilizado para la interpretación del territorio, en función del cual la simplificación de la topografía es mayor o menor. El valor del armónico hace referencia a la longitud de onda en la que se descompondrá el terreno, lo cual varía en función de la longitud en el eje X e Y de la zona de estudio y de la resolución del MDT utilizado para dicho análisis.

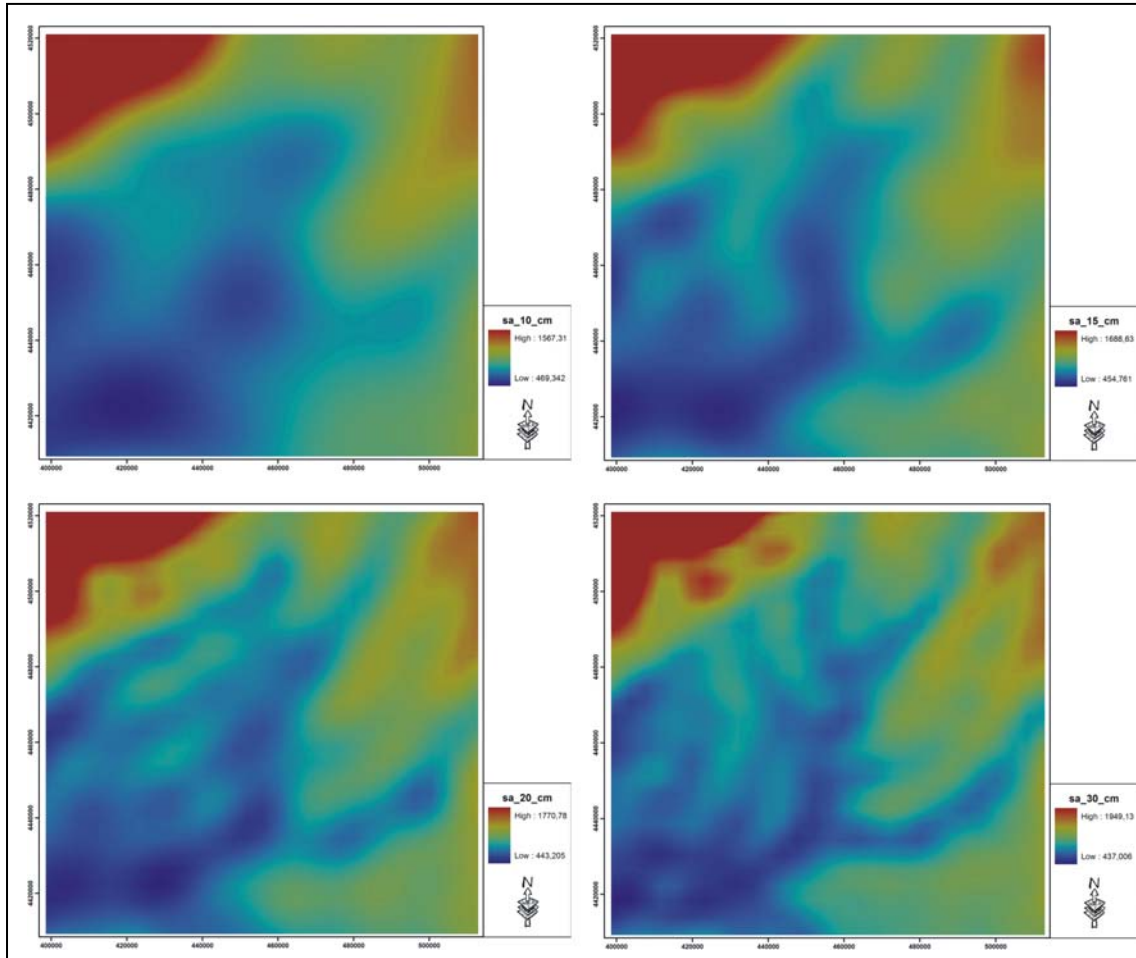


Figura 7.14. Resultado de la estimación de los armónicos de orden 10, 15, 20 y 30 limitado a la zona de estudio de este trabajo.

Como el objetivo de este trabajo no es duplicar los resultados obtenidos por Sánchez Serrano, hemos optado por centrarnos en los valores de orden del armónico que mejor representan la síntesis de la topografía de la zona, en la que este autor se decanta por el armónico de orden 20. En nuestra opinión, si bien esto es cierto, se han seleccionado también las superficies generadas por armónicos de órdenes inmediatamente inferior y superior (Figura 7.13 y Figura 7.14), para mostrar las diferencias existentes. Posteriormente nos centraremos solo en dos de las superficies generadas para su comparación con la topografía actual, la obtención de los valores residuales de la comparación de las mismas y su interpretación.

Los resultados de las superficies armónicas para la zona de estudio (Figura 7.14) muestran como a medida que el orden del armónico se incrementa, también lo hace el detalle con el que se representa la topografía, de forma que el armónico de orden máximo para la zona sería el MDE de esa región. Así, vemos como el armónico de orden 10 solo muestra los rasgos más característicos, aspecto que se visualiza mejor en la figura 7.13 con la distinción de las sierras de Guadarrama y Gredos. También es fácil de observar la ondulación positiva correspondiente con la cuenca del río Tajuña, así como las negativas que conforman las mayores depresiones de la zona, que se corresponderían con los valles del sistema Jarama – Henares – Tajo.

La superficie armónica de orden 15 permite una mejor diferenciación de ese sistema fluvial (Figura 7.14), así como los relieves asociados a dos unidades litológicas características de la región, las calizas de la Mesa de Ocaña y los conglomerados de la “Raña”. En la imagen más general (Figura 7.13) puede apreciarse como se van definiendo más nítidamente los principales valles fluviales.

En la superficie armónica de orden 20 se aprecia incluso la incisión del río Tajuña asociada a los cursos fluviales, aunque parece una incisión en su eje central. Este aspecto se observa tanto en la imagen general como en la de detalle (Figuras 7.13 y 7.14), donde también se aprecian los principales relieves de la cuenca, así como tres ondulaciones positivas y dos negativas en la mitad occidental, que pierden su conexión con las que conforman los relieves de la mitad oriental, según el trazado del río Jarama.

Por último, la superficie armónica de orden 30 muestra ya un claro esbozo de la superficie actual, pudiendo diferenciarse las estructuras indicadas, así como el trazado de los principales cursos y sus interfluvios. De estos últimos se puede resaltar que la menor definición aparece entre los cauces del Alberche y el Guadarrama, o el antiguo trazado del río Manzanares (Figura 7.14), que en vez de girar hacia el Este para desembocar en el Jarama-Henares, continuaría hacia el sur siguiendo el arroyo Guatén, para desembocar directamente al río Tajo.

Es debido a este alto detalle y su semejanza con el MDE actual por lo que Sánchez Serrano (2000) elige la superficie armónica de orden 20 como representante de la estructura básica de la corteza (o componente regional), mientras que la de orden 30 ya la considera como una mezcla de componentes (regional y local).

7.4.4.- Comparación de las Superficies Armónicas con el relieve actual

La comparación entre en MDE actual y la superficie armónica de orden 20 (componente regional del relieve) muestra unos resultados que no han sido satisfactorios en la búsqueda de valores residuales que puedan interpretarse como anomalías dentro de la región. Ante esta perspectiva, la comparación se ha extendido al resto de superficies armónicas (Figura 7.15), obteniendo unos resultados análogos a los obtenidos con el armónico de orden 20.

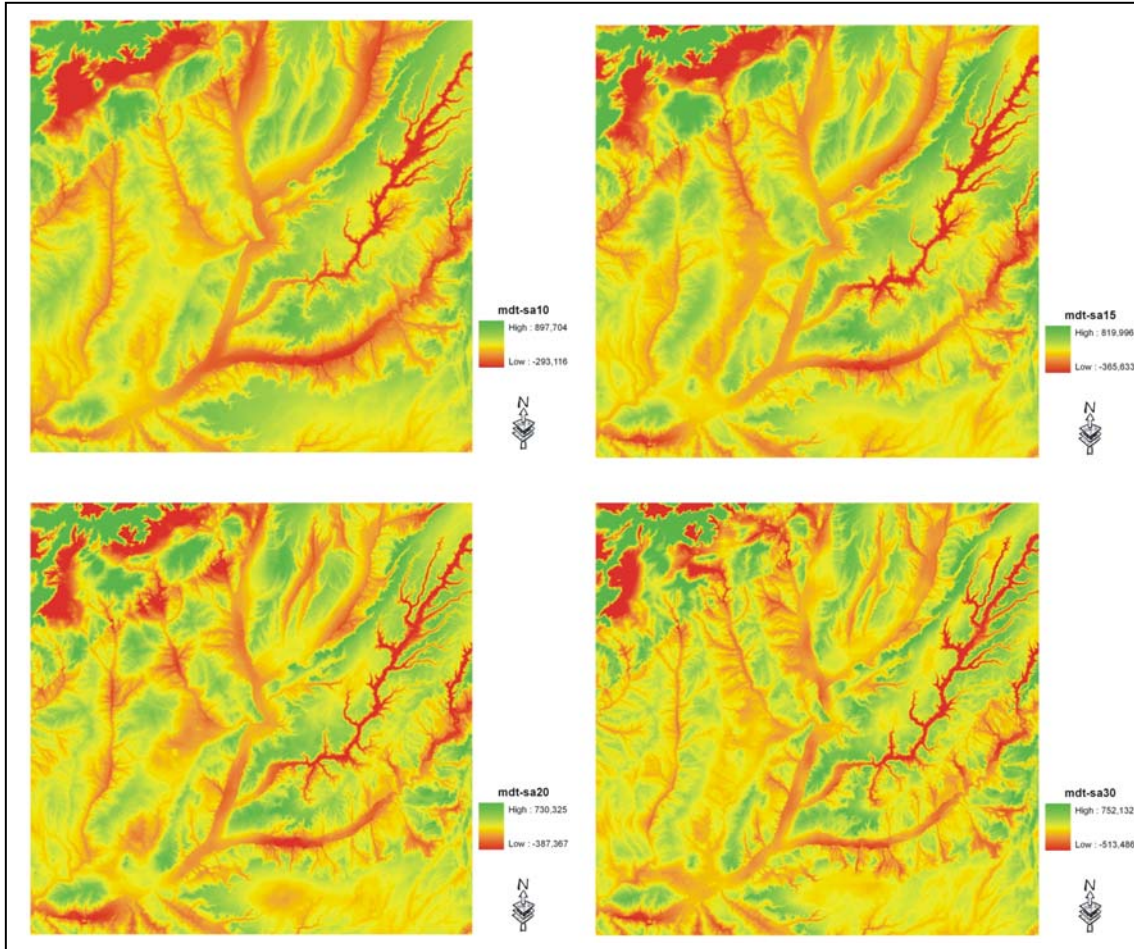


Figura 7.15. Mapas de valores residuales obtenidos de la comparación entre el MDE actual y las superficies armónicas de órdenes 10, 15, 20 y 30.

Estos resultados muestran una distribución de valores positivos y negativos del mapa de residuales, pero la distribución de los valores negativos se ciñe a los valles fluviales de la zona de estudio, mientras la distribución de los valores positivos abarca las regiones asociadas a las divisorias de aguas entre estos cauces principales. Si se realiza una reclasificación de los valores en tres grupos (los valores negativos hasta un umbral, los positivos por encima del umbral y los intermedios, más próximos al valor del MDE actual) se observa que los valores por encima y por debajo de los umbrales utilizados se ciñen a zonas de valle y cumbres de la cuenca (Figura 7.16).

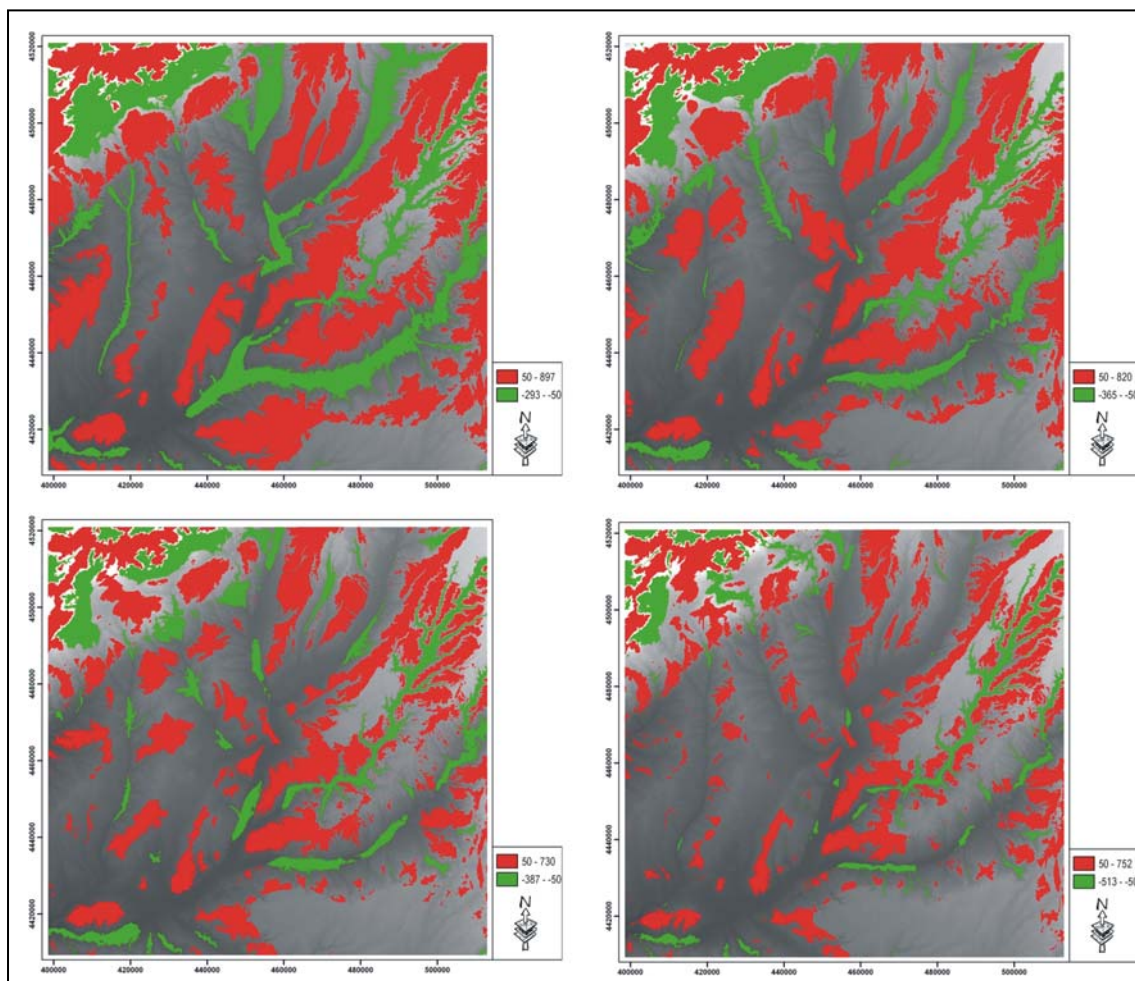


Figura 7.16. Valores del mapa de residuales a partir de la comparación entre el MDE actual y las superficies armónicas utilizadas. Los valores se encuentran reclasificados en tres grupos, los menores de -50 metros (color rojo), los que se encuentran entre -50 y 50 metros (sin color), y los mayores de 50 metros (color verde).

Es evidente que en función del valor de los umbrales utilizados, las áreas consideradas como positivas y negativas se expanden o contraen, pero esta extensión se hace mínima en cuanto los valores del umbral superan los 50 metros (Figura 5.17).

Estos resultados apuntan a que las superficies derivadas de la utilización de armónicos se adaptan lo suficientemente bien a las variaciones topográficas del relieve que la presencia de posibles anomalías queda difuminada. Por tanto con estas comparaciones no es posible determinar la existencia de zonas en las que exista un

desfase entre el relieve teórico (representado por una superficie matemática simplificada) y las características reales.

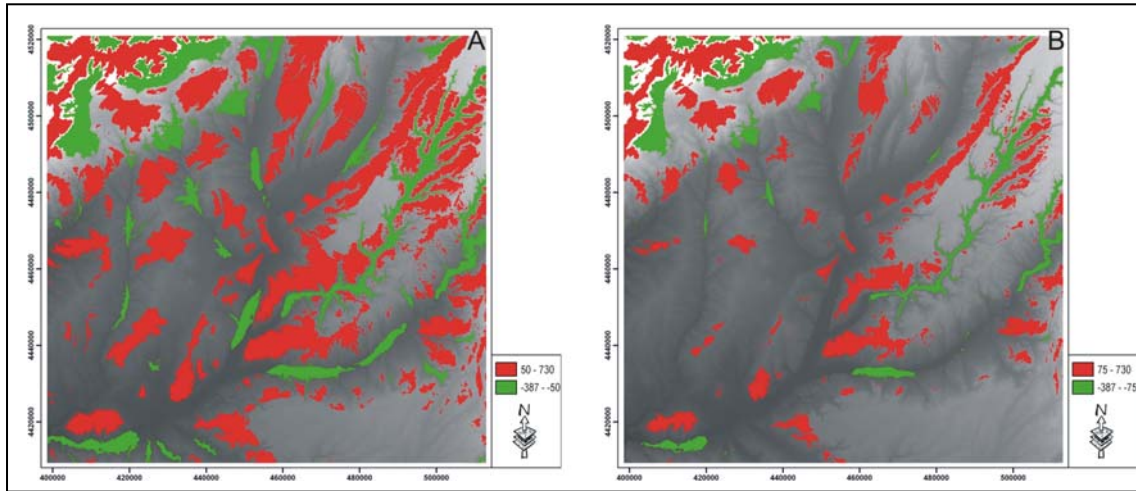


Figura 7.17. Comparación entre los valores reclasificados del mapa de residuales a partir de la comparación entre el MDE actual y la superficie armónica de orden 20. En A, los umbrales utilizados han sido -50 y +50 metros, mientras en B, han sido -75 y +75 metros.

En función de estos resultados, considerados infructuosos, y ante la perspectiva de que mediante otras técnicas de simplificación del relieve si se aprecien zonas anómalas, consideramos que las superficies armónicas presentan un grado de ajuste tal con el relieve actual que impide este tipo de análisis, y que por tanto deben ser consideradas como una superficie real que ha sido modificada más por efecto de la erosión en la región que por efecto de otros procesos que hayan podido configurar la topografía de la zona de estudio.

Partiendo de esta premisa, y considerando las superficies armónicas como una representación real del relieve, se las ha comparado con otras superficies teóricas derivadas de una formulación matemática, como las superficies de tendencia del relieve a partir de polinomios de distinto orden. La comparación entre estas superficies se ha llevado a cabo por un lado con los polinomios de orden 6 y 12, y por otro con las superficies armónicas de orden 10, 15, 20 y 30 (Figuras 7.18 y 7.19). Los resultados

muestran una distribución de valores positivos y negativos bastante semejante, con independencia de la superficie polinómica utilizada, aunque se observa mayor definición a partir de la utilización de la superficie de orden 12. En función de la superficie armónica de comparación van tomando un mayor grado de definición y concreción las zonas en las que una superficie se encuentra por encima de la otra. La interpretación partirá de la utilización de la superficie polinómica de orden 12.

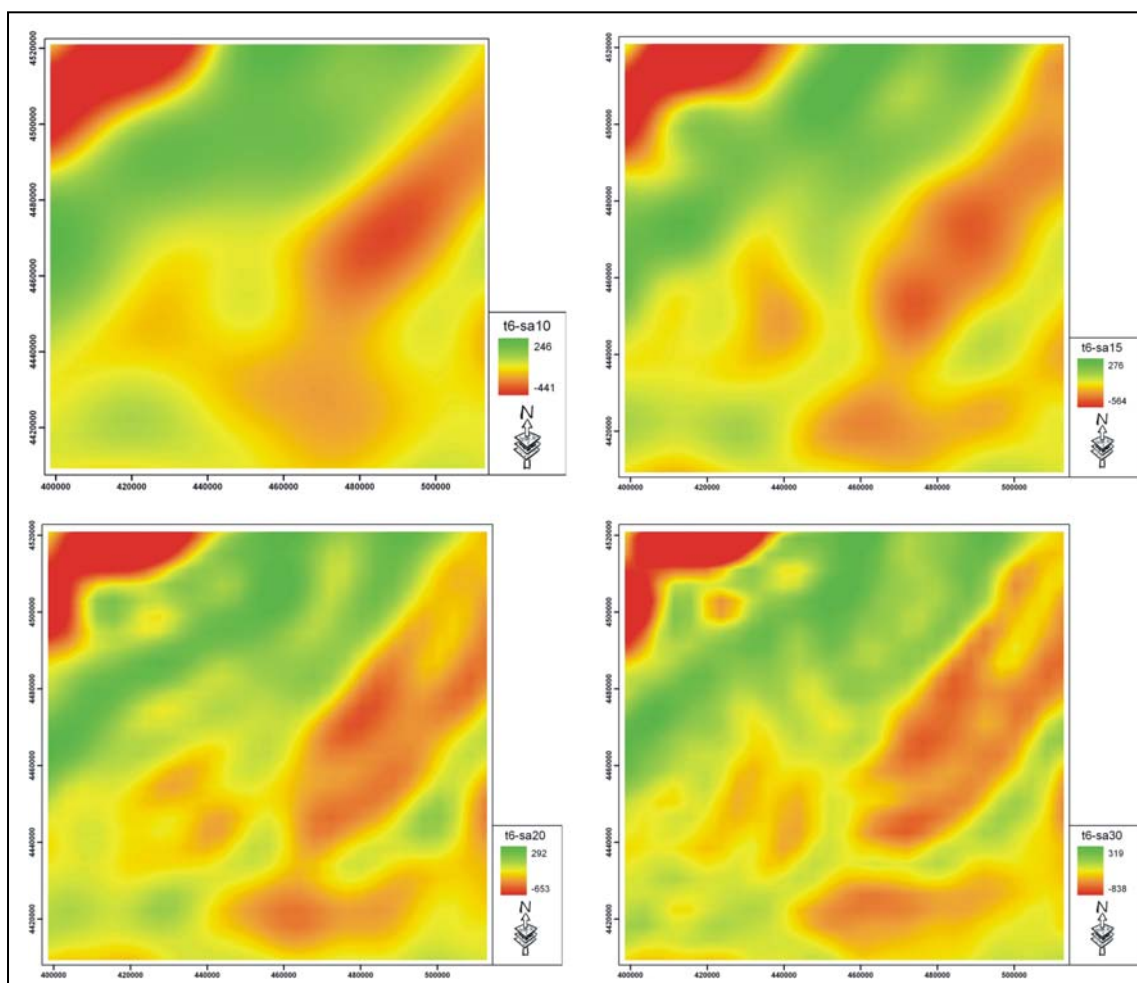


Figura 7.18. Valores residuales de la comparación entre la superficie polinómica de orden 6 (representante de la componente regional del relieve) y las superficies armónicas de ordenes 10, 15, 20 y 30 (consideradas como representantes de la componente local del relieve, sobre todo las de ordenes 20 y 30).

Cuando la comparación entre superficies se realiza usando el armónico de orden 10, la distribución de los valores positivos y negativos muestra la existencia de amplias franjas o bandas de valores homogéneos en su signo, que presentan una dirección de propagación NE-SO. Una primera banda en la esquina NO, correspondiente al Sistema Central, tiene valores de residuales negativos (la cota topográfica de la superficie polinómica se encuentra por debajo de la cota topográfica de la superficie armónica), lo que se interpretaría como que se encuentra elevada respecto a su situación topográfica teórica.

A esta banda le da continuidad, en dirección sur, otra de valores positivos a la que a su vez prosigue una segunda banda de valores negativos, que se extiende en dirección SSE, independizando dos regiones en las que nuevamente predominan los valores positivos.

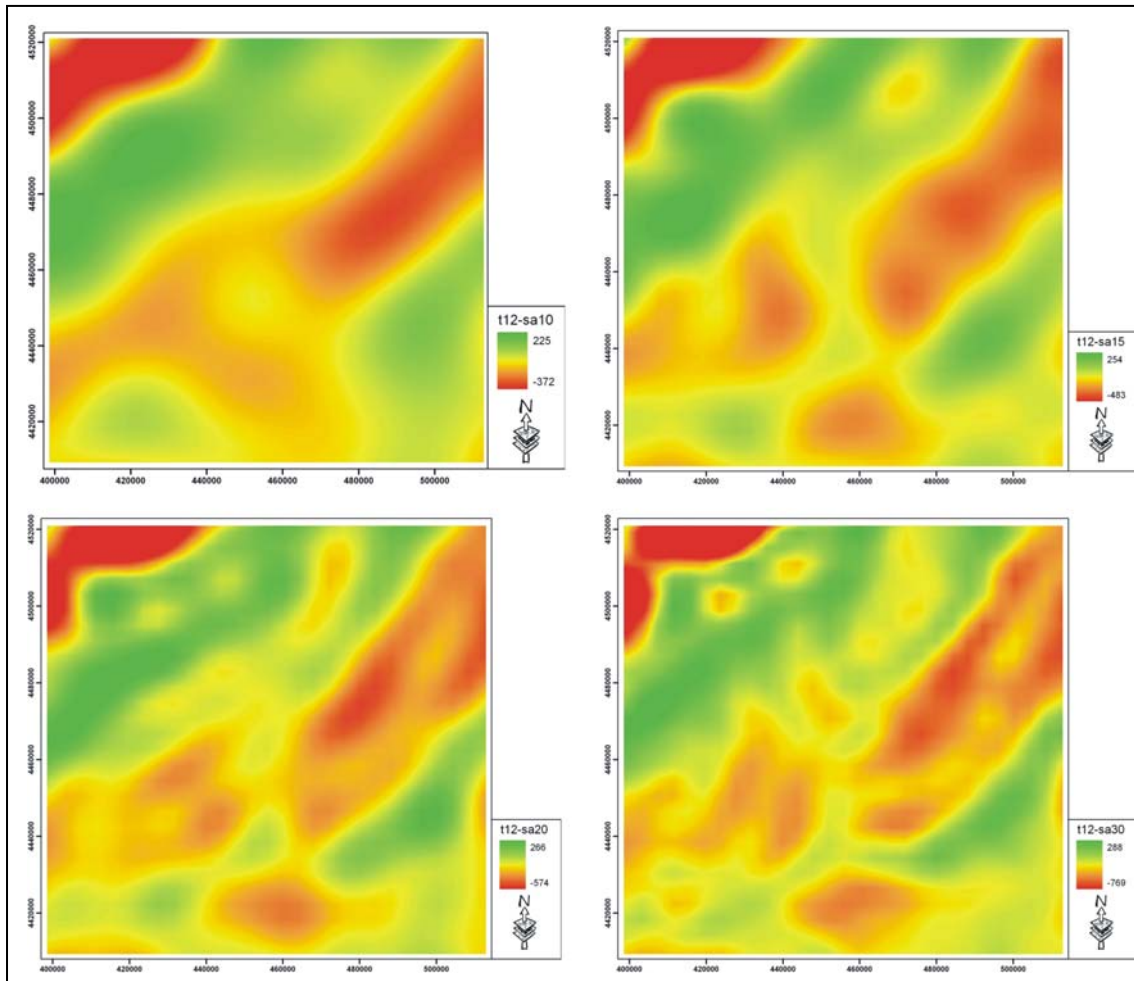


Figura 7.19. Valores residuales de la comparación entre la superficie polinómica de orden 12 (representante de la componente regional del relieve) y las superficies armónicas de ordenes 10, 15, 20 y 30 (consideradas como representantes de la componente local del relieve, sobre todo las de ordenes 20 y 30).

El patrón de la comparación entre la superficie polinómica de orden 12 y la armónica de orden 10 se va repitiendo en el resto de comparaciones, con sucesivos matices que van provocando la mayor definición de las regiones positivas y negativas. Así, cuando la comparación se realiza con la superficie armónica de orden 15, se observa como la franja central de valores negativos se compartimenta en dos dividida en su parte central por un eje que presentaría dirección NNO. También se produce la casi separación del segmento que con dirección SSE se extendía hasta el borde sur de

la zona de estudio, y se observa la aparición de un núcleo de valores negativos, aislado y de pequeña extensión, en la que afloran conglomerados de la “Raña”.

Ese mismo patrón se va afinando en la comparación con la superficie armónica de orden 20, en la que la mitad occidental de la original banda central de valores negativos muestra más definido un cambio en su orientación, la cual varía de NE-SO en origen a ENE-OSO. Mientras, la mitad oriental de esa misma franja comienza a mostrar una disminución en la magnitud de los valores negativos de residuales que la componen, en la parte central, que podría estar asociado al encajamiento del valle fluvial del río Tajuña.

Otro aspecto a destacar de este mapa del armónico 20 (Figura 7.19) es el desarrollo del núcleo en que afloran los conglomerados de la “Raña”. Puede apreciarse un incremento en su extensión, así como una modificación en su morfología, que pasa de circular a alargada según dirección NE-SO. Podría tener además continuidad hacia el oeste, de manera intermitente, pues se aprecia también la formación de zonas en las que predominan los valores negativos de la variable residuales, ya en la mitad occidental de la zona de estudio, al oeste de ese eje NNO que comentábamos dividió la franja central de valores negativos en dos mitades. Comienzan a aparecer, por último, un par de núcleos de valores negativos al sur de la franja que cubre la zona NO (asociada al Sistema Central), y con una dirección de desarrollo paralela, es decir, también según NE-SO.

En la comparación realizada utilizando el armónico de orden 30 (Figura 7.19), las variaciones más significativas respecto al mapa anterior se aprecian en el sector occidental de la banda central negativa, en la cual se produce un cambio en la dirección de los ejes de desarrollo, que cambian a NNE-SSO y adoptan claramente la morfología de las divisorias de aguas entre los ríos Guadarrama, Guatén, Jarama y Tajo. Se produce también la separación definitiva de la región de valores positivos en el límite sur de la zona de estudio, la cual adopta una morfología semejante a la de afloramiento de la calizas de la Mesa de Ocaña, y se magnifica la aproximación de los valores de residuales a cero en el eje de desarrollo del curso principal del río Tajuña.

Es este último mapa, comparación de la superficie polinómica de orden 12 respecto al armónico de orden 30, muy cercano en la forma de algunas de las áreas de valores residuales positivos o negativos a la forma real de las divisorias de aguas y valles fluviales de la región. Lo cual puede llevar a una pérdida de la perspectiva de la extensión real de las zonas que puedan considerarse anómalas por presentar valores extremos (tanto positivos como negativos) en el mapa de residuales. Este efecto puede verse reflejado en como el encajamiento del curso principal del río Tajuña tiende a dividir en dos la extensión de valores residuales negativos que cubre su cuenca, cuando si de una región anómala se considerase, no procedería su división en dos regiones, sino que debería ser interpretada como una sola.

Por esto último, la interpretación de zonas anómalas, o que presentan valores residuales elevados de la comparación entre una superficie teórica que recoge la componente regional del terreno frente a otra que recoge también la componente local, parece más correcta por la comparación entre la superficie polinómica de orden 12 y la superficie armónica de orden 20.



CAPITULO 8

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

8.- INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

8.1.- LOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

Son múltiples los Índices Morfométricos que se han analizado aquí sobre la Cuenca de Madrid, y por tanto los resultados de estos índices arrojan cierta variabilidad. En base a estos resultados trataremos a continuación de hacer una interpretación conjunta de los mismos, enfocada en primer lugar a comprender el por qué de la variabilidad espacial de los valores de los diferentes índices, y consecuentemente interpretar los mecanismos que han podido controlar el desarrollo reciente del relieve y la red de drenaje asociada.

Como ya se ha apuntado en anteriores capítulos, los mecanismos básicos inductores de la actual configuración del paisaje de la Cuenca de Madrid pueden ser por un lado el campo de esfuerzos tectónicos que afectan a esta región y por otro la distribución espacial de los materiales que rellenaron la cuenca durante el Terciario, con las diferencias de dureza y erosionabilidad que los mismos presentan. Se discuten a continuación estos índices paso a paso, interpretándolos en función de estos mecanismos y contrastándolos con los resultados obtenidos a partir de los otros índices.

a) Integral Hipsométrica

De entre los índices que se han obtenido, el **valor de la Integral Hipsométrica** de las cuencas de drenaje ofrece un buen punto de partida para la interpretación del relieve, pues existe una clara interrelación entre su grado de desarrollo y los valores de dicha variable, de tal forma que sus valores elevados nos indican zonas en las que el relieve podría clasificarse como joven o rejuvenecido y viceversa.

De la **distribución espacial** de los valores de la Integral Hipsométrica se apunto la existencia de una gran variabilidad dentro de la Cuenca. Existen regiones en la que

este índice es lo suficientemente elevado para considerar que son relieves jóvenes o que han sido rejuvenecidos por efecto de un movimiento en la vertical.

La distribución de valores elevados de la Integral Hipsométrica se presenta en dos bandas con dirección NE-SO. Estas bandas no presentan una continuidad en toda la región, sino que en algunos puntos se ven interrumpidas por valores más bajos de la variable, aunque en conjunto sí conforman unas estructuras definidas.

Ante esta disposición de la Integral Hipsométrica se abre la disyuntiva de su control litológico o estructural. Si la distribución de valores de la Integral Hipsométrica esta controlada por la configuración litológica dentro de la cuenca debe existir una correlación entre este índice y las litologías presentes. Sin embargo, de los resultados mostrados por la figura 8.1 no puede extraerse la conclusión de la existencia de dicha correlación.

Del análisis visual de la distribución litológica respecto a los valores de la Integral Hipsométrica se deducir la existencia de una posible correlación de resultados, aunque ésta no parece del todo determinante. Puede observarse (Figura 8.2) como la franja de valores elevados del norte se distribuye al Este sobre materiales arcósicos. Pero también sobre estas unidades se aprecia la existencia de valores de la Integral Hipsométrica mucho más bajos que se considerarían correspondientes a relieves maduros.

Lo mismo ocurre con respecto a la banda sureste de valores elevados que se ajustan bastante bien a la unidad carbonatada ("Calizas del Páramo", edad Mioceno - Plioceno), aunque dentro de la misma también hay valores bajos. Y a la inversa, valores elevados de la integral se desarrollan sobre materiales de las unidades de litología evaporítica (Figura 8.2), donde esta banda sur pierde su continuidad.

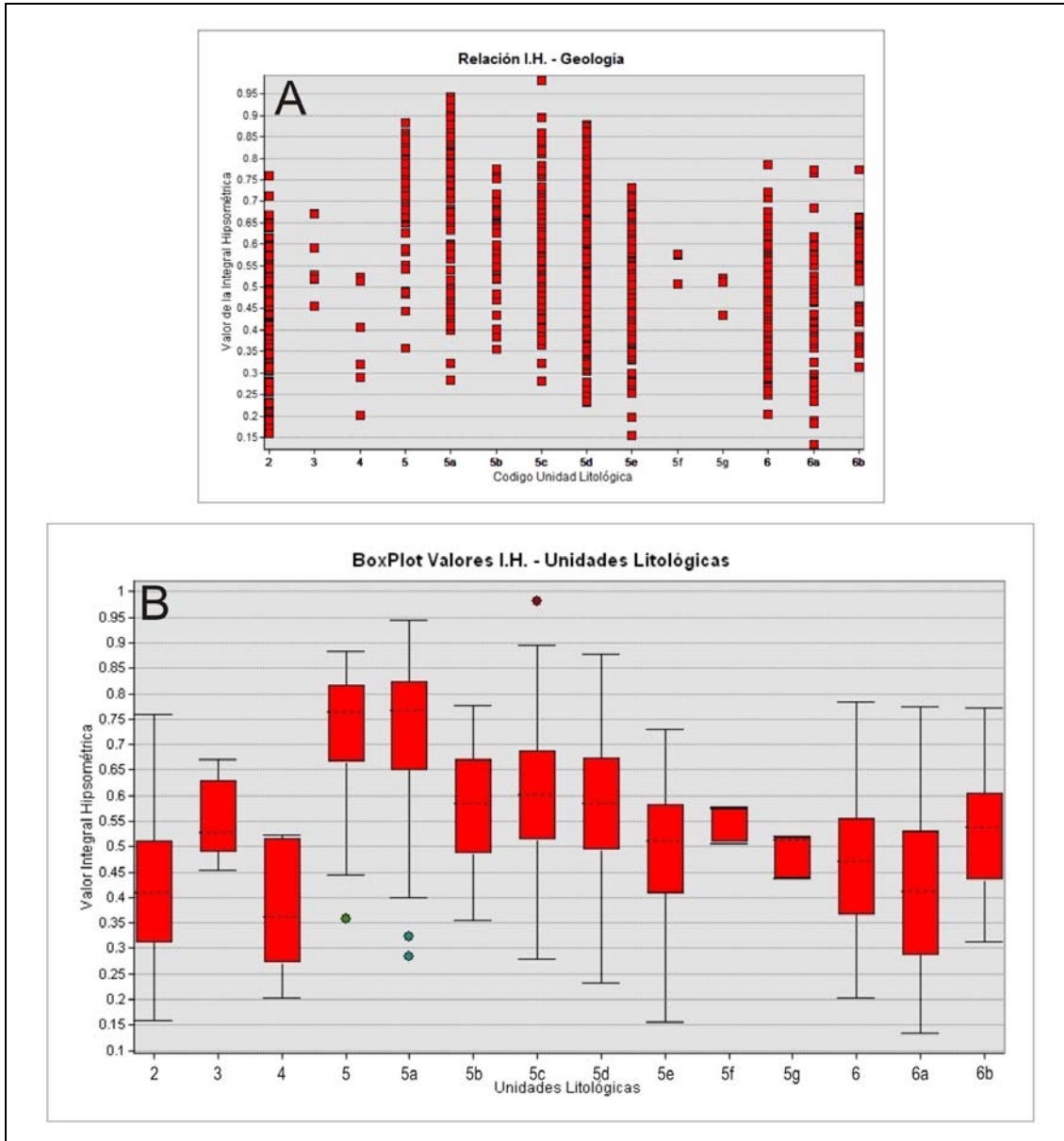


Figura 8.1. Distribución de valores de Integral Hipsométrica para cada una de las unidades litológicas usadas en la Figura 2.1 (A). Boxplots de los valores de Integral Hipsométrica para las mismas unidades litológicas (B).

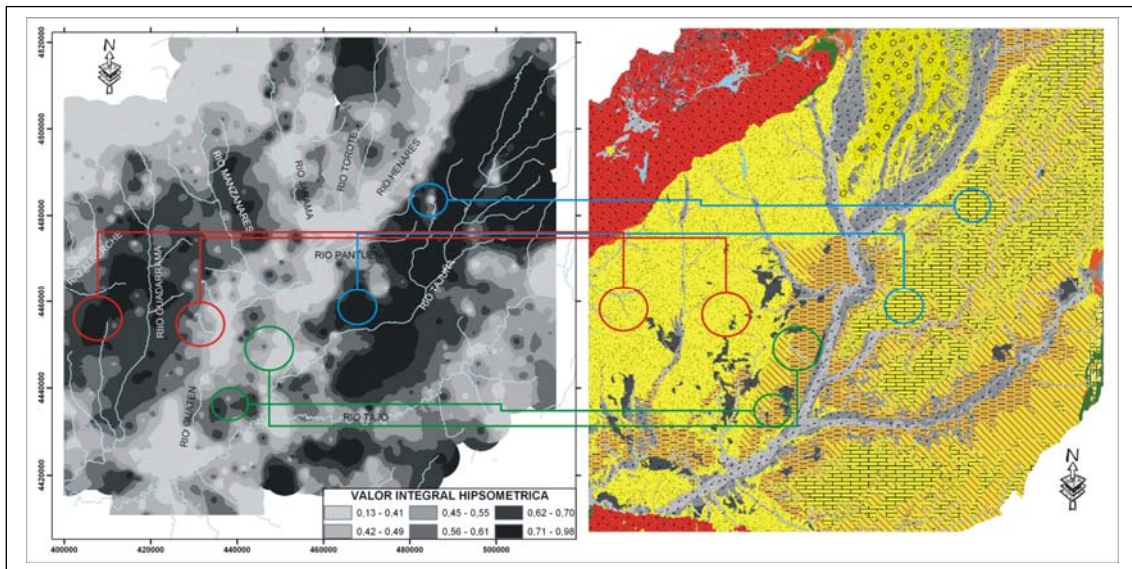


Figura 8.2. Ejemplos de las variaciones en los valores de la Integral Hipsométrica, producidas sobre litologías semejantes. Los círculos y líneas de los distintos colores enlazan regiones de litologías comunes en los que el valor que adopta la Integral Hipsométrica difiere significativamente. La descripción de las distintas litologías puede verse en la Figura 2.1.

Cambiando de planteamiento hacia el posible origen estructural del control de la distribución de la Integral Hipsométrica, es necesario establecer un patrón de referencia que nos sirva para realizar comparaciones. El patrón que se ha utilizado es el de la generalización del relieve a partir de la superficie armónica del terreno de orden 20 propuesta por Sánchez Serrano (2000) y Tejero et al. (2006). Estos datos ya han sido utilizados anteriormente (capítulo 7), y se observó como el grado de relación existente entre dicha superficie y el relieve real era alto y las diferencias entre ambas muy locales. Dicho modelo se justifica por la existencia de ondulaciones en el terreno de longitud de onda definida explicables por la configuración de esfuerzos tectónicos corticales (Sánchez Serrano, 2000; De Bruijne, 2001; Cloetingh et al., 2002; Tejero et al., 2006 y 2011; De Vicente et al., 2007, 2008 y 2011; De Vicente y Muñoz-Martín, 2012). Por tanto, las comparaciones que se lleven a cabo entre los índices morfométricos calculados en esta Tesis y el patrón estructural de la región tomarán como base dicho modelo.

Aunque según Racero (1988), los sedimentos terciarios de la parte centro y oeste de la Cuenca de Madrid no estarían afectados por procesos de plegamiento y fracturación de gran escala, en base a datos obtenidos a partir de datos del subsuelo como los que proporcionan las líneas sísmicas. Esta consideración, queda sin embargo en contradicción con los resultados obtenidos en este trabajo, así como por los resultados apuntados por otros investigadores (Sánchez Serrano, 2000; Tejero et al., 2006) a partir del análisis del relieve de la cuenca.

De toda esta discusión debemos concluir que la distribución de valores de integral hipsométrica parece menos condicionada por la configuración litológica de la cuenca que por el reflejo en superficie de los esfuerzos tectónicos actuantes. Factor este último que parece controlar en mayor medida las formas de la cuenca.

b) Nivel de Base Local

Un segundo índice del que se observa una buena correlación con la propuesta superficie armónica es el de **niveles de base**. La distribución de alturas de niveles de base (Figura 8.4) presenta un estrecho ajuste con la superficie armónica, de tal forma que los relieves positivos se relacionan con zonas en las que el nivel de base local muestra una mayor elevación.

Este efecto puede verse reflejado en los interfluvios entre los ríos Guadarrama, Manzanares y Jarama que corresponden con relieves positivos de la superficie armónica. Frente a esto, el correspondiente a la divisoria Alberche – Guadarrama muestra valores de nivel de base inferiores a los anteriores. Otro claro ejemplo quedaría representado por las elevaciones en el nivel de base de la cuenca del Tajuña y la Mesa de Ocaña, otros importantes relieves mostrados por el armónico.

de los materiales, pero si resulta aparente que todas las modificaciones observadas no pueden ser atribuidas a la litología.

c) Densidad de Drenaje

Esta relación establecida respecto a los índices derivados de las elevaciones del terreno, parece mantenerse también en la distribución de valores de la **densidad de drenaje**. Si realizamos una división superficial en función de la preponderancia de valores elevados o bajos, el patrón de distribución puede relacionarse con la distribución de relieves positivos y negativos del modelo. Los relieves positivos muestran densidad de drenaje baja, mientras que las zonas adyacentes, y las de relieve negativo, muestran un incremento. Este incremento estaría condicionado por la convergencia fluvial, a lo largo de los surcos de relieve negativo y en las laderas, provocada por el aumento de la pendiente.

Se aprecia, sin embargo, como en este caso la distribución de litologías provoca singularidades dentro de las divisiones del terreno por densidades de drenaje. Así, el desarrollo de zonas elevadas con valores bajos presenta ciertas diferencias en función de la litología sobre la que se asientan. Al patrón de la densidad de drenaje definido por las ondulaciones se superpone la componente litológica. Se observa que estas ondulaciones están atravesadas por franjas de mayor densidad de drenaje asociadas a los cursos principales que las cortan (Figura 8.5). En el sector occidental de la cuenca la litología predominante es de carácter siliciclástico y los materiales no se encuentran muy cohesionados o compactados y por ello su resistencia a la erosión no es muy elevada, permitiendo el desarrollo de una red transversal mejor definida y mas densa. Por el contrario al Este la litología predominante es la carbonatada, la cual favorece la infiltración frente al desarrollo de gran densidad drenaje y la red transversal es mucho menos manifiesta.

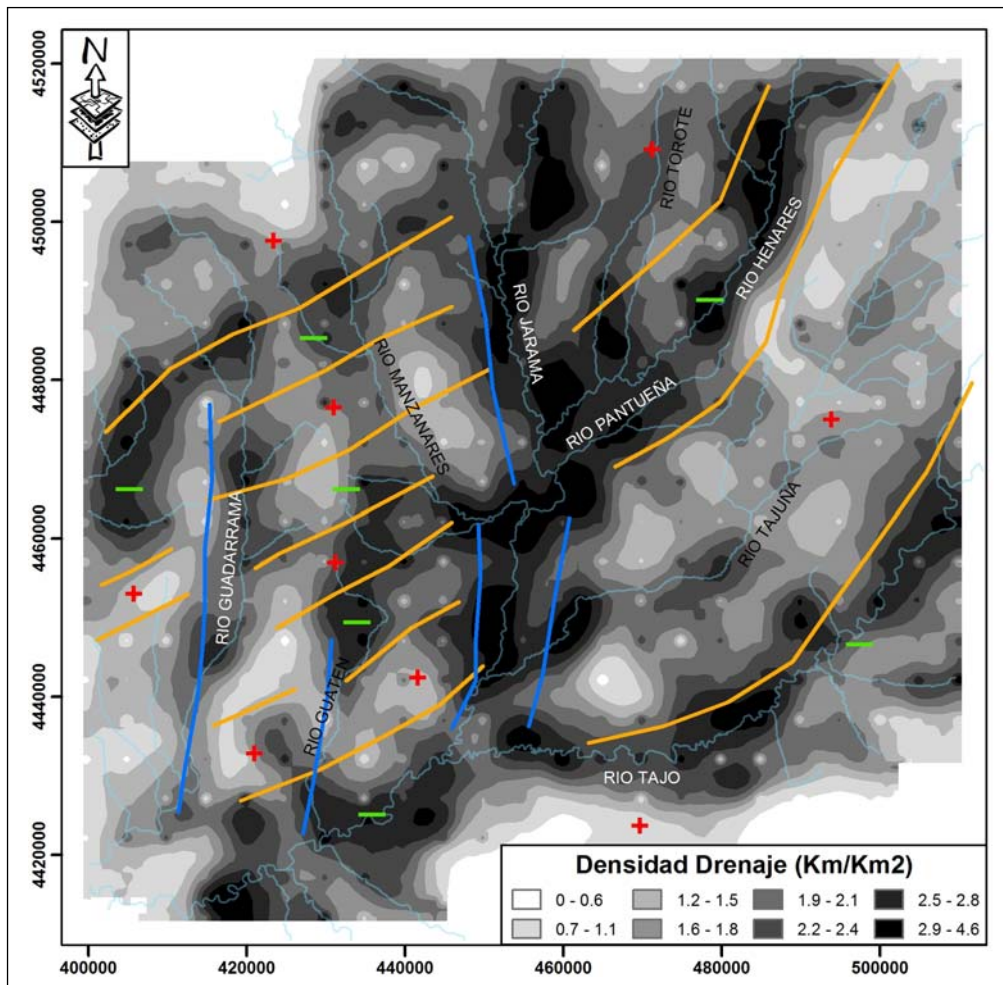


Figura 8.5. Mapa de la Dd de la Cuenca de Madrid. Sobre los valores de Dd se representan los principales elementos topográficos inferidos del modelo armónico (las líneas anaranjadas marcan la dirección y extensión de los mismos), así como los principales corredores de elevada Dd asociados con los cursos principales que drenan la cuenca (líneas azules).

d) La rugosidad del relieve

La litología puede parecer, también en buena medida, la responsable de la distribución de valores de **rugosidad del relieve**. La concentración de valores de rugosidad elevados en la mitad oriental parece condicionada por litologías que favorecen relieves más abruptos por la mayor variabilidad de magnitud y dirección de las pendientes del terreno. La existencia de relieves positivos en la mitad occidental no tiene como resultado, sin embargo, una rugosidad elevada, o por lo menos esos

valores elevados presentan una extensión puntual y menor (como la que se observa en el tramo medio del cauce del Guadarrama).

En otros puntos, como el borde sur del Sistema Central, la presencia de valores elevados de rugosidad se puede apoyar en ambos orígenes, por un lado valles con un grado de incisión importante en materiales rígidos que favorecen la incisión en la vertical frente a la migración lateral, y por otro la existencia del relieve positivo que corresponde a la elevación de la Sierra de Guadarrama y Somosierra.

En el resto de la región en la que la litología predominante es siliciclástica, poco compactada y de cohesión débil, los valores de rugosidad son bajos. Esto no significa que el relieve sea homogéneo y no se produzcan cambios tanto en el valor de la pendiente como en su dirección, pero estos cambios son graduales de forma que no provocan variaciones bruscas. Este comportamiento puede apreciarse de forma nítida en la mitad occidental, en la que la presencia de hasta tres ondulaciones positivas del terreno no tiene prácticamente reflejo sobre la rugosidad. Una excepción interesante la constituye el pequeño tramo de la margen izquierda del Guadarrama, cuyo significativo aumento de la rugosidad puede interpretarse ligado al corte transversal de una de las ondulaciones positivas.

Es ilustrativo también (Figura 8.6) el alto índice de **rugosidad** que muestra la región que queda limitada entre los cauces de los ríos Jarama y Henares, y que se asienta en una ondulación positiva. Aquí, los valores de rugosidad elevados no alcanzan ni mucho menos el desarrollo que se produce más al sur, sobre la cuenca del Tajuña, dado quizás a que la presencia de arenas y conglomerados no favorece los cambios bruscos de relieve. Solo en las zonas en las que los conglomerados se encuentran cementados, se favorecen valores elevados de rugosidad por los cambios bruscos de pendiente o dirección.

Por tanto, podría parecer que el control de la distribución de valores de rugosidad se debe a la litología, más que posibles variaciones en la vertical del relieve. Hay que indicar, sin embargo, como sí es perceptible la diferencia en el

comportamiento de los ríos en función de su dirección respecto a las ondulaciones regionales. Esta última perspectiva se demuestra también, por ejemplo, en los niveles de base de los afluentes de los cauces paralelos a las ondulaciones. Los cursos principales (ríos Tajuña, Tajo y Henares) tienen mayor potencial erosivo y capacidad de arrastre de materiales que los afluentes pequeños. El mayor encajamiento de estos ríos grandes tendría como consecuencia que sus afluentes ante su incapacidad de alcanzar tasas de encajamiento similares incrementarían su pendiente para adaptarse al nuevo nivel de base. Este aspecto favorece el desarrollo de un terreno más abrupto, lo que coincide con el aumento observado en la variable de rugosidad.

Como resumen podemos significar que aunque los resultados obtenidos hasta aquí por los índices morfométricos apoyarían la hipótesis del patrón de ondulaciones armónicas, nos quedaría por vislumbrar el origen de este comportamiento. Y para ello tal vez sea necesario insistir en el paralelismo entre las direcciones de los cauces preferentes y las ondulaciones positivas del relieve y la localización de estos cauces directamente sobre dichas ondulaciones o adyacentes a ellas.

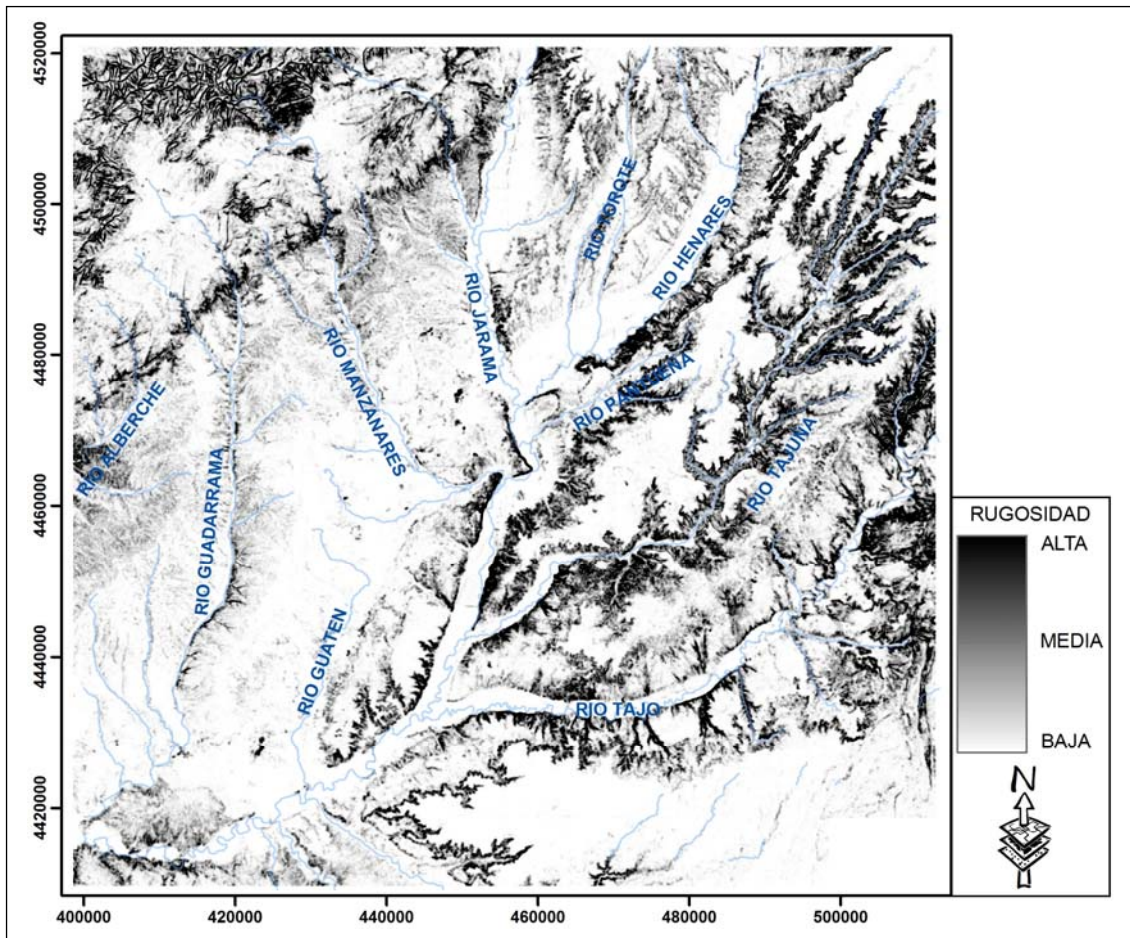


Figura 8.6. Distribución de valores de rugosidad del relieve dentro de la Cuenca de Madrid. Puede apreciarse como la mitad oriental presenta valores elevados, sinónimo de un relieve abrupto que parece favorecido por la distribución superficial de litologías dentro de la cuenca.

En el caso de una ondulación positiva, la elevación del terreno provocaría una desconexión entre el flujo subterráneo de agua en la cuenca y la manifestación superficial de este flujo, reduciendo los caudales y por tanto de la capacidad erosiva de los cauces. Ante esta situación, los cauces principales habrían tenido una mayor capacidad de adaptación a dichas perturbaciones, mientras los pequeños arroyos con menor potencia fluvial no habrían podido evolucionar con la misma velocidad. Esta situación, combinada en algunas ocasiones con las características litológicas de la zona, por ejemplo los carbonatos que favorecen los procesos de disolución con incisión vertical de los cauces, puede encontrarse en el origen de los resultados de la rugosidad del relieve.

e) La Sinuosidad

Los resultados obtenidos del análisis de la sinuosidad son, tal vez, los que menor confianza producen por la limitada definición espacial de los parámetros para su cálculo. Centrándonos en los resultados obtenidos sobre la red de drenaje oficial del IGN (seleccionada por su mayor fiabilidad) se aprecia una concentración de tramos de mayor sinuosidad asociados a los cursos fluviales con dirección NE-SO (Figura 8.7).

Se observa también, el reflejo de la falla Sur del Sistema Central, definida por una alineación de valores elevados de sinuosidad. Situación homóloga a la que puede apreciarse en la esquina SO de la zona, con la concentración de tramos de alta sinuosidad posiblemente ligados al contacto estructural del borde Sur de la cuenca con los Montes de Toledo. En ambos casos, representa la respuesta de los ríos para reducir la pendiente de su cauce mediante un aumento de sinuosidad ante al incremento de la pendiente regional causado por las fallas de borde.

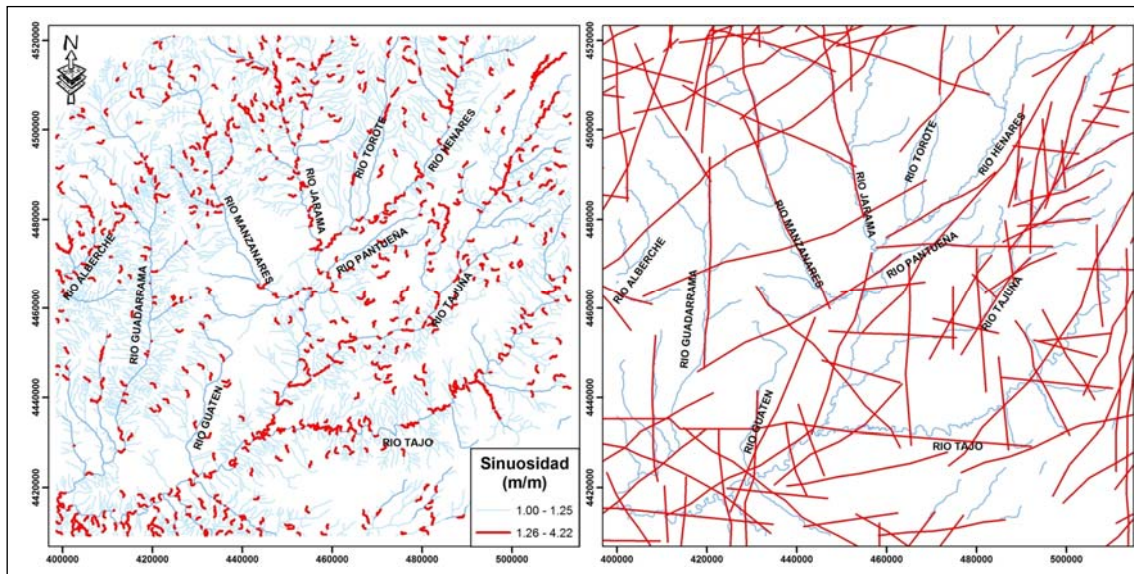


Figura 8.7. Distribución superficial de los segmentos de sinuosidad elevada dentro de la Cuenca de Madrid (izquierda). Pueden apreciarse las asociaciones de sinuosidad elevada con la fractura del borde sur del Sistema Central y con el contacto con los Montes de Toledo, así como la mayor proporción de segmentos fluviales de sinuosidad elevada en la mitad oriental de la región, asociados principalmente a la zona elevada del Tajuña. A la derecha puede observarse un esquema de lineamientos interpretados a partir del relieve.

Sin embargo, no es este el patrón que puede apreciarse en los cursos con dirección NE-SO, si no que su característica principal es el incremento del número de segmentos de río que presentan una sinuosidad elevada por unidad de área. La elevada sinuosidad se produce en la zona oriental, concretamente en la elevación del Tajuña, en relación con pequeñas fracturas bien definidas por sus características calcáreas. Podría decirse por tanto, que en este caso la sinuosidad puede ser debida más a la fracturación del terreno que a cambios de pendiente en los cauces asociados a incrementos de la pendiente regional, aunque esta segunda opción, como veremos a continuación, no debe ser descartada.

Esta fracturación tienen una marcada relación con el análisis de lineamientos previo (capítulo 7) por aplicación de filtros direccionales y también con las direcciones estructurales ya señaladas por Tejero et al. (2006).

f) Índice de Gradiente (Stream Gradient Index)

El control de la fracturación en la zona tiene también su reflejo en los resultados del **Índice de Gradiente (IG)** que resalta los segmentos de río que presentan una pendiente anómala respecto a la general del perfil longitudinal. Los valores elevados de IG indican la existencia de saltos en la vertical a lo largo del perfil, como se observa en el río Tajuña (Fig. 8.8). Permiten establecer también la relación entre los tramos de sinuosidad elevada en los cauces con desarrollo NE-SO, y la presencia de fracturas que los provocan.

A partir de este último índice morfométrico y sus valores de anomalías máximas, se observa también, el efecto de las estructuras tectónicas que delimitan la cuenca en los bordes N, NE y SE. No es descartable, sin embargo, la presencia de otras estructuras tectónicas con reflejo en superficie, que no se manifiestan en el índice de gradiente. Tras este efecto puede encontrarse el hecho de que la distribución de valores de IG se obtiene únicamente a lo largo de los cursos principales. Por otro lado, hemos de tener en cuenta la presencia de determinadas litologías que pueden haber acomodado y absorbido los movimientos de tal forma que no se generen valores anómalamente elevados del índice IG.

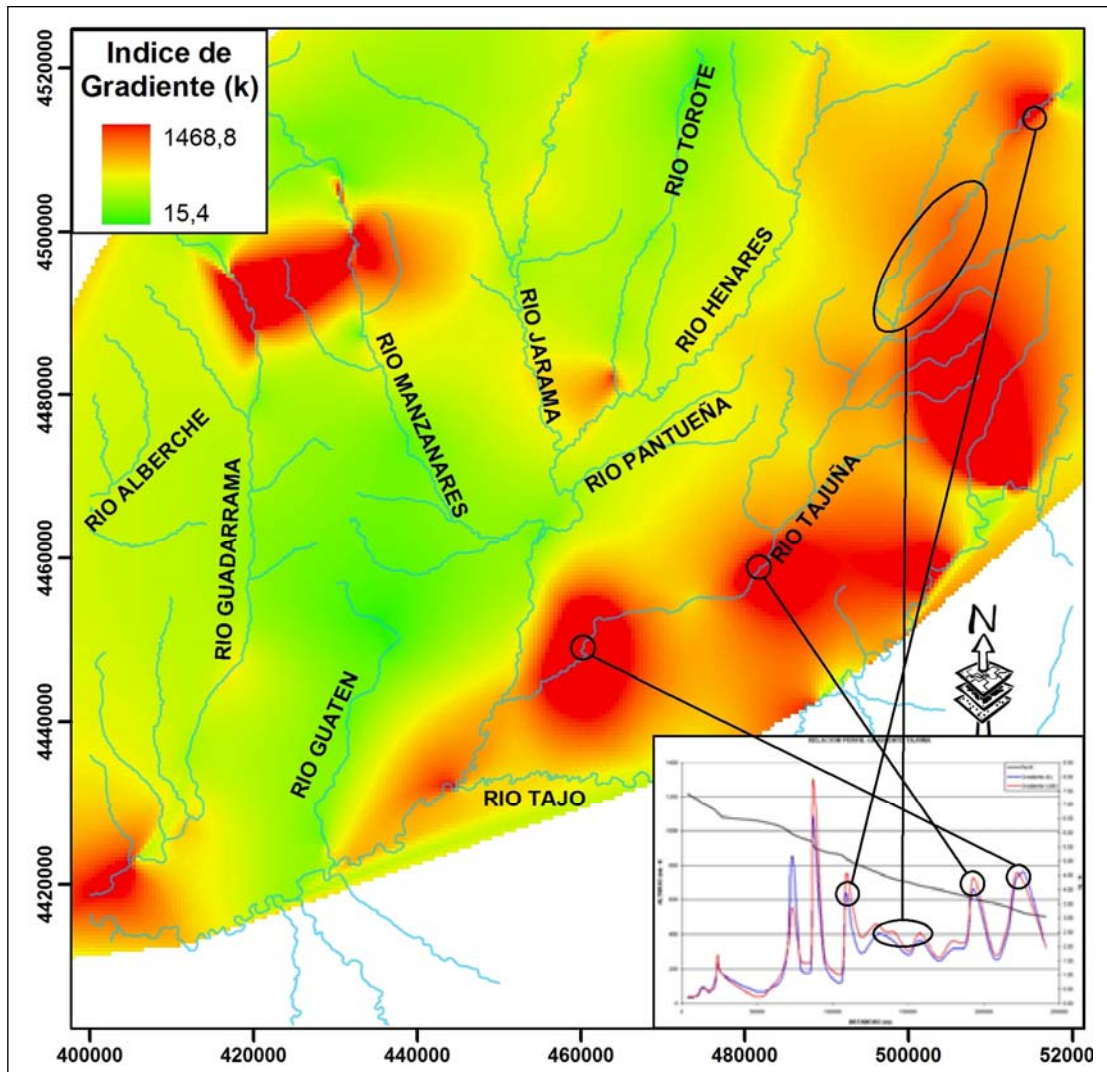


Figura 8.8. Distribución de valores del IG (k) en la Cuenca de Madrid, a partir de la interpolación de los resultados medidos a lo largo de los cursos principales de la red de drenaje. Pueden apreciarse los máximos asociados al borde sur del Sistema Central, a la zona de Vargas, contacto con los Montes de Toledo y a la zona elevada del Tajuña. En el recuadro inferior se relacionan estas áreas de IG elevado con las variaciones longitudinales de este índice (tanto en su formulación como valor "k", como en la forma SL/K) a lo largo del curso del río Tajuña.

8.2.- LA ASIMETRÍA DE LA RED DE DRENAJE

A partir del análisis de los índices morfométricos previos, es posible inferir, por tanto, la existencia de movimientos en la vertical dentro de la cuenca que, aún sin una expresión superficial clara, si puedan tener su efecto en la evolución y configuración de la red fluvial. Por ello se ha analizado la asimetría de las cuencas de drenaje, en busca de patrones que nos pudiesen ofrecer información, desde otra perspectiva, sobre la incidencia de la tectónica en la configuración del drenaje. El análisis de la asimetría constituye la principal aportación de esta tesis y para su cálculo se ha desarrollado una metodología de propia.

De los resultados obtenidos por el Índice de Simetría Topográfica Transversal (Factor T), cabe destacar la apreciable tendencia de la asimetría de todas las cuencas. Sin embargo, no hay una homogeneidad a lo largo de toda la zona de estudio, y pueden diferenciarse subregiones en las cuales bien en función de la dirección de la asimetría o bien en función de su magnitud pueden establecerse diferenciaciones en diversos dominios preferentes de asimetría.

Bien es cierto que sobre las diferencias encontradas entre la asimetría preferente de los distintos ordenes jerárquicos de la red de drenaje de la Cuenca de Madrid cabe añadir un matiz derivado en la metodología utilizada. Para los órdenes mayores de drenaje la representación de la asimetría se realizó por cálculo directo sobre los cauces individuales. Ello suponía una limitación en el valor de la dirección de la asimetría preferente, la cual se estimaba siempre perpendicularmente a la dirección de flujo y por ello se desarrollo el tratamiento estadístico de los datos. Este podría ser uno de los orígenes de las diferencias encontradas, con los órdenes bajos tratados espacialmente, como se discutirá a continuación. Estos índices se compararon, así mismo, con la asimetría de los cauces principales de la cuenca.

De los resultados obtenidos por el índice de Simetría Topográfica Transversal aplicada a las cuencas de segundo orden hay que destacar la apreciable tendencia de su asimetría en la zona oriental, ya sea con orientación hacia Este o hacia el NE o SE.

Por otra parte, es importante resaltar el hecho de que los límites que separan los distintos dominios de asimetría presentan direcciones recurrentes, N70° y N150°, coincidentes con las que ya han sido señaladas como preferentes en el esquema de fracturación de la cuenca. Con ello no se quiere decir que los límites interpretados como dominios de asimetría deban corresponderse con fracturas, pero sí pueden indicar otras anomalías estructurales, como por ejemplo flexuras corticales que podrían tener efectos similares sobre la asimetría. De hecho, zonas en las que converjan o diverjan los vectores de distintos dominios de asimetría, pueden ser explicadas por la existencia de abombamientos o depresiones corticales con morfologías anticlinoria o sinclinoria.

Otros aspectos reseñables son la coincidencia entre los resultados para las cuencas de segundo orden con la asimetría de las de tercer orden, lo que nos indicaría que el funcionamiento y evolución de ambos tipos de cuencas ha seguido el mismo patrón. Por el contrario, esta similitud no se mantiene para cuencas de cuarto orden, que presentan direcciones de asimetría diferentes. Para el 4º orden, el eje de asimetría de la cuenca coincide en orientación generalmente, con la que presentan los cursos de agua principales.

Los principales cursos de la cuenca sobre los que se han obtenido las medidas directas muestran distinto comportamiento. Los cursos de direcciones N-S presentan asimetrías preferentes hacia el E (al igual que las que muestran las cuencas de segundo y tercer orden) mientras que los que fluyen con una dirección NE-SO (Tajuña y Tajo) muestran valores de asimetría hacia el N o NO.

Cabe plantearse ante esta situación, si la influencia de las estructuras NO-SE y el basculamiento asociado de los bloques hacia el E puede ser responsable de la asimetría de los cursos que fluyen N-S, pues el basculamiento sería casi perpendicular a ellos. Por el contrario, los ríos que presentan una dirección perpendicular, y por tanto paralelos a la dirección de los basculamientos, se verían menos afectados. Su asimetría puede tener en origen las ondulaciones positivas del modelo armónico, ya que se desarrollaban de forma paralela a ellas.

Los límites que independizan los dominios de asimetría siguen las direcciones de dos familias comunes, NE-SO y NO-SE. Según esta segunda familia (cuya dirección fluctúa de NO-SE a NNO-SSE), las zonas elevadas y deprimidas de la cuenca según el modelo armónico se manifestarían por una sucesión de bloques con un posible basculamiento hacia el Este (según nos indica la dirección preferente de asimetría de las cuencas de drenaje) delimitados por estos lineamientos. Este rasgo no siempre muestra un claro reflejo en los dominios de asimetría, y no se aprecia claramente la existencia del bloque o zona elevada al Este, si no más bien la localización de una suave rampa de pendiente que desciende hacia Oeste del dominio (Figura 8.9).

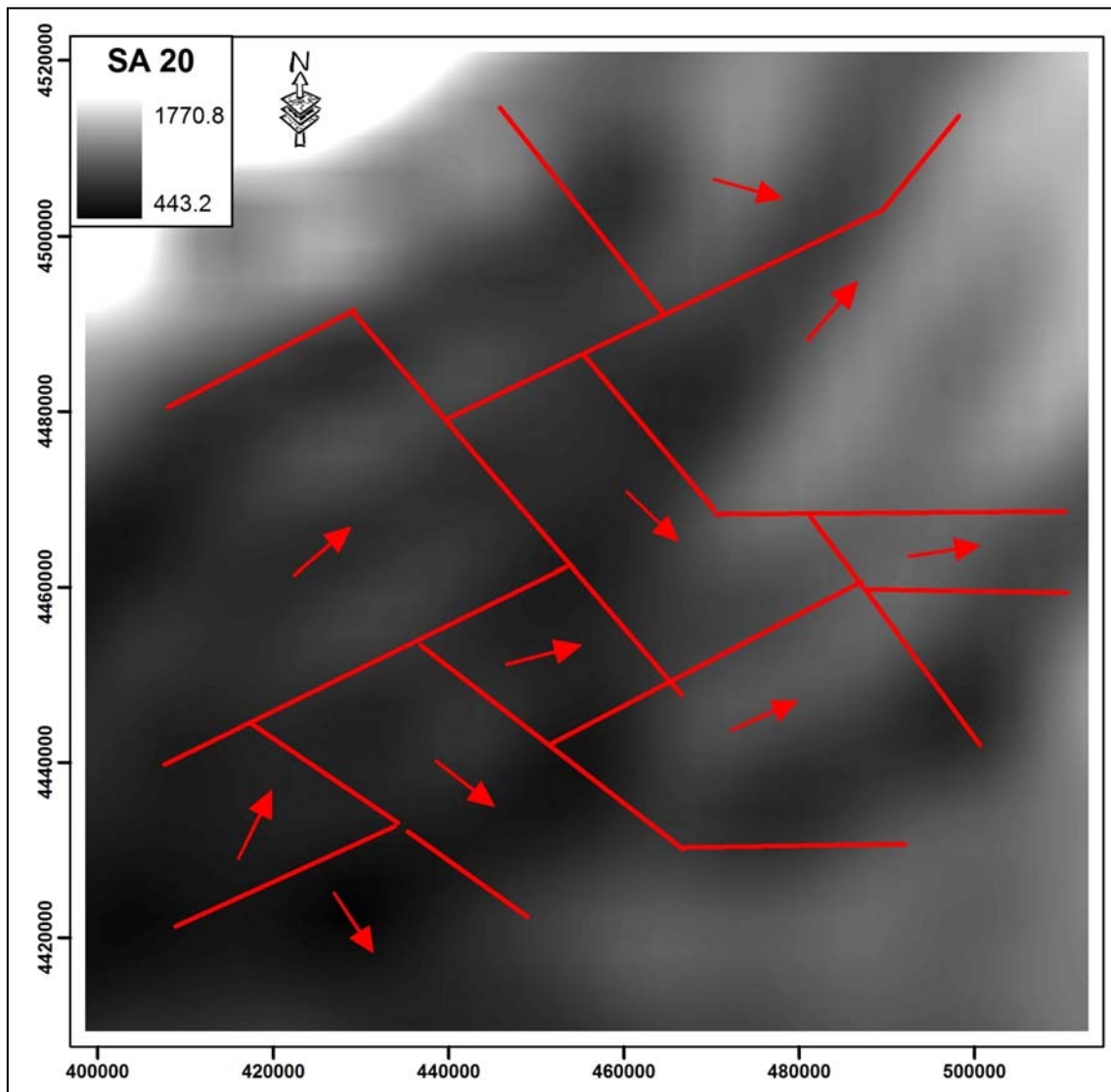


Figura 8.9. Dominios de asimetría preferente de las cuencas de drenaje y dirección preferente de la asimetría dentro de cada dominio. Bajo estos datos se muestra el modelo armónico del relieve para la Cuenca de Madrid.

La primera familia, la NE-SO, nos aporta un patrón distinto al anteriormente señalado. La coexistencia de zonas elevadas o deprimidas a ambos lados de la línea que divide los dominios, indica que estos límites podrían venir representados bien por la existencia de un umbral positivo o negativo del relieve, y no tanto por lineaciones relacionadas con fracturas.

Este patrón encajaría con el modelo de ondulaciones armónicas (Sánchez Serrano, 2000, y Tejero et al, 2006) adoptado para nuestra referencia. Pero, en función de la disposición de los dominios de asimetría, se puede interpretar además la existencia de desplazamientos en las ondulaciones, de tal forma que estas ondulaciones no mantienen su continuidad a lo largo de toda la zona estudiada. La causa de este desplazamiento podría encontrarse en las lineaciones con direcciones NO-SE, que las fragmentan y desplazan.

8.3.- LOS MAPAS DE RESIDUALES

Una vez realizado el análisis comparativo de los índices morfométricos y la asimetría del drenaje, hemos pasado a la elaboración de una serie de **mapas de residuales** en que los resultados previos nos queden plasmados de una forma más gráfica. Para resaltar estos aspectos, los mapas de residuales se han obtenido de la comparación del MDT (superficie actual del relieve) y los modelos previamente generados de superficies armónicas y polinomiales. Sobre ellos se han superpuesto los distintos dominios de asimetría de la red de drenaje.

Primero, hay que destacar que los límites entre los distintos dominios de asimetría definidos coinciden en muchos casos con zonas en las que los mapas de valores residuales muestran valores extremos. Esta correlación entre los umbrales positivos del relieve y los límites de dominios de asimetría se produce tanto en la posición de los límites, como en la orientación de dichos umbrales. Bien es cierto, que en algunos casos esta relación no se hace totalmente evidente a partir de los resultados de los mapas de residuales.

En las figuras 8.10, 8.11 y 8.12 puede observarse la disposición de los distintos dominios de asimetría de la red de drenaje respecto a los diferentes mapas de residuales obtenidos y de ellas pueden extraerse varias conclusiones.

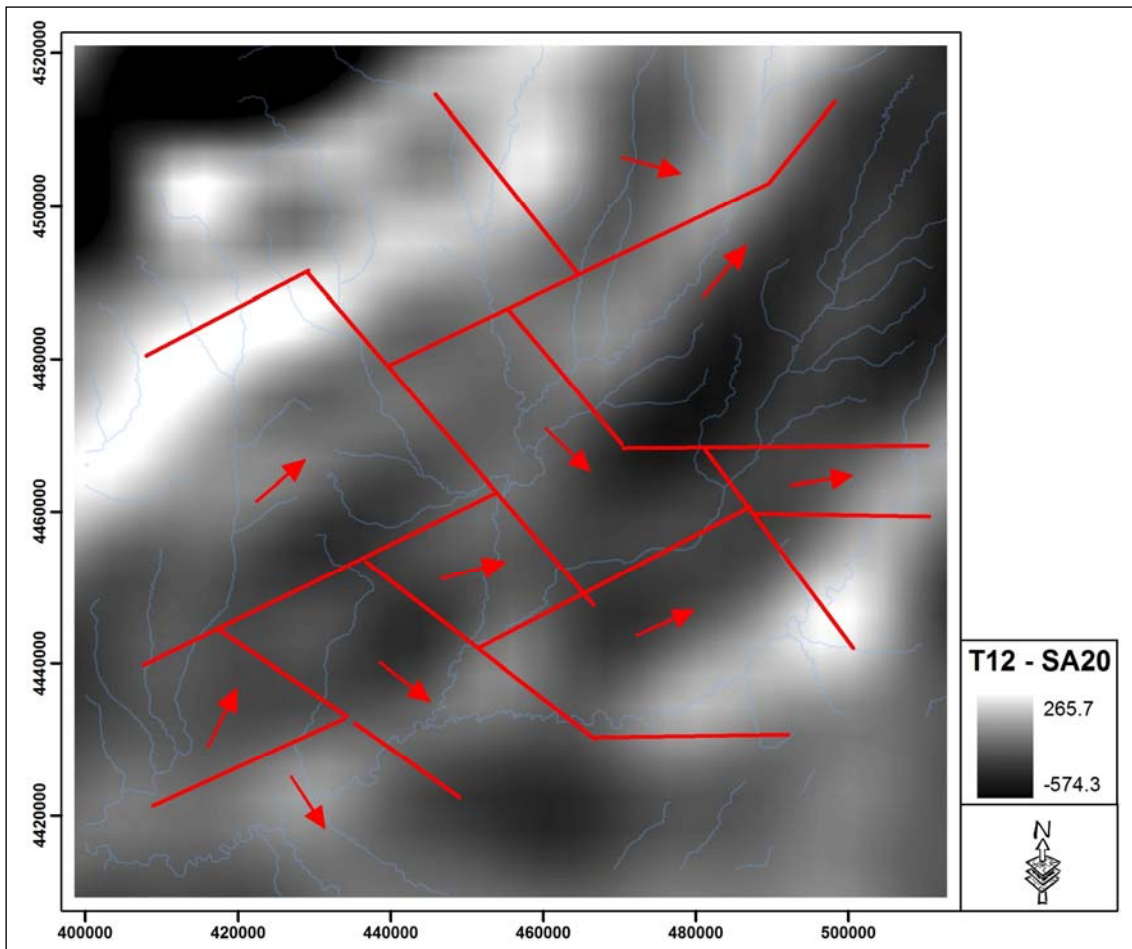


Figura 8.10. Mapa de residuales obtenido de la comparación entre el modelo polinómico de orden 12 (T12) y el modelo armónico de orden 20 (SA20), mostrando sobre-impuestos los límites de los dominios de asimetría del drenaje.

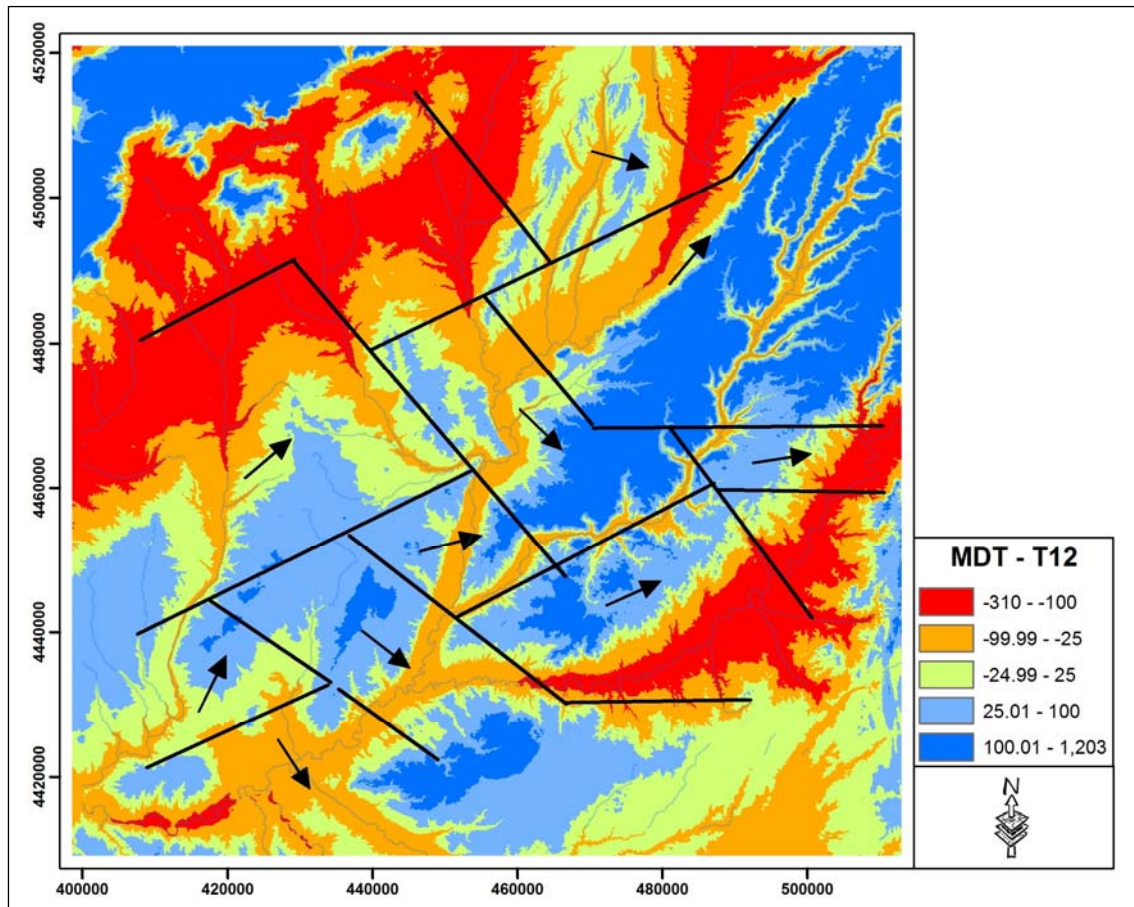


Figura 8.11. Mapa de residuales obtenidos de la comparación entre el modelo polinómico del relieve de orden 12 (T12) y el MDT (relieve actual) y en donde se observan agrupaciones de valores positivos y negativos asociables con zonas que han sufrido movimientos en la vertical. Se han sobre impuesto los límites de los distintos dominios de asimetría del drenaje.

El mapa de residuales entre el modelo armónico del relieve de orden 20 (SA20) y T12 (Figura 8.10) compara los resultados de dos modelos matemáticos que representan la simplificación más general del relieve actual (T12) y de más detalle (SA20), o sea, las componentes regional y local del relieve. Este mapa de residuales podría hacerse equiparable al modelo de ondulaciones armónicas (Sánchez Serrano, 2000 y Tejero et al., 2006). Sin embargo, no podemos decir que este mapa (Figura 8.10) represente suficientemente la expresión de dichas elevaciones y hundimientos en el relieve actual, puesto que ambos modelos son demasiado parecidos y la imagen queda suavizada. Más bien, los resultados nos estarían mostrando las zonas activas

que dieron lugar a las ondulaciones y las posibles magnitudes de deformación o desplazamiento que tuvieron.

Un paso adelante en el análisis podemos obtenerlo a partir de los residuales derivados del modelo polinómico T12 (Figura 8.11). Según esta nueva aproximación, al relieve actual le estamos restando la componente regional. Como la comparación se lleva a cabo con el modelo regional, la extensión de las zonas elevadas y deprimidas es amplia y el reflejo es mucho mejor que en el caso anterior. Como se observa, se puede relacionar bien con la compartimentación del relieve ya definida por las ondulaciones armónicas. En estos mapas, sin embargo, no se aprecia con claridad la influencia de las estructuras NO-SE, mientras que en algún caso sí es apreciable la relación entre la forma de las regiones de elevación positiva y los límites de los dominios de asimetría.

Como último paso en el análisis, tenemos el mapa de residuales resultante de la comparación entre el relieve actual (MDT) y el modelo armónico, que representa más bien un reflejo de una componente local del relieve (Figura 8.12). En este caso la distribución de zonas elevadas presenta mayor dispersión, combinándose e intercalándose con zonas deprimidas. Sin embargo, sí existe una relación más estrecha entre la forma, distribución y variaciones que se aprecian entre las zonas elevadas y deprimidas respecto a la distribución de los límites de dominios de asimetría. Estos resultados, por tanto, pueden interpretarse como una dualidad entre la configuración asociada al modelo de ondulaciones armónicas y las modificaciones que provocan sobre el relieve las estructuras de carácter regional NO-SE a NNO-SSE.

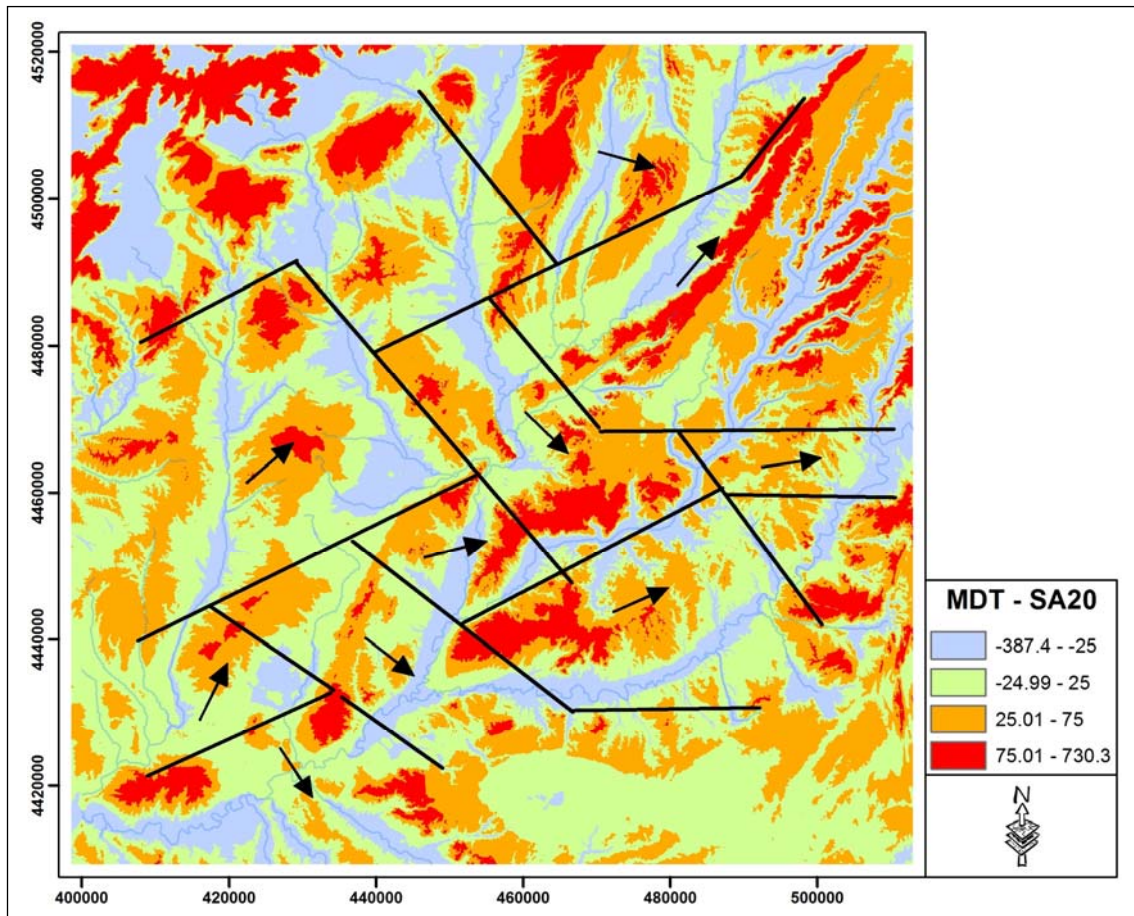


Figura 8.12. Mapa de residuales obtenidos de la comparación entre el modelo armónico del relieve de orden 20 (SA20) y el MDT (relieve actual). Los valores positivos y negativos de los residuales se pueden asociar con zonas que han sufrido movimientos en la vertical del relieve. Se han sobre impuesto los límites de los dominios de asimetría del drenaje.

Este último esquema de bloques nos define zonas en las que la reactivación del relieve ha dado lugar a umbrales positivos y negativos que estarían controlando el desarrollo de la red de drenaje de orden bajo (orden 2 y 3), favoreciendo en general su migración preferente hacia el este.

8.4.- REDEFINICIÓN DE LOS DOMINIOS DE ASIMETRÍA

La figura 8.12 presenta además una connotación muy importante para la mejora en la definición de los dominios de asimetría. Como se comentó en la discusión del análisis de los vectores medios de asimetría, estos pueden introducir una cierta

deformación en los resultados en función del tamaño de la malla con la que los vectores medios son obtenidos. En la figura se observa que estos dominios coinciden en general con zonas de bajos en el relieve aunque gráficamente ambas aproximaciones no se superponen totalmente. Podemos deducir que existe un cierto desplazamiento de los límites que se habían definido previamente a partir de los vectores (a grosso modo y sin más referencia que los propios vectores) y que estos límites se pueden corregir, desplazándolos ligeramente para que coincidan mejor con las zonas bajas. Estos nuevos límites tendrían el significado de zonas más débiles y de erosión más fácil, que podrían corresponderse con una zona bisagra o de desfragmentación preferente de bloques, a partir de fracturas o lineaciones preexistentes. La modificación posible en la disposición de los límites de los dominios de asimetría se muestra en la figura 8.13.

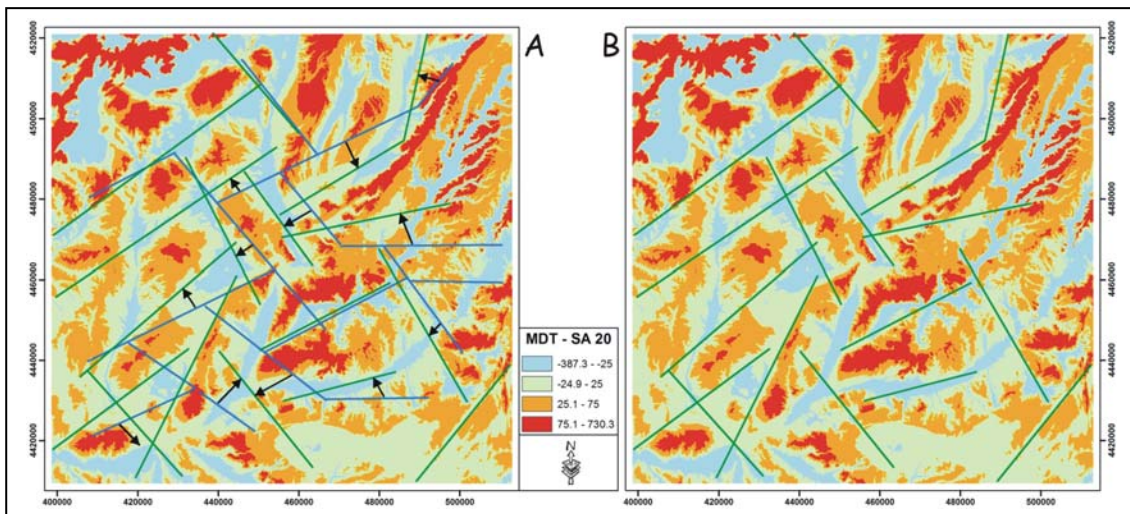


Figura 8.13. Superposición de los límites de los dominios de asimetría preferente sobre el mapa de residuales obtenidos de la comparación entre el MDT actual y la superficie armónica de orden 20. A, posible desplazamiento en la localización de los límites de los dominios de asimetría (líneas azules) en función de la localización de zonas elevadas y deprimidas del mapa de residuales. B, configuración final de los límites de los dominios de asimetría (líneas verdes) teniendo en cuenta los resultados obtenidos de los análisis de residuales.

Hemos de comprobar sin embargo, que realmente no se produce un cambio significativo en el patrón de asimetría anteriormente propuesto a partir de la redefinición de los límites de las zonas homogéneas. Para tal propósito se ha obtenido un nuevo vector medio de asimetría para cada uno de los nuevos dominios definidos. La representación de estos resultados puede apreciarse en la figura 8.14, en la que se observa como existen cambios de pequeña magnitud en las direcciones anteriormente apuntadas, pero también como el patrón general de asimetría preferente no se ve alterado por el retoque o reajuste de los límites en base al resto de datos recopilados en este trabajo, los cuales incluyen la información aportada por el resto de índices morfométricos, con especial atención a aquellos que analizan la forma del relieve.

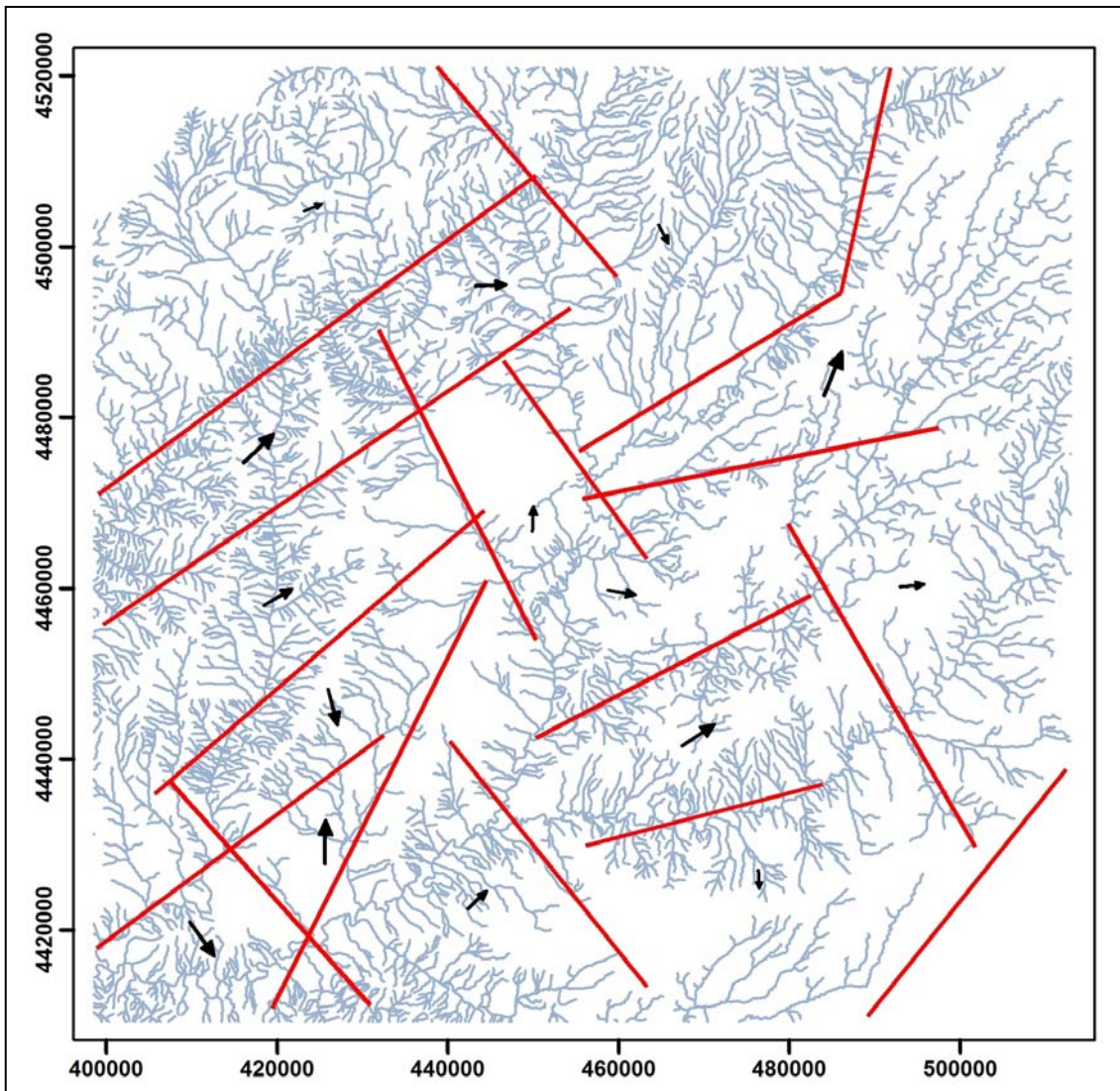


Figura 8.14. Dirección preferente de la asimetría de las cuencas de drenaje para los nuevos dominios definidos a partir del ajuste espacial de los límites obtenidos a partir únicamente de los datos de asimetría, con la información aportada por el resto de índices morfométricos.

Ante estos resultados, podemos utilizar el patrón de la figura 8.14 como esquema base de la asimetría de bloques dentro de la Cuenca de Madrid.

8.5.- DISCUSIÓN CONJUNTA DE RESULTADOS

El interés en el análisis morfométrico de la Cuenca de Madrid se basa en las especiales características de su configuración y a la distribución de su red de drenaje.

Las diferencias en el grado de disección y erosión en la cuenca, la asimetría tanto de la cuenca en general, como de sus valles con desarrollo de terrazas en un solo margen e importantes escarpes, entre otros, pone de manifiesto la existencia de factores que controlan su evolución y forma en planta.

Teniendo en cuenta que la extensión de la cuenca no justifica la incidencia de factores climáticos diferenciadores, el control de la evolución de la cuenca puede centrarse en dos aspectos externos como son la litología y la estructura. La distribución de litologías acusa una variabilidad importante dominada tanto por litologías detríticas como calcáreas y yesíferas.

Por otro lado, es significativa la presencia de estructuras de deformación frágil (N-S a NO-SE) asociadas al último campo de esfuerzos actuantes (distensión según un eje máximo N150–160E, tras una compresión en el mismo sentido asociada a un proceso de rejuvenecimiento del relieve “Bético”, De Vicente et al., 2008) y como posible reactivación de antiguas fracturas corticales, pero sin grandes saltos en la vertical (p.e. Racero, 1988; Tejero et al., 2006; De Vicente et al., 1996b, 2007 y 2008; De Vicente y Muñoz-Martín, 2012). La existencia de procesos recientes de deformación ha sido expresada a través de su manifestación en ondulaciones que atraviesan la región con direcciones NE-SO a ENE-OSO (Sánchez Serrano, 2000; Tejero et al. 2006)

Nuestra discusión se centra en determinar las posibles influencias de cada uno de estos factores en el desarrollo del relieve y del drenaje de la Cuenca de Madrid, discriminando el origen de las variaciones en los valores de los distintos parámetros morfométricos obtenidos.

Si establecemos una discusión conjunta de los resultados de los distintos índices morfométricos, se puede constatar respecto a su origen que se le puede asociar un cierto condicionamiento litológico, en función del comportamiento frente a los procesos erosivos. Ejemplo de esto sería la distribución superficial de los valores que presentan índices como la rugosidad del relieve, la integral hipsométrica o la

densidad de drenaje en las zonas en las que la litología que aflora es carbonatada frente a cuando en esta última predominan los materiales siliciclásticos.

Por contra, otros índices como la asimetría transversal del drenaje no muestran una clara relación en su distribución de valores con la litología, denotándose independencia entre ambas.

Sin embargo, también se ha podido interpretar que dentro de una misma unidad litológica, se observaban diferentes respuestas de los índices. Lo que puede llevar a pensar que aunque la litología sea un factor importante en el desarrollo de las formas del relieve y la red de drenaje, debe existir un segundo factor en juego que provoque la variabilidad observada dentro de litologías semejantes.

La existencia de dos conjuntos de estructuras que afectan a la zona de estudio, y que presentan direcciones ortogonales ha sido identificada previamente por numerosos autores. El reflejo que estas estructuras tienen en los valores de los índices morfométricos analizados no es homogéneo. Así, en aquellos índices que se centran en la forma del relieve y que, por tanto, analizan la distribución espacial de la variable elevación del terreno desde distintos puntos de vista, el reflejo que las ondulaciones armónicas NE-SO es más nítido. Cabe por tanto plantearse si los desplazamientos en la vertical del terreno se deberían mayoritariamente a este conjunto de estructuras.

El efecto que dichas estructuras tienen no es homogéneo dentro de la zona analizada, y su influencia parece ser mayor en la mitad oriental. En esta parte se condicionarían aspectos como la dirección media de los cursos principales, la rugosidad del relieve, el grado de evolución del relieve estimado a partir de la integral hipsométrica o de la elevación del nivel de base local de los pequeños afluentes.

Queda patente en esos mismos mapas que el efecto de las ondulaciones armónicas NE-SO en la mitad occidental es menor, alcanzándose valores más bajos de los índices, aunque manteniendo relaciones similares. Este efecto coincide a su vez con un cambio en la dirección de estas estructuras, que pasan a alinearse según una dirección casi E-O al occidente. A su vez, esta ruptura coincide con el cambio de la

dirección de los cursos principales, que ya no discurren paralelos a las ondulaciones sino en ángulos cercanos a los noventa grados, atravesándolas en su discurrir hacia el colector principal, el río Tajo.

La disposición de estas ondulaciones tiene su efecto en planta en la red de drenaje, y este aspecto se hace patente a partir de la asimetría de las cuencas. Se define una relación entre las primeras y algunos de los límites establecidos entre los distintos dominios interpretados de la asimetría preferente.

El efecto producido por las estructuras de dirección NO-SE, sobre los anteriores índices, es más difícil de apreciar pero, sin embargo, si parecen producirlo sobre los límites de las distintas regiones de asimetría, los cuales en suficientes casos siguen estas direcciones. Pero si los límites de asimetría están afectados por las estructuras NO-SE, éstas deberán ser también en parte responsables de la dirección de la asimetría, que presenta un claro sesgo hacia el Este.

La influencia de las estructuras NO-SE parece tener su máxima expresión en la vergencia de las cuencas de drenaje, que se manifiesta a lo largo de toda la región de estudio en la asimetría hacia el este. Esta dirección sufre modificaciones, abarcando toda la mitad oriental del plano de direcciones, de N a S con las distintas componentes hacia el E en el tránsito entre las dos primeras direcciones.

Su efecto provoca un lento desplazamiento hacia el este de los ríos, pues las magnitudes alcanzadas por los vectores medios de asimetría no son muy elevadas en la mayoría de los casos, así como del flujo sub-superficial que los controla. Consecuencia de este proceso puede ser la captura del tramo medio del río Manzanares por el río Jarama, que deja al arroyo Guatén como reminiscencia del tramo bajo del antiguo trazado del río Manzanares, o las posibles capturas que se producen en el sector Alberche – Perales – Guadarrama, aunque existan discrepancias en la existencia o no de capturas fluviales en esta zona, como ya se comentó.

En las cuencas pequeñas, que son en las que se ha basado el principal análisis de la asimetría, este desplazamiento no tiene otro reflejo en superficie que la asimetría

mencionada. Pero en los cursos principales, la disposición de los depósitos de origen fluvial más reciente, las terrazas fluviales, concuerdan en la mayoría de los casos (preferentemente cuando la dirección de flujo es perpendicular al desplazamiento que genera la asimetría) con el sentido de la asimetría apuntada, siendo otro reflejo de la migración lateral de los ríos, posiblemente asociada a los basculamientos producidos por el reajuste de bloques dentro de la cuenca. En estos casos existe uniformidad en el sentido de desplazamiento de los cauces, independientemente del orden jerárquico de los mismos.

Esta uniformidad en la dirección de desplazamiento se rompe en los casos en los que el curso principal es casi paralelo al sentido de la dirección predominante de la asimetría de las cuencas de bajo orden, caso de los ríos Tajuña, Tajo y arroyo Pantueña. En estos casos, la asimetría del curso principal apunta un desplazamiento hacia el N-NO. Esta situación la creemos controlada por tres factores.

En primer lugar el paralelismo entre la dirección de flujo y la vergencia asociada a las estructuras N-S a NO-SE; en segundo lugar el factor litológico, que favorece la incisión vertical frente a la migración lateral de los cauces; y en tercer lugar la mayor magnitud de las ondulaciones armónicas en esta región.

Toda esta distribución espacial tiene su reflejo en la configuración de los cursos fluviales principales dentro de la cuenca. En la mitad oriental siguen la dirección de los armónicos, mientras en la occidental los atraviesan ante su menor desarrollo, en algunos casos sin grandes cambios en su dirección. En casos como el río Manzanares, la presencia de estos umbrales en el relieve facilitan su desvío y captura hacia el río Jarama y por tanto la desconexión y abandono de su tramo bajo, que perdura en el disminuido arroyo Guatén actual. El trazado del río Jarama antes de su confluencia con el Henares coincide también con el límite que se define a partir de las magnitudes de los armónicos y donde estos muestran un cambio de dirección.

Por tanto, podría concluirse que la configuración espacial de los grandes ríos y las características generales del relieve están básicamente condicionadas por un

sistema de elevaciones y depresiones asociable a los modelos matemáticos utilizados, en el que el ajuste polinómico se relacionan mejor con la configuración regional del relieve mientras las ondulaciones armónicas se relacionan con la configuración de los grandes ríos dentro de la cuenca.

La combinación de las dos familias de estructuras genera bloques con vergencia, responsables de la asimetría en cada uno de ellos. Hay que resaltar que estos bloques fueron definidos en principio únicamente a partir de los datos de asimetría, pero sirven como una primera aproximación al control estructural en la región.

Por otro lado, la comparación de modelos matemáticos del relieve con la disposición actual del mismo nos permite generar mapas de valores residuales. En estos mapas se magnifican las zonas anómalas (en las que existen mayores diferencias entre los datos), lo que es útil para diferenciar zonas que han podido sufrir movimientos en la vertical, en un sentido o en otro. La diferenciación se facilita por el efecto de resalte que se produce en los límites de estas regiones, generando transiciones más nítidas entre zonas, algo que en la realidad se ve difuminado por la alteración superficial del terreno, que tiende a suavizar las formas del mismo.

A partir de estas propiedades de los mapas de valores residuales, se pudo trazar la localización de posibles lineamientos que controlaban la configuración del relieve. Se mejora así el primer esquema obtenido a partir de la asimetría, a partir del retoque de la posición y forma de los límites de estos dominios y se obtiene una versión mejorada del mismo.

Con ello se resuelven los problemas de variabilidad de la asimetría de 2º orden dentro de los dominios homogéneos definidos. En su momento se apuntó que los dominios que presentaban una cierta variabilidad de la asimetría se concentraban en la mitad occidental del área de trabajo. Es también en esta zona en la que mayores variaciones se introducen ahora en el reajuste de los límites de dichas regiones homogéneas. Por tanto, un aspecto planteado durante el análisis de la asimetría de las

cuencas ha podido ser resuelto satisfactoriamente a partir de los resultados obtenidos por otros índices morfométricos. Los indicios de variabilidad en la asimetría de segundo orden se obtuvieron al principio del análisis, pero no su posible origen y la posibilidad de delimitación de nuevas zonas homogéneas.

Esta versión mejorada del esquema de bloques corticales, al incluir información de distintas fuentes, solventa los problemas asociados a la localización de límites de regiones homogéneas a partir de los vectores medios de asimetría y por tanto podemos aceptarlo como patrón de bloques estructurales dentro de la Cuenca de Madrid.

A la vista de los resultados obtenidos a partir del análisis morfométrico, podría concluirse que la forma del relieve y la red de drenaje asociada de la Cuenca de Madrid, parecen condicionadas por los factores litológicos y estructurales, aunque siendo predominantes los segundos como actores principales. La presencia de una variabilidad importante (dentro de las distintas unidades litológicas) en los valores de los distintos índices morfométricos, que inferían distintos estados evolutivos del paisaje indicaban la presencia necesaria de otro factor de control en la evolución de la cuenca, superpuesto a la distribución de litologías.

Nuestro modelo confirma el control estructural de la región, que tiene su origen en la compresión general de la placa ibérica (con dirección principal NNO), que en nuestra zona de interés ha provocado el desarrollo de umbrales positivos y negativos del relieve (ondas armónicas del relieve) así como la reactivación de antiguas estructuras de dirección NO-SE a NNO-SSE dentro de la cuenca, dando por descontado el efecto de este campo de esfuerzos en los límites de la misma. Estas últimas parecen preponderantes en la mitad occidental del área de estudio.

Como aportaciones asociadas a nuestro modelo de análisis podemos destacar la importancia de las estructuras NO-SE en el desarrollo del relieve y la red de drenaje. Estas alineaciones ejercen su mayor control en la mitad occidental, aunque también

tienen presencia en la oriental. Anteriores modelos no habían resaltado la importancia de estas estructuras.

En segundo lugar, la información obtenida de nuestro modelo muestra como los relieves asociados a las ondas armónicas no justifican por si mismos las tendencias evolutivas en planta de la red de drenaje. Esta tendencia, tal y como nos muestra la asimetría transversal de las cuencas, depende del basculamiento hacia el este de una serie de bloques, cuyos límites vienen definidos en buena parte por las lineaciones NO-SE antes comentadas.

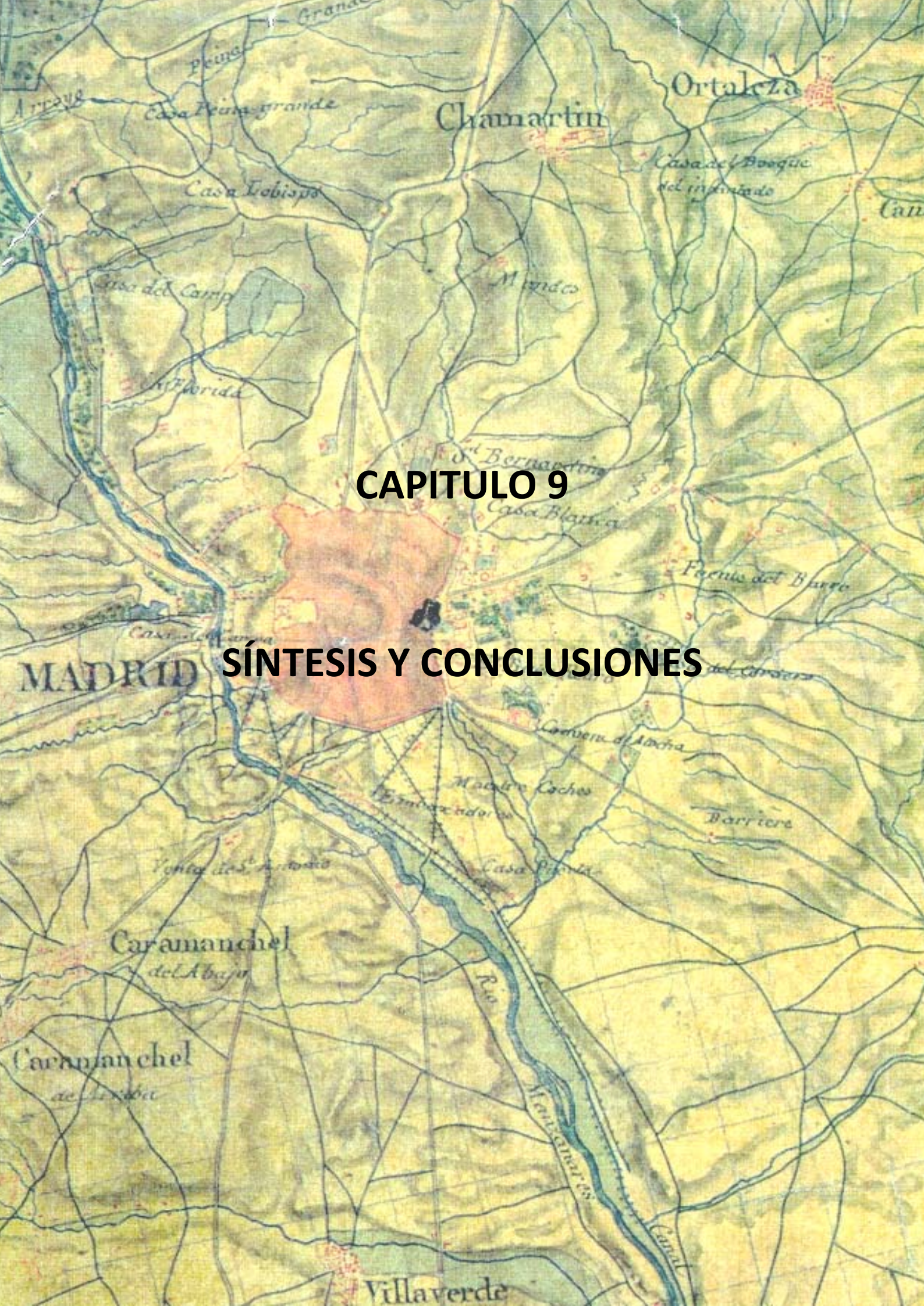
Incluso en aquellas zonas, mitad oriental, en las que la combinación de la litología superficial y las ondas armónicas controlan la disposición en planta de los grandes cauces, la vergencia de las estructuras NO-SE controla la migración lateral de los cauces secundarios, que se manifiesta en una dirección media de asimetría que apunta hacia el E – NE.

La combinación de este patrón estructural y la distribución geográfica de litologías ha dado lugar al patrón general de relieve de la cuenca, en el que también puede hacerse una diferenciación entre sus partes oriental y occidental, y que controla la disposición de los grandes ríos. La mitad Este presenta un relieve más abrupto, con un mayor condicionamiento de la disposición de las principales arterias fluviales y de su evolución. Queda esto patente en el caso del río Tajuña, en el que la incisión vertical para compensar la sobre-elevación sufrida, la cual ya fue propuesta por Bergamín y Tejero (1994), consistente en una serie sinclinal – anticlinal – sinclinal que acomoda los valles de los ríos Henares y Tajo y la zona elevada intermedia del río Tajuña, ha dado lugar a una cuenca estrecha y rejuvenecida que sin embargo parece parcialmente desconectada del resto del drenaje.

En la mitad occidental, por el contrario, la combinación de estructura y litología ha dado lugar a un relieve menos abrupto, en el que la preponderancia de una erosión mecánica esta asociada a la migración lateral de los cauces fluviales. Esto provoca un mayor dinamismo en los movimientos de la red de drenaje en el plano horizontal.

Ante el menor relieve de esta mitad oeste, la tendencia evolutiva en la zona parece controlada por la vergencia hacia el E que se asociaría con los estructuras NO-SE a NNO-SSE, que promueve el desplazamiento de los cauces en esa dirección. El desplazamiento se manifiesta en la asimetría de las cuencas de drenaje y en los valores que de dicho índice muestran segmentos de río de distinto orden jerárquico. Además de sobre la asimetría, este desplazamiento se manifiesta también en procesos de captura fluvial a distinta escala.

La combinación de estos factores han llevado también al desarrollo de un eje central bien definido a lo largo de toda la cuenca que esta asociado no a su curso principal el río Tajo, sino al sistema fluvial Jarama – Henares, que de hecho es el dominante hidrológicamente.



CAPITULO 9

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

9.1.- SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

Se ha estudiado la morfología de la Cuenca de Madrid por las características singulares de su forma geométrica y la disposición de la red de drenaje.

Para tratar de entender su origen y evolución se utilizarán una serie de índices morfométricos que analizan tanto la forma del relieve y su distribución como características de su red de drenaje. Se han utilizado también modelos matemáticos del relieve que nos permiten obtener simulaciones de la componente regional. La comparación de estos modelos con la superficie real del terreno (MDT) nos proporciona valores residuales que pueden ser interpretados como debidos a movimientos en la vertical de un sistema diferencial de bloques que se reajustan ante esfuerzos tectónicos.

Los resultados obtenidos muestran patrones de distribución de los índices relacionados con la forma del terreno y de la red de drenaje. El origen de estos patrones y tendencias podemos buscarlos en la litología superficial de la cuenca o bien en los esfuerzos tectónicos a los que ha sido sometida. De su comparación con la litología se observa que no puede ser la única responsable de la distribución de los índices morfométricos, pues existen variaciones significativas dentro de una misma unidad litológica. No obstante, el comportamiento frente a la erosión de las distintas litologías si condiciona, aunque de forma limitada, la distribución de parte de los índices, como es el caso de la integral hipsométrica, la densidad de drenaje, el nivel de base local o la rugosidad del relieve.

Como la variable litológica no explica de forma satisfactoria los resultados de todos los índices, se hace necesario incorporar, también, la actuación de esfuerzos tectónicos que justifiquen la actividad de sistemas de bloques. Para este análisis, se han tenido en cuenta un modelo polinómico de superficies de distinto orden derivadas del relieve, aquí desarrollado, así como el ya existente las superficies armónicas. La semejanza en los resultados obtenidos del ajuste polinómico utilizando distintas poblaciones se revela como un modelo útil para la interpretación de la componente

regional del relieve de la cuenca. La comparación de estos modelos con el MDT real aportó mapas de valores residuales de los que se puede interpretar un sistema de bloques delimitados por lineaciones estructurales, responsables de los movimientos diferenciales dentro de la cuenca.

Los resultados aportados por los índices morfométricos del relieve muestran la presencia de zonas elevadas y deprimidas dentro de la cuenca, las cuales concuerdan en general con las que establece el modelo armónico. Sin embargo, este último no es capaz de dar respuesta a todos los resultados obtenidos de los índices morfométricos. Así, aquellos que se centran en la forma de la red de drenaje, como la asimetría transversal o el índice de gradiente de los cauces, no pueden ser explicados directamente a partir de este modelo.

La distribución espacial de los valores de elevación o depresión dentro del modelo armónico muestra que las de mayor magnitud o elevación se concentran en la mitad oriental. El límite entre ambas coincide con un cambio en su dirección que pasa de NE-SO a ENE-OSO. Las diferencias de magnitud pueden verse favorecidas por la litología, más fácilmente erosionable en la mitad occidental.

Otro aspecto nuevo es el análisis del Factor de Simetría Topográfica Transversal de las cuencas, en el cual, a partir del estudio de su comportamiento sobre diferentes órdenes jerárquicos de la red se han podido establecer patrones homogéneos de desplazamiento preferente de los valles fluviales. En el presente trabajo, hay que destacar que se ha desarrollado una forma novedosa de aproximación, el tratamiento estadístico de las medidas directas de asimetría, que nos permite obtener un campo espacial de vectores medios uniformemente distribuidos, frente a la clásica representación de medidas directas. A partir de estos resultados han sido delimitadas diferentes zonas de asimetría homogénea.

Se individualizan así una serie de bloques basculados todos con vergencia hacia el Este. Los límites que separan los dominios de asimetría homogénea presentan dos direcciones principales, ortogonales entre sí. Una de estas direcciones concuerda con

la dirección de las ondulaciones armónicas. El segundo conjunto ya no aparece ligado a las ondulaciones armónicas si no que las corta. Con una mayor representación en la mitad occidental reflejan, más bien, las direcciones N-S a NO-SE, que desplazan a las ondulaciones armónicas.

Estos últimos lineamientos, sin embargo, no tienen un reflejo claro en los resultados de los índices morfométricos previos, sobre todo en aquellos que analizan el relieve desde distintos puntos de vista. Ello permite interpretar que los desplazamientos en la vertical que generan no son lo suficientemente importantes. Aunque el efecto de los mismos, en un ámbito propicio como el de litologías carbonatadas que favorecen la incisión vertical, pueden apreciarse en el índice de gradiente fluvial, el cual muestra valores elevados en las localizaciones en las que los cursos atraviesan estos lineamientos.

La asimetría de las subcuencas de drenaje, también se ha revelado sensible a la actuación de las estructuras N-S a NO-SE al mostrar un patrón general de vergencia hacia el Este. Esta vergencia no es homogénea para todos los dominios de asimetría interpretados, y su dirección media fluctúa en función del sentido del basculamiento. La evolución de la red de drenaje que se deduce del análisis de la asimetría transversal de las subcuencas fluviales muestra un desplazamiento preferente hacia el Este tanto para los órdenes fluviales bajos como en general para los cursos principales.

Por tanto, puede confirmarse que los límites de los dominios de asimetría preferente quedan condicionados por la disposición conjunta de los lineamientos asociados a las ondulaciones armónicas y aquellos que las cortan ortogonalmente.

Los mapas de valores residuales entre el MDT y los modelos armónicos y polinómicos contrastan la relación entre el basculamiento de los bloques y lo que se observa en el relieve real. La comparación de los límites de los dominios de asimetría con los mapas de valores residuales revela gran analogía aunque no una coincidencia total. Para que se produzca un encaje más favorable de sus formas, es necesario redefinir los límites de asimetría mediante un ligero desplazamiento, que puede

justificarse en virtud de que los vectores se obtienen mediante una media móvil, lo que supone una homogenización en que se pierde contraste de los límites reales.

En función de los mapas de residuales se interpreta la presencia de un mayor número de lineaciones con reflejo en el relieve, que complica el esquema de bloques propuesto, pero no contradice las pautas dominantes. Para solventar estas diferencias, mediante la superposición del mapa de residuales y el de vectores de asimetría, se redefinen unos nuevos límites de bloques que representan una adecuación más real que los límites teóricos dibujados directamente a partir de los vectores medios de asimetría.

Al incrementarse el número de dominios se aprecian regiones que muestran valores medios de asimetría ligeramente distintos a los que se les había asignado anteriormente, sin que eso altere los modelos establecidos.

De hecho, el trazo continuo de las lineaciones que limitan los bloques basculados no deja de ser una aproximación a la realidad. De la comparación de estos límites con las alineaciones obtenidas de la aplicación de filtros direccionales sobre el MDT se deduce que en muchos casos los límites, más que por una alineación continua vienen definidos por una combinación o sucesión de estructuras discontinuas.

Este último esquema es, por tanto, en base a los resultados obtenidos de los distintos análisis morfométricos, el patrón estructural que controla la evolución de la red de drenaje de la Cuenca de Madrid, y por ende, su relieve. Eso sí, en conjunción más o menos directa con la distribución de litologías dentro de la zona, que con su distinto comportamiento ante la erosión y las tipologías de esta, también redefine el relieve y el comportamiento de la red de drenaje.



CAPITULO 10

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agterberg, F.P. (1974). *Geomathematics*. Amsterdam, Elsevier, 596 págs.
- Alía, M.; Muñoz, L.; Martín Escorza, C. y Ubanell, A.G. (1976). Determination by means of Landsat images of different structures in the Central areas of the Iberian plateau. *NASA Project 28760. Instituto Geográfico Catastral. Final Report*, pp 173-207.
- Alía Medina, M. y Ubanell, A.G. (1985). La influencia de estructuras tectónicas basamentales en la cobertera: Zona del río Jarama. *Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 79, 635-645.
- Andeweg, B.; De Vicente, G.; Cloetingh, S.; Giner, J. y Muñoz Martín, A. (1999). Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics*, 305, 153–164.
- Alonso-Zarza, A.M.; Calvo, J.P.; Silva P.G. y Torres, T. (2004). Cuenca del Tajo. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, 556- 561, SGE-IGME, Madrid.
- Autin, W.J.; Burns, S.F.; Miller, B.J.; Saucier, R.T. y Snead, J.I. (1991). Quaternary geology of the Lower Mississippi Valley. En: Morrison, R.B. (Ed.), *Quaternary nonglacial geology: Conterminous U.S.*, K-2, 547-582, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Azañón, J.M.; Pérez-Peña, J.V.; Giaconia, F.; Booth-Rea, G.; Martínez-Martínez, J.M. y Rodríguez-Peces, M.J. (2012). Active tectonics in the central and eastern Betic Cordillera through morphotectonic analysis: the case of Sierra Nevada and Sierra Alhamilla. *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 225-238.
- Azor, A.; Keller, E.A. y Yeats, R.S. (2002). Geomorphic indicators of active fold growth: south mountain - Oak ridge anticline, Ventura Basin, Southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 114(6), 745-753.

- Baird, G. y Willemín, J.H. (1998). Off-center rivers and tectonic tilting on the Oregon coast; testing an improved measurement method for drainage basin asymmetry. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 30-7, 142.
- Balce, A. (1987). Determination of optimum sampling interval in grid digital elevation models (DEM) data acquisition. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 53(3), 323-330.
- Bergamin, J.F. y Tejero, R. (1994). Interpretación de la estructura de la zona NE de la Cuenca de Madrid mediante datos gravimétricos. *Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19, 215-227.
- Biro, P. y Solé Sabarís, L. (1954). *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española*. C.S.I.C., Madrid.
- Bosque Sendra, J. (1992): *Sistemas de Información Geográfica*. Madrid, Rialp. 451 págs.
- Bridge, J.S. (2005). *Rivers and Floodplains – Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Oxford, Blackwell.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Oxford, Blackwell, 274 págs.
- Burnett, A. W. y Schumm, S. A. (1983). Active tectonics and river response in Louisiana and Mississippi. *Science*, 222, 49-50.
- Calvet, J. y Pascual, R. (1987). Estudio de las alineaciones obtenidas a partir de imágenes RADAR del SEASAT-SAR, en el Macizo del Montseny-Guilleries. // *Reunión Científica del Grupo de Trabajo en Teledetección*, 41-47.
- Calvo, J.P.; Ordóñez, A.; García del Cura, M.A.; Hoyos, M.; Alonso-Zarza, A.M.; Sanz, E. y Rodríguez Aranda, J.P. (1989). Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Acta Geol. Hisp.*, 24, 281-298.

- Calvo, J.P.; Alonso Zarza, A.M.; García del Cura, M.A.; Rodríguez Aranda, J.P. y Sanz, M.E. (1996). Sedimentary evolution of lake systems through the Miocene of the Madrid Basin: paleoclimatic and paleohydrological constraints. En: Friend, P. y Dabrio, C. (Eds.), *Tertiary Basins of Spain*, 272-277, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Capote, R. y Fernandez Casals, M.J. (1978). La tectónica postmiocena del sector central de la depresión del Tajo. *Boletín Geológico y Minero*, 89, 114–122.
- Chiu, S.C.C.; Chiu, J.M. y Johnston, A.C. (1997), Seismicity of the southeastern margin of Reelfoot rift, central United States. *Seismological Research Letters*, 68, 785–796.
- Cloetingh, S.; Burov, E.; Beekman, F.; Andeweg, B.; Andressen, P.A.M.; García-Castellanos, D.; De Vicente, G. y Vegas, R. (2002). Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21, 1-26.
- Costa, R. D. y Starkey, J. (2001). PhotoLin: a program to identify and analyze linear structures in aerial photographs, satellite images and maps. *Computer & Geosciences*, 27(5), 527–534.
- Costa-Cabral, M.C. y Burges. S.J. (1994). Digital elevation model networks (DEMON): a model of flow over hillslopes for computations of contributing and dispersal areas. *Water Resources Research*, 30(6), 1681-1692.
- Cox, R.T. (1988). Evidence for Quaternary ground tilting associated with the Reelfoot rift zone, northeast Arkansas. *Southeastern Geology*, 28, 211–224.
- Cox, R.T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 571–581.

- Cox, R.T. y Van Arsdale, R.B. (1997). Hotspot origin of the Mississippi Embayment and its possible impact on contemporary seismicity. *Engineering Geology*, 46, 201–216.
- Cox, R.T. y Van Arsdale, R.B. (2002). The Mississippi Embayment, North America: A first order continental structure generated by the Cretaceous superplume mantle event. *Journal of Geodynamics*, 34, 163–176.
- Cox, R.T.; Van Arsdale, R.B. y Harris, J.B. (2001). Identification of possible Quaternary deformation in the northeastern Mississippi Embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry. *Geological Society of America Bulletin*, 113(5), 615–624.
- Csontos, R.M. (2002). Evaluation of neotectonism in South Carolina by transverse topographic basin asymmetry analysis. *M.S. Tesis*. University of Memphis, 113 págs.
- Curry, J.R. (1956). The analysis of two-dimensional orientation data. *The Journal of Geology*, 64, 117–131.
- Cushing, E.M.; Boswell, E.H. y Hosman, R.L. (1964). General geology of the Mississippi Embayment. *U.S. Geological Survey Professional Paper 448-B*, 28 págs.
- Davis, J.C. (1986). *Statistics and Data Analysis in Geology*. New York, John Wiley & Sons.
- De Bruijne, C.H. (2001). Denudation, intraplate tectonics and far fields effects in central Spain. *Tesis Doctoral*, Free Univ. Amsterdam, 164 p.
- De Vicente, G.; González-Casado, J.M.; Bergamín, J.F.; Tejero, R.; Babin, R.; Rivas, A.; Hernandez Henrile, J.L.; Giner, J.L.; Sánchez Serrano, F.; Muñoz, A. y Villamor, P. (1992). Alpine Structure of the Spanish Central System. *Actas III Congreso Geológico de España*, 1, 284-288.

- De Vicente, G.; Giner-Robles, J.L.; Muñoz-Martín, A.; González Casado, J.M. y Lindo, R. (1996a). Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, 266, 405-424.
- De Vicente, G.; Giner-Robles, J.L.; Muñoz-Martín, A. y González Casado, J.M. (1996b). Structure and Tertiary evolution of the Madrid Basin. En: Friend, P. y Dabrio, C. (Eds.), *Tertiary Basins of Spain*, 255-259, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- De Vicente, G.; Vegas, R.; Muñoz-Martín, A.; Silva, P.G.; Andriessen, P.; Cloetingh, S.; González Casado, J.M.; Van Wees, J.D.; Álvarez, J. y Carbó, A. (2007). Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58(1-4), 335-381.
- De Vicente, G.; Cloetingh, S.; Muñoz-Martín, A.; Olaiz, A.; Stich, D.; Vegas, R.; Galindo-Zaldivar, J. y Fernández-Lozano, J. (2008). Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around Microcontinent Iberia. Tectonic implications. *Tectonics*, 27, 1-22.
- De Vicente, G.; Cloetingh, S.; Van Wees, J.D. y Cunha, P.P. (2011). Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502(1-2), 38-61.
- De Vicente, G. y Muñoz-Martín, A. (2012). The Madrid Basin and the Central System: A tectonostratigraphic analysis from 2D seismic lines. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2012.04.003
- DeGraff, J.V. (1981). A Stream-Gradient index applied to subhumid montane streams. *Physical Geography*, 2(2), 174-183.
- Díez Herrero, A. (2001). Geomorfología e Hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y S.I.G. para la gestión de Riberas. *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense. Madrid, 610 págs.

- Ellis, W.L. (1994). Summary and discussion of crustal stress data in the region of the New Madrid seismic zone. En: Shedlock, K.M. y Johnston, A.C. (Eds.), *Investigations of the New Madrid seismic zone: U.S. Geological Survey Professional Paper 1538-B*, 13 págs.
- Ervin, C.P. y McGinnis, L.D. (1975). Reelfoot rift—Reactivated precursor to the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1287–1295.
- Evans, I.S. (1972). General geomorphometry, derivatives of altitude and descriptive statistics. En: Chorley, R.J. (Ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology*, 17-90, Harper and Row, New York.
- Fairchild, J. y Leymarie, P. (1991). Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resource Research*, 30(6), 1681-1692.
- Felicísimo, A.M. (1994). *Modelos Digitales del Terreno. Introducción y Aplicaciones en las Ciencias Ambientales*. Oviedo, Pentalfa.
- Fernández, P. y Garzón, G. (1994). Ajustes en la red de drenaje y morfoestructura en los ríos del centro-sur de la cuenca del Duero. En: Arnáez, J. (Ed.), *Geomorfología en España*. 471-484, Sociedad Española de Geomorfología, Logroño.
- Fernández-Lozano, J.; Sokoutis, D.; Willingshofer, E.; Muñoz-Martín, A.; De Vicente, G. y Cloetingh, S. (2010). Sobre el origen de la asimetría en el patrón general del relieve en el interior de la Península Ibérica: nuevos resultados obtenidos mediante modelación análoga. *Geogaceta*, 49, 67-70.
- Fernández-Lozano, J.; Sokoutis, D.; Willingshofer, E.; Muñoz-Martín, A.; De Vicente, G. y Cloetingh, S. (2011). Análisis integrado de la topografía y anomalías gravimétricas en la Península Ibérica: nuevas metodologías en modelación análoga. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24(3-4), 153-171.

- Filosofov, V.P. (1960). *Brief Guide to Morphometric Methods in Search of Tectonic Structures*. Saratov University Publishing House.
- Fisher, N.I. (1993), *Statistical analysis of circular data*. Cambridge University Press, Cambridge, 277 págs.
- Fisher, D.M.; Gardner, T.W.; Marshall, J.S. y Montero, W. (1994). Kinematics associated with late Cenozoic deformation in central Costa Rica: Western boundary of the Panama microplate. *Geology*, 22, 263–266
- Franklin, S. E. (1987). Geomorphometric processing of digital elevation models. *Computers & Geosciences*, 13(6), 603-609.
- Friend, P.F. y Sinha, R. (1993). Braiding and meandering parameters. En: Best, J.L. y Bristow, C.S. (Eds.), *Braided Rivers*. 105–111, Geological Society (London) Special Publication, 75.
- Garbrecht, J. y Martz, L.W. (1997). The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models. *Journal of Hydrology*, 193, 204-213.
- Gardiner, V. y Gregory, K.J. (1982). Drainage density in rainfall–runoff modelling. En: Singh, V.P. (Ed.), *Rainfall–Runoff Relationships*. 449-476, Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado.
- Garrote, J. y Garzón, G. (2001). Estudio mediante S.I.G. de la respuesta a los esfuerzos recientes en el sector oriental de la depresión del Tajo. *Actas V Reunión de Cuaternario Ibérico*, 229-232.
- Garrote, J. y Garzón, G. (2002). La asimetría de la cuenca de drenaje Jarama-Henares, análisis morfométricos y tectónica reciente. En: Serrano, E.; García de Celis, A.; Guerra, J.C.; Morales, C.G. y Ortega, M.T. (Eds.), *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, Montaña y dinámica territorial*, 513-526, SEG – Universidad de Valladolid, Valladolid.

- Garrote, J.; Fernández García, P. y Garzón Heydt, G. (2002). Parámetros morfométricos de la red de drenaje y sus implicaciones estructurales en la cuenca del Tajo. En: Pérez-González, A.; Vegas, J. y Machado, M.J. (Eds.), *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*, 45-52, IGME, Madrid.
- Garrote, J.; Cox, R.T.; Swann, C. y Ellis, M. (2006). Tectonic geomorphology of the Southeastern Mississippi Embayment in northern Mississippi, USA. *Geological Society of America Bulletin*, 118(9), 1160-1170.
- Garrote, J.; Garzón Heydt, G. y Cox, R.T. (2008). Multi-stream order analyses in basin asymmetry: A tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). *Geomorphology*, 102, 130-144.
- Garrote, J. y Garzón, G. (2012a). Errores en el cálculo automático de la sinuosidad de los cauces en un entorno SIG. Propuesta básica para solucionar los errores asociados a la forma de los cauces. *Actas VIII Congreso Geológico de España*. Oviedo.
- Garrote, J. y Garzón, G. (2012b). Análisis de componentes del relieve mediante la comparación de superficies de tendencia respecto a la topografía actual. Cuenca de Madrid. *Actas XII Reunión Nacional de Geomorfología*. Santander.
- Garzón Heydt, M.G. (1980). Estudio geomorfológico de una transversal de la sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica. *Tesis Doctoral*, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid, 425 págs.
- Garzón, G.; Tejero, R.; Ortega, J.A. y Garrote, J. (2012). Incisión y desarrollo de la red fluvial sobre substrato rocoso. Morfología tectónica en el interfluvio Tajo – Guadiana. *Actas XII Reunión Nacional de Geomorfología*. Santander.
- Gasquet, C. y Witomski, P. (1998). *Fourier Analysis and Applications: filtering, numerical computations, wavelets*. Springer, 464 págs.

- Gilbert, G.K. (1877). *Report on the geology of the Henry Mountains*. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region, Washington, D.C., 160 págs.
- Giner, J.L. y De Vicente, G. (1995). Crisis tectónicas recientes en el sector central de la Cuenca de Madrid. En: Aleixandre, T. y Pérez-González, A. (Eds.), *Reconstrucción de Paleoambientes y Cambios Climáticos durante el Cuaternario*, 141-162, CSIC, Madrid.
- Gloaguen, R.; Marpu, P. R. y Niemeier, I. (2007). Automatic extraction of faults and fractal analysis from remote sensing data. *Nonlin. Processes Geophys.*, 14(2), 131–138.
- Goldrick, G. y Bishop, P. (1995). Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: an example from southeastern Australia. *The Journal of Geology*, 103, 227-231.
- Golts, S. y Rosenthal, E. (1993). A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, 7, 305–315.
- Grohmann, C.H. (2004). Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, 30, 1055-1067.
- Grohmann, C.H. (2005). Trend-surface analysis of morphometric parameters: A case study in southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, 31(8), 1007-1014.
- Hack, J.T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Jour. Research U.S. Geol. Survey*, 1, 4, 421-429.
- Hare, P.W. y Gardner, T.W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica, En: Morisawa, M. y Hack, J.T. (Eds.), *Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*, 90-104, Allen & Unwin, Boston.

- Hart, M.G. (1986) *Geomorphology Pure and Applied*. Londres, George Allen & Unwin, 228 págs.
- Hasbargen, L.E. y Paola, C. (2000). Landscape instability in an experimental drainage basin. *Geology*, 28(12), 1067– 1070.
- Hildenbrand, T.G.; Kane, M.F. y Hendricks, J.D. (1982). Magnetic basement in the upper Mississippi Embayment region—A preliminary report. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1236*, 39–53.
- Hobson, R.D. (1972). Surface roughness in topography: quantitative approach En: Chorley, R.J. (Ed.), *Spatial analysis in geomorphology*, 225-245, Methuen, Londres.
- Holbrook, J. y Schumm, S.A. (1999). Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, 305, 287-306.
- Horton, R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56, 275–370.
- Hosman, R.L. y Weiss, J.S. (1991), Geohydrologic units of the Mississippi Embayment and Texas coastal uplands aquifer systems, south-central United States. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1416-B*, 19 p
- Hou, J. y Han, M. (1997). A morphometric method to determine neotectonic activity of the Weihe basin in northwestern China. *Episodes*, 20(2), 95–99.
- Hough, S.E. y Martin, S. (2002). Magnitude estimates of two large aftershocks of the 16 December 1811 New Madrid earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 3259–3268

- Hung, L.Q.; Batelaan, O. y De Smedt, F. (2005). Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. En: Ehlers, M. y Michel, U. (Eds.), *Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, and Geology V*, 59830T-1-59830T-12, SPIE, Brujas.
- IGME. (1975 – 2000). Geological Maps of Madrid Basin, 1:50000. IGME, Madrid.
- Jähne, B. (1997). *Digital Image Processing*, Springer-Verlag, Berlin/New York, 608 págs.
- Jain, A. K. (1989). *Fundamentals of Digital Image Processing*. Prentice Hall, New York, 296 págs.
- Jensen, J.R. (1986). *Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective*. Prentice Hall, New Jersey, 379 págs.
- Jenson, S.K. y Domingue, J.O. (1988) Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54, 1593-1600.
- Johnson, P.R.; Zietz, I. y Thomas, W.A. (1994), Possible Neoproterozoic–early Paleozoic grabens in Mississippi, Alabama, and Tennessee. *Geology*, 22, 11–14.
- Jordan, G. y Schott, B. (2005). Application of wavelet analysis to the study of spatial pattern of morphotectonic lineaments in digital terrain models, A case study. *Remote Sens. Environ.*, 94(1), 31–38.
- Jorgensen, D.W. (1990). Adjustment of Alluvial River Morphology and Process to Localized Active Tectonics. *Tesis Doctoral*, 240 págs, Colorado State University.
- Karnieli, A.; Meisels, A.; Fisher, L. y Arkin, Y. (1996). Automatic extraction and evaluation of geological linear features from digital remote sensing data using a Hough transform. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 62(5), 525-531.

- Keller, E.A. y Pinter, N. (1996). *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 338 págs.
- Kirkby, M.J. (1980). The stream head as a significant geomorphic threshold. En: Coates, D.R. y Vitek, J.D. (Eds.), *Thresholds in Geomorphology*. 53-73, Allen & Unwin, Boston.
- Kirkby, M.J. (1993). Long term interactions between networks and hillslopes. En: Beven, K. y Kirkby, M.J. (Eds.), *Channel Network Hydrology*, 255-293, John Wiley, New York.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial Forms & Processes. A new perspective*. Londres, Arnold, 383 págs.
- Leeder, M.R. y Alexander, J. (1987), The origin and significance of asymmetrical meander-belts. *Sedimentology*, 34, 217–226.
- Leopold, L.B.; Wolman, M.G. y Miller, J.P. (1964). *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman, San Francisco, 511 págs.
- Mackin, J.H. (1948). Concept of the graded river. *Bulletin of the Geological Society of America*, 59, 463-512.
- Mackin, J.H. (1956). Cause of braiding by a graded river. *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, 1717-1718.
- Mallast, U.; Gloaguen, R.; Geyer, S.; Rödiger, T. y Siebert, C. (2011). Derivation of groundwater flow-paths based on semi-automatic extraction of lineaments from remote sensing data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2665–2678.
- Mardia, K.V. (1972). *Statistics of directional data*. Academic Press, Londres, 357 págs.
- Martín Escorza, C. (1980). Las grandes estructuras neotectónicas de la Cuenca cenozoica de Madrid. *Estudios Geológicos*, 36, 247-253.

- Masana, E. (1994). El análisis de la red fluvial en el estudio de la neotectónica en las cadenas costero catalanas. En: Arnáez, J. (Ed), *Geomorfología en España*, 29-41, Sociedad Española de Geomorfología, Logroño.
- Masana, E. y Guimerà, J. (1992). Escarpe de falla del Cuaternario reciente en la falla del Camp (Cadenas Costeras Catalanas). *Geogaceta*, 11, 56-58.
- Mayer, L. (1990). *Introduction to Quantitative Geomorphology*. Prentice Hall, New Jersey, 380 págs.
- Merritts, D. y Vincent, K.R. (1989), Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1373–1388.
- Montgomery, D.R. y Dietrich, W.E. (1989). Source areas, drainage density, and channel initiation. *Water Resource Research*, 34, 1907-1918.
- Montgomery, D.R. y Dietrich, W.E. (1994). Landscape dissection and drainage area-slope thresholds. En: Kirkby, M.J. (Ed.), *Process Models and Theoretical Geomorphology*, 221-246, John Wiley, New York.
- Moore, G.K. y Waltz, F.A. (1983). Objective procedures for lineament enhancement and extraction, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 49, 641-647.
- Muñoz-Martín, A. (1997). Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad. *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense de Madrid, 331 págs.
- Muñoz-Martín, A. y De Vicente, G. (1998). Cuantificación del acortamiento y estructura en profundidad del extremo Sur-Occidental de la Cordillera Ibérica (Sierras de Altomira y Bascañana). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11(3-4), 233-252.

- Muñoz Martín, A.; De Vicente, G. y Guimerà, J. (2004). Las Sierras de Altomira y Bascuñana: La cuenca de Loranca. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. 612-615, SGE-IGME, Madrid.
- Murray, G.E. (1961). *Geology of the Atlantic and Gulf Coastal Province of North America*. Harper & Brothers, New York, 692 págs.
- Nevatia, R. y Babu, K. (1980). Linear feature extraction and description. *Comput. Graphics Image Process.*, 13, 257-269.
- Oguchi, T. (1997). Drainage density and relative relief in humid steep mountains with frequent slope failure. *Earth, Surface, Process and Landforms*, 22, 107–120.
- Oguchi, T.; Aoki, T. y Matsuta, N. (2003). Identification of an active fault in the Japanese Alps from DEM-based hill shading. *Computer & Geosciences*, 29(7), 885–891.
- Opdyke, N.; Mein, P.; Lindsay, E.H.; Pérez González, A.; Moissenet, E. y Norton, V.L. (1997). Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleontology, late Neogene of eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133(3-4), 129-148.
- Osborn, G. y du Toit, C. (1991). Lateral planation of rivers as a geomorphic agent. *Geomorphology*, 4, 249 – 260.
- Ouchi, S. (1985). Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 504–515.
- Parker, R.S. (1977). Experimental study of drainage basin evolution and its hydrologic implications. *Colorado State University, Hydrology Paper No. 90*, 58 págs.
- Pedraza, J. (1978). Estudio Geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid, 540 pp.

- Pedraza Gilsanz, J. (1996). Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones. Madrid, Rueda, 414 págs.
- Pérez-González, A. (1982): Neogeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 787 págs.
- Pérez González, A. (1994). Depresión del Tajo. En: Gutiérrez Elorza, M. (Ed.), *Geomorfología de España*, 389-429, Editorial Rueda, Madrid.
- Pike, R.J. (2002). A Bibliography of Terrain Modeling (Geomorphometry), the Quantitative Representation of Topography—Supplement 4.0. *USGS Open File Report 02-465*, 158 págs
- Pike, R.J. y Wilson, S.E. (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 62, 1079-1084.
- Portero, J.M. y Aznar, J.M. (1984). Evolución morfológica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congreso Español de Geología*, 253-263.
- Potter, P.E. (1978). Significance and origin of big rivers. *Journal of Geology*, 86, 13-33.
- Pratt, W.K. (1991). *Digital Image Processing*. Wiley-Interscience, New York, 698 págs.
- Pratt, W.K. (2007). *Digital image processing*. Wiley-Interscience, California, 771 págs.
- Querol, R. (1989). *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. ITGE-ETSI de Minas. Madrid. 48 págs.
- Racero, A. (1988). Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos del subsuelo. // *Congreso Geológico de España*. 213-222.

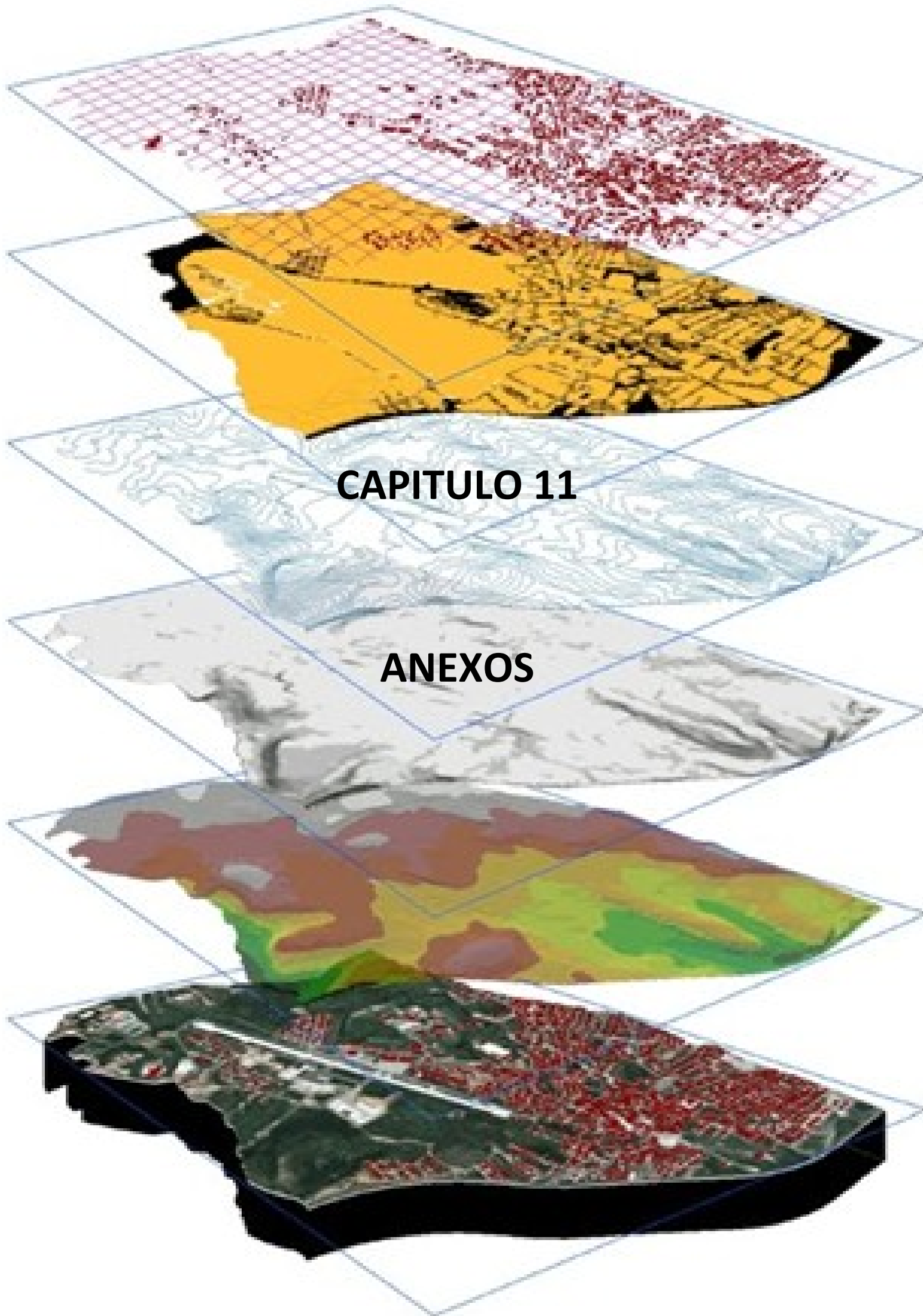
- Rayner, J.N. (1972). The application of harmonic and spectral analysis of the study of terrain. En: Chorley, R.J. (Ed.), *Spatial analysis in Geomorphology*, 283-302, Methuen, Londres.
- Rhea, S. (1993). Geomorphic observations of rivers in the Oregon Coast Range from a regional reconnaissance perspective. *Geomorphology*, 6, 135-150.
- Salvany, J.M. (2004). Tilting neotectonics of the Guadiamar drainage basin, SW Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 145–160.
- Sánchez Serrano, F. (2000). Análisis de la topografía y deformaciones recientes en el centro de la Península Ibérica. *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense de Madrid, 202 págs.
- Sánchez Serrano, F.; Tejero López, R. y Bergamín de la Vina, J.F. (1998). Análisis de la variabilidad del relieve a partir de modelos digitales del terreno, *Revista Sociedad Geológica de España*, 11, 139-149.
- Sander, P. (2007). Lineaments in groundwater exploration: a review of applications and limitations. *Hydrogeology Journal*, 15(1), 71–74.
- Sanz, M.E. (1996). *Sedimentología de las formaciones Neogenas del Sur de la Cuenca de Madrid*. Monografías CEDEX, Madrid, 245 págs.
- Sanz Santos, M.A. (2001). Desarrollo y validación de un procedimiento digital para los análisis morfográficos. *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid, 338 págs.
- Schumm, S.A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, 597-646.
- Schumm, S.A. (1986). Alluvial River Response to Active Tectonics. En: *Active Tectonics. Studies in Geophysics*, 80-94, National Academy Press, Washington DC.

- Schumm, S.A. (1997). Drainage density. Problems of prediction and application. En: Stoddart, D.R. (Ed.), *Process and Form in Geomorphology*, 15–45, Routledge, Londres.
- Schumm, S.A.; Mosley, M.P. y Weaver, W.E. (1987). *Experimental Fluvial Geomorphology*. Wiley, New York, 413 págs.
- Schweig, E.S. y Ellis, M.A. (1994). Reconciling short recurrence intervals with minor deformation in the New Madrid seismic zone. *Science*, 264, 1308–1311.
- Schweig, E.S. y Van Arsdale, R.B. (1996), Neotectonics of the upper Mississippi Embayment. *Engineering Geology*, 45, 185–203.
- Schwenzner, J. (1936). Zur morphologie des Zentralspanischen hochlandes. *Geographis. Abhdl.*, 10, 1-128.
- Seeber, L. y Gornitz, V. (1983). River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92. 335-367.
- Short, N.M. y Blair, R.W. (Eds.) (1986). *Geomorphology from Space: A Gloval Overview of Regional Landforms*. NASA SP-486, Washington, D.C.
- Silva, P.G.; Goy, J.L. y Zazo, C. (1988). Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geológicos*, 44, 415-427.
- Silva, P.G.; Cañaveras, J.C.; Del Moral, S.; Lario, J. y Sanz, E. (1997). 3D soft-sediment deformation structures: evidence for Quaternary seismicity in the Madrid basin, Spain. *Terranova*, 9, 208-212.
- Silva, P.G.; Palomares, M.; Rubio, F.; Goy, J.L.; Hoyos, M.; Martín Serrano, A.; Zazo, C. y Alberdi, M.T. (1999). Geomorfología, estratigrafía, paleontología y procedencia de los depósitos arcóscicos cuaternarios de la depresión Prados-Guatén (SW Madrid). *Cuaternario y Geomorfología*, 13, 79-94.

- Speight, J.G. (1974). A parametric approach to landform regions. *Special Publication of the Institute of British Geographers*, 7, 213-230.
- Stearns, R.G. (1957). Cretaceous, Paleocene, and lower Eocene history of the northern Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 68, 1077-1100.
- Strahler, A.N. (1952a). Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 923-938.
- Strahler, A.N. (1952b). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117-1142.
- Suriñach, E. y Vegas, R. (1988). Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51, 226-234.
- Sutterlin, P.G. y Hastings, J.P. (1986). Trend-surface analysis revisited — a case history. *Computers & Geosciences*, 12(4), 537-562.
- Swann, C.T. (1997). Geology of the Chalybeate topographic quadrangle, Tippah and Alcorn Counties, Mississippi. *Journal of the Mississippi Academy of Sciences*, 42, 142-150.
- Swann, C.T. y Woolsey, J.R. (1991). Remote sensing as an exploration tool in North Mississippi. En: Ingram, S. y Thieling, S. (Eds.), *Cambro-Ordovician "Knox" of Mississippi and Alabama*, 96-103, Mississippi Geological Society, Jackson.
- Swann, C.T.; Faruque, F.S.M.R. y Harding, J.L. (1995). The engineering and environmental geology of the Ripley, Mississippi, area. *Mississippi Mineral Resources Institute Open-File Report 95-1*, 54 págs.
- Tejero, R.; González Casado, J.M.; Gómez-Ortiz, D. y Sánchez Serrano, F. (2006). Insights into the "tectonic topography" of the present-day landscape of the central Iberian Peninsula (Spain). *Geomorphology*, 76, 280-294.

- Tejero, R.; Garzón-Heydt, G.; Fernández-García, P.; Tsige, M. y Babín Vich, R.B. (2011). El control de la deformación cortical en la evolución de los relieves “tectónicos” del centro y suroeste del macizo ibérico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24(1-2), 69-84.
- Telford W.M.; Geldart L.P.; Sheriff R.E. y Keys D.A. (1981). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Thomas, W.A. (1989), The Appalachian-Ouachita orogen beneath the Gulf Coastal Plain between the outcrops in the Appalachian and Ouachita Mountains. En: Hatcher, R.D.; Thomas, W.A. y Viele, G.W. (Eds.), *The Appalachian-Ouachita orogen in the United States*, F-2, 537-553, Geological Society of America, Colorado.
- Tribe, A. (1992). Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method. *Journal of Hydrology*, 139(3), 263-293.
- Upton, G.J. y Fingleton, B. (1989). *Spatial data analysis by example II*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Van Arsdale, R.B. (1998), Seismic hazards of the upper Mississippi Embayment. *U.S. Army Corps of Engineers, Contract Report GL-98-1*, 55 p.
- Vaz, D.A.; Di Achille, G.; Barata, M.T. y Alves, E.I. (2008). Manual and automatic lineament mapping: Comparing results. *Lunar and Planetary Science*, XXXIX, 1058.
- Vegas, R.; Vázquez, J.T.; Suriñach, E. y Marcos, A. (1990). Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184, 367-378.
- Verrios, S.; Zygouri, V. y Kokkalas, S. (2004). Morphotectonic analysis in the Eliki Fault Zone (Gulf of Corinth, Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 36, 1706–1715.

- Warburton, J. y Alvarez, C. (1989). A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (Ed.), *Libro homenaje a Rafael Soler*, 147-155, Madrid.
- Wladis, D. (1999). Automatic lineament detection using Digital Elevation Models with second derivative filters. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 65(4), 453–458.
- Woldai, T. (1983). Landsat and SIR-A interpretation of the Kalpin Chol and Chong Korum mountains of China. *ITC Journal*, 83, 250-252.
- Zámolyi, A.; Székely, B.; Draganits, E. y Timár, G. (2010). Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. *Geomorphology*, 122, 231–243.
- Zaprowski, B.J.; Evenson, E.B.; Pazzaglia, F.J. y Epstein, J.B. (2001). Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: A different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. *Geology*, 29(6), 547-550.
- Zoback, M.L. (1992), Stress field constraints on intraplate seismicity in eastern North America. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8), 11761–11782.
- Zovoili, E.; Konstantinidi, E. y Koukouvelas, I.K. (2004). Tectonic geomorphology of escarpments: the cases of Kompotades and Nea Anchialos faults. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36, 1716-1725.



CAPITULO 11

ANEXOS

ANEXO I

CORRECCIÓN HIDROLÓGICA DEL MDT

GENERACIÓN DE LA RED DE DRENAJE

ORDENACIÓN JERÁRQUICA DE LA RED DE DRENAJE

VECTORIZACIÓN DE LA RED DE DRENAJE

En este anexo se muestra la rutina o script diseñado para su funcionamiento dentro del entorno Arc Info, que con nombre **Drenaje.aml**, nos permite corregir hidrológicamente nuestro MDT, de tal manera que este sea continuo y no se produzcan cortes en el trazado de la red de drenaje. Asimismo, lleva a cabo los cálculos de las variables Dirección de Flujo (FD) y Flujo Acumulado (FA), permite clasificar jerárquicamente la red de drenaje en función de las propuestas de Strahler o Shreve. Por último, se nos consulta si deseamos llevar a cabo la vectorización de nuestra red de drenaje, pues todos los procesos y resultados anteriores se habían llevado a cabo en formato raster.

```

/*
/*
/* |_____|
/* | DESCRIPCIÓN DEL ARCHIVO |
/* |_____|
/*
/* Script en AML CREADO PARA LA VERSION 8.2 DE ARCINFO y para ejecutar en el
/* módulo GRID, situándose previamente en el directorio donde se van a generar los
/* archivos temporales y donde se encuentran los archivos fuente.
/*
/*
/* |_____|
/* | Autores y fecha de creación |
/* |_____|
/*
/* Garrote Revilla, J.
/* Julio de 2004
/*
/*

&type
&type
&type
&type
&type
&type
&type Esta ejecutando la version 1.0 del script "drenaje.aml"
&type Este archivo ha sido creado por:
&type

```

```

&type          Garrote Revilla, J.
&type          - FAC. GEOLOGIA – U.C.M. -
&type
&type          Durante la ejecucion se le iran pidiendo una serie de variables,
&type          este atento a las preguntas y si no sabe que contestar, presione
&type          la tecla ENTER para continuar.
&type
&type          Puede interrumpir el proceso en todo momento pulsando "CTRL+C"
&type
&type
&type

/* Primer paso: definir las variables

&label paso1a
    &setvar tipo := [response 'Seleccione el modelo de relleno (t/a): t->TARDEM,
Requiere tener TARDEM y ArcView instalados; a->ARCINFO']
    &if [null %tipo%] &then
        &do
            &goto paso1a
        &end
    &if %tipo% = a &then
        &do
            &goto notardem
        &end
    &if %tipo% = t &then
        &do

&label paso1b
    &setvar path1 := [response 'Introduzca el path donde se encuentra el
archivo flood.exe']
    &if [null %path1% -DIRECTORY] &then
        &do
            &goto paso1b
        &end
    &if not [exists %path1% -DIRECTORY] &then
        &do
            &type          La ruta (path) no existe, compruebe la ruta.
            &goto paso1b
        &end
    &if [exists %path1% -DIRECTORY] &then
        &do
            &goto paso1c
        &end

&label paso1c

```

```

        arc w %path1%
        &setvar path2 := [response 'Introduzca la ruta (path) donde se
ruta. encuentra el MDE']
        &if [null %path2% -DIRECTORY] &then
            &do
            &goto paso1c
            &end
        &if not [exists %path2% -DIRECTORY] &then
            &do
            &type          La ruta (path) introducida no existe, compruebe la
            &goto paso1c
            &end
        &if [exists %path2% -DIRECTORY] &then
            &do
            &goto paso1d
            &end
&label paso1d
        &setvar datos := [response 'Introduzca el nombre del MDE']
        &if [null %datos%] &then
            &do
            &goto paso1d
            &end
        &if not [exists %path2%\%datos% -grid] &then
            &do
            &type          El MDE no existe, introduzca el nombre de nuevo.
            &goto paso1d
            &end
        &if [exists %path2%\%datos% -grid] &then
            &do
            arc %path1%\flood.exe %path2%\%datos%
            arc w %path2%
            arc w
            rename %datos%fel temp1
            &goto paso2
            &end
&label notardem
        &setvar mde := [response 'Introduzca el nombre del archivo MDE grid']
        &if [null %mde%] &then
            &do
            &goto notardem
            &end
        &if not [exists %mde% -grid] &then
            &do
            &type          El MDE no existe, introduzca el nombre de nuevo.

```

```

        &goto notardem
    &end
    &if [exists %mde% -grid] &then
        &do
            &goto altura
        &end
&label altura
    &setvar snk := [response 'Introduzca el incremento de Z para rellenar el MDE (a
1/25.0000 min=10; NORMAL=15 max=30']
    &if [null %snk%] &then
        &do
            &goto altura
        &end
    &else
        &do
            fill %mde% temp1 sink %snk%
            &goto paso2
        &end

```

/* Segundo paso: calcular las direcciones de flujo y las acumulaciones de flujo:

```

&label paso2
    temp2 = flowdirection(temp1)
    temp3 = flowaccumulation(temp2)

```

/* Tercer paso: generación de la red

```

&label umbral
    &setvar ua := [response 'Introduzca el umbral de acumulacion (a 25.000
min=500; NORMAL=1500; max=2000']
    &if [null %ua%] &then
        &do
            &goto umbral
        &end
    &else
        &do
            temp4 = con(temp3 >= %ua%, 1)
        &end

```

/* Paso opcional: jerarquizar la red según uno de estos métodos: STRAHLER o SHREVE

```

    &setvar jerarquizar := [response 'Introduzca si quiere jerarquizar la red de
drenaje (s/n)']
        &if %jerarquizar% = s &then
            &do
                &setvar class := [response 'Introduzca el tipo de clasificacion de
la red (STRAHLER/SHREVE)']
                temp5 = streamorder(temp4, temp2, %class%)
            &end
        &else
            &do
                &goto vectorizacion
            &end

/* Último paso: Vectorizar la red de drenaje
&label vectorizacion
&setvar vectorizar := [response 'Introduzca si quiere vectorizar la red de drenaje (s/n)']
    &if %vectorizar% = s &then
        &do
            &if [exist temp5 -grid] &then &setvar archivo = temp5
            &else &setvar archivo = temp4
            &label weed
            &setvar weed := [response 'Introduzca el valor de la variable
"weed"']
                &if [null %weed%] &then
                    &do
                        &goto weed
                    &end
                &else
                    &do
                        temp_done = streamline(%archivo%, temp2, #,
%weed%)
                    &end
                &goto name
            &end
        &else
            &do
                &goto salvando
            &end
&label name
    &setvar name := [response 'Introduzca el nombre del archivo de salida']
        &if [null %name%] &then
            &do
                &goto name
            &end

```

```
&else
    &do
        rename temp_done %name%
    &end

&label salvando

/* El remate: eliminar los archivos temporales generados

&setvar salvar := [response 'Introduzca si quiere salvar los grids (Relleno,
FlowDirection, FlowAccumulation, GridNetwork, Jerarquización) generados (s/n)']
    &if %salvar% = s &then
        &do
            rename temp1 %datos%fill
            rename temp2 %datos%fd
            rename temp3 %datos%facc
            rename temp4 %datos%net
            &if [exist temp5 -grid] &then
                &do
                    &if %class% = STRAHLER &then
                        &do
                            rename temp5 %datos%strh
                        &end
                    &else
                        &do
                            rename temp5 %datos%shr
                        &end
                &end
            &end
        &end
    &else
        &do
            kill temp1
            kill temp2
            kill temp3
            kill temp4
            &if [exist temp5 -grid] &then kill temp5
        &end
&end
```

ANEXO II

GENERACIÓN FICHEROS RASTER DE LAS SUBCUENCAS UTILIZADAS PARA EL ANÁLISIS DE LA ASIMETRÍA DE LAS CUENCAS DE DRENAJE

EXTRACCIÓN DE LAS VARIABLES MDT; DIRECCIÓN DE FLUJO Y FLUJO ACUMULADO PARA CADA UNA DE LAS SUBCUENCAS UTILIZADAS EN EL ANÁLISIS

EXPORTACIÓN DE LOS FICHEROS EN FORMATO RASTER A FORMATO ASCII, NECESARIOS PARA CONTINUAR CON EL ANÁLISIS DE LA ASIMETRÍA DE LAS CUENCAS DE DRENAJE

En este anexo se muestra la rutina o script diseñado para su funcionamiento dentro del entorno Arc Info, que con nombre **Preproceso.aml**, nos permite gestionar las variables MDT; Dirección de Flujo y Flujo Acumulado, para junto con la variable de los puntos de desembocadura de las cuencas fluviales de interés, obtener ficheros independientes para cada una de estas cuencas, junto con la nomenclatura necesaria en cada caso para su posterior uso directo con aquellos scripts que dentro del entorno de MatLab calculan la variable Factor de Simetría Topográfica Transversal de las cuencas de drenaje.

```

/*
/*
/* |
/* | DESCRIPCIÓN DEL ARCHIVO |
/* | _____ |
/*
/* Script en AML CREADO PARA LA VERSION 8.2 DE ARCINFO y para ejecutar en el
/* módulo ARC, situándose previamente en el directorio donde se encuentran los
/* archivos fuente. El nombre de los ficheros ascii de salida no han de ser modificados
/* si se quieren utilizar a continuación con los script de MatLab desarrollados para el
/* cálculo de la asimetría de las cuencas de drenaje.
/*
/*
/* Son necesarios cuatro archivos de entrada, los grids pertenecientes al Modelo
/* Digital del Terreno (MDT), a la Dirección de Flujo (FD), al Flujo Acumulado (FACC) y a
/* los Puntos de Desembocadura de las Cuencas (PORE_POINTS)
/*
/*
/* |
/* | Autores y fecha de creación |
/* | _____ |
/*
/* Garrote Revilla, J.
/* Noviembre de 2004
/*
/*
/*
/*
&type
&type Esta ejecutando la version 1.0 del script "preproceso.aml"

```

```

&type      Este archivo ha sido creado por:
&type
&type      Garrote Revilla, J.
&type      - FAC. GEOLOGIA. U.C.M. -
&type
&type
&type      SCRIPT PARA EL PREPROCESO DE LAS CUENCAS DE DRENAJE
&type      DESTINADO AL USO DE LOS SCRIPTS DE MATLAB DESARROLLADOS
&type      PARA EL CALCULO DE LA ASIMETRIA DE LAS CUENCAS DE DRENAJE
&type
&type      LOS GRIDS DEL MDT, FLOWDIRECTION, FLOWACCUMULATION, PORE
&type      POINTS Y LAS CUENCAS DE DRENAJE (SI YA LO POSEEMOS), HAN DE
&type      ESTAR EN EL MISMO DIRECTORIO (WORKSPACE ACTIVO) QUE EL SCRIPT.
&type
&type      Se generaran cuatro carpetas en el workspace activo, tres para los grids
&type      por cuencas del MDT, FlowDirection y FlowACCumulation y una cuarta
&type      para los archivos ASCII a usar por MatLab.
&type
&type

```

```

arc md ws_dem
arc md ws_fd
arc md ws_facc
arc md ASCII

```

GRID

```

&label previous
&setvar option := [response 'Desea general el grid con las cuencas de drenaje a utilizar
en el proceso (s/n)']
    &if [null %option%] &then
        &do
            &goto previous
        &end
    &if %option% = n &then
        &do
            &goto numero
        &end
    &if %option% = s &then
        &do
            &setvar fdir := [response 'Introduzca el nombre del grid que contiene la
dirección de flujo']
            &setvar poregrid := [response 'Introduzca el nombre del grid con los
pore points']

```

```

        wshed = watershed(%fdir%, %poregrid%)
        &type El nombre del grid con las cuencas es: wshed
        &describe %poregrid%
        &type El numero de cuencas es [value GRD$zmax]
        &setvar num := [value GRD$zmax]
        &goto first
    &end

&label numero
    &setvar poregrid := [response 'Introduzca el nombre del grid con los pore
points']
    &describe %poregrid%
    &type El numero de cuencas es [value GRD$zmax]
    &setvar num := [value GRD$zmax]

&label first

&setvar modelo := [response 'Que modelo (MDT, FlowDirection, FlowACCumulation,
ALL) quiere procesar (MDT/FD/FACC/ALL)']
    &if [null %modelo%] &then
        &do
            &goto first
        &end
    &if %modelo% = MDT &then
        &do
            &goto mdtpaso1a
        &end
    &if %modelo% = FD &then
        &do
            &goto fdpaso1a
        &end
    &if %modelo% = FACC &then
        &do
            &goto faccpaso1a
        &end
    &if %modelo% = ALL &then
        &do
            &goto mdtpaso1a
        &end

&label mdtpaso1a
    &setvar cuencas := [response 'Introduzca el nombre del grid con las cuencas de
drenaje']
    &if [null %cuencas%] &then
        &do
            &goto mdtpaso1a

```

```

        &end
    &if not [exists %cuencas% -GRID] &then
        &do
            &type          El grid no existe, introduzca el nombre de nuevo.
            &goto mdtpaso1a
        &end
    &if [exists %cuencas% -GRID] &then
        &do
            &goto mdtpaso1b
        &end
&label mdtpaso1b
    &setvar mdt := [response 'Introduzca el nombre del MDT a recortar en cada
cuenca de drenaje']
        &if [null %mdt%] &then
            &do
                &goto mdtpaso1b
            &end
        &if not [exists %mdt% -GRID] &then
            &do
                &type          El MDT no existe, introduzca el nombre de nuevo.
                &goto mdtpaso1b
            &end
        &if [exists %mdt% -GRID] &then
            &do
                &goto mdtpaso2
            &end

&label mdtpaso2

    &format 1
/* proceso que se repite para todas las cuencas desde la numero 1 hasta la numero
/* %num%
    &do i := 1 &to %num%
        temp = con(%cuencas% == %i%, 1)
        temppoly = gridpoly(temp)
        gridclip %mdt% ws_dem\ws%i% cover temppoly
        kill temp
        kill temppoly
    &end

&label mdtpaso3

    &do a := 1 &to %num%
        ascii\wsa%a% = gridascii(ws_dem\ws%a%)
    &end

```

```

    &if %modelo% = ALL &then
        &do
            &goto fdpaso1b
        &end
    &else
        &do
quit
            &return
        &end

&label fdpaso1a
    &setvar cuencas := [response 'Introduzca el nombre del grid con las cuencas de
drenaje']
        &if [null %cuencas%] &then
            &do
                &goto fdpaso1a
            &end
        &if not [exists %cuencas% -GRID] &then
            &do
                &type          El grid no existe, introduzca el nombre de nuevo.
                &goto fdpaso1a
            &end
        &if [exists %cuencas% -GRID] &then
            &do
                &goto fdpaso1b
            &end

&label fdpaso1b
    &setvar fd := [response 'Introduzca el nombre del grid FlowDirection a recortar
en cada cuenca de drenaje']
        &if [null %fd%] &then
            &do
                &goto fdpaso1b
            &end
        &if not [exists %fd% -GRID] &then
            &do
                &type          El grid FlowDirection no existe, introduzca el
nombre de nuevo.
                &goto fdpaso1b
            &end
        &if [exists %fd% -GRID] &then
            &do
                &goto fdpaso2
            &end

```

&label fdpaso2

```

    &format 1
/* proceso que se repite para todas las cuencas desde la numero 1 hasta la numero
/* %num%
    &do e := 1 &to %num%
        temp = con(%cuencas% == %e%, 1)
        temppoly = gridpoly(temp)
        gridclip %fd% ws_fd\ws%e%fd cover temppoly
        kill temp
        kill temppoly
    &end

```

&label fdpaso3

```

    &do h := 1 &to %num%
        ascii\ws%h%fd = gridascii(ws_fd\ws%h%fd)
    &end

    &if %modelo% = ALL &then
        &do
            &goto faccpaso1b
        &end
    &else
        &do
quit
            &return
        &end

```

&label faccpaso1a

```

    &setvar cuencas := [response 'Introduzca el nombre del grid con las cuencas de
drenaje']
    &if [null %cuencas%] &then
        &do
            &goto faccpaso1a
        &end
    &if not [exists %cuencas% -GRID] &then
        &do
            &type          El grid no existe, introduzca el nombre de nuevo.
            &goto faccpaso1a
        &end
    &if [exists %cuencas% -GRID] &then
        &do
            &goto faccpaso1b
        &end

```

```

                                &end
&label faccpaso1b
    &setvar facc := [response 'Introduzca el nombre del grid FlowACCumulation a
recortar en cada cuenca de drenaje']
        &if [null %facc%] &then
            &do
                &goto faccpaso1b
            &end
        &if not [exists %facc% -GRID] &then
            &do
                &type          El grid FlowDirection no existe, introduzca el
nombre de nuevo.
                &goto faccpaso1b
            &end
        &if [exists %facc% -GRID] &then
            &do
                &goto faccpaso2
            &end

&label faccpaso2

    &format 1
/* proceso que se repite para todas las cuencas desde la numero 1 hasta la numero
/* %num%
    &do u := 1 &to %num%
        temp = con(%cuenas% == %u%, 1)
        temppoly = gridpoly(temp)
        gridclip %facc% ws_facc\ws%u%acc cover temppoly
        kill temp
        kill temppoly
    &end

&label faccpaso3

    &do j := 1 &to %num%
        ascii\ws%j%acc = gridascii(ws_facc\ws%j%acc)
    &end
quit
&end

```


ANEXO III

CÁLCULO DEL FACTOR DE SIMETRÍA TOPOGRÁFICA
TRANSVERSAL DE LAS CUENCAS DE DRENAJE

CÁLCULO DEL VALOR DE LA INTEGRAL HIPSOMÉTRICA DE
LAS CUENCAS DE DRENAJE

En este anexo se muestran las rutinas o scripts diseñados para su funcionamiento dentro del entorno de MatLab, que con nombre principal ***Wsanalysis.m***, nos permite calcular la variable Factor de Simetría Topográfica Transversal de las cuencas de drenaje. Para llevar a cabo estos cálculos, el script principal hace llamadas y ejecuta una serie de scripts secundarios, que también serán mostrados en este Anexo.

WSANALYSIS.M

```
function wsanalysis(ws_numbers);
%
%
% ws_numbers is a row vector containing the id-numbers of watersheds to be
% examined. This is the overhead code that loads and reorganizes the
% input data and results, calls various other routines to
% do interesting calculations, etc.
%

cellsize=30;    % cellsize of the DEM data (m)
bins=50;       % number of bins for hypsometric curve

n=length(ws_numbers);

for ws_number=1:n;

    load(['ws',num2str(ws_numbers(ws_number)),'z']);
    load(['ws',num2str(ws_numbers(ws_number)),'acc.mat']);
    load(['ws',num2str(ws_numbers(ws_number)),'fd.mat']);
    load(['ws',num2str(ws_numbers(ws_number)),'hdr']);

    fprintf('%s\n',['working on ... watershed ',num2str(ws_numbers(ws_number))])

    error=zeros(1,2)*nan;

    [prm] = perimeter(wsz);

    [chmap,chijs]=channel(wsfd,wsacc,prm);

    [spijs,sprm_a,sprm_b,error]=perimsort(prm,chijs,error);
```

```

if isnan(error(1))==0 & error(1)<85;
    ['warning: check error(1) for watershed ',num2str(ws_numbers(ws_number))]
end

if isnan(error(2))==0
    'warning: head of channel was not captured in perimeter, results no good.'
end

[zprofiles]=chprofiles(wsz,chijs);

[Nasymmetry,areas,wza,wzb,tilt,h2m,coabasin]=asymmetry(wsz,sprm_a,sprm_b,chijs,
cellsize);

% asymmetry calls cofarea, which gives the center of area of the basin.
% plottilt can be used to plot things to do with asymmetry

[hyps_hist,means]=hyps2(wsz,bins);

[hyps_hist_wza,means_wza]=hyps2(wza,bins);

[hyps_hist_wzb,means_wzb]=hyps2(wzb,bins);

mouthz=wsz(chijs(1,1),chijs(1,2));
headz=wsz(chijs(end,1),chijs(end,2));
wsreliefs = zeros(1,2);
wsreliefs(1,1)=headz-mouthz;
maxz=max(max(wsz));
wsreliefs(1,2)=maxz-mouthz;

save(['basin',num2str(ws_numbers(ws_number))]);

clear prm chmap chijs spijs sprm_a sprm_b error zp Nasymmetry areas wza wzb
clear hyps_hist means hyps_hist_wza hyps_hist_wzb means_wza means_wzb
clear hyps_sl meansl
clear head_mouth_azimuth theta hdr wsl zprofiles pcom
clear running wsl wsacc wsfd wsz wr maxz headz wsreliefs
end

```

ASYMMETRY.M

```

function
[Nasymmetry,areas,wza,wzb,tilt,h2m,coabasin]=asymmetry(wz,sprm_a,sprm_b,chijs,c
ellsize);

tilt=nan;    % this will be modified to a real value so long as the asymmetry of
            % the basin is greater than some chosen threshold [see line 67]

areas=zeros(1,3);
[r,c]=size(wz);
wza=wz;
wzb=wz;

[x,y]=meshgrid(1:c,1:r);

ina=inpolygon(x,y,sprm_a(:,2),sprm_a(:,1));
a=find(ina==0);
wza(a)=nan;

inb=inpolygon(x,y,sprm_b(:,2),sprm_b(:,1));
b=find(inb==0);
wzb(b)=nan;

Nasymmetry=zeros(length(chijs),2);

[zp]=chprofiles(wz,chijs);
clength = zp(end,1);

for i=2:length(chijs)

    Nasymmetry(i,1)=zp(i,1)/clength;

    z=wz(chijs(i,1),chijs(i,2));
    za=find(wza<=z);
    zb=find(wzb<=z);

    Nasymmetry(i,2)=length(za)/(length(za)+length(zb));
end

area=find(wz>-999);
areas(1,1)=length(area)*cellsize*cellsize;
areaa=find(wza>-999);
areas(1,2)=length(areaa)*cellsize*cellsize;
areab=find(wzb>-999);

```

```

areas(1,3)=length(areab)*cellsize*cellsize;

% this section will find the "tilt" direction, using the center of areas of each subbasin to
% estimate the approximate direction first.

threshold=abs(0.5-Nasymmetry(end,2));

wztemp=wz;
temp=isnan(wztemp);
i=find(temp==1);
wztemp(i)=-9999;

coabasin=cofarea(wztemp);
theta=atan2(chijs(end,1)-chijs(1,1),chijs(end,2)-chijs(1,2));
h2m=theta*180/pi+270;
h2m=mod(h2m,360);

if threshold > 0.1

wztemp=wza;
tempa=isnan(wztemp);
i=find(tempa==1);
wztemp(i)=-9999;

wzbtemp=wzb;
tempb=isnan(wzbtemp);
i=find(tempb==1);
wzbtemp(i)=-9999;

coaa=cofarea(wztemp);
coab=cofarea(wzbtemp);

if areas(1,2)>areas(1,3)
    maxcoa=coaa(1,:);
    mincoa=coab(1,:);
else
    maxcoa=coab(1,:);
    mincoa=coaa(1,:);
end

big2sm=atan2(maxcoa(1)-mincoa(1),maxcoa(2)-mincoa(2));
big2sm=big2sm*180/pi+270;
big2sm=mod(big2sm,360);

```

```
d2r=pi/180;

xbig2sm=sin(big2sm*d2r);
ybig2sm=cos(big2sm*d2r);

tilt1=h2m+90;
tilt1=mod(tilt1,360);

tilt2=h2m-90;
tilt2=mod(tilt2,360);

xtilt1=sin(tilt1*d2r);
ytilt1=cos(tilt1*d2r);
xtilt2=sin(tilt2*d2r);
ytilt2=cos(tilt2*d2r);

b2s_t1=sqrt((xbig2sm-xtilt1)^2+(ybig2sm-ytilt1)^2);
b2s_t2=sqrt((xbig2sm-xtilt2)^2+(ybig2sm-ytilt2)^2);

if b2s_t1<b2s_t2
    tilt=tilt1;
else
    tilt=tilt2;
end

end
```

CHANNEL.M

```

function [chmap,chijs]=channel(wfd,wac,prm);

[r,c]=size(wac);
pn=find(prm==1);
chijs=zeros(length(pn),2);

wabuff=zeros(r+2,c+2)-9999;
wabuff(2:r+1,2:c+1)=wac+(rand(r,c)*1.0e-8);

wabuffcp=wabuff;

wfbuff=zeros(r+2,c+2)-9999;
wfbuff(2:r+1,2:c+1)=wfd;

prmbuff=zeros(r+2,c+2)-9999;
prmbuff(2:r+1,2:c+1)=prm;

chmap=zeros(size(wabuff));

fdx=[2 4 8; 1 nan 16; 128 64 32];

% identify the outlet
[i,j]=find(wabuff==max(max(wabuff)));

% start the channel
chmap(i,j)=1;
count=1;
chijs(count,1:2)=[i j];
prmbuff(i,j)=0;

while prmbuff(i,j) > -9999

    count=count+1;

    wa=wabuff(i-1:i+1,j-1:j+1);
    wa(2,2)=nan;

    wf=wfbuff(i-1:i+1,j-1:j+1);
    wf(2,2)=nan;

    [maski]=find(wf~=fdx);
    wa(maski)=nan;

```

```

[nexti,nextj]=find(wa==max(max(wa)));

if length(nexti)>=2 | isempty(nexti)==1

    [nexti,nextj]=find(wf==fdx);

    if length(nexti)>1 | isempty(nexti)==1

        [pi,pj]=find(prmbuff==1);
        pij=[pi pj];
        rpij=rand(length(pij),2)*1e-08;
        pij=pij+rpij;
        dist=sqrt(abs(pij(:,1))-i).^2+abs(pij(:,2))-j).^2);
        mindist=find(dist==min(dist));
        pij=round(pij-rpij);
        i=pij(mindist,1);
        j=pij(mindist,2);
        chmap(i,j)=2;
        chijs(count,:)= [i j];
        break
    end

end

wabuff(i,j)=nan;

i=i+nexti-2;    % reset IJ to be the new channel node
j=j+nextj-2;

chmap(i,j)=2;

if isempty(i)==0
    chijs(count,:)= [i j];
end

end

z=find(chijs(:,1)==0);
chijs=chijs(1:z(1)-1,:);

chmap(chijs(end,1),chijs(end,2))=3;

chmap=chmap(2:r+1,2:c+1);
chijs(:,1)=chijs(:,1)-1;
chijs(:,2)=chijs(:,2)-1;

```

CHPROFILES.M

```

function [zprofiles]=chprofiles(wz,chijs,wsr);

cellsize=30;

[r,c]=size(wz);

wzbuff=zeros(r+2,c+2)-9999;
wzbuff(2:r+1,2:c+1)=wz;
nodatas=find(wzbuff==-9999);

chijs(:,1)=chijs(:,1)+1;
chijs(:,2)=chijs(:,2)+1;

if nargin<3

    wrbuff=zeros(r+2,c+2);
else
    wrbuff=zeros(r+2,c+2)-9999;
    wrbuff(2:r+1,2:c+1)=wsr;
end

zprofiles=zeros(length(chijs),4);

for i=1:length(chijs)
    zprofiles(i,2)=wzbuff(chijs(i,1),chijs(i,2));
    za=find(wzbuff<=zprofiles(i,2));
    zprofiles(i,4)=(length(za)-length(nodatas))*cellsize*cellsize;
    zprofiles(i,3)=wrbuff(chijs(i,1),chijs(i,2));
end

dx=diff(chijs(:,2));
dy=diff(chijs(:,1));
zprofiles(2:end,1)=sqrt(dx.^2+dy.^2);
zprofiles(2:end,1)=zprofiles(2:end,1)*cellsize;
zprofiles(:,1)=cumsum(zprofiles(:,1));

zprofiles(:,3)=zprofiles(:,2)+zprofiles(:,3);

```

COFAREA.M

```
function [coa]=cofarea(wsz,cellsize)

if nargin==1
    cellsize=30;
end

i=find(wsz>-9999);
wsz(i)=1;

[r,c]=size(wsz);
coa=zeros(2);
n=zeros(1,c);

for i=1:c
    n(i)=length(find(wsz(:,i)==-9999));
end

xsum=sum(wsz)-n.*-9999;
xv=1:c;
coa(1,2)=sum(xv.*xsum)/sum(xsum);

wsztemp=wsz';

n=zeros(1,r);

for i=1:r
    n(i)=length(find(wsztemp(:,i)==-9999));
end

xsum=sum(wsztemp)-n.*-9999;
xv=1:r;
coa(1,1)=sum(xv.*xsum)/sum(xsum);

coa(2,1)=coa(1,2)*cellsize;
coa(2,2)=(r-coa(1,1))*cellsize;
coa(1,:)=round(coa(1,:));
```

HYPS2.M

```

function [hyps_hist,means]=hyps(dem,bins);

if nargin == 1
    bins=50;
end

hyps_hist=zeros(bins,4);

means=zeros(1,3);

i=find(dem==-9999);
dem(i)=[nan];
f=find(dem>=-1000);
total=length(f);

wsmin=min(min(dem));
wsmax=max(max(dem));
inc=(wsmax-wsmin)/bins;
bands=wsmin:inc:wsmax;
hyps_hist(:,3)=(wsmin+inc/2:inc:wsmax-inc/2)';

for i=1:bins
    k=find(dem<=bands(i+1) & dem>bands(i));
    hyps_hist(i,4)=length(k);
end

iff=wsmax-wsmin;
inc = (wsmax-wsmin)/(bins-1);
means(1) = mean(mean(dem(f)));
means(2) = (means(1)-wsmin)/diff;
hyps_hist(:,2)=(wsmin:inc:wsmax)';

for i=1:bins
    p=find(dem>=hyps_hist(i,2));
    hyps_hist(i,1)=length(p);
end

hyps_hist(:,1)=hyps_hist(:,1)/total;
hyps_hist(:,2)=(hyps_hist(:,2)-wsmin)/diff;

temp=cumsum(hyps_hist(:,1))/bins;
means(3)=temp(end);

```

PERIMETER.M

```

function [perim] = perimeter(dem)

[r,c]=size(dem);
dembuff=zeros(r+2,c+2)-9999;

i=find(dem>=-8888);
dem(i)=1;

dembuff(2:r+1,2:c+1)=dem;
perim=zeros(size(dembuff));

cpa=[1;-9999];
cpb=[-9999;1];
rpa=[1 -9999];
rpb=[-9999 1];

for col=1:c+2
    for row=1:r+1
        temp=dembuff(row:row+1,col);
        if temp==cpa
            perim(row,col)=1;
        elseif temp==cpb
            perim(row+1,col)=1;
        end
    end
end
for row=1:r+2
    for col=1:c+1
        temp=dembuff(row,col:col+1);
        if temp==rpa
            perim(row,col)=1;
        elseif temp==rpb
            perim(row,col+1)=1;
        end
    end
end
perim=perim(2:r+1,2:c+1);

```

PERIMSORT.M

```

function [spijs,sprm_a,sprm_b,error]=perimsort(perim,chijs,error)

first=0;

[r,c]=size(perim);
prmbuff=zeros(r+2,c+2)-9999;
prmbuff(2:r+1,2:c+1)=perim;

chijs(:,1)=chijs(:,1)+1;
chijs(:,2)=chijs(:,2)+1;

[pi,pj]=find(prmbuff==1);
pijs=[pi pj];

critL=5;

spijs=zeros(length(pi)+1,2);
spijs(1,:)=chijs(1,:);
i=chijs(1,1);
j=chijs(1,2);

pijr=pijs+rand(length(pijs),2)*1e-08;

for n=1:length(pijs)

dist=sqrt(abs(pijr(:,1)-i).^2+abs(pijr(:,2)-j).^2);
k=find(dist>critL);
dist(k)=nan;
mindist=find(dist==min(dist));

if isempty(mindist)==1
    first=first+1;
    mindist=mindistold;
    if first==1
        error(1)=n*100/length(pijs);
    end
else
    mindistold=mindist;
end

i=pijs(mindist,1);
j=pijs(mindist,2);

```

```
spijs(n,:)= [i j];

pijr(mindist,:)= [nan nan];

end

k=find(spijs==0);
spijs=spijs(1:k(1),:);
spijs(k(1),:)=spijs(1,:);

h=find(spijs(:,1)==chijs(end,1) & spijs(:,2)==chijs(end,2));

if isempty(h)==1
    error(2)=1;
    h=round(length(chijs)/2);
end

sprm_a=zeros(h+length(chijs),2);
sprm_a(1:h,:)=spijs(1:h,:);
sprm_a(h+1:end,:)=flipud(chijs);

temp=spijs(h:end,:);
sprm_b=zeros(length(temp)+length(chijs),2);
sprm_b(1:length(temp),:)=temp;
sprm_b(length(temp)+1:end,:)=chijs;

sprm_a(:,1)=sprm_a(:,1)-1;
sprm_a(:,2)=sprm_a(:,2)-1;
sprm_b(:,1)=sprm_b(:,1)-1;
sprm_b(:,2)=sprm_b(:,2)-1;
spijs(:,1)=spijs(:,1)-1;
spijs(:,2)=spijs(:,2)-1;
```

Por último, se incluye también dentro de este anexo la rutina o script necesario para la importación de los ficheros de Arc Info en formato ASCII que se generaron con el script mostrado en el Anexo II. La rutina ***Grid2matlab.m*** lee esos ficheros y los transforma al formato necesario para que MatLab los considere como matrices de datos con las cuales poder operar.

GRID2MATLAB.M

```
function grid2matlab(n);

for i=1:n

hdr=zeros(6,1);
s = ['wsa',num2str(i)];
u = ['ws',num2str(i),'acc'];
v = ['ws',num2str(i),'fd'];

fids = fopen(char(s));
fidu = fopen(char(u));
fidv = fopen(char(v));

if fids ~= -1

for k=1:6
    dummy=fscanf(fids,'%s',1);
    hdr(k,1)=fscanf(fids,'%f',1);
end

for k=1:6
    dummy=fscanf(fidu,'%s',1);
    dummy=fscanf(fidu,'%f',1);
end

for k=1:6
    dummy=fscanf(fidv,'%s',1);
    dummy=fscanf(fidv,'%f',1);
end

wsz = fscanf(fids,'%f',[hdr(1,1),hdr(2,1)]);
wsacc = fscanf(fidu,'%f',[hdr(1,1),hdr(2,1)]);
wsfd = fscanf(fidv,'%f',[hdr(1,1),hdr(2,1)]);

wsz = wsz';
```

```
wsacc = wsacc';
wsfd = wsfd';

fclose(fids);
fclose(fidu);
fclose(fidv);

a=['ws',num2str(i),'hdr'];
b=['ws',num2str(i),'z'];
d=['ws',num2str(i),'acc'];
e=['ws',num2str(i),'fd'];

save(char(a),'hdr');
save(char(b),'wsz');
save(char(d),'wsacc');
save(char(e),'wsfd');

else
    'skipping filenumber ',i

end

end
```