



UNIVERSIDAD DE CORDOBA  
ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS  
AGRONOMOS Y DE MONTES  
Departamento de Agronomía

## **TESIS DOCTORAL**

# ***INFLUENCIA DEL RELIEVE EN LA HIDROLOGIA Y EROSION DE UNA CUENCA DE MONTAÑA***

Doctoranda:

Ingeniero Agrónomo M<sup>a</sup> del CARMEN SANCHEZ TRIGO

Directores:

Prof. Dr. JUAN VICENTE GIRALDEZ CERVERA

Prof. Dra. M<sup>a</sup> PILAR MONTESINOS BARRIOS

Córdoba, Enero de 2000

**UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA**

**ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS AGRÓNOMOS Y  
DE MONTES**

**DEPARTAMENTO DE AGRONOMÍA**

**TESIS DOCTORAL**

**INFLUENCIA DEL RELIEVE EN LA HIDROLOGÍA Y EROSIÓN  
DE UNA CUENCA DE MONTAÑA**

Tesis Doctoral presentada por M<sup>a</sup> del Carmen Sánchez Trigo en satisfacción de los requisitos necesarios para optar al grado de Doctor Ingeniero Agrónomo. Dirigida por los Drs. Juan Vicente Giráldez Cervera y M<sup>a</sup> Pilar Montesinos Barrios, profesores de la Universidad de Córdoba.

El Doctorando:

Ing. Agrónomo M<sup>a</sup> DEL CARMEN SÁNCHEZ TRIGO

Córdoba, Enero de 2000

D. JUAN VICENTE GIRÁLDEZ CERVERA, Catedrático del Área de Ingeniería Hidráulica y DÑA. M<sup>a</sup> PILAR MONTESINOS BARRIOS, Profesora Ayudante del Área de Ingeniería Hidráulica, ambos del Departamento de Agronomía de la Universidad de Córdoba.

AUTORIZAN a Dña. M<sup>a</sup> del Carmen Sánchez Trigo, Ingeniero Agrónomo, para la presentación del trabajo que con el título "*Influencia del relieve en la hidrología y erosión de una cuenca de montaña*", ha realizado bajo nuestra dirección como Tesis para optar al grado de Doctor Ingeniero Agrónomo.

Para que conste y a los efectos oportunos, en cumplimiento de la legislación vigente, damos nuestra conformidad para la presentación de la referida Tesis en la Universidad de Córdoba, en Córdoba a 15 de noviembre de mil novecientos noventa y nueve.

Fdo.: Juan Vicente Giráldez Cervera

Fdo.: M<sup>a</sup> Pilar Montesinos Barrios

**A Paco y a nuestro hijo/a**

## AGRADECIMIENTOS

La vida la comparo a una escalera muy larga en la que cada día que pasa intento subir un escalón, cada cierto número de peldaños tomo aliento y siento una gran satisfacción después de haber conseguido superar ese último tramo. En este momento la culminación de un trabajo de varios años en un documento que pretende ser fiel reflejo del mismo es uno de esos momentos de alegría y de reflexión. Es también el momento de mirar hacia delante y cuando, a partir de los fallos que he cometido se intenta mejorar pero, sobre todo, es el momento de agradecer toda la ayuda que he recibido para realizar este pequeño gran ascenso.

En primer lugar, este paso que doy no hubiera sido posible sin la valiosa ayuda de mis dos directores, Juan Vicente Giráldez y Pilar Montesinos. Gracias por haber creído en mí. Gracias a esta tesis he encontrado amigos y he podido comprobar la valía de aquéllos que me rodeaban, primero como personas y después como “jefes”.

No quisiera olvidar a todos los miembros de la Unidad Docente de Proyectos, quienes me acogieron y pusieron a mi disposición todos los medios necesarios en el comienzo de este trabajo, siempre me han prestado su ayuda cuando los he necesitado.

A los componentes de la Unidad Docente de Hidráulica, Hidrología y Riegos, del Departamento de Agronomía, quienes me han aceptado durante este último año y medio, con ellos he compartido muchos cafés y tertulias.

A toda mi familia, incluidos Samuel y su próxima ¿hermanita?, gracias a ellos mi vida siempre ha encontrado sentido y he podido tener la fuerza de voluntad que se necesita para enfrentarse al día a día.

Estos agradecimientos quieren ser, sobre todo, sinceros, por eso gracias a todos aquéllos que de alguna forma han contribuido a que esta tesis sea una realidad.

Quiero terminar estos agradecimientos con quien tuvo la valentía de convertirse en mi marido. Paco es la fuente en la que bebo todos los días, una buena persona y buen compañero y estoy convencida que un futuro padre inmejorable. El y la personita que ha sido ¿culpable? de que esta tesis se haya demorado más de lo que yo había previsto en un principio, son los responsables también de que hoy pueda suscribir estas líneas con una alegría que va más allá del orgullo del trabajo finalizado.

Este trabajo se enmarca dentro del Proyecto de Investigación **AMB 96-1158**, *Estrategias para el control de la erosión en zonas de alta montaña*, financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT). España.

## ÍNDICE GENERAL

<b>ÍNDICE DE FIGURAS .....</b>	<b>iv</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS .....</b>	<b>ix</b>
<b>RESUMEN .....</b>	<b>xi</b>
<b>1 Introducción .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Cuencas.....</b>	<b>2</b>
<b>1.2 Cuencas Mediterráneas.....</b>	<b>2</b>
<b>1.3 Cuenca del Río Genal.....</b>	<b>5</b>
1.3.1 Situación de la cuenca .....	5
1.3.2 Hidrografía y Orografía.....	5
1.3.3 Climatología y régimen hídrico.....	7
1.3.4 Geología y litología .....	9
1.3.5 Edafología.....	10
1.3.6 Vegetación.....	11
1.3.7 Población y agricultura .....	11
<b>1.4 Motivaciones .....</b>	<b>13</b>
1.4.1 Necesidad de estudios hidrológicos.....	13
1.4.2 Riesgo de erosión.....	13
<b>1.5 Objetivos.....</b>	<b>14</b>
<b>1.6 Referencias.....</b>	<b>14</b>
<b>2 Desarrollo de modelos digitales y uso de ortofotos.....</b>	<b>16</b>
<b>2.1 Caracterización espacial de la cuenca. Sistemas de Información geográfica.....</b>	<b>16</b>
<b>2.2 Modelo digital de elevaciones .....</b>	<b>17</b>
<b>2.3 Generación del Modelo Digital de Elevaciones.....</b>	<b>18</b>
2.3.1 Procedimiento de obtención del MDE de la cuenca del río Genal .....	20
<b>2.4 Generación de ortofotos .....</b>	<b>22</b>
2.4.1 Introducción.....	22

2.4.2	Ortofotos de la cuenca del río Genal .....	28
2.4.3	Análisis de sensibilidad de los puntos de control .....	32
<b>2.5</b>	<b>Generación de mosaicos .....</b>	<b>34</b>
<b>2.6</b>	<b>Referencias.....</b>	<b>35</b>
<b>3</b>	<b><i>Análisis de la red fluvial.....</i></b>	<b>38</b>
<b>3.1</b>	<b>Introducción.....</b>	<b>38</b>
<b>3.2</b>	<b>Obtención de la red fluvial.....</b>	<b>39</b>
<b>3.3</b>	<b>Geomorfología de redes fluviales.....</b>	<b>41</b>
3.3.1	Cocientes de Horton y enlaces de Shreve.....	42
3.3.2	Densidad de avenamiento y frecuencia de canales.....	48
3.3.3	Análisis de la cuenca del río Genal .....	50
<b>3.4</b>	<b>Dimensión fractal y autosemejanza en redes fluviales .....</b>	<b>56</b>
3.4.1	Las leyes de Horton y la estructura fractal de las redes fluviales.....	58
3.4.2	Análisis fractal de la cuenca del río Genal .....	58
3.4.3	Análisis de la sinuosidad del río Genal .....	71
<b>3.5</b>	<b>Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico.....</b>	<b>80</b>
3.5.1	Respuesta hidrológica en la cuenca del río Genal .....	86
<b>3.6</b>	<b>Índice topográfico .....</b>	<b>92</b>
3.6.1	Cálculo del índice topográfico en la cuenca del río Genal .....	94
<b>3.7</b>	<b>Referencias.....</b>	<b>96</b>
<b>4</b>	<b><i>Riesgo de deslizamientos.....</i></b>	<b>101</b>
<b>4.1</b>	<b>Importancia de los deslizamientos en una cuenca de montaña .....</b>	<b>101</b>
<b>4.2</b>	<b>Modelos generales de deslizamientos .....</b>	<b>101</b>
<b>4.3</b>	<b>Análisis de los deslizamientos en la cuenca del río Genal.....</b>	<b>109</b>
4.3.1	Aplicación del modelo TOPMODEL.....	110
4.3.2	Modificación de las laderas por intervención humana .....	111
4.3.3	Criterios geomorfológicos .....	114
4.3.4	Zonas potenciales de deslizamiento en la cuenca del río Genal.....	117
<b>4.4</b>	<b>Referencias.....</b>	<b>118</b>
<b>5</b>	<b><i>Discusión general y conclusiones.....</i></b>	<b>123</b>
<b>5.1</b>	<b>Influencia del relieve en la hidrología de la cuenca del río Genal .....</b>	<b>125</b>
<b>5.2</b>	<b>Influencia del relieve en la erosión de la cuenca del río Genal.....</b>	<b>129</b>

<b>5.3 Conclusiones finales .....</b>	<b>131</b>
<b>5.4 Referencias.....</b>	<b>131</b>
<b>ANEJOS .....</b>	<b>133</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la cuenca mediterránea (tomado de Braudel, 1980, p. 305) ...	3
Figura 2. Situación de la cuenca del río Genal.....	5
Figura 3. Mapa físico de la cuenca del Genal y su entorno.....	7
Figura 4. Situación de las estaciones meteorológicas cuyos datos climáticos se han utilizado .....	9
Figura 5. Datos de evapotranspiración potencial, lluvia y caudal para los años hidrológicos 82/83 y 87/88 .....	10
Figura 6. Imagen Landsat de la cuenca del río Genal.....	12
Figura 7. Esquema de la situación del límite, por exceso, de la cuenca del río Genal y mapas topográficos a escala 1:10.000 utilizados (S.G.E., 1994; 1995; J.A., 1992)20	
Figura 8. Modelo Digital de Elevaciones de la cuenca del río Genal.....	22
Figura 9. Condición de colinealidad (tomado de Wolf, 1983, p. 604). $A$ es un punto cualquiera de coordenadas-terreno ( $X_A, Y_A, Z_A$ ); $a$ es el punto en la fotografía de coordenadas-imagen ( $x_a, y_a, z_a$ ); centro de proyección $L$ de coordenadas-terreno ( $X_L, Y_L, Z_L$ ) y distancia focal $f$ .....	26
Figura 10. Ángulos de rotación de la fotografía, $\phi$ , $\omega$ , $\kappa$ , alrededor de los ejes móviles (tomado de Wolf, 1983, p. 605).....	26
Figura 11. Sistema de coordenadas de la imagen, rotado, de forma que queda paralelo al sistema de coordenadas del terreno (tomado de Wolf, 1983, p. 604).....	27
Figura 12. Ejemplo de informe de una imagen, usando todos los puntos seleccionados. ....	30
Figura 13. Ejemplo de informe de una imagen, sin usar los puntos que aportan máximo error. ....	30
Figura 14. Ejemplo de ortofoto de la cuenca del río Genal.....	31
Figura 15. Relación entre el número de número de puntos seleccionados en las fotografías y el ECM total .....	33
Figura 16. Relación entre el número de puntos usados para realizar las ortos y el ECM total.....	33

Figura 17. Relación entre la distribución de puntos de control en las fotografías aéreas con el ECM total.....	33
Figura 18. Ortomosaico de la cuenca del río Genal .....	35
Figura 19. Ejemplo de redes de desagüe con disposición palmeada (A) y en espiga (B) (tomado de Naden y Polarski, 1990, p. 2) .....	39
Figura 20. Codificación de la dirección de flujo de cada celdilla .....	40
Figura 21. Ordenación de Horton (a) y ordenación de Strahler (b). La subcuenca A sería de tercer orden según Horton. (tomado de Morisawa, 1985, p. 139) .....	43
Figura 22. Ordenación de Horton-Strahler y de Shreve para una red determinada (tomado de Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997, p. 5).....	43
Figura 23. Representación de los cocientes de bifurcación, elongación y superficie frente al orden del canal para una cuenca natural (tomado de Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997, p. 6) .....	46
Figura 24. Ejemplo de error resultante al vectorizar las matrices de superficie asociada a cada tramo de red.....	47
Figura 25. Ejemplo de error de vectorización corregido agrupando en un solo polígono todas las celdillas que vierten a un determinado tramo. ....	47
Figura 26. Red de desagüe de la cuenca del río Genal considerando un umbral mínimo de 1000 celdillas, según ordenación de H-S.....	50
Figura 27. Red de desagüe de la cuenca del río Genal considerando un umbral mínimo de 500 celdillas, según ordenación de H-S.....	51
Figura 28. Red de desagüe de la cuenca del río Genal considerando un umbral mínimo de 250 celdillas, según ordenación de H-S.....	52
Figura 29. Red de desagüe de la cuenca del río Genal considerando un umbral mínimo de 100 celdillas, según ordenación de H-S.....	52
Figura 30. Algoritmo de asignación de flujo desarrollado por Costa-Cabral y Burges (1994).....	54
Figura 31. Pendientes de los tramos de la red A del río Genal.....	62
Figura 32. Pendientes de los tramos de la red A del río Genal.....	63

Figura 33. Pendientes normalizadas de la red A del río Genal.....	63
Figura 34. Pendientes de los tramos de la red B del río Genal.....	64
Figura 35. Pendientes de los tramos de la red B del río Genal.....	65
Figura 36. Pendientes normalizadas de la red B del río Genal.....	66
Figura 37. Pendientes de los tramos de la red C del río Genal.....	66
Figura 38. Pendientes de los tramos de la red C del río Genal.....	67
Figura 39. Pendientes normalizadas de la red C del río Genal.....	68
Figura 40. Pendientes normalizadas de la red C del río Genal.....	68
Figura 41. Pendientes de los tramos de la red D del río Genal.....	69
Figura 42. Pendientes de los tramos de la red D del río Genal.....	70
Figura 43. Pendientes normalizadas de la red D del río Genal.....	71
Figura 44. Cauce principal del río Genal, extraído por digitalización de los mapas topográficos a escala 1:10.000 (J.A., 1992) .....	72
Figura 45. Ejemplo del cálculo de la dirección ( $\Phi$ ) y la curvatura ( $\Delta\Phi$ ) de un cauce, considerando una distancia de partición $\Delta s$ .....	72
Figura 46. Coeficiente de correlación de la dirección, curvatura y cambio de curvatura para una distancia de 10 m (A) y otra de 100 m (B) .....	73
Figura 47. Coeficiente de correlación de la dirección curvatura y cambio de curvatura para una distancia de 500 (A) y 1000 m (B).....	73
Figura 48. Desviación típica de la curvatura calculada para el río Genal .....	74
Figura 49. Tramos y afluentes considerados para el estudio de la sinuosidad del río Genal según Snow (1989) y Nikora y col. (1993).....	75
Figura 50. <i>Gráfico de Richardson</i> para el cauce del río Genal y cinco tramos del mismo .....	76
Figura 51. <i>Gráfico de Richardson</i> para el cauce del río Genal y dos de sus afluentes...	76
Figura 52. Medias de los cuadrados de las diferencias de las coordenadas x e y para el río Genal y dos de sus afluentes .....	78

Figura 53. Medias de los cuadrados de las diferencias de las coordenadas x e y de los tramos 1 a 3 del río Genal.....	79
Figura 54. Medias de los cuadrados de las diferencias de las coordenadas x e y de los tramos 4 y 5 del río Genal .....	80
Figura 55. Cuenca de tercer orden según Strahler (tomado de Rodríguez-Iturbe y Valdés, 1979).....	82
Figura 56. Influencia de la velocidad del flujo en el HUIG para la red A de la cuenca del río Genal .....	87
Figura 57. Influencia de la velocidad del flujo en el HUIG para la red B de la cuenca del río Genal .....	87
Figura 58. Influencia de la velocidad del flujo en el HUIG para la red C de la cuenca del río Genal .....	88
Figura 59. Influencia de la velocidad del flujo en el HUIG para la red D de la cuenca del río Genal .....	88
Figura 60. Función de anchura correspondiente a la cuenca del río Genal .....	89
Figura 61. Función de anchura de la cuenca del río Genal reclasificada cada 1000 m (A) y cada 5000 m (B) .....	89
Figura 62. Comparación de los HUIG obtenidos según el método de Gupta y col. (1989) y según la función de anchura (velocidad = 1 m/s).....	90
Figura 63. Respuesta de la red D para velocidades medias de 0,25 m/s (A) y 0,5 m/s (B) .....	91
Figura 64. Respuesta de la red D para velocidades medias de 1 m/s (A) y 1,5 m/s (B). 91	
Figura 65. Respuesta de la red D para velocidades medias de 2 m/s (A) y 2,5 m/s (B). 91	
Figura 66. Posibles direcciones de flujo, en el algoritmo multidireccional, y determinación de los valores de $L_1$ y $L_2$ utilizados para el cálculo del I.T.....	93
Figura 67. Porcentaje de superficie asociada a los valores de IT calculados .....	95
Figura 68. Mapa de distribución de índices topográficos calculados para la cuenca del río Genal. ....	95

Figura 69. Esquema del depósito usado por TOPMODEL.  $\varphi_0$  es la franja capilar (Kutilek y Nielsen, 1994; Cap.4).  $\theta_{pmp}$  es el contenido de humedad en el punto de marchitez permanente..... 107

Figura 70. Superposición de las zonas de deslizamiento identificadas en el ortomosaico de la cuenca del río Genal..... 109

Figura 71. Superposición de las zonas de deslizamiento identificadas en el ortomosaico de la cuenca del río Genal con el mapa de IT calculados para la misma ..... 111

Figura 72. Superposición de las zonas de deslizamiento identificadas en el ortomosaico con el mapa de caminos y cortafuegos localizados en la cuenca del río Genal.... 113

Figura 73. Superposición de las zonas de deslizamiento identificadas en el ortomosaico con las carreteras y cortafuegos y la red fluvial de la cuenca del río Genal..... 113

Figura 74. Mapa de zonas super-críticas de deslizamientos en la cuenca del río Genal ..... 116

Figura 75. Mapa de zonas críticas de deslizamientos en la cuenca del río Genal..... 116

Figura 76. Zonas críticas de deslizamientos de la cuenca del río Genal combinando todos los criterios..... 118

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Datos de lluvia total y evapotranspiración potencial en las estaciones de Alpanseire, Cartájima, Genalguacil y Pujerra.....	8
Tabla 2. Datos sobre distribución de celdillas y porcentaje de las mismas en el MDE generado.....	21
Tabla 3. Relación de fotografías aéreas usadas, correspondientes a la cuenca del río Genal.....	28
Tabla 4. Relación de fotografías ortocorregidas con los GCP seleccionados y usados para el proceso de ortorrectificación, así como el ECM total en cada caso. ....	31
Tabla 5. Características geomorfológicas de la red A. Umbral mínimo = 1000 celdillas. $D_a=1,1\text{km}^{-1}$ .....	51
Tabla 6. Características geomorfológicas de la red B. Umbral mínimo = 500 celdillas. $D_a=1,49\text{km}^{-1}$ .....	51
Tabla 7. Características geomorfológicas de la red C. Umbral mínimo = 250 celdillas. $D_a=2,02\text{km}^{-1}$ .....	53
Tabla 8. Características geomorfológicas de la red D. Umbral mínimo = 100 celdillas. $D_a=3,12\text{km}^{-1}$ .....	53
Tabla 9. Índices de Horton para las cuatro redes determinadas (A, B, C y D).....	53
Tabla 10. Características geomorfológicas de la red A según el método propuesto por Peña (1997).....	55
Tabla 11. Características geomorfológicas de la red B según el método propuesto por Peña (1997).....	55
Tabla 12. Características geomorfológicas de la red C según el método propuesto por Peña (1997).....	55
Tabla 13. Características geomorfológicas de la red D según el método propuesto por Peña (1997).....	55
Tabla 14. Números de Horton de las redes A, B, C y D según el método propuesto por Peña (1997).....	56

Tabla 15. Tipo de información obtenida para cada el análisis fractal según Tarboton y col. (1989) de cada red fluvial (A, B, C, D) .....	60
Tabla 16. Valores medios y medios normalizados de pendientes y diferencia de alturas de la red A del río Genal.....	61
Tabla 17. Valores medios y medios normalizados de pendientes y diferencia de alturas de la red B del río Genal.....	64
Tabla 18. Valores medios y medios normalizados de pendientes y diferencia de alturas de la red C del río Genal.....	66
Tabla 19. Valores medios y medios normalizados de pendientes y diferencia de alturas de la red D del río Genal.....	69
Tabla 20. Dimensión fractal de los distintos tramos del río Genal según Snow (1989)	77
Tabla 21. Distribución de pendientes y % de superficie asociada a cada una para la cuenca del río Genal .....	114
Tabla 22. Distribución de pendientes en las zonas de deslizamiento identificadas en la cuenca del río Genal .....	115

## RESUMEN

Los trabajos a escala de cuenca real son idóneos para que se tomen decisiones de manejo o gestión en las mismas. Se presenta un trabajo para una cuenca mediterránea de montaña, de superficie aproximada de 158 km<sup>2</sup>, centrándose el mismo en la influencia que tiene el relieve en la respuesta hidrológica y erosiva de esta cuenca.

La hidrología y erosión en un paisaje están controlados, entre otros factores, por la topografía, por lo que va a ser la información de partida del presente trabajo junto con las fotografías aéreas de la zona y los datos de temperatura y lluvia disponibles. Las herramientas utilizadas para manipular los datos son los Sistemas de Información Geográfica (SIG), por ser elementos integradores de información de fuentes diversas y que permiten la implementación de modelos hidrológicos y la actualización de los datos en el futuro.

Se caracteriza espacialmente a la cuenca a través de la determinación del Modelo Digital de Elevaciones (MDE) y la generación del ortomosaico a partir de las fotografías aéreas de la zona ortorrectificadas, realizándose un análisis de sensibilidad en cuanto a la calidad y cantidad de puntos de control (GCP) necesarios para el proceso de ortorrectificación, realizado en GRASS.

Se determina la influencia del relieve en la hidrología de la cuenca desde el punto de vista morfológico partiendo del MDE. Para ello se obtiene la red fluvial con distintas densidades de avenamiento, en función de diferentes umbrales de superficie, con objeto de evaluar el comportamiento de éstas en el análisis de la cuenca y la influencia de estos umbrales en la respuesta hidrológica. Además, se explora la naturaleza fractal de las diferentes redes de desagüe en cuanto a la organización de la distribución en el plano de éstas y en cuanto a la sinuosidad de los cauces.

El estudio de la naturaleza fractal de la cuenca permite un mejor conocimiento de ésta que debería incorporarse a los modelos hidrológicos de forma análoga a la formulación del Hidrograma Unitario.

Posteriormente se aplica la teoría del Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico (HUIG) utilizando los índices de Horton-Strahler y otro derivado de la función de anchura, comparándose ambos y evaluando la influencia de la densidad de avenamiento de la red fluvial y diferentes velocidades medias de flujo consideradas.

Posteriormente se calcula el índice topográfico (*IT*) de la cuenca para diferenciar zonas hidrológicamente semejantes en la misma e identificar aquellas que van a estar más frecuentemente saturadas.

El estudio de la erosión en el Genal se realiza a través del análisis de los deslizamientos. La medida de la ocurrencia de deslizamientos en la cuenca se ha realizado mediante fotointerpretación del ortomosaico y su posterior identificación *in situ*. Esta medida se compara con modelos simples en los que el principal factor que determina la ocurrencia de deslizamientos es la topografía. Al conocer solamente la localización espacial de los deslizamientos se usan sólo criterios de identificación en el espacio para realizar un contraste coherente con las zonas localizadas en la realidad. Los criterios usados han sido la comparación con las zonas con mayor potencialidad para saturarse determinadas mediante un modelo hidrológico, la influencia de los caminos y cortafuegos, y las zonas de mayor pendiente combinadas con las de elevados valores de superficie acumulada. De acuerdo con esto se obtiene un mapa de zonas inestables observándose que las zonas de deslizamiento identificadas en la realidad son menores que las que potencialmente se estiman mediante los diferentes criterios, de ahí la importancia de tener fotos o imágenes de épocas consecutivas que permitan observar la evolución en el tiempo.

Aunque no es posible cuantificar los niveles de erosión se determinan y localizan las zonas más sensibles, con lo que se pueden vigilar y llevar a cabo actuaciones protectoras concretas en ellas.

La mejora y el avance de los estudios hidrológicos y erosivos en cuencas naturales se dirige a conseguir una integración completa de los SIG, la teledetección y los modelos hidrológicos para conseguir un sistema menos molesto, más automatizado y donde se minimicen las fuentes de error.

# 1 INTRODUCCIÓN

El *agua* aparece siempre unida al hombre, el cual ya en sus períodos de nómada se asentaba cerca de ríos, arroyos y lagos. Su progresiva sedentarización posterior fue realizándose en las proximidades de los ríos. Esto lo hace con objeto no sólo de cubrir sus propias necesidades, sino las de sus cultivos y su ganado.

Por tanto, este elemento esencial para la vida y para la agricultura, como es el agua, hace surgir una serie de ciencias en las que es el principal protagonista. Una de estas ciencias es la Hidrología.

La palabra Hidrología (del griego "ὕδωρ" agua y "λογία" ciencia) es la ciencia que estudia el origen y distribución de las aguas en la corteza terrestre. La Hidrología moderna puede considerarse originaria del siglo XVII una vez establecido el ciclo hidrológico tal y como lo conocemos hoy en día gracias a los trabajos de Perrault y Mariotte y del astrónomo inglés Edmund Halley, quien describió el cierre del ciclo (p.e. Solís, 1990; Cap. 3).

En el siglo XIX ya se tenía el concepto de ciclo hidrológico que se tiene en la actualidad, como consecuencia de todos los años previos de experiencia y estudio. Este concepto consiste en el cambio de estado del agua y su movimiento por un sistema cerrado, la tierra y su atmósfera. La energía que mantiene este ciclo activo es el Sol y los procesos implicados son la evaporación, la condensación, la precipitación, la infiltración y la escorrentía. Se trata, por tanto, de un sistema en el que la zona en la que predominan la circulación superficial del agua y sedimentos es denominada cuenca de desagüe en la que la escorrentía superficial que se origina por exceso de precipitación dentro de su divisoria sale por el punto más inferior conectado con el exterior. Su tamaño es muy variable, desde escasos m<sup>2</sup> hasta miles de km<sup>2</sup>. Por tanto, la unidad de trabajo en la que se va a realizar el estudio del agua desde un amplio enfoque, es decir, la base de los estudios hidrológicos, se define como "cuenca hidrológica" (Bras, 1990; Cap. 12).

La morfología y dinámica de una cuenca fluvial viene determinada por la acción de diversos factores (Schumm, 1977), destacados por Peña (1997), entre otros autores, en su trabajo, y dentro de los cuales se incluye el relieve como una de las cuatro variables independientes, además del tiempo, la litología y el clima, que controlan la *hidrología* y la *erosión* en un paisaje. El relieve influye de forma significativa en la velocidad de los

procesos erosivos en una cuenca, ya que determina la dirección y la intensidad del movimiento de agua y sedimentos.

La información topográfica es esencial en muchas ciencias aplicadas como la hidrología, la ecología o la geomorfología, por lo que va a ser la información de partida del presente trabajo.

### **1.1 Cuencas**

La cuenca, definida como el lugar geométrico de los puntos en los que el exceso de lluvia escurre hacia una salida común, es la unidad de análisis de numerosos procesos hidrológicos y erosivos. Por ello es la base de este estudio.

En la respuesta hidrológica de una cuenca influyen además de su morfología, el factor clima, con lo que la localización geográfica de la misma va a ser un rasgo diferenciador. Así pues, cuencas situadas en una misma región del planeta, como el área mediterránea, tendrán un comportamiento semejante y diferente del de cuencas de sitas en otros puntos del globo.

### **1.2 Cuencas Mediterráneas**

El Mediterráneo no es sólo el mar que lleva su nombre, sino que define a una zona característica del planeta (Figura 1). Así, las cadenas montañosas mediterráneas que van desde el Atlas marroquí pasando por las cordilleras Béticas, los Alpes y los Apeninos hasta los Balcanes se identifican no sólo por su localización sino por su clima, ecología y geografía humana. Soportan una vegetación parecida y llegaron a caracterizarse por las mismas actividades económicas como el pastoreo trashumante, el cultivo cerealista, la corta de madera y el aprovechamiento de los bosques (Thomas, 1956).

Existe un clima propio con un período prolongado de sequía en la época más calurosa que no favorece el mantenimiento de una capa protectora de vegetación, por lo que son frecuentes los episodios de erosión al llegar las lluvias de otoño que, por lo general, suelen ser muy intensas y, por ello, con alto índice de agresividad erosiva. La gran irregularidad de las lluvias anuales va a depender de la existencia o no de vientos húmedos del oeste, cuya latitud fluctúa tanto anual como estacionalmente. La probabilidad de avenidas es grande, por lo que algunos autores (p.e. Semple, 1971), justifican la profusión de ermitas, antes templos paganos, en las cumbres más elevadas para interceder ante los dioses de la lluvia.

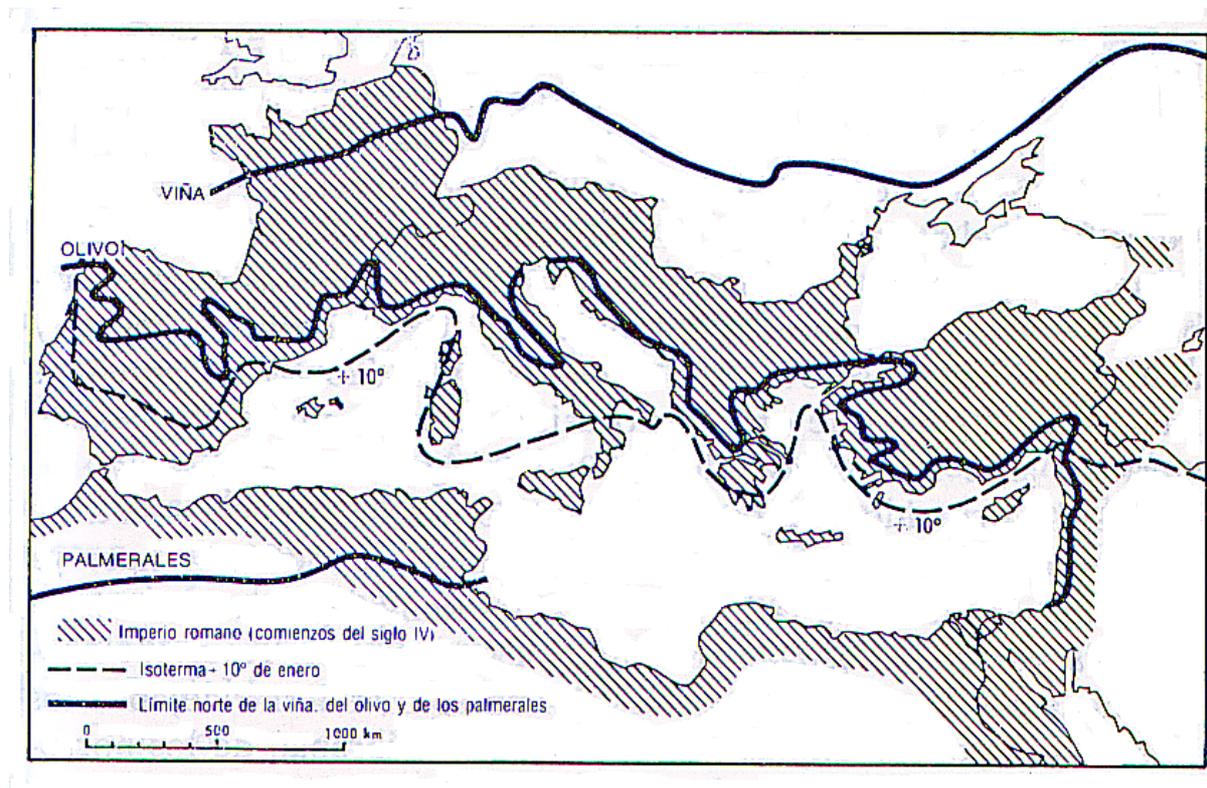


Figura 1. Localización de la cuenca mediterránea (tomado de Braudel, 1980, p. 305)

Por todo lo anteriormente expuesto, podemos encontrarnos con dos situaciones extremas en el Mediterráneo, una demasiado seca y otra demasiado húmeda, lo cual supone un inconveniente para las actividades del hombre, en particular la agricultura. De ahí que Braudel (1980) hable de un clima “falsamente acogedor... puede ser, a veces, un clima duro y mortífero”.

Al igual que el clima, la vegetación varía localmente en función de la orientación pero, sobre todo, con la altitud. La vegetación espontánea por encima de los 1000 m es fundamentalmente maquis y garriga, que en muchos casos es resultado de un bosque degradado debido al fuego y al pastoreo.

Después de la última glaciación, hace 12.000 años, la vegetación fue poco a poco colonizando el paisaje terrestre incluido el de las zonas mediterráneas. El hombre, inicialmente cazador y recolector, comenzó a incidir en su entorno con los incendios que producía para realizar su actividad cazadora, si bien es verdad que esta alteración fue escasa no sólo porque el número de pobladores era escaso sino porque la inexistencia de pastoreo posibilitaba la recuperación de la vegetación. Cuando el hombre descubre la agricultura, va domesticando los animales y se va sedentarizando, empieza a afectar con más intensidad en

su medio ambiente. Pero, parece ser que es en el período comprendido entre 500 años a.C. y los 500 años d.C. cuando comienza la deforestación en el mediterráneo y la consecuente erosión, no sólo por la necesidad de la práctica agrícola, sino por la demanda de madera y la actividad de pastoreo (McNeill, 1992).

El relieve cambia a lo largo del tiempo debido no sólo a causas naturales como la erosión superficial y los cambios estructurales debidos a volcanes y terremotos, sino a la acción del hombre. Las primeras, aunque con menor intensidad, son más efectivas por su acción prolongada (Vita-Finzi, 1969).

Sin embargo, el aumento de la presión demográfica tuvo lugar fundamentalmente a finales del siglo XVIII ya que, en la época musulmana debió haber importantes extensiones de bosques porque fue comparada por sus conquistadores con el “Jardín del Edén”. De esta época habla Perlin (1989) explicando cómo la lluvia se absorbía por las hojas caídas y aquello que no era retenido era principalmente tomado por las raíces. La disminución de este efecto protector del suelo va a tener como consecuencia un deterioro del terreno y un aumento de la erosión en el mismo.

Los ríos de las cuencas mediterráneas se van a ir formando mediante un continuo proceso de erosión-deposición de manera que los perfiles longitudinales de éstos se hacen más profundos y más suaves. Se ven sometidos a continuos eventos que les van a aportar sus características propias: un cauce bien definido dentro de un valle amplio y suave, consecuencia de un llenado histórico debido a diversos procesos de inundación (Masachs, 1948).

En resumen, las zonas mediterráneas son ambientes frágiles en los que la erosión del suelo y la pérdida de productividad posterior es una de las consecuencias más determinantes de esta degradación. La sequía impide la recuperación como consecuencia de la deforestación. El relieve mediterráneo es antrópico, excepto en las altitudes mayores, perdurando el impacto del hombre más que en otros ecosistemas menos estrictos. La clave de la historia del medio ambiente mediterráneo es la vegetación, la altitud y el acceso del hombre.

### 1.3 Cuenca del Río Genal

#### 1.3.1 Situación de la cuenca

La cuenca del río Genal está situada al este de la provincia de Málaga, la cual queda encuadrada en la región Penibética, en el Sudeste de la península ibérica, en el sector Sur-occidental de las Cordilleras Béticas. En esta provincia se distinguen cuatro comarcas agrarias, y es en concreto en la denominada "Serranía de Ronda", situada en el sudoeste de la provincia, donde se enclava esta cuenca. El río Genal es afluente del Guadiaro, el cual recorre la depresión Ronda-Gaucín y recoge las aguas de las vertientes septentrionales de la Sierra de Ronda y Sierra Bermeja, vertiéndolas al Mediterráneo. Los otros ríos penibéticos son el Guadalhorce, Genil y Guadiana Menor.

Este estudio se ha desarrollado sobre una cuenca mediterránea de montaña concretamente la subcuenca norte (hasta Puente Jubrique) dentro de la cuenca del río Genal (Figura 2). Presenta una superficie total de 158 km<sup>2</sup>, aproximadamente, y unas cotas de altitud comprendidas entre los 232 y los 1429 m., y está sometida a un régimen hídrico que llega a superar los 1000 mm anuales, distribuidos principalmente en otoño y primavera.



Figura 2. Situación de la cuenca del río Genal

#### 1.3.2 Hidrografía y Orografía

Es conocida la influencia que tiene el relieve en la cuantía, distribución y estado físico de las precipitaciones, de hecho se habla de precipitaciones orográficas. Así, las cadenas montañosas situadas perpendicularmente a los vientos marinos, forman pantallas orográficas que dan lugar a abundantes precipitaciones por condensación del aire ascendente y son responsables de la sequedad relativa de las comarcas a sotavento de dichas cadenas. Por ello,

en general, el relieve da lugar a una heterogeneidad en cuanto a distribución de lluvias que influye de modo decisivo en el trazado del lecho, de ahí la importancia de conocer las condiciones del relieve en una cuenca hidrográfica.

Por tanto, y dado que las líneas altas del relieve recogen la humedad de los vientos del sudoeste y oeste, en nuestro caso existe una arista lluviosa que va de la Sierra de Tolox, por la Sierra de Abdalajís, Sierra Tejeda y Sierra Nevada a Sierra Filabres. Esta línea principal de precipitaciones se ve fragmentada en segmentos por valles transversales en pantalla del Guadalhorce, Guadalfeo-Cacín y Guadix-Río de Almería. Las precipitaciones máximas se hallan en la zona occidental de Sierra Nevada, a favor de su exposición y altitud. De Sierra Tolox a Sierra Tejeda es del orden de 1000 mm. Al este de Sierra Nevada las precipitaciones van disminuyendo como consecuencia del efecto pantalla que se origina en la parte occidental de Sierra Nevada. La cordillera Penibética posee, en términos generales, una zona húmeda en la parte occidental y otra oriental seca.

El contraste existente entre regiones muy lluviosas frente a otras muy secas se da en paralelo con el contraste del relieve de forma que la disminución, en términos generales, de las precipitaciones moviéndonos desde el Oeste al Este, viene dada por el origen Atlántico de éstas. El relieve está orientado, en general, de Este-Nordeste a Oeste-Suroeste, aunque hay grandes cortes transversales.

La orografía provincial se caracteriza por la discontinuidad en los relieves y una disposición anárquica de las líneas de plegamiento. Esta discontinuidad orográfica se debe, en parte, a la erosión diferencial que tiene lugar como consecuencia de la existencia de materiales de diferente consistencia. El desorden de las líneas de plegamiento tiene su origen en la arquitectura de las Cordilleras Béticas, en las que se alternan materiales de consistencia muy diferente, como margas y calizas.

El relieve de la provincia condiciona su hidrografía (Figura 3) de forma que no va a existir una cuenca importante sino que encontramos gran cantidad de arroyos de régimen irregular que aumentan su caudal en épocas de lluvia y están prácticamente secos durante los meses estivales.

Los ríos que destacan con cierta importancia son el Guadiaro, Guadalhorce y Vélez. El Guadiaro es el que más favorecido se ve debido a su situación occidental, ya que es abastecido por las sierras subbéticas más suroccidentales y la Serranía de Ronda. Su principal afluente, el río Genal parte de la Sierra de Oreganal.



Figura 3. Mapa físico de la cuenca del Genal y su entorno

### 1.3.3 Climatología y régimen hídrico

Según la clasificación agroclimática de Papadakis nos encontramos con un clima Mediterráneo Templado, que domina los sectores provinciales con mayores altitudes orográficas. Las lluvias se presentan con máxima nitidez en el sector occidental en noviembre-diciembre y marzo, hacia el Este las lluvias de invierno son más irregulares; en junio, julio y agosto son prácticamente inexistentes. Se dispone de registros diarios de lluvia en las estaciones situadas en las localidades de Alpendeire y Cartájima, así como datos de Pujerra, situadas en la zona central de la cuenca, y la estación de Genalguacil situada al sur de la misma (Figura 4). Los valores de lluvia total y evapotranspiración potencial (calculada a partir de datos de temperaturas máximas y mínimas mediante la ecuación de Hargreaves (Samani y Pessarakli, 1986) para estas estaciones en los años que se han considerado se

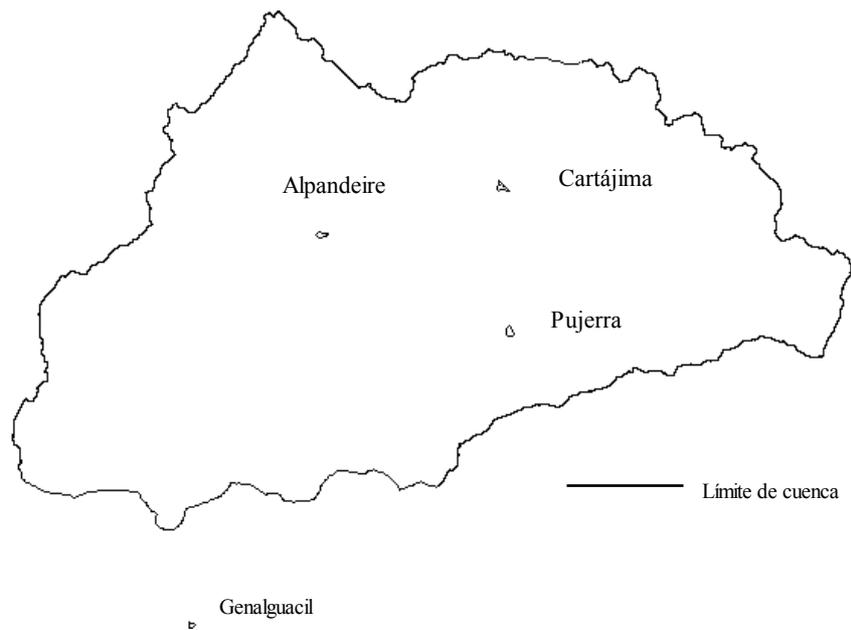
resumen en la Tabla 1, así como los valores medios en la cuenca calculados mediante los polígonos de Thiessen. Los datos correspondientes a evapotranspiración potencial (ETP) y los relativos a lluvia y caudal (medidos en Puente Jubrique) para los años hidrológicos 82/83 y 87/88 (desde 1 Septiembre al 31 de Agosto) se representan en la Figura 5 (se han escogido estos años como muestra de uno de los años más lluviosos de todos los que se han manejado en el trabajo, concretamente el año 87/88, y el año menos lluvioso, 82/83, de los mismos). En las gráficas de la Figura 5 se puede observar la variabilidad en cuanto a la cantidad de lluvia caída y, por tanto, de caudal medido en dos años hidrológicos diferentes, así como la concentración del período de lluvia durante los meses de otoño y primavera (lo que correspondería en las figuras con los días en torno al número 100, teniendo en cuenta que empezamos a contar a partir del 1 de septiembre, y al número 230, aproximadamente). Por otra parte, los valores de ETP máxima coinciden con los períodos menos lluviosos. Estas gráficas, por tanto, indican el carácter típico mediterráneo de la cuenca objeto de estudio.

**Tabla 1. Datos de lluvia total y evapotranspiración potencial en las estaciones de Alpanseire, Cartájima, Genalguacil y Pujerra**

Año hidrológico	Estación metereológica				Lluvia media (mm)	ETP media (mm)
	Alpanseire	Cartájima	Genalguacil	Pujerra		
82-83	665	411	520	458	532	1298
84-85	1334	1394	1054	-	1330	1320
85-86	922	1034	816	-	959	1332
86-87	900	767	994	-	852	1267
87-88	1052	1228	934	1069	1090	1386
91-92	790	1068	826	-	917	1210
92-93	753	978	763	-	853	1411

El Guadiaro se encaja entre alturas que constituyen centros de precipitación donde se acumulan las condensaciones de forma bastante regular debiéndose su irregularidad interanual a la escasa precipitación nival que recoge.

Las crecidas de los ríos situados en la zona lluviosa de la Penibética entre los que está el Guadiaro, son de orden comparable a los pirenaicos, siendo también los estiajes muy acentuados en ellos, dándose en verano. El Guadiaro, sin embargo, es de los ríos penibéticos el que presenta unos estiajes menos acentuados como consecuencia de su cuenca caliza (Masachs, 1948). Por otra parte, la situación del Guadiaro hace de desagüe de parte de la Sierra de Grazalema y de la Serranía de Ronda que están fuertemente irrigadas.



**Figura 4. Situación de las estaciones meteorológicas cuyos datos climáticos se han utilizado**

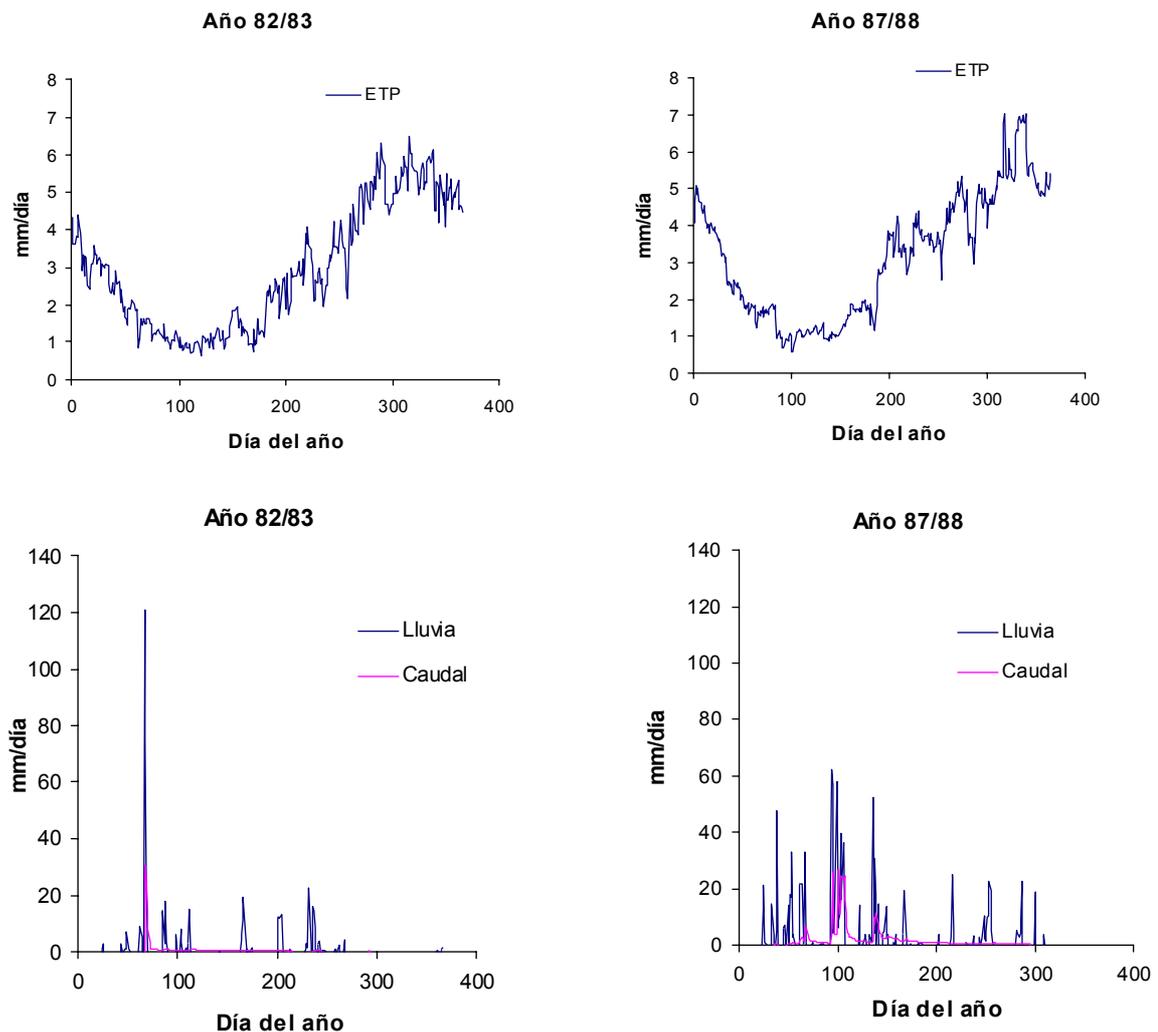
La acción del hombre sobre el régimen de los ríos de la Penibética es poco importante, siendo el río Guadalhorce el único con embalses importantes.

En cuanto a las variaciones estacionales encontramos dos rasgos fundamentales como son aguas altas de invierno y un pico en febrero-marzo, y aguas bajas de verano con un mínimo en agosto.

#### 1.3.4 Geología y litología

El sector occidental de las montañas penibéticas queda circundado al Oeste por el Guadiaro y al Este por el Guadalhorce, constituido por la masa peridotítica de la Serranía de Ronda. El aspecto general de la Serranía es el de grandes macizos redondeados, consecuencia del modo de erosión de sus rocas. Al ser este relieve muy abrupto hace que existan fuertes pendientes en los tramos altos de los ríos, lo que origina que algunos de éstos tengan aspecto torrencial y con rápida circulación de las aguas por su cauce durante las épocas de lluvia.

La tectónica de estas montañas es compleja y en ella encontramos facies litológicas muy variadas y mezcladas de forma caótica. La Serranía de Ronda se caracteriza por ser un macizo peridotítico con una cubierta metamórfica pizarrosa entre el Genal, el Turón y el mar. También las calizas se presentan el Noroeste del macizo de Ronda, pertenecientes al Jurásico.



**Figura 5. Datos de evapotranspiración potencial, lluvia y caudal para los años hidrológicos 82/83 y 87/88**

En la cuenca del Guadiaro, concretamente desde Gaucín al sur, encontramos sedimentos detríticos que varían desde arcillas a conglomerados. El Guadiaro tiene su cabecera caliza, en su tramo medio predominan rocas eruptivas o pizarrosas y su tramo más bajo se caracteriza por ser un terreno detrítico. El Guadiaro es el que tiene más regulación kárstica frente a los otros ríos penibéticos.

### 1.3.5 Edafología

En la cuenca del río Genal, de acuerdo con el "Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de la provincia de Málaga" (M.A.P.A., 1986) destacan dos tipos de suelos: entisoles e inceptisoles. Los entisoles, suelos poco desarrollados de horizontes propios de una

descomposición lenta de las rocas, se sitúan en la zona norte de la cuenca: los inceptisoles, más evolucionados, ocupan las partes bajas.

### 1.3.6 Vegetación

En el sector occidental destaca la vegetación arbórea en las que encontramos pino marítimo, alcornoques y castaños, fundamentalmente, tanto en cumbres como en laderas. Esta disminuye progresivamente en extensión hacia el Este, donde se localiza principalmente en las vertientes con exposición septentrional.

Esta población arbórea que era inicialmente muy densa se presenta en manchas forestales inconexas como consecuencia del desmonte a través de los años. Las necesidades de corregir las cabeceras de los torrentes para poder proteger tanto a la riqueza agrícola como a las poblaciones ha llevado a diversos planes de repoblación.

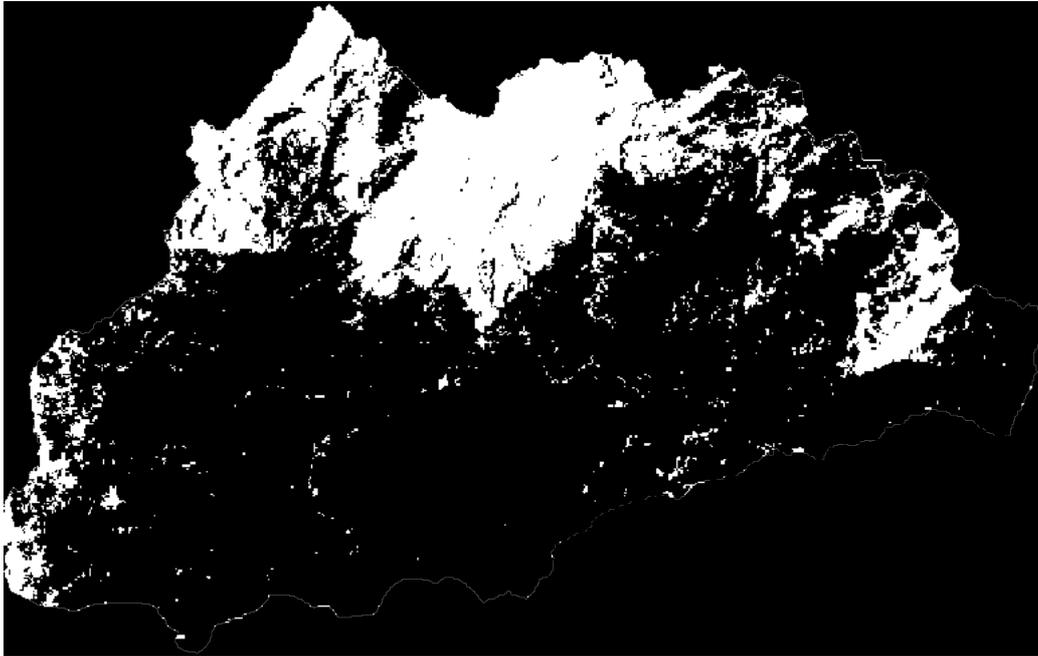
Aunque la vegetación mayoritaria es el matorral, las zonas destinadas al cultivo del castaño están en expansión constante lo que ha dado origen a una acusada acción antrópica y de cambio de uso del suelo en una zona en la que las pendientes pueden llegar a ser superiores al 100% en algunos casos. En la Figura 6 se pueden observar las diferentes coberturas que encontramos en la zona, pasando desde una zona en la que prácticamente el suelo está desnudo, que correspondería a la parte norte de tonos más claros, y otras zonas con diferentes grados de cobertura vegetal correspondiendo las partes de tonos rojizos más intensos a aquéllas donde la cobertura arbórea es más densa.

Las pendientes acusadas que se dan hace que se trate de sistemas de montaña, que mantienen una población notable, con gran riesgo de degradación. Debido a la intensificación del cultivo del castaño que se ha producido en la zona del Genal, algunas labores agrícolas que se practican, las elevadas pendientes y las precipitaciones intensas, pueden dan lugar a fenómenos erosivos importantes.

### 1.3.7 Población y agricultura

El análisis de la población en cualquier estudio geográfico es de importante consideración ya que no son sólo consumidores sino la fuente del factor trabajo y, por tanto, el desarrollo económico. En un estudio hidrológico una visión somera de la población y su principal actividad puede interesar si consideramos que la acción del hombre es uno de los

factores que altera el ambiente y, por tanto, altera los procesos hidrológicos y erosivos que se dan en el mismo.



**Figura 6. Imagen Landsat de la cuenca del río Genal**

La población de la provincia malagueña ha ido aumentando a lo largo de este siglo. Las pérdidas poblacionales se han ido dando fundamentalmente en la década 1950-1960 fruto de la emigración. La disminución de este fenómeno en la década de 1960-1970, coincide con el auge turístico de la costa malagueña, a cuyas costas va a confluír la población de los municipios de interior y se va a aumentar el contraste de población entre municipios interiores y los del litoral de ahí que destaca una disminución considerable de población en la cuenca del río Genal durante esta década y en la de los años 70.

Este desequilibrio poblacional intraprovincial es objeto de que en la comarca de la Serranía de Ronda todos los núcleos ofrecieran en 1981 una población inferior a la de 1950.

Un dato importante a considerar es que la ocupación predominante en la actualidad, dentro del valle del Genal es en el 52% del sector primario, lo que da una idea de la principal actividad de esta zona, la actividad agrícola.

## 1.4 Motivaciones

### 1.4.1 Necesidad de estudios hidrológicos

Existe una demanda creciente en las técnicas o herramientas que permitan identificar aquellas zonas del terreno que sean más susceptibles a procesos degradadores del medio ambiente como son la erosión, la sedimentación, la salinización, contaminación difusa e inundaciones, y también para determinar y manejar la productividad y diversidad biológica (Moore y col., 1991). Estas herramientas son las que nos van a permitir llevar a cabo estudios de planificación y gestión de los recursos hídricos, principales agentes responsables de la aparición de estos procesos en el medio ambiente mediterráneo. Si se caracteriza la unidad ambiental, es decir, el escenario de los procesos en el que el “agua” es el actor principal, se puede saber mejor cómo va a comportarse en él y, por tanto, se podrán tomar decisiones ante los efectos previsibles que pueda haber. Esto tiene especial interés en el caso de las cuencas mediterráneas dada la aleatoriedad anual y estacional de las lluvias, lo que lo hace que la toma de decisiones sea aún más complicada, pero también hace que el estudio de los procesos hidrológicos en estas cuencas sea aún más fascinante.

### 1.4.2 Riesgo de erosión

La erosión es la causa principal de degradación del suelo en las cuencas mediterráneas. Este proceso que *a priori* puede parecer inofensivo porque actúa lentamente deja verse cuando pone al descubierto elementos que antes aparecían enterrados, rocas, raíces de árboles por ejemplo. Este proceso tiene un triple efecto: merma la capacidad del suelo para retener agua, hace desaparecer los nutrientes vegetales de los horizontes más superficiales y degrada la estructura del suelo aumentando su erodibilidad.

Bajo estas perspectivas y para poder llevar a cabo actuaciones de manejo y aprovechamiento adecuadas es necesario conocer las características del entorno en el que nos movemos, el mediterráneo en particular, y realizar una evaluación posterior, y desde este punto de vista la Geomorfología es una disciplina que se presenta vinculada a estos trabajos, ya que nos permite establecer unidades homogéneas sobre las cuales evaluar diferentes fenómenos. Así, la realización de estudios geomorfológicos aplicados puede tener, entre otros fines, la delimitación de zonas sometidas a riesgos de deslizamientos e incluso clasificarlas según su grado de inestabilidad.

## 1.5 Objetivos

El objetivo general del trabajo es el estudio de la influencia del relieve en la respuesta hidrológica y erosiva en la cuenca norte del río Genal mediante el tratamiento previo de la información disponible (mapas topográficos y fotografías aéreas) con Sistemas de Información Geográfica (SIG) dada su capacidad de integración de información de diversas fuentes, de su relación con modelos matemáticos y permitir relacionar atributos en el espacio y el tiempo. Las etapas de este proceso son:

- Caracterización espacial de la cuenca a través de la determinación del Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de la misma y la generación del ortomosaico a partir de las fotografías aéreas de la zona de estudio.
- Obtención de la red de desagüe y de los índices de semejanza hidrológica que la caracterizan geomorfológicamente la respuesta hidrológica de la cuenca.
- Estudio de las zonas sensibles a deslizamientos

## 1.6 Referencias

BRAS, R.L. 1990. *Hydrology: An introduction to hydrologic science*. Addison-Wesley, Nueva York.

BRAUDEL, F. 1980. *El Mediterráneo y el mundo mediterráneo en la época de Felipe II*. Tomo I. Fondo de cultura económica, Madrid.

MASACHS ALAVEDRA, V. 1948. *El régimen de los ríos peninsulares*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Barcelona.

McNEILL, J.R. 1992. *The mountains of the Mediterranean World. An Environmental History*. Cambridge University Press, Nueva York.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN. 1986. *Mapa de cultivos y aprovechamientos de la provincia de Málaga*. Madrid.

MOORE, I.D., R.B. GRAYSON y A.R. LADSON. 1991. *Digital Terrain Modeling: A review of Hydrological Geomorphological and Biological Applications*. Hydrol. Proc., 5: 3-30.

PEÑA ACEVEDO, A. 1997. *Geomorfología y evolución de la red de desagüe de una cuenca. Interpretación y comportamiento*. Tesis doctoral. Dpto. Ing. Rural. Universidad de Córdoba.

PERLIN, J. 1989. *A forest journey. The role of wood in the development of civilization*. W.W. Norton y Company, Nueva York.

SAMANI, Z.A y M. PESSARAKLI. 1986. *Estimating potential crop evapotranspiration with minimum data in Arizona*. Trans. ASAE., 29: 522-524.

SCHUMM, S.A. 1977. *The fluvial system*. John Wiley, Nueva York.

SEMPLE, E. 1971. *The Geography of the Mediterranean region. Its relation to ancient history*. AMS Press, Nueva York.

SOLÍS SANTOS, C. 1990. *Los caminos de agua*. Biblioteca Mondadori, Madrid.

THOMAS. W.L. 1956. *Man's role in changing the face of the earth*. Volumen I. The University of Chicago Press, Chicago.

VITA-FINZI, C. 1969. *The Mediterranean valleys*. Cambridge University Press.

## **2 DESARROLLO DE MODELOS DIGITALES Y USO DE ORTOFOTOS**

### **2.1 Caracterización espacial de la cuenca. Sistemas de Información geográfica**

Con el progreso de la Hidrología, al aumentar el conocimiento sobre los procesos de infiltración del agua y generación de escorrentía y de circulación del agua en canales y embalses, la atención se centra en el análisis bi y tridimensional del flujo del agua en la cuenca, considerando la variabilidad espacial de los elementos de la misma y, en especial del relieve, cuya importancia ha sido destacada por Moore y col. (1988a, 1988b, 1991).

Para ello se cuenta con los Sistemas de Información Geográfica, SIG, conjunto de herramientas que nos permiten manipular las diferentes matrices de elementos que recogen las características señaladas.

Para definir un SIG nada mejor que la propuesta de Burrough y McDonnell (1998; Cap. 1). Un SIG es "un conjunto de herramientas muy potentes para capturar, almacenar, organizar, transformar y representar datos espaciales del mundo real con objetivos específicos". La representación espacial puede realizarse considerando posiciones aisladas, variables discretas, o, por el contrario, suponiendo una variación continua de un cierto atributo. Así, los SIG se pueden clasificar como vectoriales o matriciales (Burrough y McDonnell, 1998; Cap. 2).

Aunque la elevación de un área determinada se ha venido representando a través de planos topográficos con curvas de nivel a distintos intervalos, los avances que han tenido lugar en los últimos años en las herramientas informáticas y en el desarrollo paralelo de los SIG permiten manipular información digital equivalente a las representaciones precedentes en papel.

Los SIG matriciales son el resultado de superponer en el terreno una malla o rejilla, cuyas unidades elementales se denominan celdillas o teselas, a las que se les asigna un valor numérico que representa una característica. Los vectoriales representan el terreno a través de puntos, líneas y polígonos.

Ambos tipos de SIG presentan ventajas e inconvenientes según la aplicación que se vaya a hacer. Así, por ejemplo, para las aplicaciones hidrológicas considerando el transporte del agua y materiales en la cuenca, se adaptan mejor los modelos matriciales con variaciones continuas. Sin embargo, para la representación de redes, en las que interesa conocer los

atributos de cada tramo y la conexión entre ellos se verán mejor representadas mediante entidades lineales (E.S.R.I., 1990; 1992; Burrough y McDonnell, 1998; Cap. 2).

Para la representación de la topografía del terreno, que es una variable continua, aunque en la actualidad es inviable adquirir datos de elevación de todos los puntos, se parte de una nube de puntos aislados desde los que se interpolan valores para cualquier punto de la cuenca.

## **2.2 Modelo digital de elevaciones**

Las superficies continuas obtenidas por interpolación pueden usarse como capas de un SIG, y se representan por curvas de nivel, estructuras matriciales regulares o celdillas irregulares (Quinn y col., 1992).

La variación de la altura en un área determinada puede caracterizarse por superficies cuya función matemática se conoce o por imágenes de puntos o líneas. Las líneas pueden usarse para representar contornos y perfiles y elementos críticos como arroyos, crestas de sierras, líneas de costa y cortes de pendiente. Así, en un SIG la variación de altura de una zona se representa bien por mallas regulares (matrices de altitud) o bien por redes irregulares de triángulos (TIN). Las dos formas son interconvertibles y la preferencia por uno o por otro depende de la clase de análisis que necesite realizarse (Burrough y McDonnell, 1998; Cap. 5). Un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) es una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de la altimetría de una zona (Felicísimo, 1994).

Peuker y col. (1978) diseñaron un TIN para representar las elevaciones del terreno evitando redundancias de la matriz de elevaciones, ya que es un modelo del terreno que usa una cubierta de facetas triangulares continuas, basadas en la triangulación de Delaunay, de nodos irregularmente distribuidos. Al contrario que las matrices de altura, el TIN permite recopilar información adicional en áreas de relieve complejo, sin necesidad de tener datos redundantes para zonas de relieve simple. El proceso de captura de datos para un TIN puede seguir las crestas, líneas de arroyos y otros elementos topológicos importantes, registrados al nivel de detalle requerido.

Los TIN permiten un almacenamiento eficiente y exacto de la elevación a cambio de introducir una discretización triangular que podría ocultar algunas características como la geometría de la superficie y la topología. Son, por tanto, estructuras topológicas vectoriales.

### **2.3 Generación del Modelo Digital de Elevaciones**

La obtención de un MDE es un proceso con unas fases bien definidas en cuyo desarrollo es preciso optimizar el esfuerzo de recogida e introducción de datos. Estas fases son:

- Captación de la información altimétrica y transformación de los datos que representan la realidad geográfica a una estructura digital. Los métodos para captar los datos pueden ser directos (altímetros aerotransportados, sistemas de localización mediante satélites o GPS, estaciones topográficas con salida digital) o indirectos (imágenes de satélite o pares fotográficos convencionales restituidos, digitalización manual mediante tableros o automática mediante escrutadores).
- Estructuración de los datos para que puedan ser manejados por las aplicaciones informáticas

La digitalización manual es quizás el método más habitual y para llevarla a cabo se deben tener en cuenta una serie de aspectos como son los medios informáticos disponibles, la preparación del material y la selección de los elementos más significativos del relieve (Felicísimo, 1994), de ahí que sea este método el que se analiza más detenidamente a continuación.

El hecho de que los MDE más interesantes a partir de los cuales realizar estudios hidrológicos son los representados mediante matrices de cifras, hace necesario que se lleve a cabo un proceso de codificación, y dado que la representación topográfica del terreno más común es a través de curvas de nivel en mapas en papel el primer paso consiste en la digitalización de estas curvas procedentes de los mapas topográficos, la corrección de los errores de digitalización y el etiquetado de las mismas con su correspondiente altitud. Estas curvas de nivel digitalizadas deben convertirse a matrices de altura, y posteriormente exportarse a un SIG matricial donde se interpolan estos datos y se crea el MDE. Dado que el SIG GRASS (US Army Corps of Engineers, 1991; US Army Corps of Engineers, 1993; GRASS Research Group, 1997) es matricial y por estar disponible en nuestro caso, es el que se ha usado en este estudio para la generación del MDE, aunque podrían haberse utilizado otros.

Las curvas de nivel pueden no ser representaciones verdaderas del terreno y su interpolación a una malla regular puede originar errores, como celdillas continuas que todas tengan el mismo valor de altura, cuando no es así.

Así, las zonas estrechas que bordean cada curva de nivel se interpolarán con el mismo valor de altura, por lo que se transforman en una terraza. Este problema se acentúa en zonas muy llanas y es más probable que el algoritmo de interpolación sólo tome datos de una sola curva de nivel en estos casos.

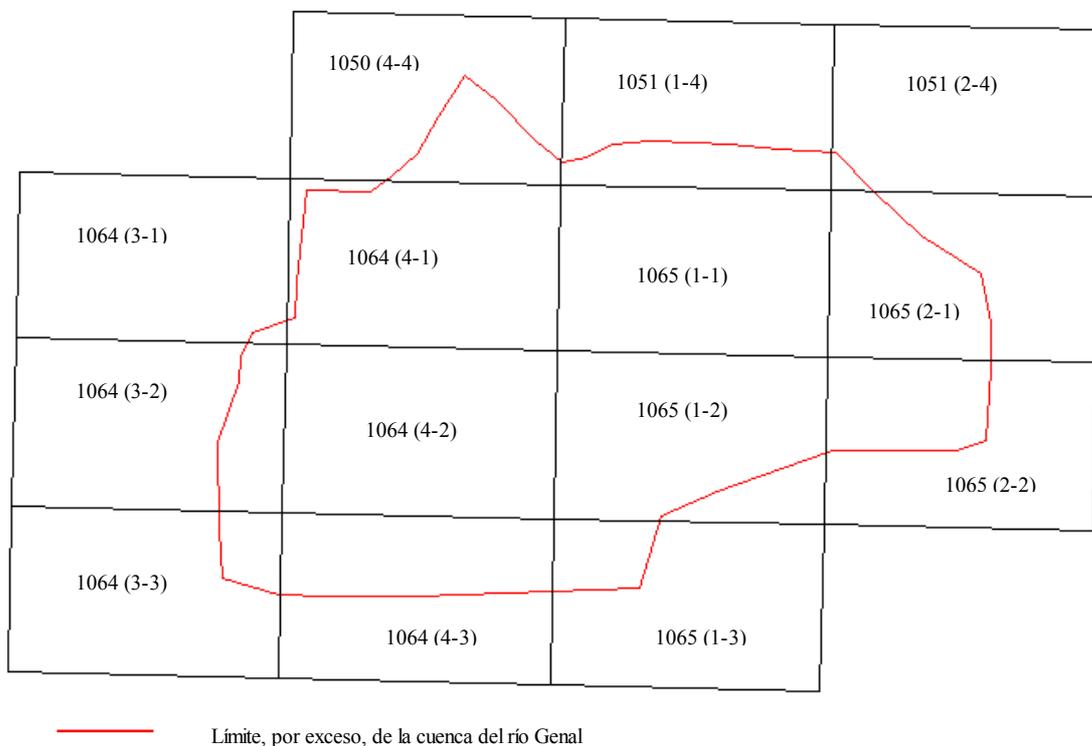
A pesar de todo ello, los SIG comerciales incluyen procedimientos de interpolación aceptables, tal como confirma el análisis comparativo que Carrara y col. (1997) hacen de diferentes métodos de obtención de MDE a partir de la digitalización de curvas de nivel. Estos autores destacan las dos estructuras más importantes para almacenar, manipular y analizar electrónicamente datos de elevación, matriciales y TIN, y comparan cuatro formas para generar MDE, dos de cada tipo, y dentro de los matriciales analizan el algoritmo de interpolación de GRASS (US Army Corps of Engineers, 1991; US Army Corps of Engineers, 1993; GRASS Research Group, 1997). Concretamente, para el caso de los matriciales una de las conclusiones a las que se llega es que el tamaño de la celdilla en la que se transforman los datos vectoriales a datos matriciales en comparación con las equidistancias de las curvas de nivel de partida, es el factor determinante de la calidad del MDE final que se obtenga. Así, si el tamaño de celdilla es inferior a 5 m, en caso de zonas extensas (más de 1000 km<sup>2</sup>), el tiempo de cálculo que se necesita puede ser excesivo e incluso aparecer problemas de almacenamiento; ahora bien, si se usan tamaños de celdilla muy grandes, mayores a la equidistancia entre curvas de nivel, los resultados pierden mucha calidad (Carrara y col., 1997).

Burrough y McDonnell (1988; Cap. 5) consideran que los errores en la generación de un MDE se pueden minimizar mejorando los datos de partida, de forma que se añadan puntos extra en zonas como picos, crestas o valles, cambios de pendiente, etc, y usando una ventana de búsqueda mayor que use muchos datos. La principal desventaja de esta solución es que se necesita mayor capacidad de cálculo, la cual no siempre está justificada si se está trabajando con zonas extensas del terreno.

### 2.3.1 Procedimiento de obtención del MDE de la cuenca del río Genal

En este trabajo se ha usado el SIG GRASS (US Army Corps of Engineers, 1991; US Army Corps of Engineers, 1993; GRASS Research Group, 1997) para generar el MDE de la Cuenca del río Genal, el cual presenta la ventaja, también apuntada ya, de ser un SIG matricial.

Las coordenadas UTM de la cuenca por exceso son: 4063000 N, 4049000 S, 316600 E y 295200 O, comprendida en los planos topográficos 1050, 1051, 1064 y 1065, a escala 1:50.000 (S.G.E., 1994; 1995), lo que permite elegir los planos topográficos a escala 1:10.000 a usar (J.A., 1992), digitalizándose las curvas de nivel de los mismos, con equidistancia de 50 m., por exceso de la zona, con objeto de minimizar los efectos de borde en la calidad del modelo (Carrara y col., 1997). En la Figura 7 se representa un esquema del límite de la cuenca del río Genal, así como su posición relativa respecto a los correspondientes planos topográficos a escala 1:10.000 utilizados.



**Figura 7. Esquema de la situación del límite, por exceso, de la cuenca del río Genal y mapas topográficos a escala 1:10.000 utilizados (S.G.E., 1994; 1995; J.A., 1992)**

Las curvas de nivel una vez digitalizadas se importan al SIG, donde después de corregidas, son etiquetadas con el valor correspondiente de elevación. Posteriormente son convertidas en matrices de celdillas de resolución espacial de 20\*20 m. (Neteler, 1998). La elección de una resolución espacial adecuada es esencial para generar un MDE (Jenson, 1992; Wolock y Price, 1994) ya que éste va a aplicarse en todos los procesos posteriores y, por ello, va a influir decisivamente en los resultados obtenidos. Se trata pues de combinar precisión y operatividad en los cálculos. El cambio de formato vectorial a matricial requiere que las curvas de nivel sean continuas, que representen por exceso la zona de estudio y que no haya puntos entre dos curvas de nivel, por lo que los puntos altos también se representan mediante pequeñas líneas.

La interpolación de los datos relativos a la altura da como resultado una matriz de 935753 celdillas (418271 de las cuales no tienen ningún valor asignado) con valores de elevación comprendidos entre 250 y 1429 m sobre el nivel del mar. Estos datos corresponden a un MDE por exceso de la cuenca, siendo el perteneciente a la misma el que aparece en la Figura 8. El modelo de elevaciones correspondiente a la cuenca del río Genal tiene un total de 397032 celdillas con datos de altura asociados, siendo la distribución de los mismos la que se detalla en la Tabla 2.

El algoritmo de interpolación que sigue GRASS, por ejemplo, determina la elevación de cada celdilla de forma análoga a como se haría manualmente, es decir, el valor de altura que se le asigna a una celdilla por la que no pasa ninguna curva de nivel se determina a partir de los valores de las curvas de nivel más próximas a ésta situadas aguas arriba y abajo, y se realiza una interpolación lineal según la distancia verdadera (Neteler, 1998).

**Tabla 2. Datos sobre distribución de celdillas y porcentaje de las mismas en el MDE generado**

Altura	Número de celdillas	Porcentaje de superficie
< 350 m	9506	2.4
351-600 m	87013	21.91
601-850 m	142411	35.87
851-1100 m	116001	29.22
> 1100 m.	42101	10.60
Totales	397032	100.00

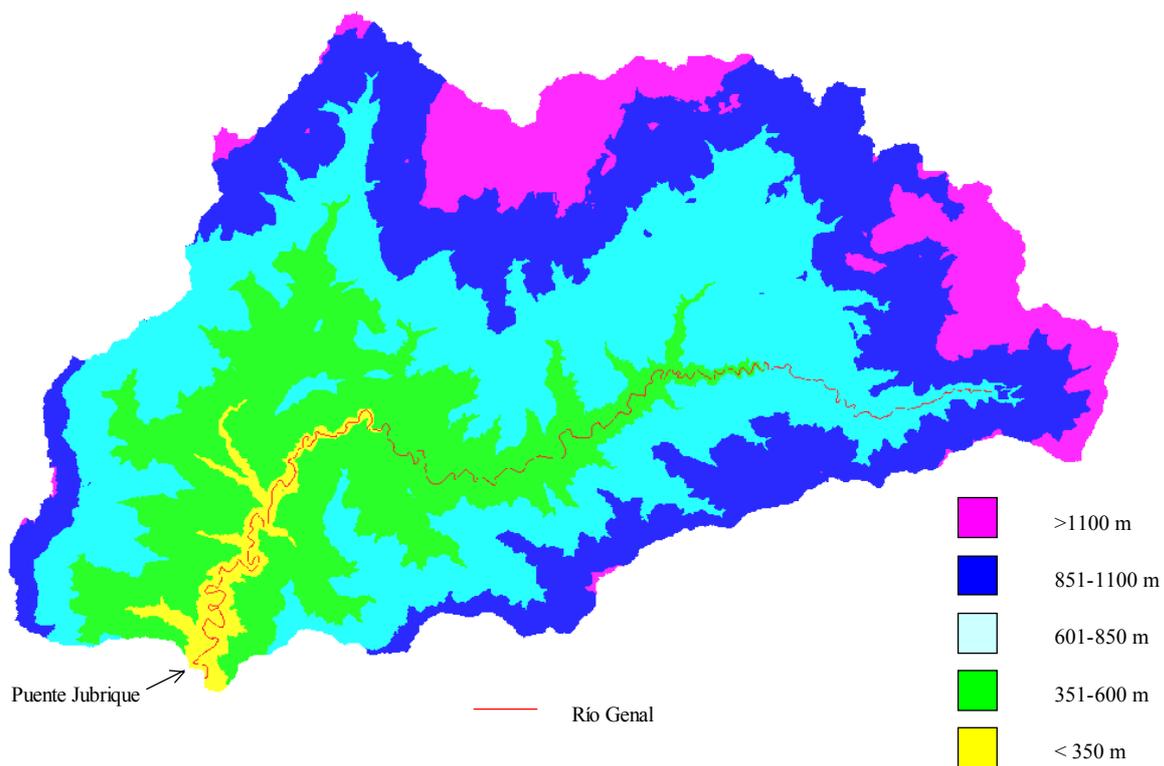


Figura 8. Modelo Digital de Elevaciones de la cuenca del río Genal.

## 2.4 Generación de ortofotos

### 2.4.1 Introducción

Entre los usos que se les da a las matrices de altura, posiblemente el producto cartográfico más útil es la ortofoto digital. Los mapas de ortofotos digitales se han usado últimamente para aportar imágenes fotográficas detalladas y geométricamente corregidas y obtener datos sobre uso del suelo y cobertura y como una herramienta informativa para estudios catastrales y ambientales. Las ortofotos digitales están llegando a considerarse como las bases del conjunto de datos de los SIG, ya que la superposición de datos vectoriales sobre ellas permiten verificar la exactitud de los mismos.

Una ortofoto es un mapa fotográfico corregido geométricamente de la misma forma en que un mapa topográfico se corrige en escala y proyección. Los mapas de ortofotos fueron originalmente productos fotogramétricos inicialmente designados para reducir costes y agilizar la creación de mapas topográficos de gran escala. A diferencia de los mapas topográficos, en los que los elementos del terreno están representados por códigos y símbolos con leyenda sobre mapas corregidos, las ortofotos son mosaicos aéreos que han sido

geoméricamente corregidos a una proyección y escala normalizada, normalmente a escalas mayores o iguales que 1:25.000. Las ortofotos presentan tanto las ventajas de las fotografías aéreas como las de los mapas topográficos convencionales, siendo incluso útiles como herramientas para comunicarse con los agricultores, propietarios de fincas, etc. Aunque en sí mismas no contienen información en cuanto a elevaciones del terreno, pueden servir de bases planimétricas sobre las que imprimir información topográfica como curvas de nivel, límites administrativos, y datos temáticos. Hasta hace poco, las ortofotos sólo estaban disponibles como fotomapas en papel, pero ahora pueden encontrarse como ficheros en 32-bit en color en alta resolución.

Las imágenes de satélite también pueden corregirse en escala y proyección y usarse como sustitutos de mapas topográficos. Las imágenes de satélite aportan información espectral para mapas temáticos, sobre propiedades y usos del suelo y vegetación.

Por tanto, la principal diferencia existente entre un mapa de ortofotos ó una imagen de satélite y los mapas topográficos convencionales es que los primeros contienen imágenes reales sobre todos los aspectos del terreno que son visibles a la resolución usada y con sus posiciones reales, mientras que los segundos presentan información simbólica estructurada y clasificada sobre determinados aspectos del terreno. El mapa de ortofotos es más fácil de usar para reconocer la orientación y los objetos, mientras que el mapa topográfico es una forma rápida de determinar la estructura, localización y conectividad de objetos predefinidos.

En el caso de las ortofotos digitales hay que basarse en datos con este formato y que se obtienen a partir del escrutado de fotografías aéreas en color ó en blanco y negro, presentando una resolución que puede variar entre 200  $\mu\text{m}$  y 10  $\mu\text{m}$ . Posteriormente, estas fotografías ya digitales se someten al proceso denominado ortorrectificación.

La ortorrectificación consiste en una corrección geométrica de forma que se transforma una proyección cónica en una proyección central, eliminando los errores tanto de desplazamiento como debidos al relieve. La fotografía aérea es un caso claro de proyección cónica del terreno sobre un plano (en este caso el plano de la fotografía) (Philipson, 1997), y sobre ella las medidas que se tomasen estarían deformadas. Así, para realizar mediciones y en general para la extracción de información métrica, se ha de disponer de información de partida con una proyección central del terreno. Una proyección central es aquélla en la que los puntos del terreno y los de la fotografía están unidos por líneas paralelas, en contraposición

con la cónica en la que todas las líneas de unión entre puntos homólogos pasan por uno común llamado foco o centro de proyección (González y col., 1998).

Para la realización de una ortorrectificación existen varios métodos, algunos analógicos como es la ortorrectificación diferencial y otros numéricos, como la ortorrectificación digital (Wolf, 1983; Cap. 13), que con el desarrollo de la potencia de cálculo de los ordenadores van tomando cada vez más importancia.

En el caso de la ortorrectificación digital los MDE son elementos necesarios para obtener mapas de ortofotos corregidos en escala. La obtención del MDE para la corrección geométrica de las fotografías aéreas es la parte más costosa de la realización de las ortofotos digitales. Sin embargo, en la mayoría de los casos la forma del relieve no cambia con el tiempo, por lo que el MDE no necesita recalcularse cada vez que se trabaja con nuevas fotografías aéreas, y puede volverse a usar el antiguo MDE. Cuando los datos digitales están en un SIG es muy fácil comparar la situación original, por ejemplo de uso del suelo, con la nueva situación y estimar cuantitativamente los cambios producidos. En algunos casos, como con las minas a cielo abierto, la erosión de dunas en costas, o las construcciones de ingeniería civil, el MDE tiene que actualizarse de manera más continua. Con imágenes disponibles de varias épocas se pueden estudiar los cambios producidos (Burrough y McDonnell, 1998; Cap. 5).

La ortorrectificación digital de las fotografías aéreas requiere además de los ficheros digitales de las mismas, anteriormente citados, y el MDE, los puntos de control de cada una de éstas y los datos de calibración de la cámara que realizó los fotogramas. Los puntos de control, usualmente llamados GCP (Ground Control Points) son puntos del terreno cuyas coordenadas (x, y, z) son conocidas, y que también se identifican en la fotografía aérea. En el caso de obtener las coordenadas de estos puntos a partir de los planos topográficos, los GCP deben ser fácilmente localizables tanto en ellos como en las fotografías, con objeto de poder establecer una relación entre ambas fuentes.

El número de puntos de control mínimo a usar para este proceso varía entre 8 (González y col., 1998) y 12 (GRASS Research Group, 1997), y además, la distribución de estos puntos debe ser lo más homogénea posible en el área que representa cada fotografía.

Conocidas las coordenadas planimétricas de dichos puntos de control, y utilizando el MDE, se puede hallar la altitud de cada uno de los mismos, y con estos datos y los relativos a las características de las cámaras, aplicando las ecuaciones de colinealidad (1) y (2), se

consigue relacionar el sistema de coordenadas absoluto con el de la fotografía (Albertz y Kreiling, 1972; Welch y col., 1984), estas ecuaciones imponen que el centro de proyección, un punto del terreno y su homólogo en la fotografía estén contenidos en una recta (Figura 9) y así generar la ortofoto.

Las ecuaciones de colinealidad son:

$$x'_i = c_k \frac{a_{11}(X_i - X_0) + a_{12}(Y_i - Y_0) + a_{13}(Z_i - Z_0)}{a_{31}(X_i - X_0) + a_{32}(Y_i - Y_0) + a_{33}(Z_i - Z_0)} \quad (1)$$

$$y'_i = c_k \frac{a_{21}(X_i - X_0) + a_{22}(Y_i - Y_0) + a_{23}(Z_i - Z_0)}{a_{31}(X_i - X_0) + a_{32}(Y_i - Y_0) + a_{33}(Z_i - Z_0)} \quad (2)$$

donde  $X_i, Y_i, Z_i$  son las coordenadas-terreno del punto  $i$ ;  $X_0, Y_0, Z_0$  son las coordenadas-terreno del centro de proyección en el momento de la realización de la fotografía; mientras que  $x'_i, y'_i$  son las coordenadas-imagen del punto  $i$  ( $i = 1 \dots n$ ). Los parámetros  $a_{ab}$  ( $\alpha=1, \dots, 3$ ;  $\beta=1, \dots, 3$ ) se calculan mediante las expresiones (3):

$$\begin{aligned} a_{11} &= \cos(\mathbf{j}) \cdot \cos(\mathbf{c}) \\ a_{12} &= -\cos(\mathbf{j}) \cdot \text{sen}(\mathbf{c}) \\ a_{13} &= \text{sen}(\mathbf{j}) \\ a_{21} &= \cos(\mathbf{w}) \cdot \text{sen}(\mathbf{c}) + \text{sen}(\mathbf{w}) \cdot \text{sen}(\mathbf{j}) \cdot \cos(\mathbf{c}) \\ a_{22} &= \cos(\mathbf{w}) \cdot \cos(\mathbf{c}) - \text{sen}(\mathbf{w}) \cdot \text{sen}(\mathbf{j}) \cdot \text{sen}(\mathbf{c}) \\ a_{23} &= -\text{sen}(\mathbf{w}) \cdot \cos(\mathbf{j}) \\ a_{31} &= \text{sen}(\mathbf{w}) \cdot \text{sen}(\mathbf{c}) - \cos(\mathbf{w}) \cdot \text{sen}(\mathbf{j}) \cdot \cos(\mathbf{c}) \\ a_{32} &= \text{sen}(\mathbf{w}) \cdot \cos(\mathbf{c}) + \cos(\mathbf{w}) \cdot \text{sen}(\mathbf{j}) \cdot \text{sen}(\mathbf{c}) \\ a_{33} &= \cos(\mathbf{w}) \cdot \cos(\mathbf{j}) \end{aligned} \quad (3)$$

siendo  $\mathbf{w}, \mathbf{j}, \mathbf{c}$  los ángulos de rotación de la fotografía alrededor de los ejes móviles (Figura 10) y  $c_k$  la constante de la cámara ó distancia focal (Wolf, 1983; Cap. 14).

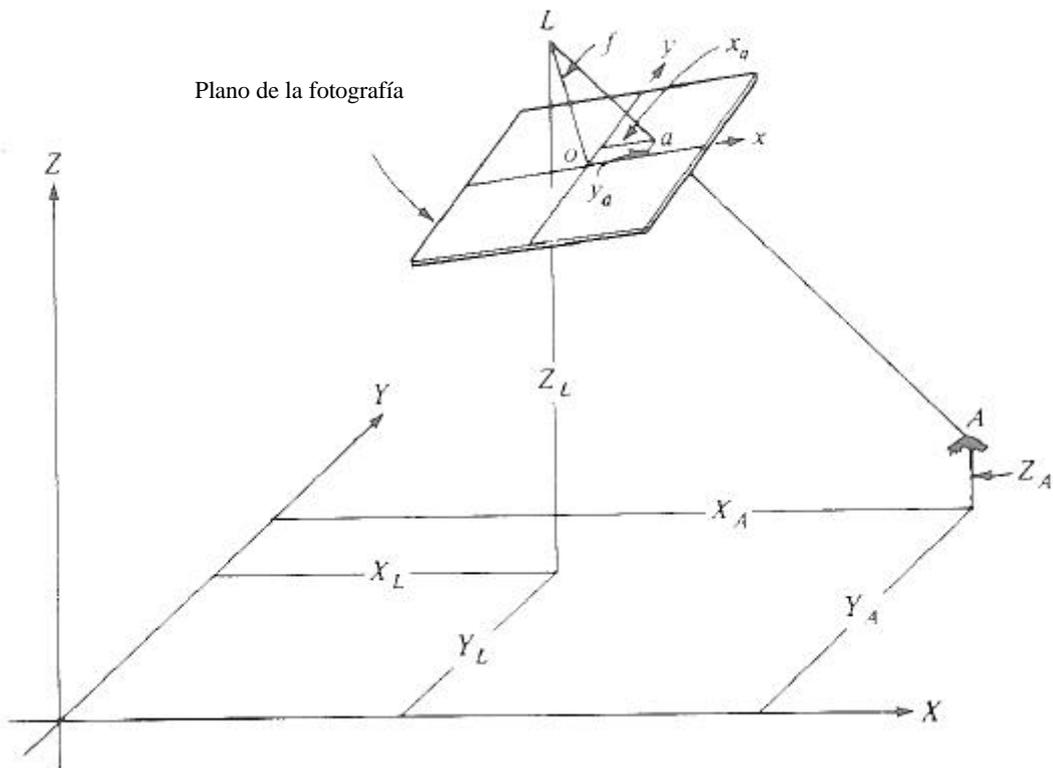


Figura 9. Condición de colinealidad (tomado de Wolf, 1983, p. 604). A es un punto cualquiera de coordenadas-terreno  $(X_A, Y_A, Z_A)$ ; a es el punto en la fotografía de coordenadas-imagen  $(x_a, y_a, z_a)$ ; centro de proyección L de coordenadas-terreno  $(X_L, Y_L, Z_L)$  y distancia focal  $f$

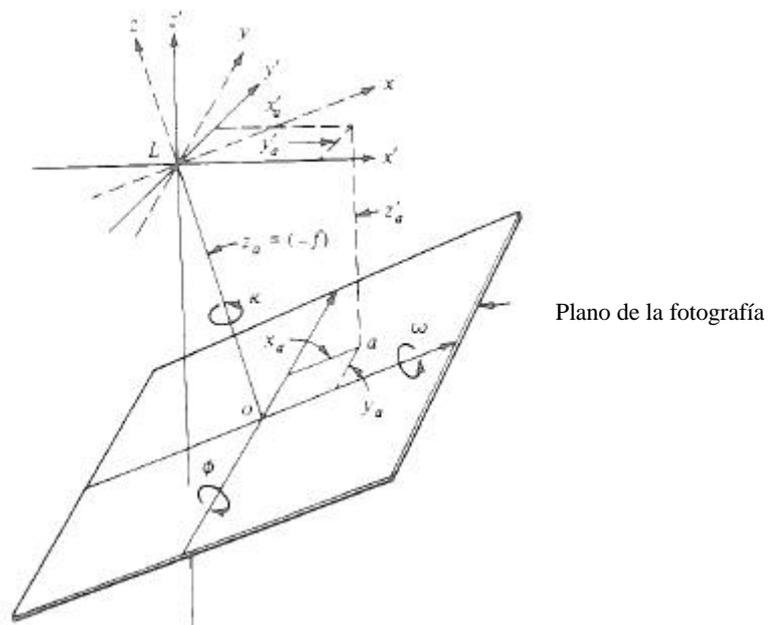


Figura 10. Ángulos de rotación de la fotografía,  $\kappa$ ,  $\omega$ ,  $\phi$ , alrededor de los ejes móviles (tomado de Wolf, 1983, p. 605)

Para cada pareja “coordenadas terreno-coordenadas imagen” obtenemos dos ecuaciones, por lo que dado el número de puntos de control para cada fotograma tendremos más ecuaciones que incógnitas. El cálculo de los coeficientes  $X_0, Y_0, Z_0, w, j, c$  se realiza tras linealizar las ecuaciones anteriores mediante el método de Taylor y su posterior resolución por mínimos cuadrados. Este proceso se realiza numéricamente de forma iterativa, partiendo de los valores aproximados de cada una de las incógnitas (de la mayor o menor aproximación dependerá el tiempo de cálculo necesario para su resolución) así como valores aproximados de la estimación de la dispersión (varianza) de los resultados definitivos con respecto a los aproximados (Wolf, 1983; Cap. 14; Press y col, 1986).

Con las ecuaciones de colinealidad ya resueltas se tiene perfectamente definida la relación entre terreno y fotografía (Figura 11), por lo que el último paso consiste en obtener para cada punto del terreno el píxel o celdilla que le corresponde en la fotografía y colocarlo en su lugar. Gráficamente se puede ver este proceso como si la fotografía fuese elástica y la proyectásemos contra el terreno, simulando las condiciones de orientación en el momento de la toma, para después proceder a “plegar” el sistema MDT-fotografía ortogonalmente sobre el plano de referencia (el del nivel del mar).

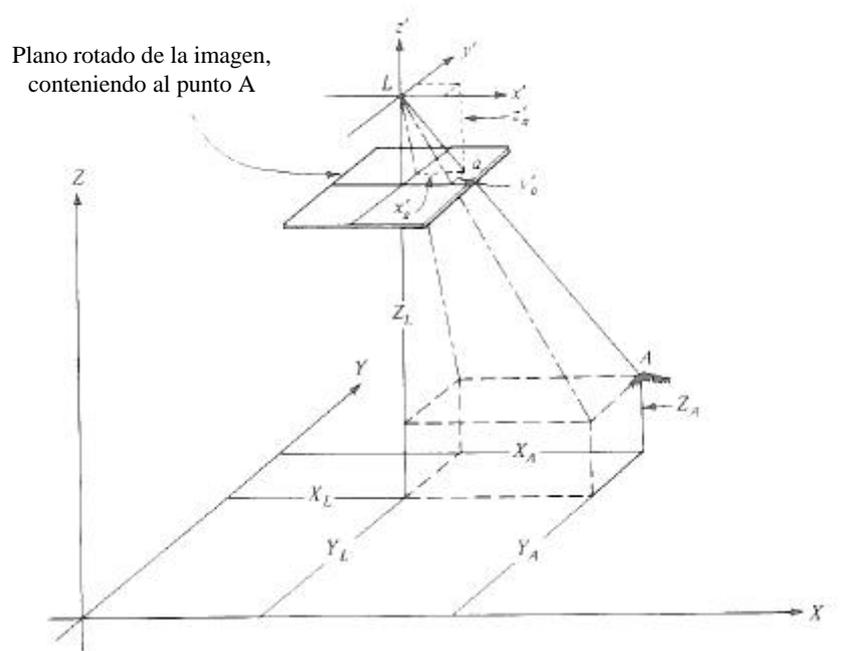


Figura 11. Sistema de coordenadas de la imagen, rotado, de forma que queda paralelo al sistema de coordenadas del terreno (tomado de Wolf, 1983, p. 604)

Como normalmente el número de ecuaciones es superior al número de incógnitas, y para comprobar si los puntos de control se adaptan de forma adecuada se analizan a través del error cuadrático medio (ECM) con objeto de poder desactivar aquellos puntos que introducen más error. Este error se estima mediante la comparación de las coordenadas introducidas como datos  $(x_i', y_i')$  con las resultantes de aplicar las funciones de transformación sobre los mismos puntos  $(x_i, y_i)$ , para todos los puntos usados ( $n$ ). El ECM es separable para las componentes  $x$  e  $y$  (ecuaciones 4 y 5), aunque también se obtiene el ECM total.

$$ECM_x = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n \left( x'_{G_i} - x_{G_i} \right)^2} \quad (4)$$

$$ECM_y = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n \left( y'_{G_i} - y_{G_i} \right)^2} \quad (5)$$

El número mínimo de puntos de control a usar en una transformación polinomial depende del orden del polinomio, ahora bien, como estamos trabajando con un proceso de ortorrectificación en el que se han linealizado las ecuaciones, el número mínimo de puntos que se deben usar para obtener una solución es de cuatro. Por lo general, al aumentar en número de GCP el ECM aumenta, sin embargo, los parámetros de transformación serán más exactos en toda la imagen.

#### 2.4.2 Ortofotos de la cuenca del río Genal

Se dispone de un total de 65 fotogramas (ver **Anejo 1**) a escala aproximada de vuelo 1:20.000, en blanco y negro, con un solape longitudinal del 60% y un solape transversal del 30%, lo que permite seleccionar 27 de forma que cubren toda la zona de estudio, evitando información redundante. Las fotos elegidas, así como la disposición relativa de unas con respecto a otras organizadas por bandas se especifica en la Tabla 3.

**Tabla 3. Relación de fotografías aéreas usadas, correspondientes a la cuenca del río Genal**

Banda	FOTOS							
1				1050_6_19	1051_6_2			
2			1064_1_17	1064_1_19	1065_1_1	1065_1_3	1065_1_5	1065_1_7
3	1064_2_15	1064_2_16	1064_2_17	1064_2_19	1065_2_1	1065_2_3	1065_2_5	1065_2_7
4		1064_3_14	1064_3_15	1064_3_17	1064_3_18	1065_3_1	1065_3_3	1065_3_5
5		1064_4_14	1064_4_16	1064_4_18	1065_4_1			

El proceso de ortorrectificación se realiza en el mismo SIG en el que se genera el MDE, GRASS, con su módulo específico para la ortorrectificación de fotogramas (ver **Anejo 2**).

En primer lugar se realiza el escrutado de las fotografías aéreas en escala de grises y a 300 d.p.i. de resolución, lo que origina ficheros con un tamaño variable entre 7,6 y 8 Mb. Las imágenes resultantes presentan una resolución espacial real que oscila entre 1,57 a 5,45 m. en dirección Este-Oeste y 1,59 a 5,31 m. en dirección Norte-Sur, después del proceso de ortorrectificación (ver **Anejo 1**).

En el proceso de marcado de puntos de control y cálculo de los parámetros de ortorrectificación podemos conocer el ECM cometido en cada momento, lo que permite la exclusión de aquellos puntos que introducen máximo error. Así, del total de puntos elegidos por fotografía (ver **Anejo 3**) se usan para el proceso aquéllos que dan el mínimo error posible. En determinados casos es preferible un error algo mayor pero favoreciendo una distribución más homogénea de los puntos que quedan. De esta forma antes de obtener la ortofoto se puede consultar un menú informativo que indica el ECM que introduce cada punto así como el ECM total (Figura 12), pudiendo anular los puntos que no interesen (Figura 13).

Del total de fotografías ortocorregidas la relación de puntos tomados y el ECM que se obtenía usando todos ellos, así como el ECM resultante de la anulación de los puntos peores se resume en la Tabla 4. Hay que tener en cuenta que el total de puntos diferentes identificados en las 27 fotografías (concretamente 258) no coincide con la suma de cada uno de los puntos identificados en cada una de ellas ya que, había algunos que aparecían en más de una dado el solape, tanto longitudinal como transversal, que hay en las mismas. El total de puntos utilizados si es la suma geométrica de los de cada fotografía porque se dan casos en los que un mismo punto puede activarse en una foto y no en otra, según el ECM que aporte en cada caso. El número de fotografías en los que aparece cada uno de estos puntos de control aparece recogido en el **Anejo 2**.

Las ortofotos resultantes (Figura 14) están georreferenciadas según el sistema UTM, por lo que se les podría superponer cualquier información digital también georreferenciada

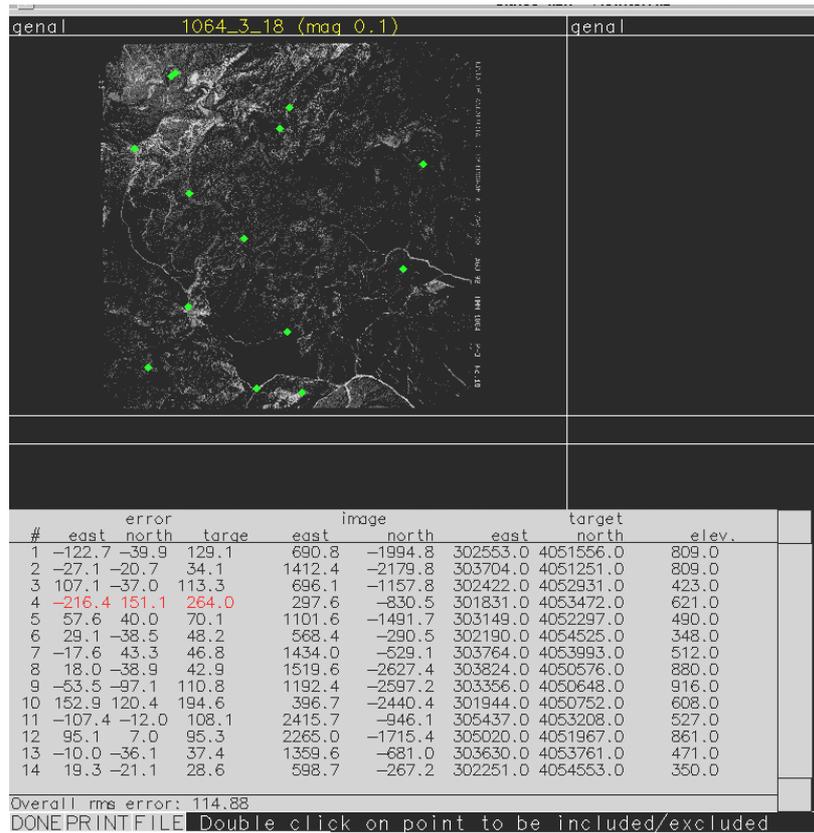


Figura 12. Ejemplo de informe de una imagen, usando todos los puntos seleccionados.

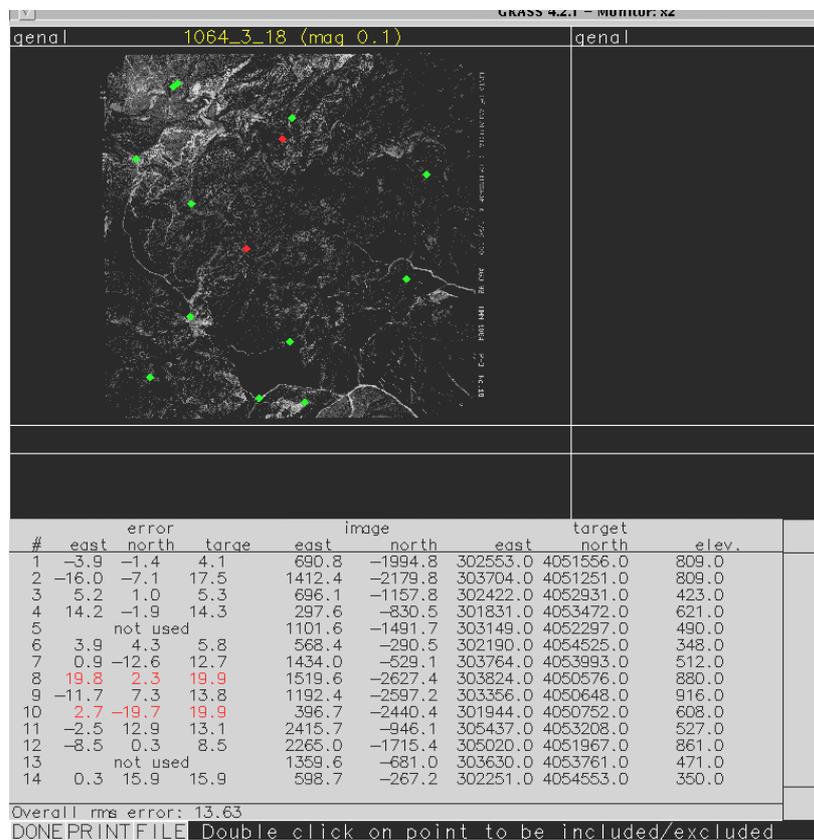
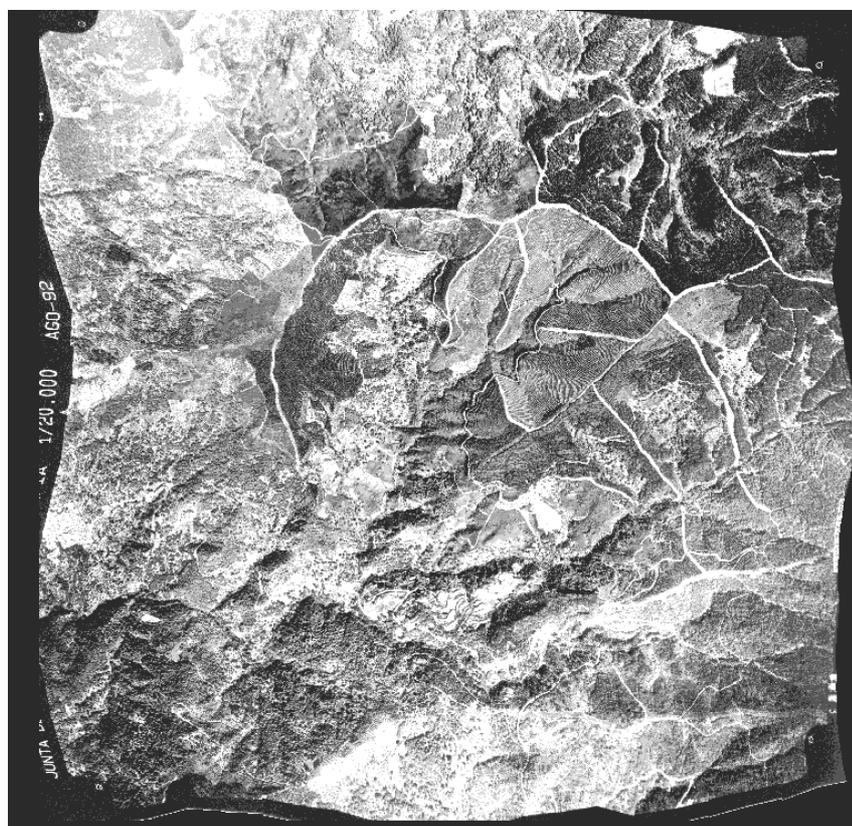


Figura 13. Ejemplo de informe de una imagen, sin usar los puntos que aportan máximo error.

**Tabla 4. Relación de fotografías ortocorregidas con los GCP seleccionados y usados para el proceso de ortorrectificación, así como el ECM total en cada caso.**

Fotografía	Puntos seleccionados	ECM	Puntos usados	ECM
1050_6_19	10	174.59	8	42.5
1051_6_2	12	125.4	12	125.4
1064_1_17	13	433.77	11	15.01
1064_1_19	14	280.29	10	52.46
1064_2_15	11	303.90	8	15.08
1064_2_16	12	12.04	11	11.62
1064_2_17	13	99.55	12	11.32
1064_2_19	12	73.67	10	9.65
1064_3_14	12	38.64	10	20.37
1064_3_15	11	5628.04	8	10.55
1064_3_17	16	148887	12	16.67
1064_3_18	14	114.88	12	13.63
1064_4_14	11	74.46	10	10.72
1064_4_16	13	73.20	11	10.04
1064_4_18	12	9.76	12	9.76
1065_1_1	13	28.85	10	15.02
1065_1_3	12	61.80	9	12.99
1065_1_5	13	230.73	12	15.55
1065_1_7	13	66.73	11	17.91
1065_2_1	12	423.20	11	10.72
1065_2_3	12	125.05	11	7.97
1065_2_5	14	321.64	11	14.95
1065_2_7	12	131.08	9	57.02
1065_3_1	12	68.30	9	20.08
1065_3_3	12	321.17	10	21.68
1065_3_5	13	266.08	11	55.29
1065_4_1	10	137.02	8	13.77
<b>TOTALES</b>	<b>334</b>		<b>279</b>	



**Figura 14. Ejemplo de ortofoto de la cuenca del río Genal**

### 2.4.3 Análisis de sensibilidad de los puntos de control

Con objeto de establecer la relación existente entre el número y localización de los puntos de control usados con el ECM que se obtenía en los informes del programa, se realiza un análisis de sensibilidad.

Para cada una de las fotografías aéreas seleccionadas se conoce el número total de puntos identificados o seleccionados y el número de puntos realmente usados para la realización de las mismas, así como los ECM iniciales (usando todos los puntos) y finales (prescindiendo de aquéllos que introducen más error y que nos indican los informes que el programa nos da, según lo visto en el apartado anterior). Por otra parte, se distingue entre fotografías cuyos puntos finales para realizar la ortorrectificación están uniformemente distribuidos, a las que se les asigna el número 1, y aquéllas en las que la distribución de puntos es heterogénea, bien porque los puntos de la foto no se pueden identificar en el mapa topográfico correspondiente o a la inversa, bien porque se situaban fuera de cuenca y por ello no se disponía del MDE de esa zona, al grupo de fotografías de este segundo caso se las identifica con el número 0. Además, se tipifica cada uno de los puntos de control distinguiéndose entre:

- ❑ límite de cultivo (código 1)
- ❑ cruce de caminos (código 2)
- ❑ esquina de construcción (código 3)
- ❑ cruce de arroyos (código 4)

Información detallada para cada uno de los puntos en cuanto a esta codificación se recoge en el **Anejo 3**.

De acuerdo con este análisis de sensibilidad se observa que no existe correlación entre el ECM total que se obtiene en una ortofoto y el número de puntos de control seleccionados y utilizados como viene representado en la Figura 15 y Figura 16, sin embargo, los ECM totales más bajos los presentaban aquellas ortofotos cuyos puntos de control estaban homogéneamente bien distribuidos frente a los que los tenían de forma más heterogénea (Figura 17).

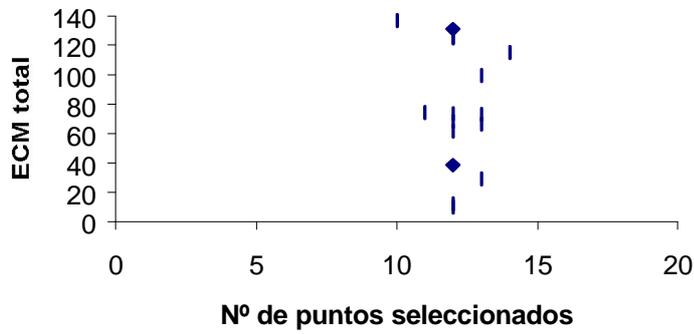


Figura 15. Relación entre el número de número de puntos seleccionados en las fotografías y el ECM total

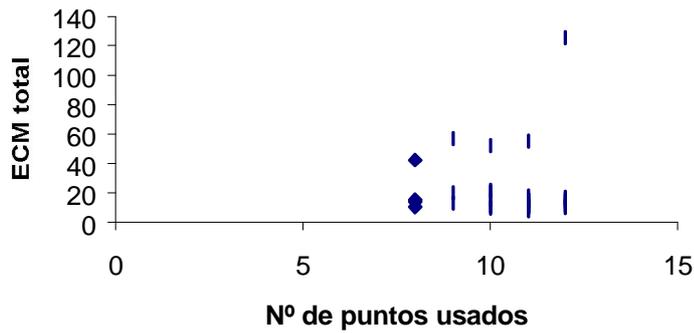


Figura 16. Relación entre el número de puntos usados para realizar las ortos y el ECM total

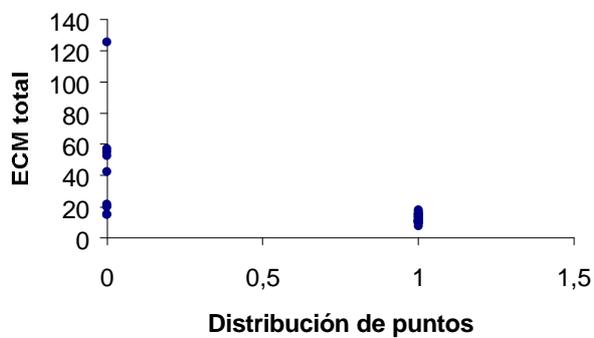


Figura 17. Relación entre la distribución de puntos de control en las fotografías aéreas con el ECM total.

Del total de puntos identificados inicialmente para el proceso sólo se utilizaron el 83,5%, mientras que el 16,5% restante se desactivaron al considerarse puntos que introducían demasiado error. De todos los desactivados en el 65% de los casos se trataba de puntos identificados en límites de cultivos, de ahí la importancia de seleccionar puntos permanentes en el tiempo, como cruces de caminos o carreteras o esquinas de construcciones, que introducen menos error que otros de carácter cambiante como es el caso de los límites de áreas cultivadas.

Por tanto, en el caso de los GCP para ortorrectificación de fotografías aéreas podemos deducir la importancia que tiene la adecuada elección de los mismos, ya que, si bien un número mínimo es necesario, la cantidad no implica calidad. Una distribución homogénea de los puntos de control lleva a una mejor transformación de la imagen.

## **2.5 Generación de mosaicos**

Dado que una sola imagen no cubre, en general, la totalidad del área de interés, es necesario componerlas de tal forma que se cubra toda la zona, lo cual se hace mediante la unión de imágenes digitales adyacentes ya corregidas (Hoolihan y Maupin, 1993). A este proceso de unión de ortofotos se le denomina generación de ortomosaicos.

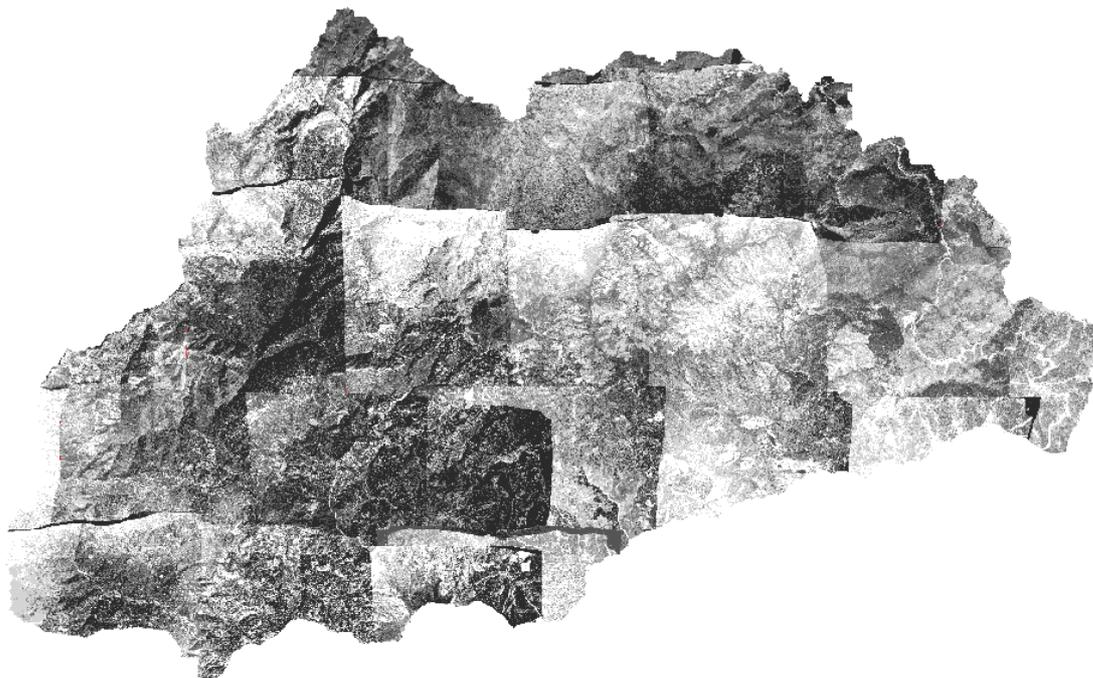
En nuestro caso también vamos a realizar este proceso utilizando las rutinas de GRASS, en el que están almacenadas las ortofotos a componer.

Dado que las ortofotos están georreferenciadas, el proceso se basa en la designación de la línea por la que se componen dos ortofotos adyacentes, de forma análoga a la composición de un puzzle. Ahora bien, debemos tener en cuenta que existe solape entre ambas fotografías y que, por tanto, antes de poder unir las habrá que recortarlas perfectamente para que una sea la continuación exacta de la otra, de ahí que el proceso se haga más largo, y además sea repetitivo.

Si se parte de dos ortofotos A y B, de manera que la ortofoto A se sitúa más hacia el oeste y la B hacia el este, habría que recortar la ortofoto por el este de forma que se eliminara la banda negra que la rodea (Figura 14) y, de forma análoga se recorta la ortofoto B, pero en este caso por su zona oeste, de forma que llegaran a unirse ambas por una línea común. Para conseguir esto es necesario crear varias máscaras, las cuales son mapas, matriciales o vectoriales, que permiten activar o desactivar determinadas zonas del área de estudio, de

manera que en las zonas que quedan activas se llevan a cabo los cálculos que se quieren realizar y en el resto no. El ortomosaico completo de la cuenca del río Genal aparece en la Figura 18.

Todo el proceso para la generación de los ortomosaicos, así como las órdenes usadas en nuestro caso particular se especifican en el **Anejo 2**.



**Figura 18.** Ortomosaico de la cuenca del río Genal

## **2.6 Referencias**

ALBERTZ, J. y W. KREILING. 1972. *Manual fotogramétrico*. Hertbert Wichmann Verlag, Karlsruhe, pp. 213.

BURROUGH, P.A. y R.A. McDONNELL. 1998. *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford University Press, Nueva York.

CARRARA, A., G. BITELLI y R. CARLA. 1997. *Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines*. Int. J. Geograph. Inf. Sci., 11: 451-473.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE, INC. 1990. *Understanding GIS. The ARC/INFO Method*. Redlands.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE, INC. 1992. *Manual de ARC/INFO, versión 6.1.1. Hydrologic modelling tools*. Redlands.

FELICÍSIMO, A.M. 1994. *Modelos Digitales del Terreno. Introducción y Aplicaciones en las Ciencias Ambientales*. Pentalfa Ediciones, Oviedo.

GONZÁLEZ DUGO, M.P., M.C. SÁNCHEZ TRIGO, V. ORTIZ SÁNCHEZ, J.L. TIRADO VALENCIA y A. MUÑOZ RASTRERO. 1998. *Control de solicitudes de ayudas por superficie para la campaña de comercialización 1996-1997 (Cosecha de 1996), asistido mediante fotografía aérea en la Comunidad Autónoma de Andalucía*. Actas del IV Congreso Internacional de Proyectos de Ingeniería, pp. 1445-1452.

GRASS RESEARCH GROUP. 1997. *GRASS4.2. Reference Manual*. Baylor University.

JENSON, S.K. 1992. *Applications of hydrologic information automatically extracted from Digital Elevation Models*, en *Terrain Analysis Distributed Modelling in Hydrology*. editado por K.J. Beven e I.D. Moore. Wiley, Chichester, pp. 35-48.

JUNTA DE ANDALUCÍA. 1992. *Mapas topográficos de Andalucía a escala 1:10.000*. Consejería de Obras Públicas y Transportes. Centro de Estudios Territoriales y Urbanos.

HOOLIHAN, B.D. y J.A. MAUPIN. 1993. *Superposition of Vectors on Digital Orthophoto Mosaics Using GRASS*. Geographic Information Systems: Proceedings of the Seventh Annual GRASS Users Conference, pp. 73-78.

MOORE, I.D., G.J. BURCH y D.H. MACKENZIE. 1988a. *Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies*. Trans. ASAE, 31: 1098-1107.

MOORE, I.D., E.M. O'LOUGHLIN y G.J. BURCH. 1988b. *A contour-based topographic model for hydrological and ecological applications*. Earth Surf. Proc. Landf., 13: 305-320.

MOORE, I.D., R.B. GRAYSON y A.R. LADSON. 1991. *Digital Terrain Modeling: A review of Hydrological Geomorphological and Biological Applications*. Hydrol. Proc., 5: 3-30.

NETELER, M. 1998. *Introduction to GRASS GIS software*. University of Hannover, Hannover.

PEUKER, T.K., R.J. FOWLER, J.J. LITTLE y D.M. MARK. 1978. *The triangulated irregular network*. Proc. of the DTM Symposium, American Society of Photogrammetry. American Congress on Survey and Mapping, San Luis, Missouri, pp. 24-31.

PHILIPSON, W.R. 1997. *Manual of photographic interpretation*. 2ª ed. American society for photogrammetry and remote sensing (ASPRS), Bethesda, Maryland.

PRESS, W.H., B.P. FLANNERY, S.A. TEUKOLSKY y W.T. VETTERLING. 1986. *Numerical Recipes. The art of scientific computing*. 2ª ed. Cambridge University Press, Cambridge.

QUINN, P., K. BEVEN, P. CHEVALLIER y O. PLANCHON. 1992. *The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models*, en *Terrain Analysis Distributed Modelling in Hydrology*. Editado por K.J. Beven e I.D. Moore. Wiley, Chichester, pp. 64-83.

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS. 1991. *GRASS4.0. User's reference manual*. Construction Engineering Research Laboratory, Champaign, Illinois.

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS. 1993. *GRASS4.1. User's reference manual*. Construction Engineering Research Laboratory, Champaign, Illinois.

SERVICIO GEOGRÁFICO DEL EJÉRCITO. 1994. *Mapas topográficos a escala 1:50.000*. Servicio Geográfico del Ejército, Madrid.

SERVICIO GEOGRÁFICO DEL EJÉRCITO. 1995. *Mapas topográficos a escala 1:50.000*. Servicio Geográfico del Ejército, Madrid.

WELCH, R., T.R. JORDAN y A.W. THOMAS. 1984. *A photogrammetric technique for measuring soil erosion*. J. Soil Water Cons., 49: 191-194.

WOLF, P.R. 1983. *Elements of Photogrammetry*. 2ª ed. McGraw-Hill, Nueva York.

WOLOCK, D.M. y C.V. PRICE. 1994. *Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model*. Water Resour. Res., 30: 3041-3052.

## 3 ANÁLISIS DE LA RED FLUVIAL

### 3.1 Introducción

La red de desagüe de una cuenca es el patrón de arroyos delineados en un mapa por donde circula superficialmente el agua (O'Callaghan y Mark, 1984). Hasta ahora la determinación de la red fluvial se basaba en un trabajo manual previo muy tedioso (Quinn y col., 1992) que además llevaba consigo errores importantes, ya que en zonas de relieve suave no es siempre fácil determinar visualmente sobre fotografías aéreas los límites de una cuenca. Esto puede ser incluso más complicado en zonas con vegetación espesa dada la que dificultad para identificar arroyos. Con la introducción de los SIG ha mejorado sustancialmente la operación, usándose imágenes de satélite para analizar los cauces permanentes y los MDE para los cauces efímeros (Burrough y McDonnell, 1998; Cap. 8).

El potencial de los Modelos Digitales del Terreno (MDT), en general, y los MDE, en particular, para resolver problemas hidrológicos teóricos y/o aplicados se conoce desde la década de los setenta. Sin embargo, su uso no se extiende hasta los años ochenta como consecuencia del desarrollo informático tanto en la mejora de los ordenadores como en programas más avanzados para manipularlos (Carrara y col., 1997). Esto, unido al interés creciente que se ha despertado durante las últimas dos décadas por el uso de los datos digitales de elevación en geomorfología e hidrología y en el análisis de las redes fluviales, ha propiciado el desarrollo de algoritmos de procesado de éstos (Tarboton y col., 1992).

Así, estas redes pueden obtenerse a partir de la matriz de elevaciones de manera automática (Jenson y Domingue, 1988; Couger y col., 1992; Garbrecht y Martz, 1993; Costa-Cabral y Burges, 1994; Peña, 1997) para estimar el flujo de agua y sedimentos y para unir los modelos dinámicos de procesos hidrológicos con los SIG. El avenamiento superficial de una cuenca hidrológica determina el régimen del flujo en la red, de tal forma que una red con disposición palmeada desagua más rápidamente que otra con una disposición en espiga (Figura 19), a igualdad de otras condiciones. Por otra parte, el relieve condiciona la ocurrencia de tramos con erosión, acarreo y aluvionamiento.

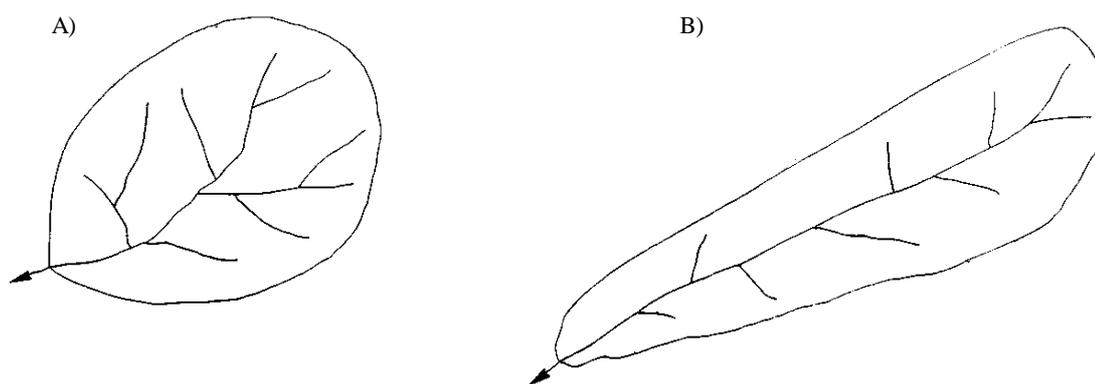


Figura 19. Ejemplo de redes de desagüe con disposición palmeada (A) y en espiga (B) (tomado de Naden y Polarski, 1990, p. 2)

### 3.2 Obtención de la red fluvial

Aunque los MDE son muy útiles para analizar la morfología de una cuenca, su aplicación no está exenta de dificultades como son los problemas de definición de la red fluvial en zonas llanas (Jenson y Domingue, 1988). En los MDE pueden identificarse zonas deprimidas reales, pero muchas de ellas son consecuencia de errores en los datos originales, lo que es más frecuente en el caso de cuencas grandes (O'Callaghan y Mark, 1984), o del proceso de interpolación seguido (Jenson y Domingue, 1988). Hay dos tipos principales de errores: la existencia de sumideros falsos o celdillas con una elevación inferior a la de todas las circundantes, lo que no produce dirección de desagüe definida; y, la presencia de cúspides con elevación superior a la de todas las que les rodean. Para eliminar los sumideros se han desarrollado algoritmos iterativos que revisan los valores de elevación de las celdillas vecinas a una dada y, por tanto, la situación de la misma respecto a las que la rodean (Jenson y Domingue, 1988), rellenando las celdillas necesarias para determinar la dirección del flujo. La corrección de las cúspides se basa en la disminución de su altura hasta hacerla equivaler a la de la celdilla vecina con mayor altitud. Normalmente estos errores son debidos a la resolución con la que se trabaja y deben corregirse previamente para evitar que la red fluvial que se obtenga a partir del MDE sea discontinua.

Así, Tarboton y col. (1992) analizaron 21 MDE, siendo 30 m la resolución (similar a la considerada en este trabajo) de 10 de ellos, encontrando que en estos modelos del 0,9 al 4,7% de las celdillas eran sumideros. De forma proporcional en una matriz de 1 millón de celdillas cabría esperar entre 9000 a 47000 sumideros por rellenar.

Teniendo esto en cuenta, y siguiendo el procedimiento que sugieren O'Callaghan y Mark (1984) y Mark (1988; citado por Tarboton y col., 1992) para la obtención automática de la red fluvial basada en el MDE, se ha usado como herramienta básica el módulo hidrológico del SIG Arc/Info (E.S.R.I., 1998), consistiendo el primer paso en la corrección de los sumideros (ver **Anejo 4**).

A partir del MDE corregido se obtiene la matriz de direcciones de vertido, la cual indica la dirección que llevaría el flujo para cada una de las celdillas según el criterio de máxima pendiente ( $H_{max}$ ) o máximo desnivel de cada celdilla (6)

$$H_{max} = \frac{\Delta z}{d} \quad (6)$$

siendo  $\Delta z$  la diferencia de alturas y  $d$  la distancia entre los centros de las celdillas. Si el tamaño de la celdilla fuese 1 unidad, la distancia entre dos celdillas ortogonales será esta unidad y entre dos diagonales será  $\sqrt{2}$  unidades. La dirección que se le asigna a cada celdilla se codifica con números enteros, y sus valores oscilan entre 1 y 128 según indica la Figura 20. Sin embargo, se pueden encontrar varios casos en los que la dirección de flujo no está definida:

- 1) si todas las vecinas tienen mayor altura que la celdilla considerada
- 2) si dos celdillas reciben y envían el flujo entre ellas
- 3) si tiene el mismo cambio de altura en varias direcciones

32	64	128
16		1
8	4	2

**Figura 20. Codificación de la dirección de flujo de cada celdilla**

En estos casos se le asigna una dirección indeterminada que es la suma de los valores asignados a las posibles direcciones existentes (Jenson y Domingue, 1988).

A partir de la matriz de dirección de vertido se puede obtener la correspondiente a las superficies acumuladas, la matriz que representa la cantidad de flujo que se acumularía en cada celdilla según la dirección del mismo, determinado anteriormente. Alternativamente podría interpretarse como la matriz cuyos elementos expresan la cantidad de lluvia que fluiría por ellos, suponiendo que toda la lluvia caída aguas arriba de cada punto se transformara en escorrentía sin que hubiera interceptación, retención superficial, evapotranspiración o pérdida por percolación.

De la matriz de superficies acumuladas se puede obtener la red de desagüe, de drenaje o de avenamiento ya que, las celdillas que presentan los valores más altos de flujo acumulado son zonas de concentración de éste y, por tanto, sirven para identificar la red de canales. Por el contrario, las celdillas con un flujo acumulado nulo identifican puntos altos o crestas del modelo de elevaciones. En este punto es necesario indicar los valores de umbral de superficie acumulada que se consideran, es decir, el mínimo número de celdillas que es necesario que fluyan a una dada para considerar a ésta como parte de un canal. Según Tarboton y col. (1992) la determinación del valor apropiado de umbral debe ser tal que siendo mínimo se obtengan redes de avenamiento que mantengan las propiedades que tradicionalmente presentan las redes de canales, entre otras la relación potencial existente entre la pendiente y la superficie. Una vez que se fija el umbral de área mínimo, Arc/info asigna el valor 1 a las celdillas que representan canal y al resto les asigna NODATA.

### **3.3 Geomorfología de redes fluviales**

Teniendo en cuenta que los elementos más importantes de una red fluvial son el conjunto de canales que la forman y las laderas que los rodean, y que ambos actúan sinérgicamente en los procesos de transporte de sedimentos y agua hasta la salida de una cuenca, es esencial conocer cualitativa y cuantitativamente esta estructura para establecer la respuesta hidrológica de la cuenca (Bras, 1990; Cap. 12).

En los últimos cincuenta años la morfología de las redes fluviales ha sido caracterizada con dos patrones distintos: el primero basado en reglas determinísticas (p.e. Horton, 1945) en la que los controles geológicos o ambientales tienen una mínima importancia, y el segundo que se basa en los postulados estocásticos de la topología aleatoria de Shreve (1966, 1967). Otros autores como Scheidegger (1979) considera que ambos tipos de procesos, aleatorios y no aleatorios, operan simultáneamente originando la red (Rigon y col., 1993).

Uno de los pioneros en el análisis cuantitativo de la red fluvial de una cuenca fue Robert Horton (1945), quien introdujo la idea de la ordenación de los canales de la misma enunciando una serie de relaciones entre diversas magnitudes que denominó “leyes”. Esta ordenación fue posteriormente revisada por Strahler en 1957, adquiriendo la forma actual, y conocida como ordenación de Horton-Strahler, cuyo uso se ha extendido incluso a la ramificación de las plantas (p.e. Thornley y Johnson, 1990; Cap. 18).

### 3.3.1 Cocientes de Horton y enlaces de Shreve

Horton considera como canales de primer orden a los segmentos de red que no tienen tributarios, los de segundo orden son aquellos que sólo tienen como tributarios a canales de primer orden y cuya longitud se extiende hacia el tributario más largo, y así sucesivamente para órdenes superiores. Strahler sugiere una forma diferente para designar el orden de los canales, ya que siguiendo la propuesta de Horton hay que volver a numerarlos (Leopold y col., 1964; Cap. 5) (Figura 21). Su idea se basa en restringir la identificación a los segmentos o canales, lo que simplifica el cálculo pero recorta la longitud del canal principal. El esquema de ordenación de Strahler es puramente topológico refiriéndose sólo a las conexiones entre canales y no a sus longitudes, formas u orientaciones de los mismos (Bras, 1990; Cap. 12). La ordenación de Horton-Strahler queda de forma que:

- a) los canales que se originan en una fuente se definen como canales de primer orden;
- b) cuando dos canales de orden  $\omega$  se unen se genera otro de orden  $\omega+1$ ;
- c) si dos canales de órdenes diferentes,  $\omega_i$  y  $\omega_j$ , se unen, el canal que se forma a partir de la unión de éstos será de orden igual al máximo ( $\omega_i, \omega_j$ );
- d) la red será de orden  $\Omega$ , igual al orden del canal de salida

Shreve, por su parte, distingue entre dos tipos de tramos en una red, los exteriores que son aquellos segmentos de canal existentes entre una fuente (puntos más alejados aguas arriba de una red de avenamiento) y un nodo o enlace (punto de intersección de dos tramos de red) y los tramos interiores que son los segmentos de canal entre dos nodos sucesivos o bien entre un nodo y el nodo de salida de la cuenca. Según esto los canales de Strahler serán segmentos de red formados por tramos de Shreve que tienen el mismo orden de Strahler (Figura 22).

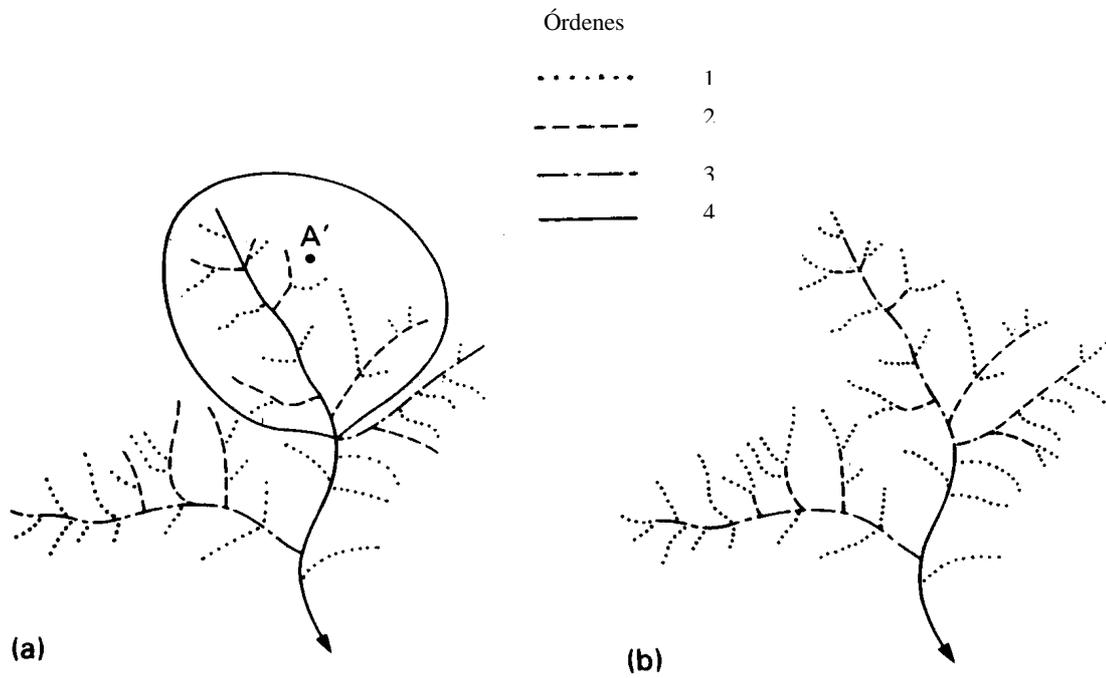
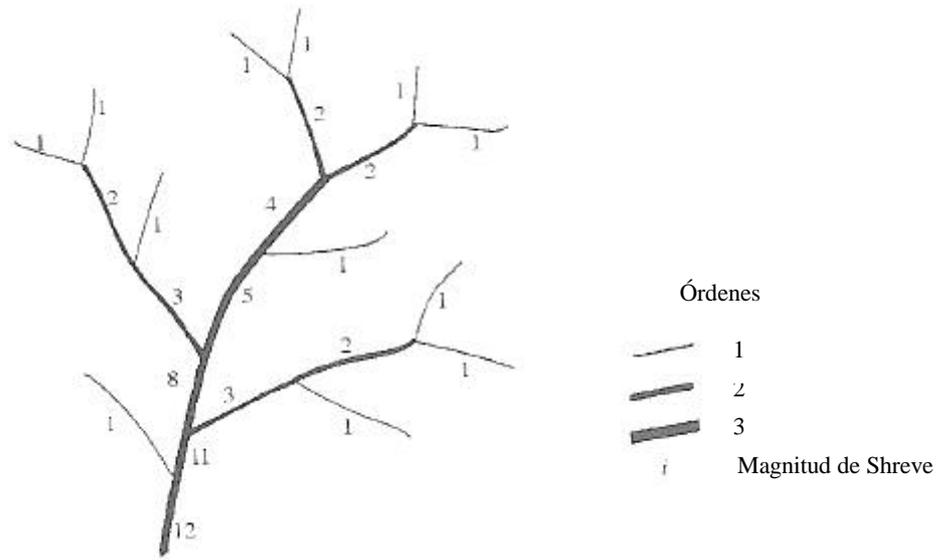


Figura 21. Ordenación de Horton (a) y ordenación de Strahler (b). La subcuenca A sería de tercer orden según Horton. (tomado de Morisawa, 1985, p. 139)



**Figura 22. Ordenación de Horton-Strahler y de Shreve para una red determinada (tomado de Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997, p. 5)**

El criterio de ordenación que sigue Shreve es tal que define el concepto de *magnitud de un tramo* como el número de fuentes que tiene éste aguas arriba (Figura 22), por lo que la magnitud de un tramo exterior es igual a la unidad y la de un tramo interior será igual a la suma de las magnitudes de los tramos que se unen aguas arriba del mismo. La magnitud de una red será igual a la de su tramo de salida (Smart, 1972).

La primera ley de Horton es la denominada *ley de los números de los cursos de agua*, la cual establece que el cociente entre los números de canales de órdenes consecutivos ( $N_{w-1}$  y  $N_w$ ) de una cuenca es una constante,  $R_B$ , llamada cociente de bifurcación

$$R_B = \frac{N_{w-1}}{N_w} \quad (7)$$

Esta ley establece que el número de canales de un orden dado está relacionado con el orden del canal mayor mediante una relación geométrica inversa tal que se cumple la siguiente expresión,

$$N_w = R_B^{\Omega-w} \quad (8)$$

donde  $W$  es el orden del canal mayor y  $v$  es el orden del canal que se considera.

La segunda ley denominada *ley de la longitud de los arroyos o de los cursos de agua* considera que la razón entre las longitudes medias de los canales de órdenes consecutivos,  $\bar{L}_w$  y  $\bar{L}_{w-1}$ , es una constante llamada cociente de elongación,  $R_L$ ,

$$R_L = \frac{\bar{L}_w}{\bar{L}_{w-1}} \quad (9)$$

Por tanto, la longitud media de los canales de cada orden en una cuenca se aproxima a una serie geométrica en la que el primer término es la longitud media de los arroyos de primer orden

$$\bar{L}_w = R_L^{\Omega-w} \quad (10)$$

siendo  $W$  el orden de la red y  $\bar{L}_w$  la longitud media de los canales de orden  $w$ , que viene definida por (11), en la que  $L_{w_i}$  es la longitud de uno de los canales de orden  $w$

$$\bar{L}_w = \frac{1}{N_w} \sum_{i=1}^{N_w} L_{w_i} \quad (11)$$

La ley de las superficies de desagüe, propuesta por Schumm en 1956 (Smart, 1972), es una ley similar a las de Horton, y expresa que el cociente entre las superficies de desagüe medias de dos cuencas de orden consecutivo,  $\bar{A}_w$  y  $\bar{A}_{w-1}$ , es una constante llamada cociente de superficie,  $R_A$ . La superficie de desagüe es aquella que vierte a un canal o conjunto de canales

$$R_A = \frac{\bar{A}_w}{\bar{A}_{w-1}} \quad (12)$$

De forma análoga a la ley de la longitud de los cursos de agua la superficie media que desagua a los canales de orden  $w$  ( $\bar{A}_w$ ) se relaciona con el cociente de superficie ( $R_A$ ) mediante la expresión (13). A su vez  $\bar{A}_w$  viene definida según (14), en la que  $A_{w_i}$  es la superficie que vierte a uno de los canales de orden  $w$

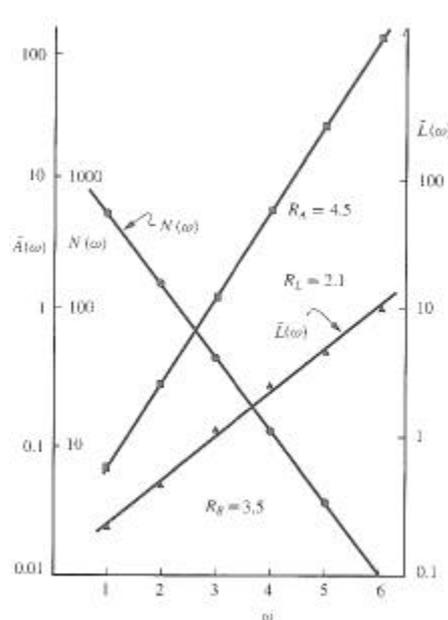
$$\bar{A}_w = R_A^{\Omega-w} \quad (13)$$

$$\bar{A}_w = \frac{1}{N_w} \sum_{i=1}^{N_w} A_{w_i} \quad (14)$$

Dado que el valor de los distintos cocientes ( $R_B$ ,  $R_L$  y  $R_A$ ) para los sucesivos órdenes consecutivos de una misma red varían, existen varias propuestas para su cálculo (Smart, 1972). Una de ellas consiste en la representación del logaritmo de  $N_w$ ,  $\bar{L}_w$  y  $\bar{A}_w$  respecto a  $w$ , valores que se ajustan a tres rectas cuyas pendientes son, respectivamente, los logaritmos de  $R_B$ ,  $R_L$  y  $R_A$  (Figura 23). Diversos estudios realizados en cuencas naturales muestran que los

valores de  $R_B$  varían entre 3 y 5, los de  $R_L$  entre 1,5 y 3,5 y los de  $R_A$  entre 3 y 6 (Bras, 1990; Cap. 12).

Por tanto, se puede admitir que la ordenación de Horton-Strahler es un método para caracterizar las redes de desagüe en función de los cocientes de Horton, que son considerados como una indicación topológica sin dimensiones del tamaño o escala de un tramo de un canal o una red (Tarboton y col., 1992).



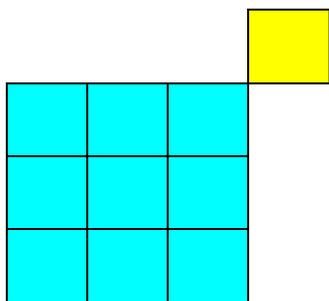
**Figura 23.** Representación de los cocientes de bifurcación, elongación y superficie frente al orden del canal para una cuenca natural (tomado de Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997, p. 6)

Teniendo ésto en cuenta, se ha usado una función específica de Arc/Info para determinar los cocientes de Horton de la red fluvial (ver **Anejo 4**). Esta función ordena cada uno de los segmentos matriciales que representan la red lineal basándose tanto en la matriz que representa los canales como en la que indica las direcciones de flujo. Debe especificarse el criterio de ordenación a usar, bien el de Strahler bien el de Shreve.

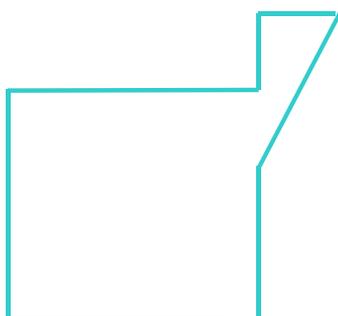
Posteriormente, las redes obtenidas en cada caso se transforman en vectoriales. Esta vectorización permite trabajar con un fichero de líneas cada uno de cuyos tramos está caracterizado por su longitud, el orden de canal del que forman parte, según el criterio de Horton-Strahler, y un identificador único.

Para calcular la superficie que desagua a cada uno de los canales de la red se parte de la superficie que descarga sobre cada uno de los tramos de Shreve, por lo que es necesario asignar un valor único a cada uno de ellos. A partir de la matriz resultante se determina la superficie que desagua a cada uno de esos tramos. De esta forma se consigue una matriz con valores idénticos para aquellas celdillas que viertan sus aguas al mismo tramo de Shreve. Posteriormente, esta estructura matricial se convierte en vectorial etiquetándola o codificándola con un número equivalente al identificador de cada tramo al que vierte, con el objeto de tener una relación biunívoca entre tramo de Shreve de la red y superficie que desagua en él.

La dificultad de este procedimiento durante el proceso de vectorización de las superficies, radica en que aquellas celdillas anexas que vierten a un mismo tramo pero que sólo se unen por un vértice son consideradas como polígonos diferentes, tal como muestra la Figura 24. Para solucionarlo de forma que hubiese una sola etiqueta y, por tanto, identificador por superficie y tramo de Shreve hubo que corregirlas unificando cada polígono, de manera análoga a como muestra la Figura 25. Aunque la forma del polígono iba a verse ligeramente modificada, la superficie de éste (información deseada) no se modifica, a excepción de algunos casos en los que se introduce errores que se consideran no significativos (200 a 400 m<sup>2</sup>) con respecto a la resolución espacial de las celdillas con la que se trabaja.



**Figura 24. Ejemplo de error resultante al vectorizar las matrices de superficie asociada a cada tramo de red.**



**Figura 25. Ejemplo de error de vectorización corregido agrupando en un solo polígono todas las celdillas que vierten a un determinado tramo.**

A partir de aquí se puede relacionar en una base de datos el identificador de cada tramo con el de cada polígono asociado al mismo por lo que se posee información sobre:

- Longitud del tramo, en metros ( $L$ )
- Identificador de nodo inicial de cada tramo ( $Fnode$ )
- Identificador de nodo final de cada tramo ( $Tnode$ )
- Orden de Horton del que forma parte el tramo ( $Orden-st$ )
- Orden de Shreve o magnitud de Shreve del tramo ( $Orden-sh$ )
- Superficie que vierte a cada tramo ( $A$ )

Es necesario determinar para cada subcuenca la superficie de avenamiento acumulada en cada una de ellas. Partiendo de la superficie que vierte sobre cada tramo de Shreve, hay que seguir los siguientes criterios para determinar la superficie asociada a los canales de Horton:

- a) La superficie total que evacua en los canales de primer orden será igual a la superficie total que lo hace sobre los tramos de magnitud 1 según Shreve.
- b) La superficie acumulada de las cuencas de segundo orden será igual a la suma de las superficies que desaguan a todos los tramos de segundo orden más las superficies que descargan en los tramos de primer orden que vierten en éstos
- c) El área acumulada de las subcuencas de tercer orden será igual a la suma de las superficies que desaguan los tramos de tercer orden más la superficie asociada a los tramos de primer orden que directamente desaguan en los de tres, más la superficie acumulada de los tramos de segundo orden que vierten en los de tercero.

### 3.3.2 Densidad de avenamiento y frecuencia de canales

Horton (1945) introdujo el concepto de *densidad de avenamiento* como índice de la evolución de la red. La densidad de avenamiento,  $D_a$ , de una cuenca es el cociente entre la longitud total de los canales de la red ( $L_T$ ) y el área total de la cuenca ( $A$ ), como se indica en la expresión (15). Como varios autores ponen de manifiesto (Morisawa, 1985, Cap. 9; Tarboton y col., 1992; Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997, Cap. 1), da una idea del grado de disección del terreno.

$$D_a = \frac{L_T}{A} \quad (15)$$

El valor de la densidad de avenamiento es, desde el punto de vista dimensional, una longitud a la inversa, por lo que su valor va a depender de la escala de trabajo y del tipo de datos originales de los que se parte. Además, se pueden obtener redes fluviales de una misma cuenca con diferentes valores de  $D_a$  considerando diferentes valores de umbral de superficie, como se verá más adelante. Su cálculo no debe realizarse únicamente con los arroyos permanentes, ya que los arroyos intermitentes llevan importantes cantidades de agua en eventos de lluvia y, según la expresión anterior, el valor de la densidad de avenamiento sería nulo si se considerara una cuenca con cauces efímeros (Horton, 1945).

En la literatura geomorfológica las diferencias entre los valores de densidad de avenamiento en distintas cuencas, son atribuidas por lo general a variaciones del relieve, aunque como indica Horton (1945) existen otros factores como la capacidad de infiltración del suelo y la resistencia inicial de éste a la erosión, que influyen más que la lluvia o el relieve en el desarrollo de canales.

Horton también introduce el concepto de *frecuencia de canales*,  $F_s$ , como el cociente entre el número de canales ( $N_s$ ) de una cuenca y su superficie  $A$ , como se indica en la expresión (16),

$$F_s = \frac{N_s}{A} \quad (16)$$

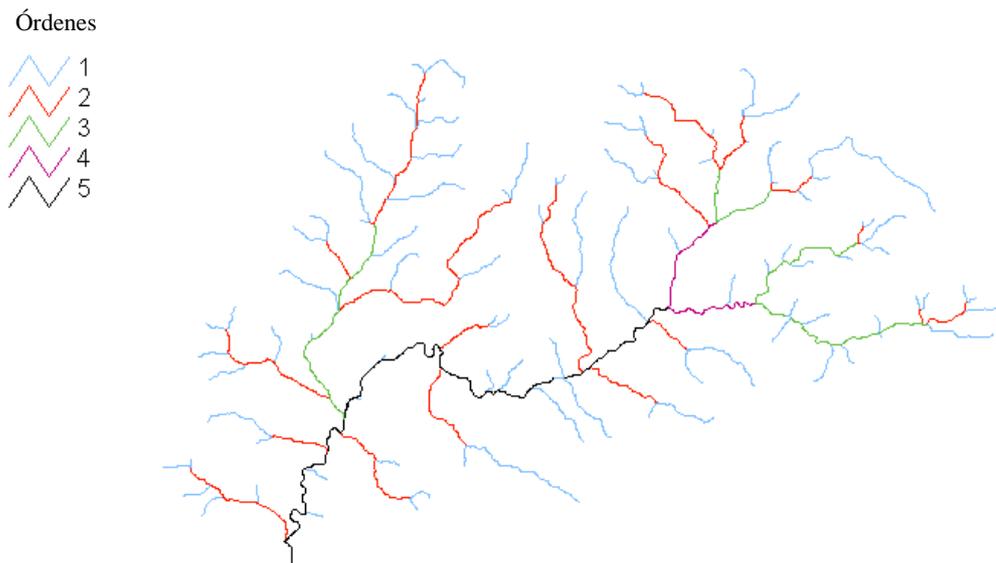
Rodríguez-Iturbe y Rinaldo (1997) demuestran cómo dos cuencas con la misma densidad de avenamiento pueden tener distinto valor de  $F_s$ , o a la inversa. Melton (1958, citado por Bras, 1990, Cap. 12; Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997, Cap. 1) establece una

relación por la que la densidad de avenamiento ( $D_a$ ) y la frecuencia de canales ( $F_s$ ) se relacionan y que viene indicada en la expresión (17). Dado que tanto la frecuencia de canales como la densidad de avenamiento puede expresarse en función de los cocientes de Horton, ambos índices son dependientes entre sí (Bras, 1990; Cap. 12).

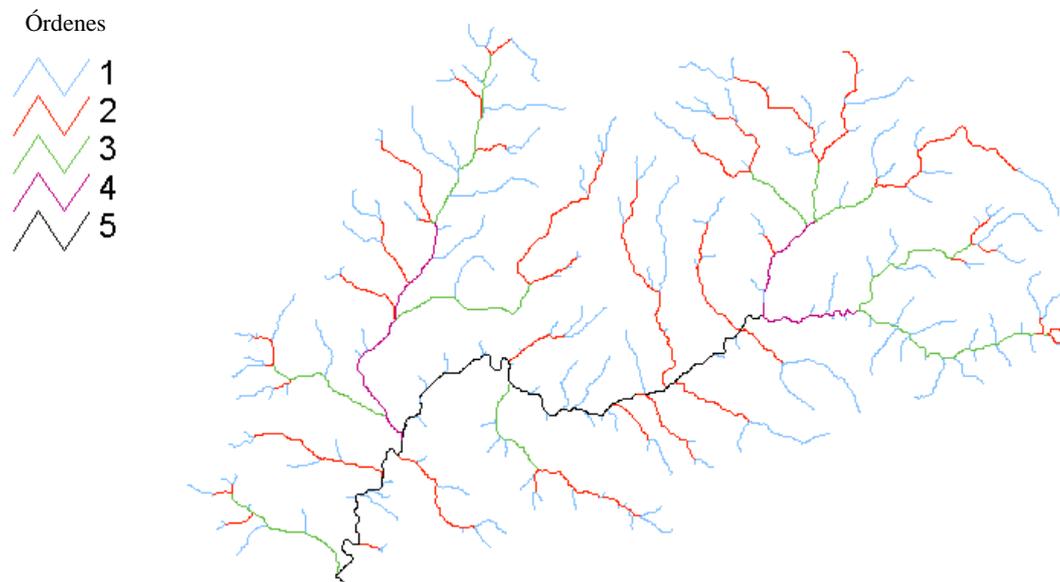
$$\frac{F_s}{D_a^2} = 0,69 \quad (17)$$

### 3.3.3 Análisis de la cuenca del río Genal

Para el caso de la cuenca del río Genal, a partir del MDE corregido, y una vez determinadas las direcciones de desagüe de la misma, se consideran cuatro umbrales alternativos de área diferentes obteniéndose las redes fluviales A, B, C y D, (Figura 26 a Figura 29). Cada una de estas redes se han ordenado según los sistemas de Horton-Strahler (H-S) y Shreve (Sh) con lo que se obtienen distintos índices geomorfológicos. Las características se detallan, respectivamente, en la Tabla 5 a Tabla 8. Las redes obtenidas presentan diferente extensión, al igual que indican O'Callaghan y Mark (1984) como consecuencia de los diferentes umbrales mínimos usados para cada caso. Así mismo, se observa cómo a menores valores de umbral, mayor es la densidad de drenaje de la red (Jenson, 1992). El umbral que permite distinguir entre canal y ladera depende de la organización espacial de la red y se relaciona con los principios de disipación o pérdida de energía (Rigon y col., 1993).



**Figura 26. Red de desagüe de la cuenca del río Genal considerando un umbral mínimo de 1000 celdillas, según ordenación de H-S**



**Figura 27. Red de desagüe de la cuenca del río Genal considerando un umbral mínimo de 500 celdillas, según ordenación de H-S**

Tabla 5. Características geomorfológicas de la red A. Umbral mínimo = 1000 celdillas.  $D_a=1,1\text{km}^{-1}$ 

Orden ( $\omega$ ) H-S	Nº de Tramos (Sh)	$N_\omega$	$L_{T\omega}$ (m)	$L_\omega$ (m)	$A_{T\omega}$ (km <sup>2</sup> )	$A_\omega$ (km <sup>2</sup> )
1	100	100	87167	871	96,14	0,96
2	51	23	48885	2125	104,84	4,56
3	23	5	17395	3479	82,72	16,54
4	5	2	5190	2595	52,32	26,16
5	20	1	16745	16745	158,82	158,82
Totales	199	131	175382			

Tabla 6. Características geomorfológicas de la red B. Umbral mínimo = 500 celdillas.  $D_a=1,49\text{km}^{-1}$ 

Orden ( $\omega$ ) H-S	Nº de Tramos (Sh)	$N_\omega$	$L_{T\omega}$ (m)	$L_\omega$ (m)	$A_{T\omega}$ (km <sup>2</sup> )	$A_\omega$ (km <sup>2</sup> )
1	201	201	111946	557	91,64	0,46
2	94	46	66939	1455	99,67	2,17
3	49	11	30004	2728	93,04	8,46
4	19	3	11020	3673	94,47	31,49
5	38	1	16745	16745	158,82	158,82
Totales	401	262	236654			

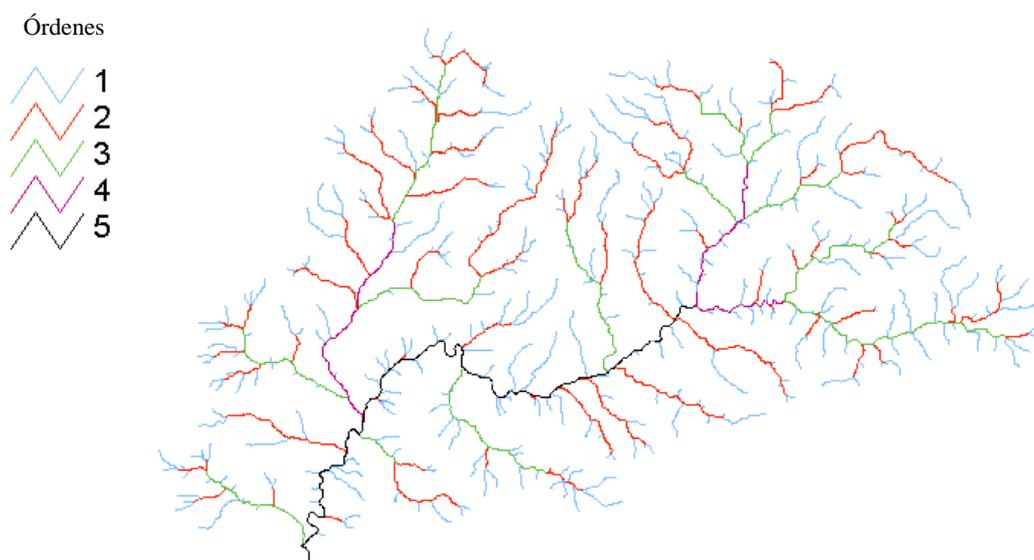


Figura 28. Red de desagüe de la cuenca del río Genal considerando un umbral mínimo de 250 celdillas, según ordenación de H-S

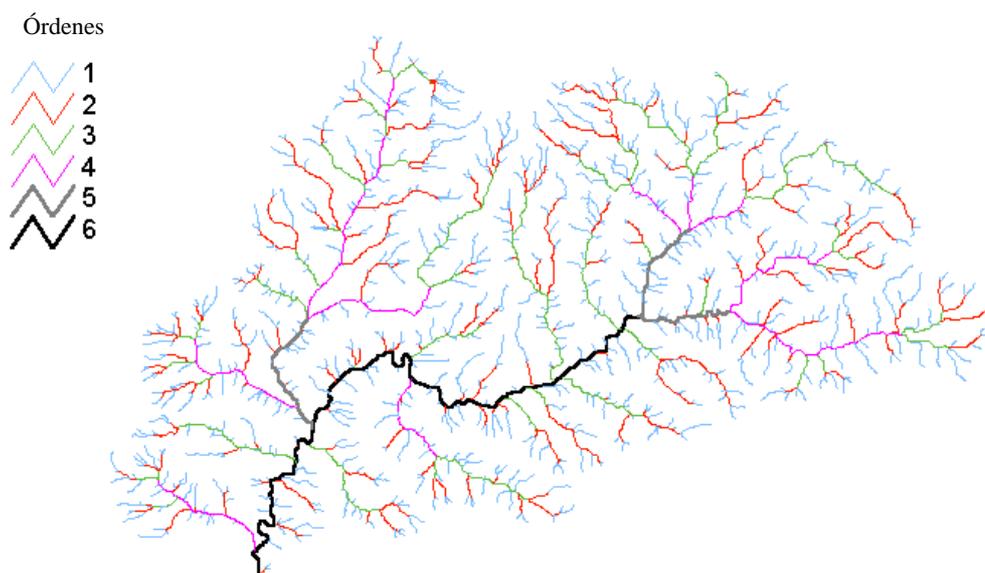


Figura 29. Red de desagüe de la cuenca del río Genal considerando un umbral mínimo de 100 celdillas, según ordenación de H-S

Tabla 7. Características geomorfológicas de la red C. Umbral mínimo = 250 celdillas.  $D_a=2,02\text{km}^{-1}$

Orden ( $\omega$ ) H-S	Nº de Tramos (Sh)	$N_\omega$	$L_{T\omega}$ (m)	$\bar{L}_\omega$ (m)	$A_{T\omega}$ (km <sup>2</sup> )	$\bar{A}_\omega$ (km <sup>2</sup> )
1	388	388	162192	418	93,40	0,24
2	191	76	85881	1130	98,46	1,30
3	108	14	43321	3094	103,77	7,42
4	33	3	12432	4144	94,47	31,49
5	51	1	16745	16745	158,82	158,82
Totales	771	482	320571			

Tabla 8. Características geomorfológicas de la red D. Umbral mínimo = 100 celdillas.  $D_a=3,12\text{km}^{-1}$

Orden ( $\omega$ ) H-S	Nº de Tramos (Sh)	$N_\omega$	$L_{T\omega}$ (m)	$\bar{L}_\omega$ (m)	$A_{T\omega}$ (km <sup>2</sup> )	$\bar{A}_\omega$ (km <sup>2</sup> )
1	1030	1030	251729	244	93,04	0,09
2	446	209	121670	582	91,39	0,44
3	262	45	63622	1414	92,71	2,06
4	176	10	32869	3287	99,82	9,98
5	45	3	8624	2875	94,47	31,49
6	80	1	16745	16745	158,82	158,82
Totales	2039	1298	495259			

Los índices de Horton, que aparecen en la Tabla 9, se han calculado según proponen García-Ruiz y Otálora (1992), por la sencillez de su método. Según estos autores los cocientes medios de Horton para una red determinada,  $R_B$ ,  $R_L$  y  $R_A$ , vendrán dados por las expresiones (18), (19) y (20)

$$R_B = (R_{B_2} \cdot R_{B_3} \cdot \dots \cdot R_{B_\Omega})^{1/(\Omega-1)} \tag{18}$$

$$R_L = (R_{L_2} \cdot R_{L_3} \cdot \dots \cdot R_{L_\Omega})^{1/(\Omega-1)} \tag{19}$$

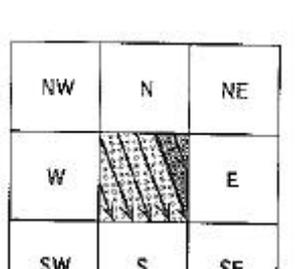
$$R_A = (R_{A_2} \cdot R_{A_3} \cdot \dots \cdot R_{A_\Omega})^{1/(\Omega-1)} \tag{20}$$

siendo  $R_{B_w}$ ,  $R_{L_w}$ ,  $R_{A_w}$ , los cocientes de Horton para los órdenes sucesivos, ( $w=2... W$ ) y  $W$  el orden máximo de la cuenca.

**Tabla 9. Índices de Horton para las cuatro redes determinadas (A, B, C y D).**

Orden	$R_{B\omega}$				$R_{L\omega}$				$R_{A\omega}$			
	Red				Red				Red			
$\omega/\omega+1$	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
1-2	4,35	4,37	5,11	4,93	2,44	2,61	2,7	2,38	4,74	4,75	5,38	4,84
2-3	4,60	4,18	5,43	4,64	1,64	1,87	2,74	2,43	3,63	3,90	5,72	4,71
3-4	2,50	3,67	4,67	4,50	0,75	1,35	1,34	2,32	1,58	3,72	4,25	4,85
4-5	2,00	3,00	3,00	3,33	6,45	4,56	4,04	0,87	6,07	5,04	5,04	3,15
5-6	-	-	-	3	-	-	-	5,83	-	-	-	5,04
	$R_B$				$R_L$				$R_A$			
	3,16	3,77	4,43	4	2,09	2,34	2,52	2,33	3,59	4,32	5,07	4,46

Dado que uno de los principales inconvenientes del uso de programas comerciales es la escasa información sobre los algoritmos que utilizan, se ha realizado una comparación de los resultados del análisis geomorfológico de la cuenca del río Genal obtenidos mediante Arc/Info con los que se obtienen utilizando los algoritmos desarrollados por otros autores, basados igualmente en el uso de MDE, que dan una adecuada información sobre los mismos y sus aplicaciones. En concreto se han utilizado los programas desarrollados por Peña (1997) tanto por su accesibilidad como por haber sido aplicados a cuencas de montaña del sureste español, y los desarrollados por Costa-Cabral y Burges (1994) que, a diferencia de los anteriores, consideran dos direcciones de flujo (Figura 30), de forma que éste se reparte entre dos celdillas si la dirección de la pendiente asociada a la celdilla aportadora no es un múltiplo de 90°, y sólo en caso contrario (es decir, que sea múltiplo de 90°) sólo irá a una celdilla (las celdillas que reciben el flujo son siempre las cardinales). En el dibujo que se muestra en la Figura 30 el flujo de la celdilla central, con un ángulo de 292°, se distribuye entre la celdilla



situada al sur (S) y la del este (E), y la fracción de dicho flujo que vierte a cada una se muestra en diferentes tonalidades. El modelo desarrollado por estos autores (DEMON) no resultó adecuado para este estudio, pues fue imposible su funcionamiento, mostrando las dificultades de uso de estos modelos cuando se aplican a cuencas de superficies considerablemente mayores que para las que habían sido inicialmente programados, en concreto estos autores lo aplican a una cuenca de 0,6 km<sup>2</sup>, aproximadamente, cuando la del Genal supera los 100 km<sup>2</sup>.

**Figura 30. Algoritmo de asignación de flujo desarrollado por Costa-Cabral y Burges (1994)**

El análisis de las características geomorfológicas y de los índices de Horton de las distintas redes, mediante los algoritmos propuestos por Peña (1997) se muestran en la Tabla 10 a Tabla 14. En aquellos valores en los que se han encontrado algunas diferencias respecto a los de la Tabla 5 a Tabla 8, éstas se indican entre paréntesis. Peña (1997) también asigna la dirección de flujo a cada celdilla unidireccionalmente de acuerdo con la dirección de la máxima pendiente, incluyendo como novedades en su método la forma de resolver zonas extensas deprimidas y la forma de realizar el recorrido del patrón de vertido, que en vez de comenzar desde cada celdilla de la divisoria hacia la salida, lo hace desde ésta hacia la divisoria. Se puede observar cómo las diferencias no son significativas, siendo la diferencia máxima de 60 m en el caso de la longitud media para los canales de orden 3 de la red B (Tabla 11), confirmando los resultados obtenidos con los programas comerciales utilizados en este trabajo.

**Tabla 10. Características geomorfológicas de la red A según el método propuesto por Peña (1997)**

Orden ( $\omega$ )	$N_{\omega}$	$\bar{L}_{\omega}$ (m)	$\bar{A}_{\omega}$ (km <sup>2</sup> )
1	100	874 (+3)	0,96
2	23	2125	4,56
3	5	3479	16,54
4	2	2595	26,16
5	1	16755 (+10)	158,81 (-0,01)

**Tabla 11. Características geomorfológicas de la red B según el método propuesto por Peña (1997)**

Orden ( $\omega$ )	$N_{\omega}$	$\bar{L}_{\omega}$ (m)	$\bar{A}_{\omega}$ (km <sup>2</sup> )
1	201	559 (+2)	0,46
2	46	1455	2,17
3	11	2789 (+61)	8,46
4	3	3673	31,49
5	1	16755 (+10)	158,81 (-0,01)

**Tabla 12. Características geomorfológicas de la red C según el método propuesto por Peña (1997)**

Orden ( $\omega$ )	$N_{\omega}$	$\bar{L}_{\omega}$ (m)	$\bar{A}_{\omega}$ (km <sup>2</sup> )
1	388	421 (+3)	0,24
2	75 (-1)	1145 (+15)	1,31 (+0,01)
3	14	3094	7,41 (-0,01)
4	3	4144 (-1)	31,49
5	1	16755 (+10)	158,81 (-0,01)

**Tabla 13. Características geomorfológicas de la red D según el método propuesto por Peña (1997)**

Orden ( $\omega$ )	$N_{\omega}$	$\bar{L}_{\omega}$ (m)	$\bar{A}_{\omega}$ (km <sup>2</sup> )
1	1030	241 (-3)	0,09
2	207 (-2)	603 (+21)	0,44
3	45	1416 (+2)	2,17 (+0,11)
4	10	3287	9,98
5	3	2874 (-1)	31,49
6	1	16755 (+10)	158,81 (-0,01)

**Tabla 14. Números de Horton de las redes A, B, C y D según el método propuesto por Peña (1997)**

Orden	$R_{B_{\omega}}$				$R_{L_{\omega}}$				$R_{A_{\omega}}$			
	Red				Red				Red			
$\omega/\omega+1$	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
1-2	4,35	4,37	5,17	5,10	2,43	2,60	2,72	2,51	4,74	4,75	5,45	5,02
2-3	4,60	4,18	5,36	4,60	1,64	1,87	2,70	2,35	3,63	3,90	5,65	4,90
3-4	2,50	3,67	4,67	4,50	0,75	1,35	1,34	2,32	1,58	3,72	4,25	4,61
4-5	2,00	3,00	3,00	3,33	6,46	4,56	4,04	0,87	6,07	5,04	5,04	3,15
5-6	-	-	-	3,00	-	-	-	5,83	-	-	-	5,04

### 3.4 Dimensión fractal y autosemejanza en redes fluviales

Cuando en un fenómeno intervienen procesos que actúan en varias escalas, se tiende a buscar un tratamiento conjunto. A raíz de la publicación de las ideas de Mandelbrot surgió a partir de los años 80 una explosión de la teoría fractal, que fue aplicada posteriormente a la caracterización de la topografía y de las redes fluviales (Moore y col., 1991).

El concepto *fractal* (del latín *fractus* = irregular) fue acuñado por el matemático francés Mandelbrot, quien en 1967 inicia uno de los más interesantes caminos por las ciencias matemáticas aplicadas de la segunda mitad del siglo XX (Batty, 1985). Los fractales constituyen el marco matemático en el que se analizan figuras irregulares y complejas que presentan patrones o características geométricas similares a diferentes escalas. Los fractales son aquellos objetos en los que determinadas porciones a escala de los mismos son semejantes al objeto original (West y Goldberger, 1987; Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2). De forma equivalente, un fractal puede definirse como un objeto o elemento geométrico cuyas

partes son congruentes con todo él mediante transformaciones afines, como rotación, traslación y homotecia (Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2).

Muchos objetos de la naturaleza son fractales, entre otros los árboles, las líneas de costa, la forma de las nubes y las formaciones coralinas (West y Goldberger, 1987). La teoría fractal es también aplicable en Hidrología y Geomorfología. No hay que olvidar que muchos paisajes sólo pueden ser considerados fractales desde un punto de vista estadístico (Moore y col., 1991). En cuencas fluviales se trabaja con descriptores estadísticos de sus componentes, por lo que las propiedades de escala fractal se relacionan con la invariabilidad de las distribuciones de probabilidad que describen la composición de los objetos ante transformaciones geométricas o cambios de escala (Tarboton y col., 1988; Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2).

El concepto de autosemejanza está asociado al concepto de fractal, que se refiere a la invariabilidad ante cambios multiplicativos, es decir, las estructuras más pequeñas son idénticas a las mayores. Esta semejanza de las partes a un todo se define como autosemejanza, equivalente a la ausencia de una escala característica, la cual puede ser estricta o estadística, siendo esta última la que caracteriza a las cuencas naturales. De esta forma, si se representa la estructura dendrítica de una red fluvial de una subcuenca pequeña, y se aproxima a resoluciones cada vez mayores que representan canales cada vez más pequeños, se llega a una estructura similar a la de toda la cuenca completa (Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2). Tarboton y col. (1988) consideran que la dimensión fractal que caracteriza las redes fluviales tiene un valor próximo a 2. Las propiedades fractales de los ríos se manifiestan en dos niveles, el primero en la organización de la estructura espacial de la red, y el segundo en la sinuosidad de los cursos individuales (p.e. Nikora y Sapozhnikov 1993).

La topología de las redes fluviales así como la geometría hidráulica de una red e incluso la respuesta hidrológica de una cuenca a la lluvia, se caracterizan mediante relaciones exponenciales entre las variables implicadas (21), las cuales reflejan, en muchos casos, fenómenos de autosemejanza (Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2).

$$g(x) = a \cdot x^a \quad (21)$$

siendo  $a$  y  $a$  dos constantes, y  $x$  la variable que se considere para describir a la cuenca en cada caso. La estructura fractal de las cuencas se muestra en la formulación de relaciones potenciales que son válidas independientemente de las condiciones climáticas, edafológicas o geológicas (Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2).

Con los MDE se ha avanzado en el estudio de las características de autosemejanza de las redes fluviales. Anteriormente se ha expuesto un procedimiento para obtener la red fluvial de una cuenca, la matriz de dirección de vertido y la superficie acumulada para cada una de sus celdillas en función de un umbral mínimo de esta superficie. Este procedimiento seguido también por Tarboton y col. (1988), permite visualizar la red fluvial de una cuenca, planteando dos preguntas: ¿es fractal la estructura? Y si lo es, ¿cuál es su dimensión fractal? (Tarboton y col., 1988; Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2).

### 3.4.1 Las leyes de Horton y la estructura fractal de las redes fluviales

La estructura fractal de las redes fluviales se caracteriza mediante un gran número de relaciones potenciales de tipo probabilístico, que son reflejo de la invariabilidad de las características geomorfológicas al modificar la escala. Tal es el caso de la distribución de probabilidad de la excedencia de la longitud de los canales. De ahí la relación entre la estructura fractal de la red y las leyes de Horton (Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2), de manera que La Barbera y Rosso en 1987 (Tarboton y col., 1988) basándose en estas leyes consideraron que la dimensión fractal ( $D$ ) de una red fluvial puede determinarse mediante:

$$D = \max\left(\frac{\log R_B}{\log R_L}, 1\right) \quad (22)$$

Otro ejemplo de la evidencia de la naturaleza fractal de las redes fluviales es la relación establecida entre la longitud del canal principal ( $L$ ) y el área de la cuenca ( $A$ ) (Marani y col., 1991), la cual viene definida por la expresión:

$$L = 1.4 \cdot A^{0.568} \quad (23)$$

### 3.4.2 Análisis fractal de la cuenca del río Genal

Existe una relación estructural (24) entre la pendiente,  $S$ , de los tramos de una red fluvial y la superficie que desagua a éstos. La pendiente, según Rodríguez-Iturbe y Rinaldo (1997; Cap.2) se caracteriza a través de la media de los valores que obtenemos en los diferentes tramos de Shreve, cumpliéndose la expresión

$$S \propto A^{-q} \quad (24)$$

teniendo  $q$  un valor aproximado a 0.5

Distintos autores (Tarboton y col., 1989; Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2) han sugerido que las pendientes de un canal son autosemejantes considerando bien la superficie bien la magnitud de Shreve, como el parámetro de escala, es decir, que la magnitud ( $n$ ) puede sustituir a la superficie ( $A$ ), por lo que se puede escribir la expresión anterior de la forma siguiente:

$$S \propto n^{-q} \quad (25)$$

Estas ecuaciones fueron propuestas por Tarboton y col. (1989) continuando con el modelo de diferencia de alturas entre los nodos de un mismo tramo o canal propuesto por Gupta y Waymire (1989), el cual considera que hay una función de distribución de probabilidad autosemejante considerando la superficie o la magnitud como el parámetro de escala.

El enfoque analítico de Tarboton y col. (1989) para las pendientes de los canales en diferentes escalas, considerando como el parámetro de escala el valor de la magnitud de Shreve, constituye la base del examen de esta cuenca. Estos autores observaron que la pendiente de cada tramo y su longitud no son estrictamente independientes, lo cual es lógico dado que la pendiente se obtiene como cociente entre la diferencia de alturas de cada tramo,  $H$ , y la longitud de éste,  $L$ .

Así, siguiendo este modelo, y dada la gran cantidad de información, según el esquema de Shreve, que se ha podido extraer del MDE de la cuenca del río Genal para las redes A, B, C y D, se va a analizar el comportamiento que tiene la misma según las propuestas por los autores anteriormente referidos.

Para determinar la pendiente de cada tramo de canal se parte de la red fluvial obtenida anteriormente, y se genera una cobertura de puntos que van a coincidir con los nodos de esta red vectorial. Esta operación se lleva a cabo en Arc/Info (E.S.R.I., 1990) (ver **Anejo 4**), de forma que cada uno de estos puntos va a tener un identificador único que coincide con el identificador de nodo de la cobertura de la que procede.

Esta cobertura de puntos se transforma en una cobertura matricial, de resolución 20\*20 m (coincidiendo con la resolución espacial del MDE generado), que se exporta al SIG GRASS (GRASS Research Group, 1997). De esta manera se produce un mapa cuyas celdillas

están vacías, sin dato asociado, salvo aquellas cuya posición geográfica coincide con la de un nodo de la red fluvial identificado previamente. En este mapa matricial se asigna (1) a las celdillas con dato y (0) al resto. A partir del mismo se genera un nuevo mapa matricial de elevaciones de los nodos de la red, que se exporta a Arc/Info, y se vuelve a transformar en una cobertura de puntos cuya tabla asociada tendrá tanto el dato de elevación correspondiente como el identificador único, a través del cual, en una base de datos se relaciona cada nodo de cada red con la elevación. Con esta información se completa la base de datos del apartado anterior por lo que, para cada una de las redes (A, B, C y D), tiene la siguiente información que muestra la Tabla 15.

**Tabla 15. Tipo de información obtenida para cada el análisis fractal según Tarboton y col. (1989) de cada red fluvial (A, B, C, D)**

Información del campo	Nombre de campo
Identificador de nodo inicial de cada tramo	Fnode
Altura de nodo inicial	$z_1$
Identificador de nodo final de cada tramo	Tnode
Altura de nodo final	$z_2$
Identificador de cada tramo	ID
Longitud (m) de cada tramo	L
Orden de canal al que pertenece el tramo	Orden-st
Magnitud del tramo	Orden-sh
Diferencia de altura a lo largo del tramo	$H=z_1-z_2$
Pendiente de cada tramo	$S=H/L$
Superficie que vierte a cada tramo	A

Para determinar la relación existente entre la pendiente y la magnitud (parámetro de escala elegido) éstas se representan en ejes logarítmicos, observándose una importante dispersión de puntos, lo cual no es de extrañar cuando se trabaja con cuencas reales (Figura 31, Figura 34, Figura 37, Figura 41). Tarboton y col. (1989) resuelven este problema agrupando los datos de diferentes tramos en función de su magnitud representando los valores medios de la pendiente, observando que siguen una ley potencial, lo cual concuerda con su modelo de autosemejanza. Estos autores consideran un número mínimo de 20 tramos o enlaces para calcular la media de la pendiente, pero sin justificar el número mínimo de tramos que toman. Por ello, para la cuenca del río Genal se han considerado varios casos, para cada una de las redes: 1) valores de la pendiente de todos y cada uno de los tramos de las distintas redes (Figura 31, Figura 34, Figura 37, Figura 41); 2) los valores medios para cada una de las magnitudes, la pendiente media de los de magnitud igual a la unidad, la media de los de magnitud igual a dos, etc. (Figura 31, Figura 34, Figura 38, Figura 41); 3) la media de un

mínimo de 20 tramos (Figura 31, Figura 34, Figura 38, Figura 42); 4) la media de un mínimo de 15 tramos (Figura 35, Figura 38, Figura 42); 5) la media de un mínimo de 10 tramos (Figura 32, Figura 35, Figura 39, Figura 42); y 6) la media de un mínimo de 5 tramos (Figura 32, Figura 35, Figura 39, Figura 42).

Dada la dispersión de datos que se ha comentado anteriormente, se han ajustado unas rectas, las cuales son del tipo de la ecuación (21), siendo la  $x$  la magnitud ( $n$ ). El exponente toma valores en torno a -0,6 en el caso de las redes menos densas (A y B), mientras que para las redes C y D los valores de este exponente están en torno a -0,4. Según Flint (1974), los valores del exponente  $\theta$  próximos a 0,6 indican un estado de tendencia al equilibrio del sistema fluvial.

Por otra parte, se han calculado los valores normalizados tanto para la diferencia de alturas entre nodos de un mismo tramo o enlace como para la pendiente de éste (Tabla 16 a Tabla 19) mediante la función de normalización que sugieren Tarboton y col. (1989):

$$\mu(n)=n^{-0.6} \quad (26)$$

Esto es posible gracias a la información relacionada de la que se dispone (ver Tabla 15) que nos permite saber a qué orden de Strahler pertenece cada tramo de Shreve. Un ejemplo de las leyes potenciales que caracterizan el análisis fractal es la probabilidad de excedencia de la elevación y la pendiente de los canales de las redes fluviales (Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2). Esta probabilidad se ha representado para cada una de las redes (Figura 33, Figura 36, Figura 40, Figura 43) en base a la información de las pendientes y diferencias de alturas de la Tabla 16 a la Tabla 19. Se observa que las probabilidades son independientes del orden de Strahler considerado. Tramos de diferentes órdenes de Strahler deberían tener la misma distribución de probabilidad, lo cual no se cumple, lo que indica que el modelo autosemejante de pendientes no parece adecuado en esta cuenca. Una posible explicación podría encontrarse en la influencia de la tercera dimensión en este análisis en el que quizás deberían tenerse en cuenta aspectos que no se han considerado.

Por otra parte, también se aprecia que las medias de la pendiente y la diferencia de alturas también disminuyen conforme aumenta el orden de Strahler (Tabla 16 a Tabla 19), lo que se explica si se tiene en cuenta que los valores mayores de órdenes de Strahler corresponden a tramos de las partes más bajas de la cuenca.

**Tabla 16. Valores medios y medios normalizados de pendientes y diferencia de alturas de la red A del río Genal**

Valores medios	ORDEN ( $\omega$ )					
	Todos	1	2	3	4	5
H (m)	94,69	132,33	86,37	32	34,6	14,85
L (m)	881	872	959	756	1038	838
S	0,107	0,155	0,094	0,035	0,028	0,021
Media normalizada						
H/ $\mu$ (n) (m)	144	132	160	117	209	170
S/ $\mu$ (n)	0,166	0,155	0,175	0,131	0,171	0,234

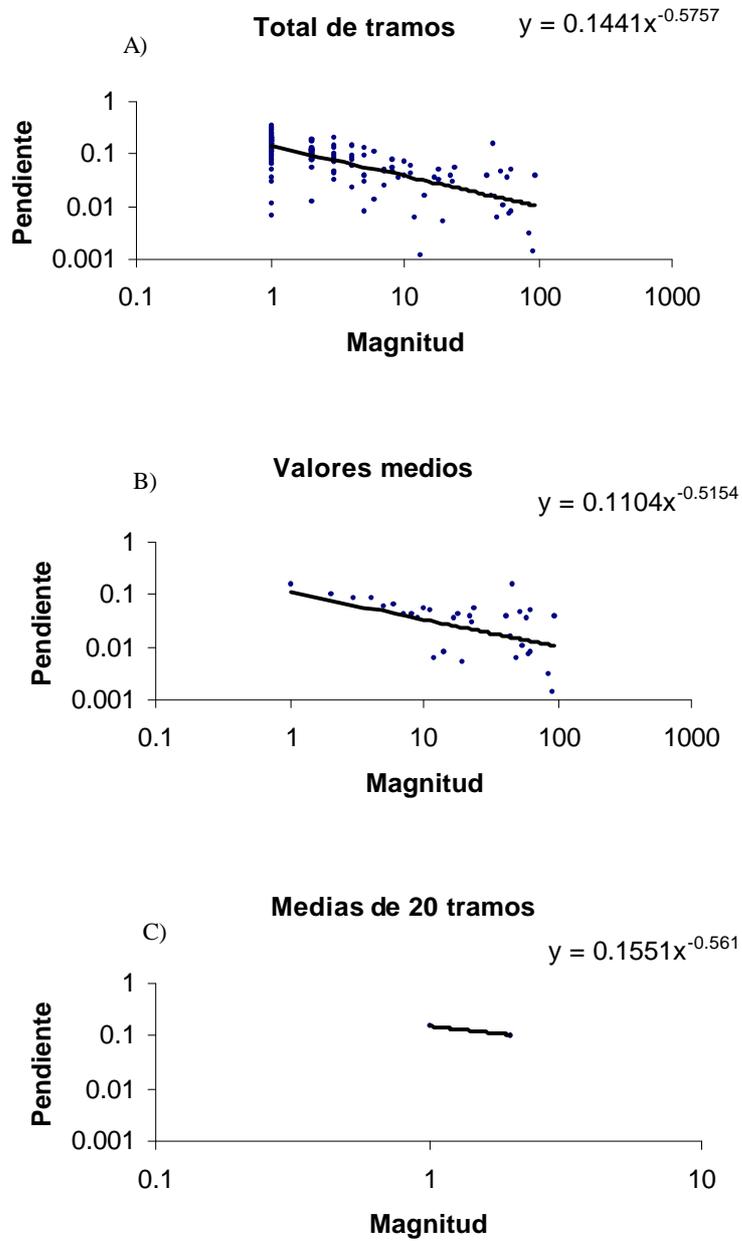


Figura 31. Pendientes de los tramos de la red A del río Genal

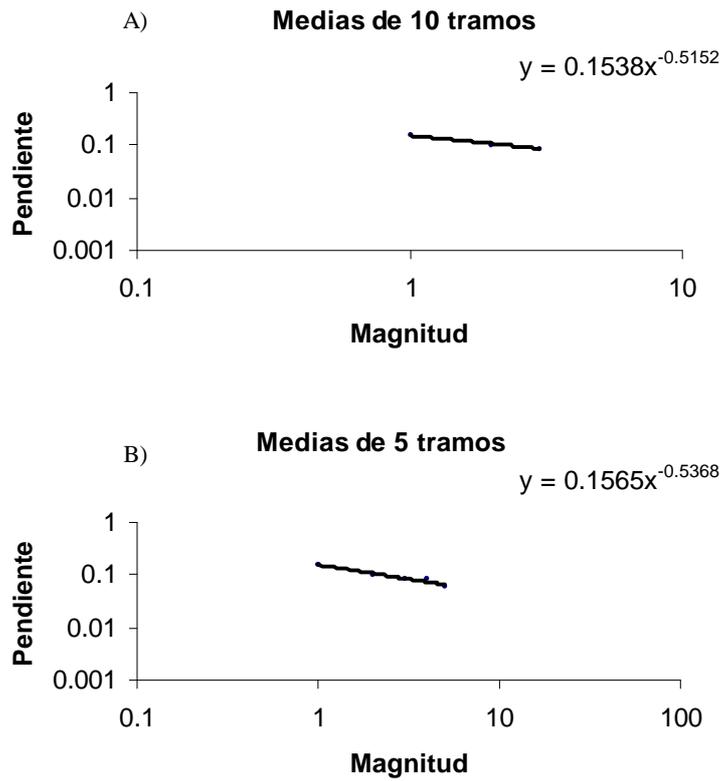


Figura 32. Pendientes de los tramos de la red A del río Genal

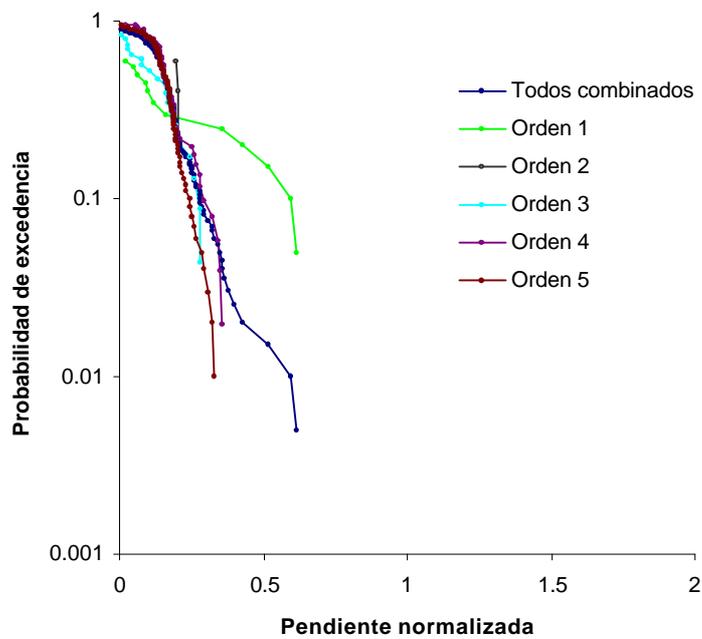
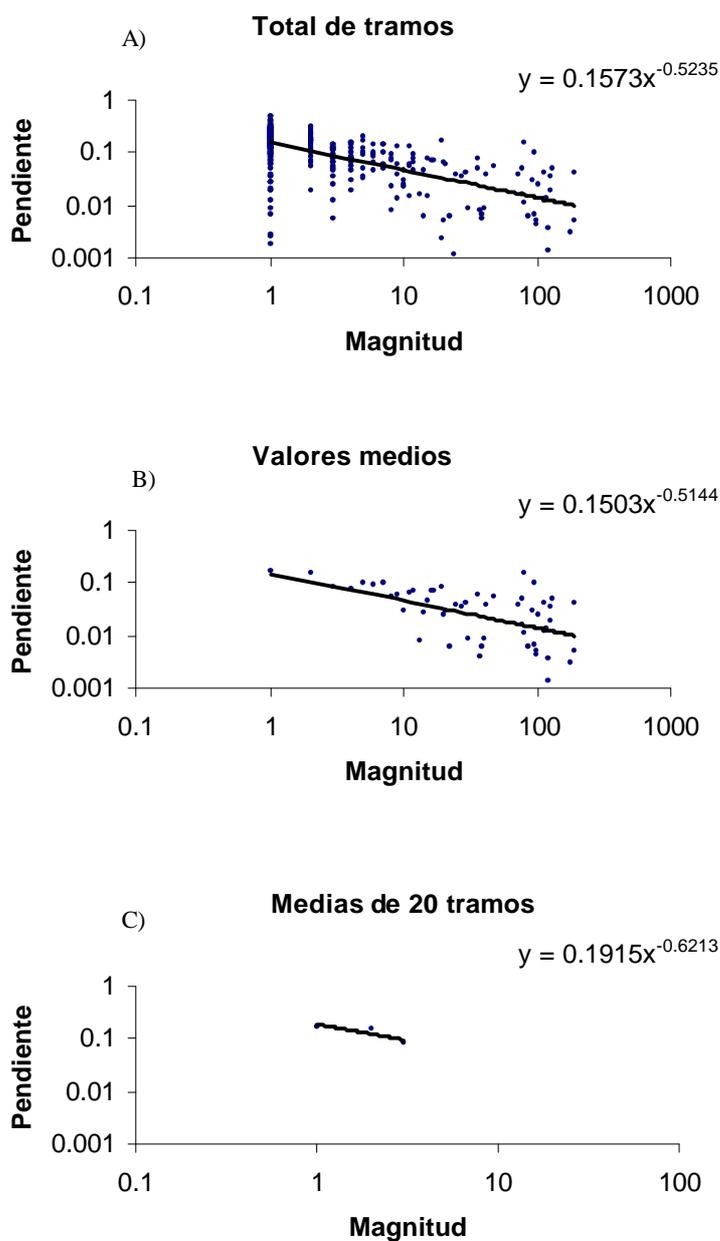


Figura 33. Pendientes normalizadas de la red A del río Genal

**Tabla 17. Valores medios y medios normalizados de pendientes y diferencia de alturas de la red B del río Genal**

Valores medios	ORDEN ( $\omega$ )					
	Todos	1	2	3	4	5
H (m)	75,89	99,16	85,87	36,43	18,37	7,82
L (m)	590	557	712	612	580	441
S	0,129	0,177	0,119	0,056	0,03	0,018
Media normalizada						
H/ $\mu$ (n) (m)	122	99	156	136	148	131
S/ $\mu$ (n)	0,203	0,177	0,216	0,21	0,229	0,288



**Figura 34. Pendientes de los tramos de la red B del río Genal**

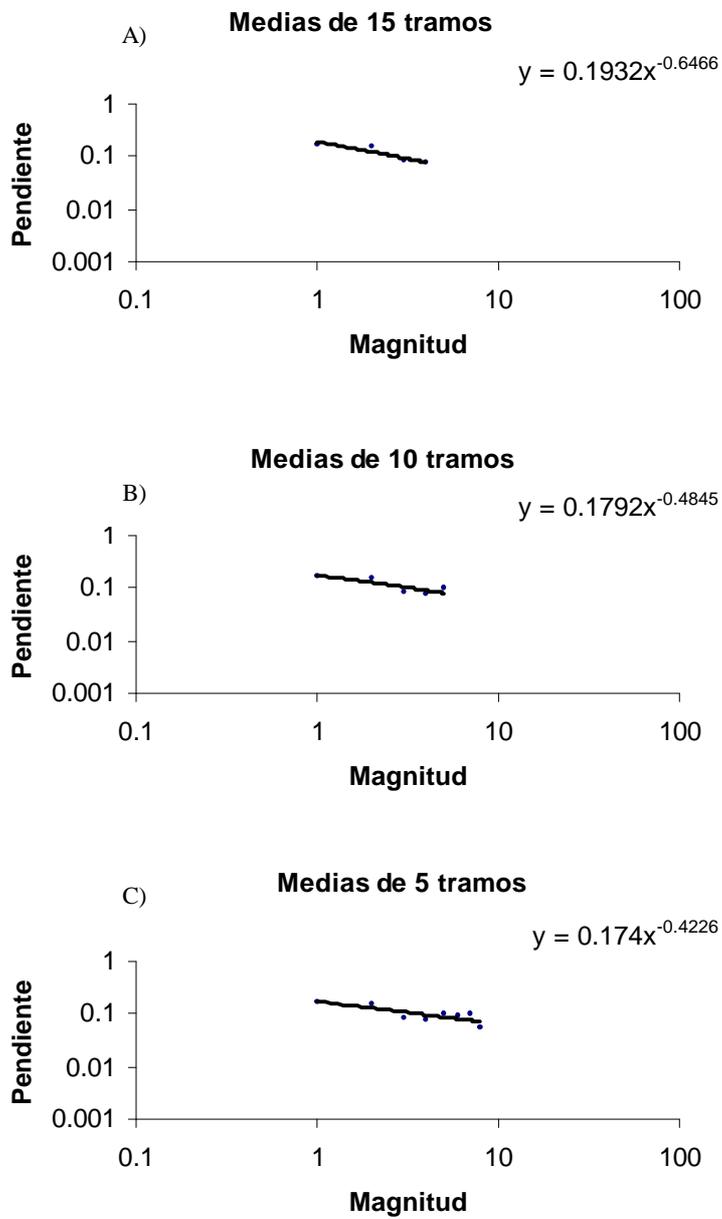


Figura 35. Pendientes de los tramos de la red B del río Genal

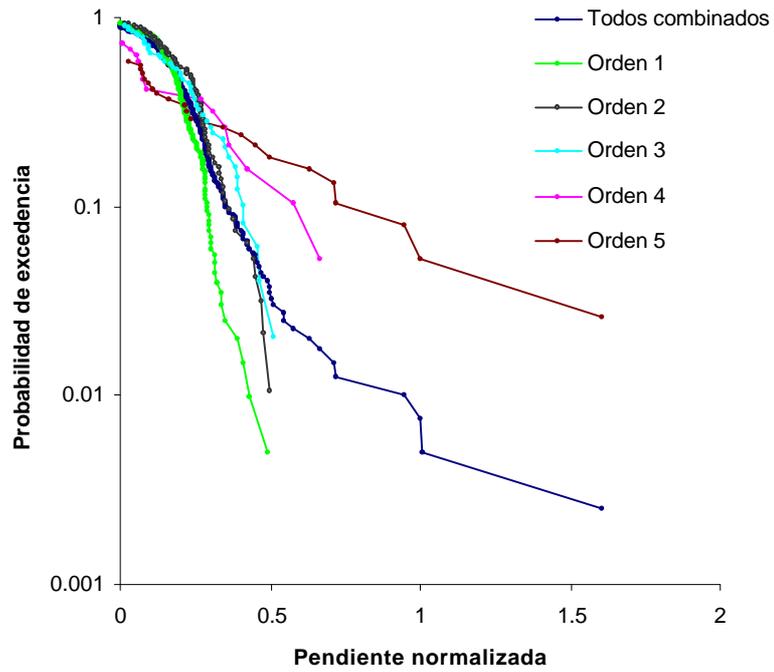


Figura 36. Pendientes normalizadas de la red B del río Genal

Tabla 18. Valores medios y medios normalizados de pendientes y diferencia de alturas de la red C del río Genal

Valores medios	ORDEN ( $\omega$ )					
	Todos	1	2	3	4	5
H (m)	64,31	85,92	64,64	29,53	12,58	5,82
L (m)	416	418	450	401	377	328
S	0,147	0,202	0,136	0,068	0,028	0,017
Media normalizada						
H/ $\mu(n)$ (m)	110	86	128	138	135	145
S/ $\mu(n)$	0,251	0,202	0,262	0,316	0,302	0,416

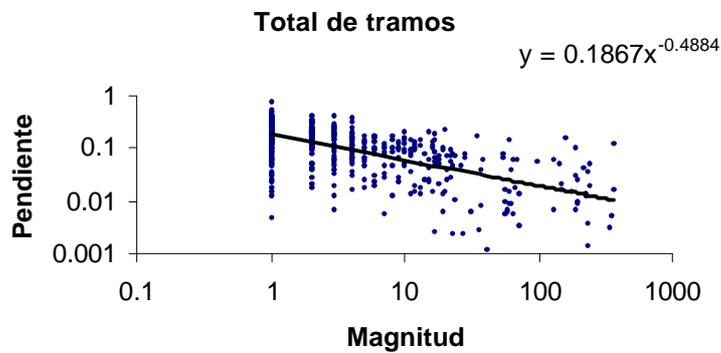


Figura 37. Pendientes de los tramos de la red C del río Genal

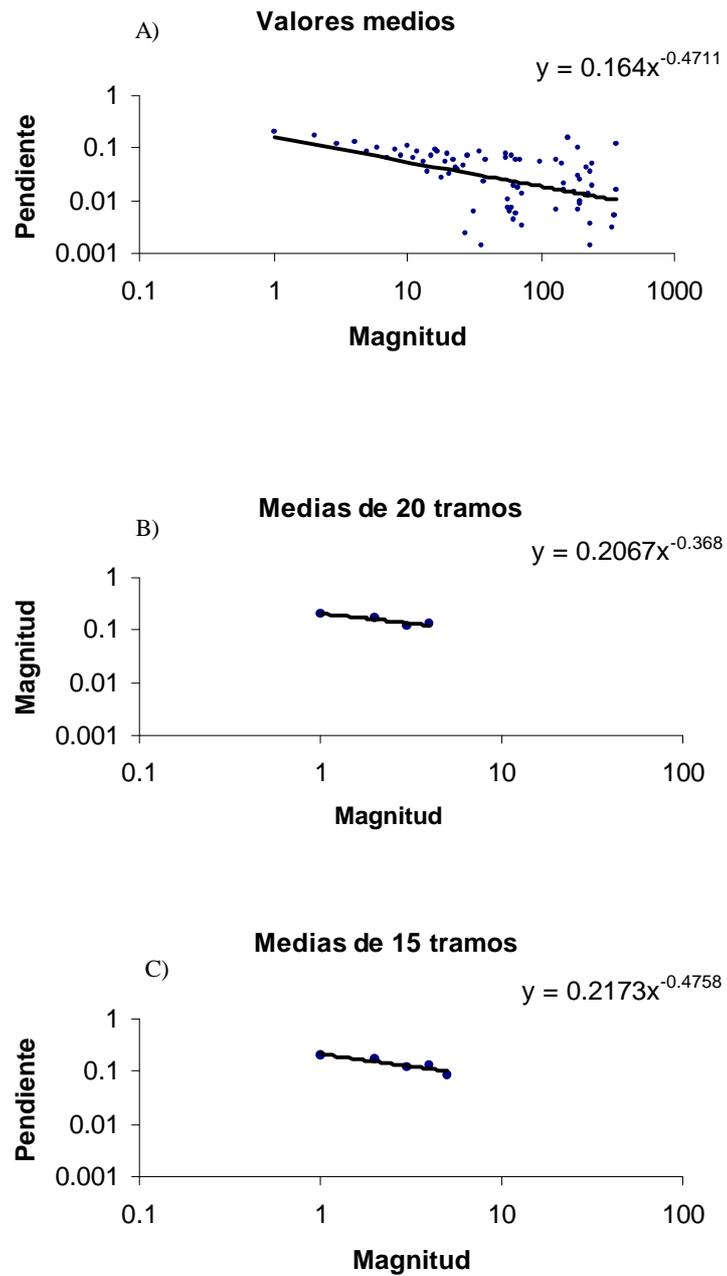


Figura 38. Pendientes de los tramos de la red C del río Genal

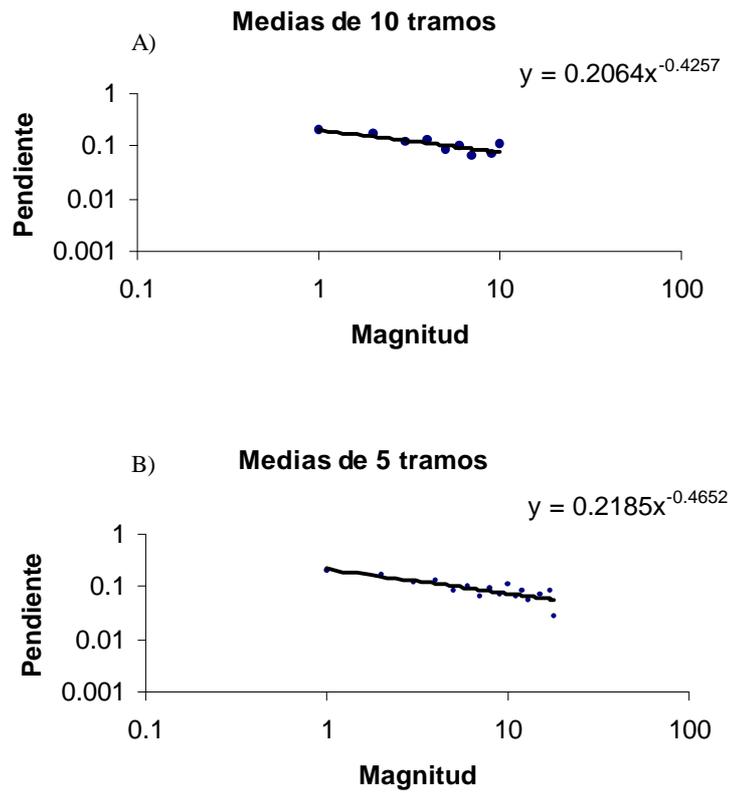


Figura 39. Pendientes de los tramos de la red C del río Genal

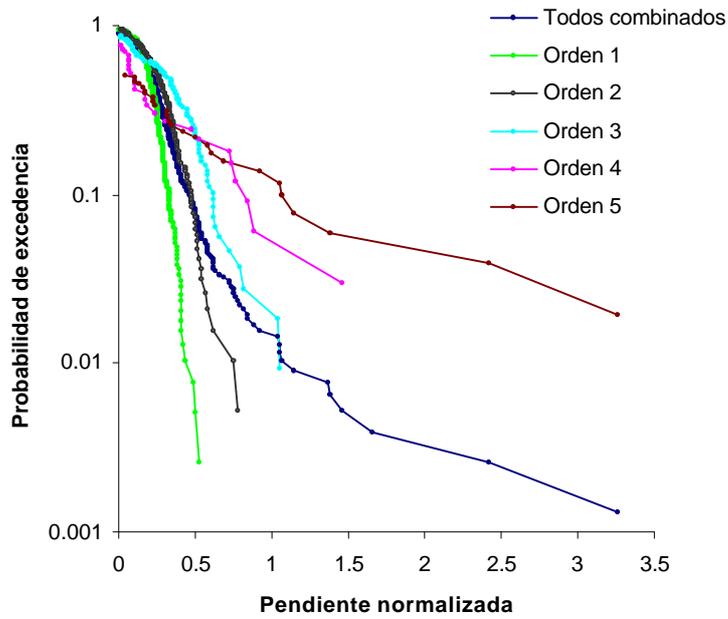
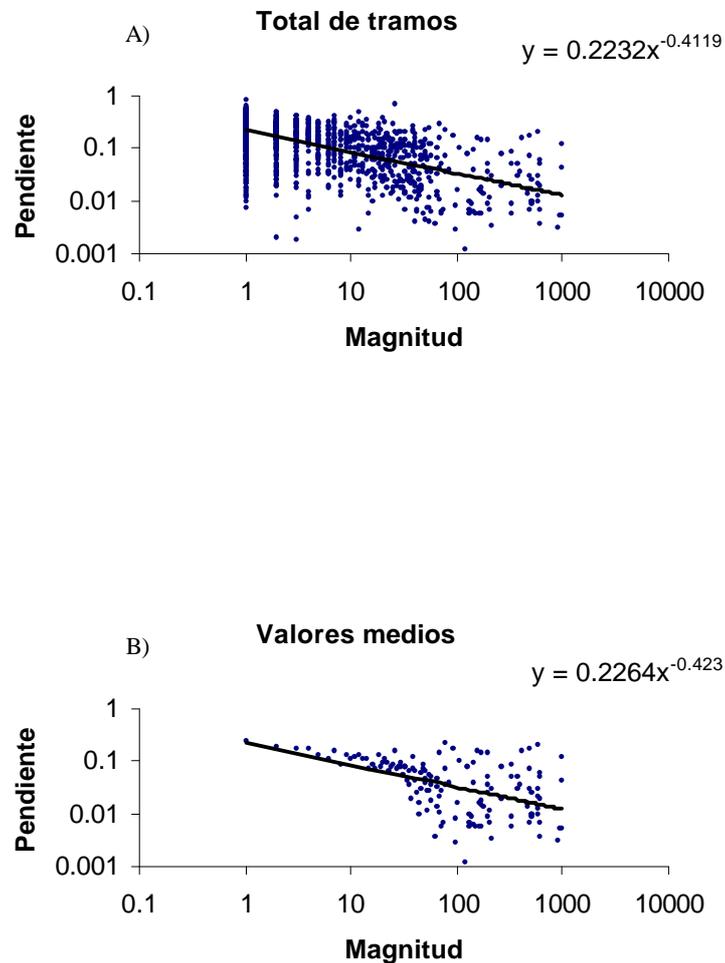


Figura 40. Pendientes normalizadas de la red C del río Genal

**Tabla 19. Valores medios y medios normalizados de pendientes y diferencia de alturas de la red D del río Genal**

Valores medios	ORDEN ( $\omega$ )						
	Todos	1	2	3	4	5	6
H (m)	47,41	62,49	50	28,74	10,81	6,02	3,71
L (m)	243	244	273	243	187	192	209
S	0,181	0,244	0,173	0,108	0,054	0,023	0,017
Media normalizada							
H/ $\mu(n)$	87,5	62,5	97	131	98,6	135	164
S/ $\mu(n)$	0,345	0,244	0,33	0,511	0,502	0,521	0,752



**Figura 41. Pendientes de los tramos de la red D del río Genal**

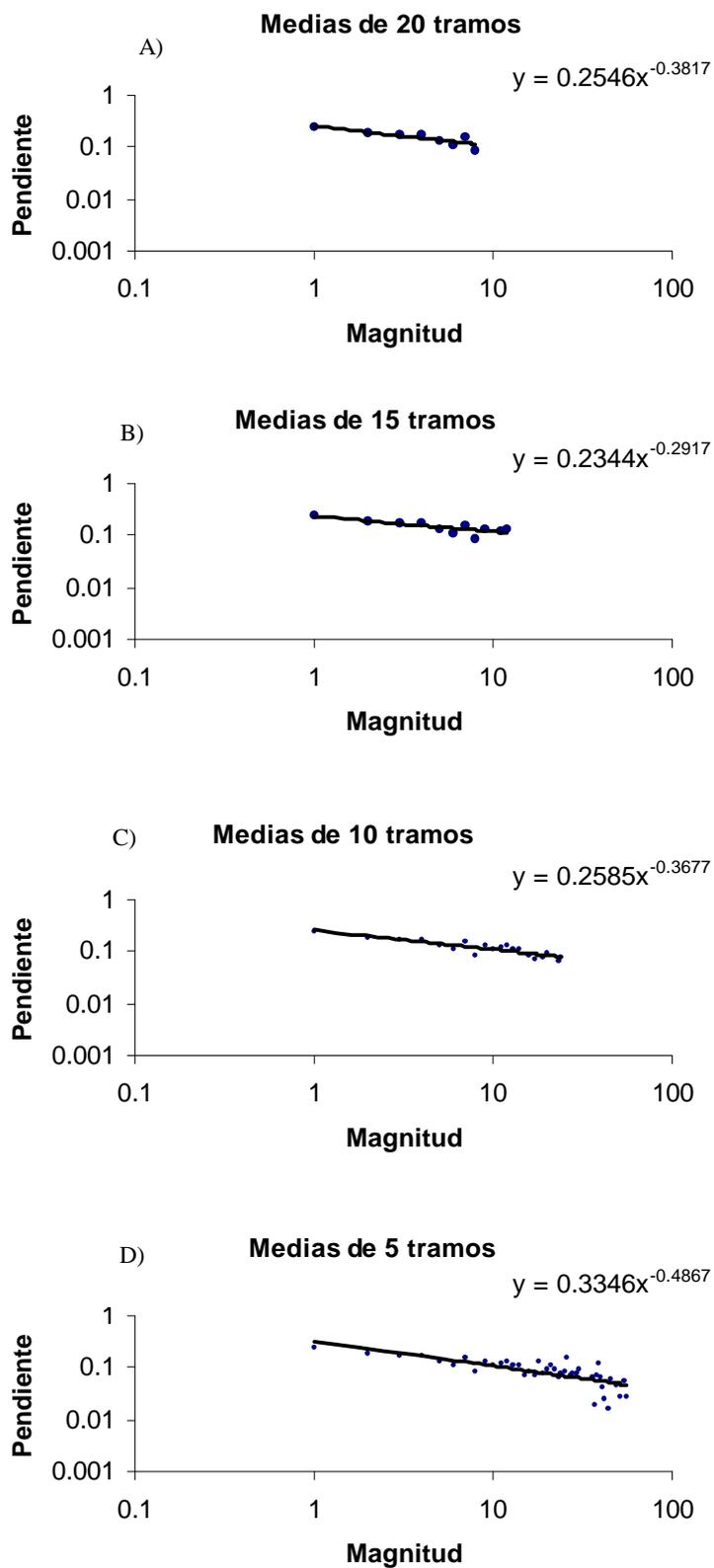


Figura 42. Pendientes de los tramos de la red D del río Genal

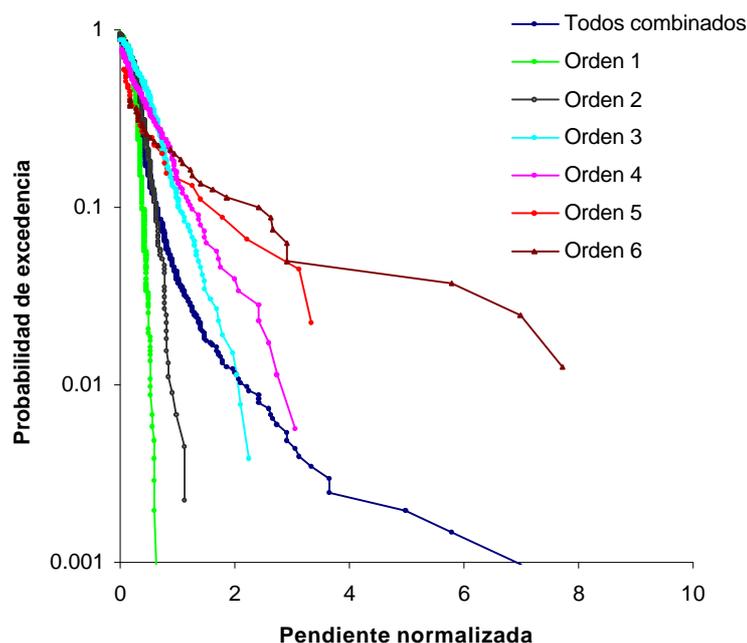
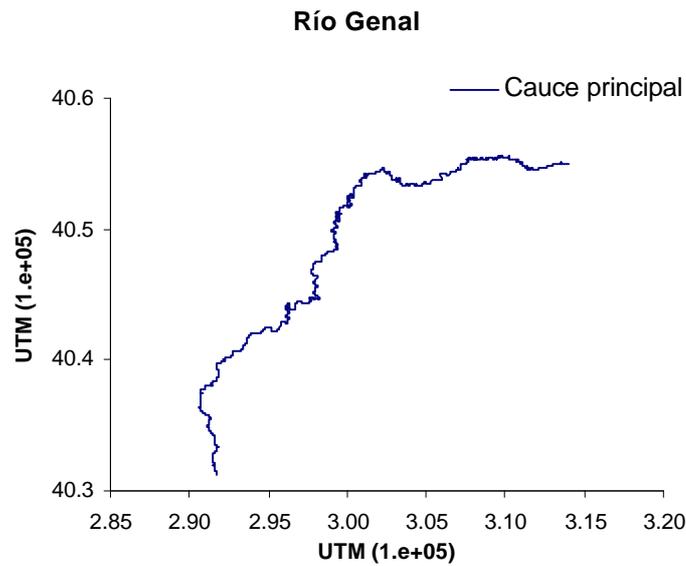


Figura 43. Pendientes normalizadas de la red D del río Genal

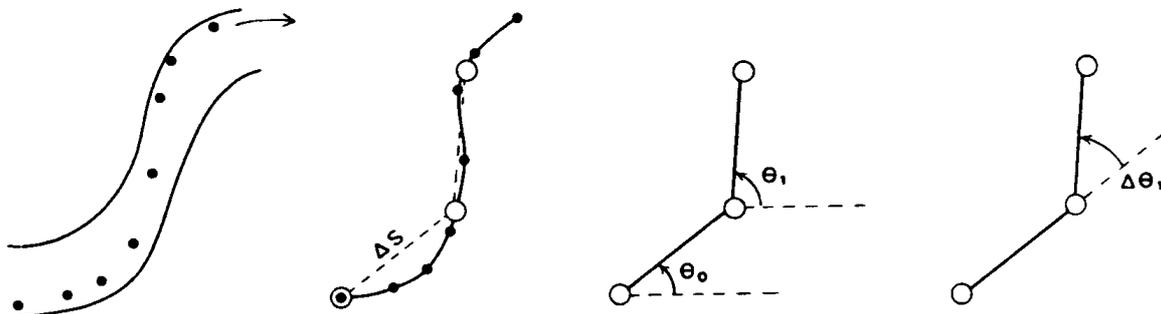
### 3.4.3 Análisis de la sinuosidad del río Genal

Como ya se indicó en el apartado 3.4 las formas que ocurren en la naturaleza pueden ser asimiladas a propiedades fractales. Por ello se analiza la sinuosidad de los cursos de agua en la cuenca, y específicamente se han analizado los meandros del cauce principal del río Genal (Figura 44) y dos de sus afluentes (Figura 49) siguiendo las pautas definidas por Surkan y van Kan (1969), Snow (1989) y Nikora y Sapozhnikow (1993).

Surkan y van Kan (1969) examinan los meandros naturales a partir de secuencias de segmentos del río de una determinada longitud, a través de su orientación ( $F$ ), la curvatura ( $DF$ , estimada como diferencia entre las orientaciones de tramos sucesivos), y los cambios de curvatura ( $DDF$ , como diferencia de la diferencia anterior) (Figura 45). Para realizar estos cálculos se ha subdividido el cauce en tramos diferentes en función de la escala de partición escogida, concretamente de 10, 100, 500 y 1000 m. A partir de estas tres variables se determinan a funciones de autocorrelación, y la desviación típica de la curvatura, calculada como una función de la orientación del segmento con respecto a una orientación de referencia. La orientación de referencia normalmente se considera como el valor medio de las orientaciones.



**Figura 44.** Cauce principal del río Genal, extraído por digitalización de los mapas topográficos a escala 1:10.000 (J.A., 1992)



**Figura 45.** Ejemplo del cálculo de la dirección ( $F$ ) y la curvatura ( $DF$ ) de un cauce, considerando una distancia de partición  $D$

Si se calcula la autocorrelación para las direcciones, curvaturas y cambio de curvaturas, para los distintos valores de separación, se observa que son positivas inicialmente en el caso de la dirección, de manera análoga a lo que obtienen Surkan y van Kan (1969). Por el contrario, para el caso de la curvatura y el cambio de ésta se hacen negativas antes, presentando posteriormente oscilaciones en torno a cero (Figura 46 y Figura 47), lo cual también se cumple para los datos de estos autores. Esto representa la tendencia a obtener un cauce lineal conforme aumenta la distancia de separación entre segmentos.

Además, independientemente de la distancia de partición que se escoja, los coeficientes de autocorrelación tienden a fluctuar alrededor de cero, con amplitudes tanto

mayores cuanto mayor es la distancia de partición, indicando la aleatoriedad de las variables analizadas.

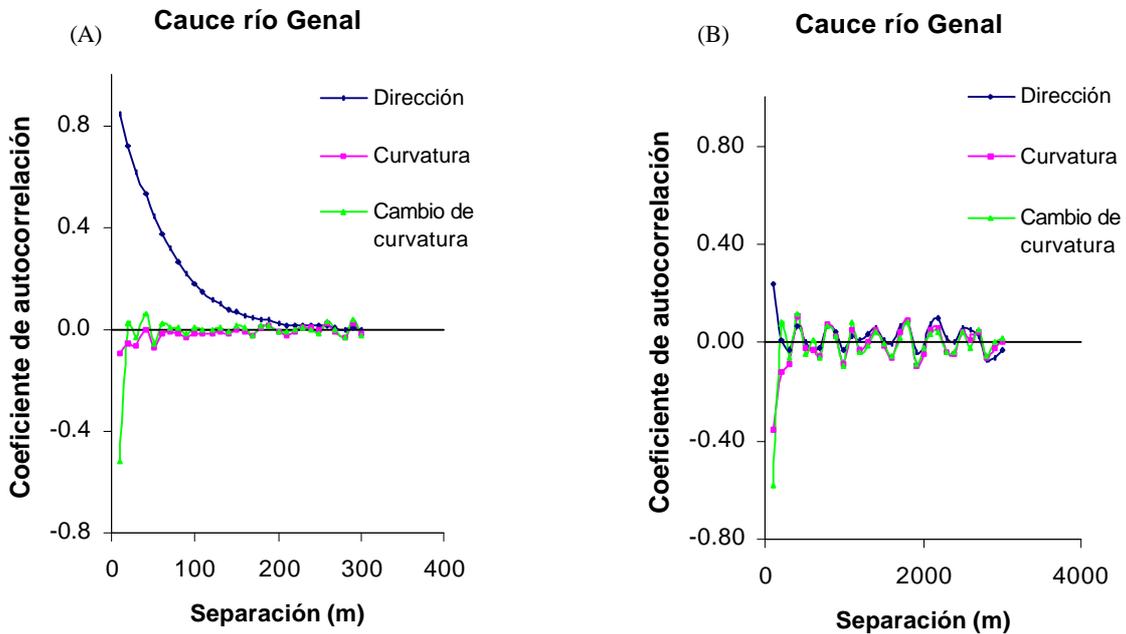


Figura 46. Coeficiente de correlación de la dirección, curvatura y cambio de curvatura para una distancia de 10 m (A) y otra de 100 m (B)

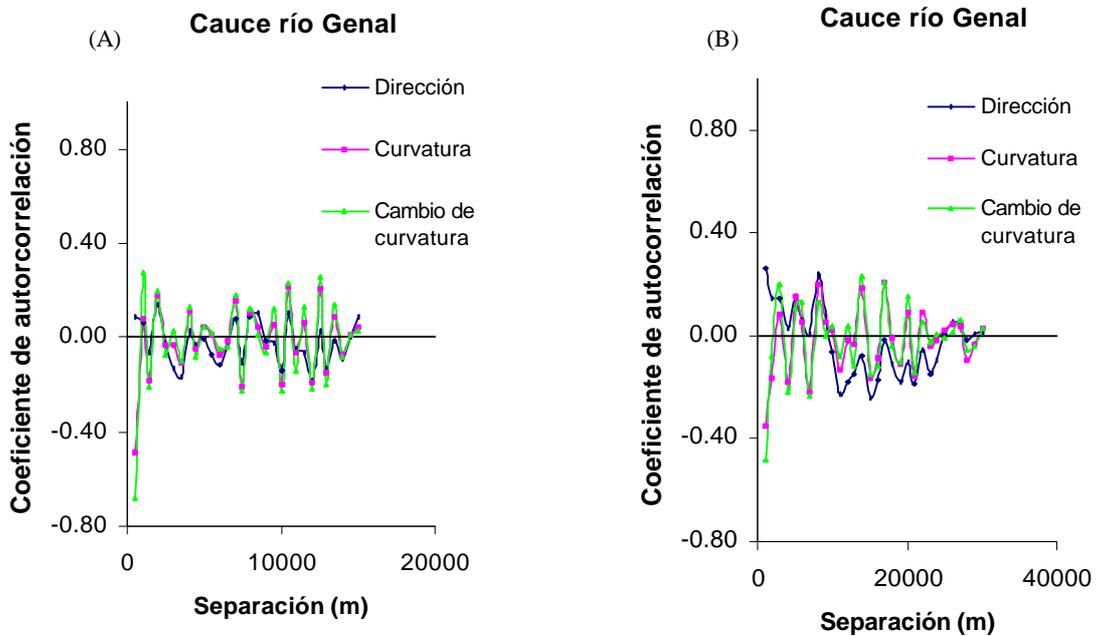


Figura 47. Coeficiente de correlación de la dirección curvatura y cambio de curvatura para una distancia de 500 (A) y 1000 m (B)

También se han calculado las desviaciones típicas de la curvatura con respecto a la dirección, y para la cuenca del río Genal no aparece una tendencia tan clara como muestran los autores, aunque se observa un mínimo absoluto (Figura 48) que coincide con un valor de la dirección que es aproximadamente la dirección que se ha estimado como dominante o de referencia, y cuya interpretación física es la dirección que lleva el flujo. Esta dirección dominante (alrededor de la dirección Norte-Sur) es común en la cuenca del Guadiaro, debida principalmente a la estructura geológica de la zona.

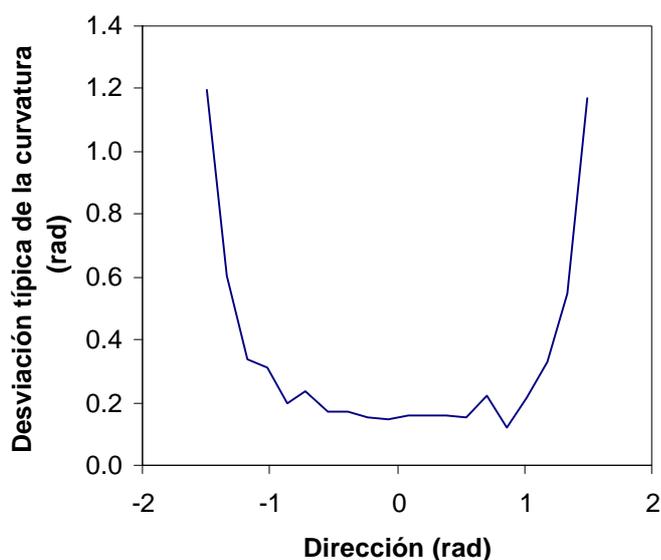
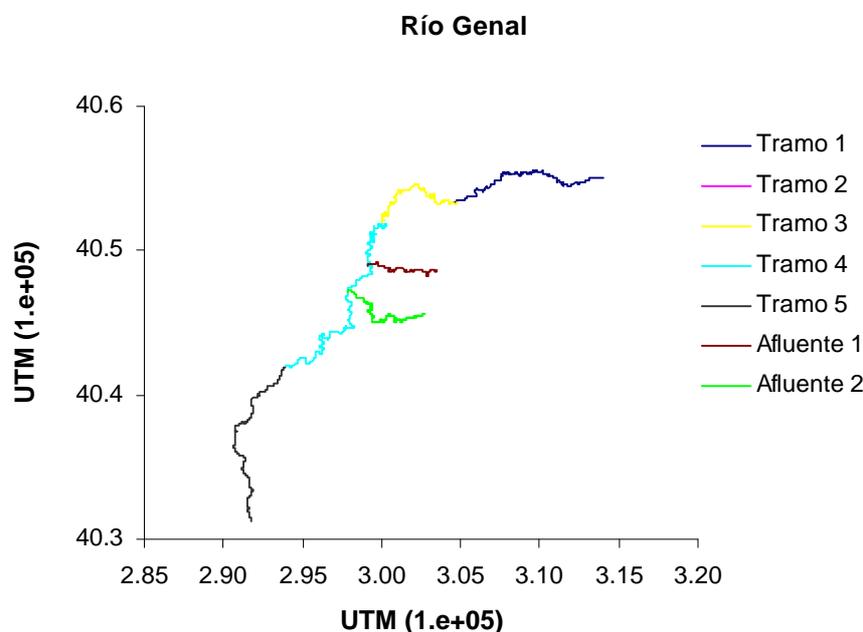


Figura 48. Desviación típica de la curvatura calculada para el río Genal

Snow (1989), en cambio, se basa en la variación de la longitud medida cuando cambia la unidad usada, como mostraba Richardson (Mandelbrot, 1967), de forma que la longitud total que resulta aumenta conforme disminuye la unidad de medida, es decir, la separación mínima entre dos puntos consecutivos, es menor. Si se representa el logaritmo de la longitud total resultante frente a las unidades de longitud consideradas en cada caso, la nube de puntos se aproxima a una línea recta con pendiente finita que, según Mandelbrot (1967) indica la autosemejanza estadística que caracteriza las curvas fractales, y que es igual a  $(1-D)$  (siendo  $D$  la dimensión fractal de la curva medida). Según esto, Snow (1989) hace un análisis fractal de la forma de doce segmentos de ríos de una cuenca, usando diversas escalas, rechazando aquéllas que impiden identificar los meandros de los mismos, es decir, las de mayor longitud unitaria.

Para el caso de la cuenca del río Genal, se ha aplicado este método a los cinco tramos en los que se ha subdividido, aleatoriamente, el cauce principal del río (Figura 45), a dos afluentes del mismo y al cauce principal completo (Figura 49).



**Figura 49. Tramos y afluentes considerados para el estudio de la sinuosidad del río Genal según Snow (1989) y Nikora y col. (1993)**

La representación gráfica del logaritmo de la escala (entendiendo por escala la longitud unitaria usada para medir la longitud total del cauce) en abscisas, frente al logaritmo de la longitud, en ordenadas, es conocida por algunos autores (Snow, 1989) como *gráfico de Richardson*. Estos gráficos se han realizado para cada uno de los distintos tramos y cauces, tal como se muestra en la Figura 50 y Figura 51. Para cada uno de los casos las nubes de puntos se ajustan a dos rectas de diferente pendiente. La situada más hacia la izquierda del gráfico tiene pendiente aproximada a cero, lo cual indica que para escalas muy pequeñas la longitud total que se mida va a permanecer prácticamente invariable, insensible al cambio de escala. El punto de cambio de las rectas indica la escala de medida a partir de la cual se pueden identificar los meandros. La pendiente de esta recta, según Snow (1989) identifica la dimensión fractal de la sinuosidad,  $D_p$ , siendo una medida de la tortuosidad del canal. Las dispersiones de puntos son manifiestas para escalas próximas a 1 km, que muestra así una escala máxima para identificar meandros para cada cauce o tramo de cauces.

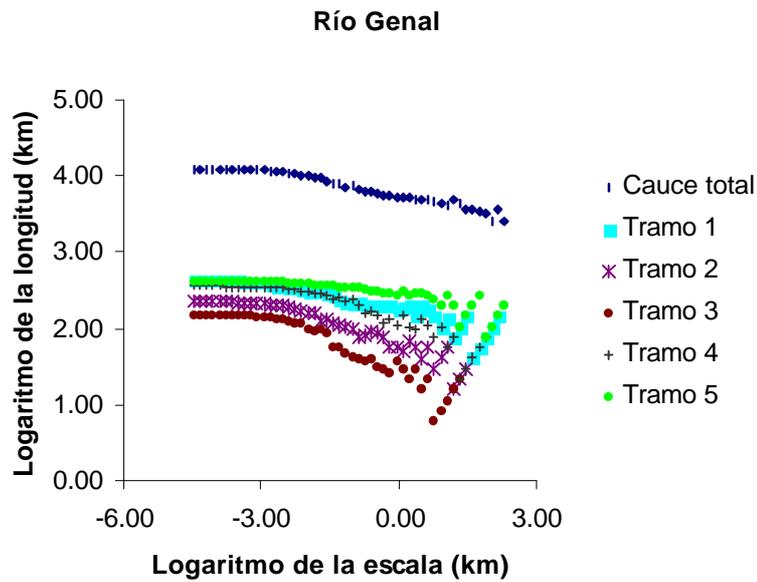


Figura 50. Gráfico de Richardson para el cauce del río Genal y cinco tramos del mismo

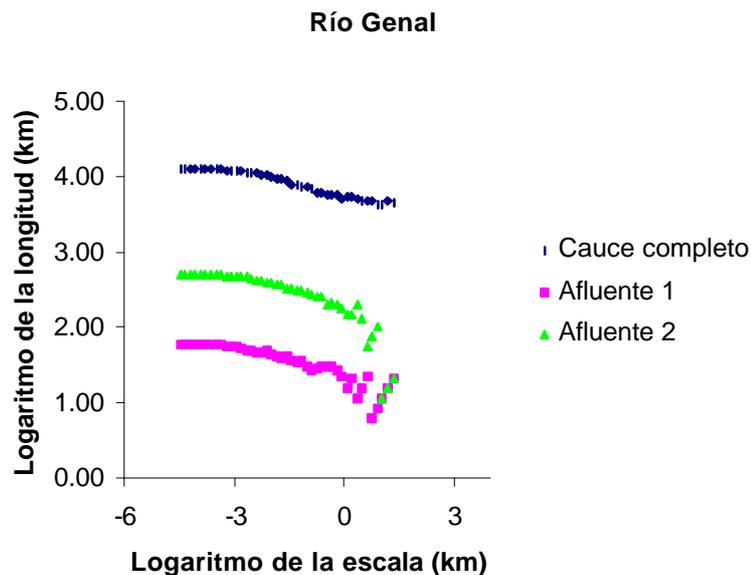


Figura 51. Gráfico de Richardson para el cauce del río Genal y dos de sus afluentes

Los valores de  $D_p$  (siendo  $D_p=I-S$ ) para cada uno de los tramos así como para los afluentes se han calculado dentro del intervalo  $\log escala \hat{I}$  (-2.5, -1) y sus resultados se muestran en la Tabla 20. Estos valores están dentro de los límites dados por Snow (de 1.04 a 1.38), y también dentro del intervalo que Rodríguez-Iturbe y Rinaldo (1997; Cap. 2)

consideran, es decir, valores en torno a 1.1, y que reflejan el alto grado de sinuosidad de los canales de una red fluvial.

La geometría de un canal se considera fractal a escalas en las que los meandros más tortuosos son distinguibles. Esta tendencia se repite tanto para el cauce completo, como para los diferentes tramos en los que se divide éste, y en los dos afluentes considerados.

**Tabla 20. Dimensión fractal de los distintos tramos del río Genal según Snow (1989)**

Parte del río		Dp
Tramo	1	1,12
	2	1,17
	3	1,22
	4	1,16
	5	1,07
Afluente	1	1,13
	2	1,19
Cauce completo		1,10

Otro enfoque propuesto es el de Nikora y col. (1993) quienes desarrollan un método para el análisis fractal de los ríos, basándose en un algoritmo similar al de Matsuschita y Ouchi que describen Rodríguez-Iturbe y col. (1997; Cap. 2) en el que concluyen que las redes fluviales son objetos geométricos fractales pero que, generalmente, presentan propiedades de autoafinidad para las escalas mayores frente a las características de autosemejanza para escalas más pequeñas (Nikora y Sapozhnikov, 1993).

La diferencia entre los fractales autosemejantes y autoafines radica en la forma de re-escalar las partes para originar el objeto inicial, isotrópica en el primer caso, o anisotrópica en el segundo. Para caracterizar la invarianza a diferentes escalas de un objeto autosemejante sólo se necesita un número, mientras que para un fractal autoafín se necesitarán dos o más números (Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2)

Se han considerado los mismos casos que para la aplicación de método de Snow. Si se representan la media de los cuadrados de la diferencia de las coordenadas obtenidas frente a las diferentes escalas usadas (Figura 52 a Figura 54), se observan las características de autosemejanza de cada uno de los casos para escalas menores, y una desviación de este comportamiento como a autoafines para escalas mayores, al igual que indican Nikora y Sapozhnikov (1993). En cambio, en el estudio del cauce completo del río, aún en el caso de mayores escalas no aparece el comportamiento autoafín.

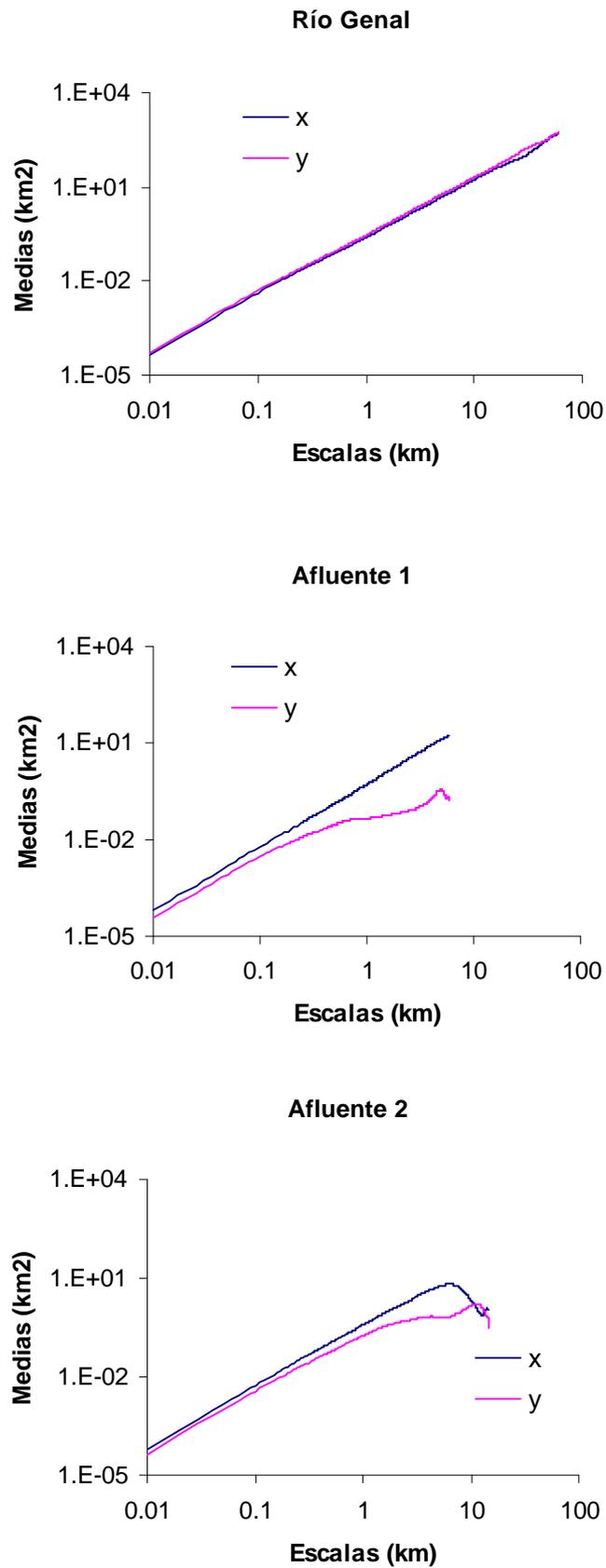


Figura 52. Medias de los cuadrados de las diferencias de las coordenadas x e y para el río Genal y dos de sus afluentes

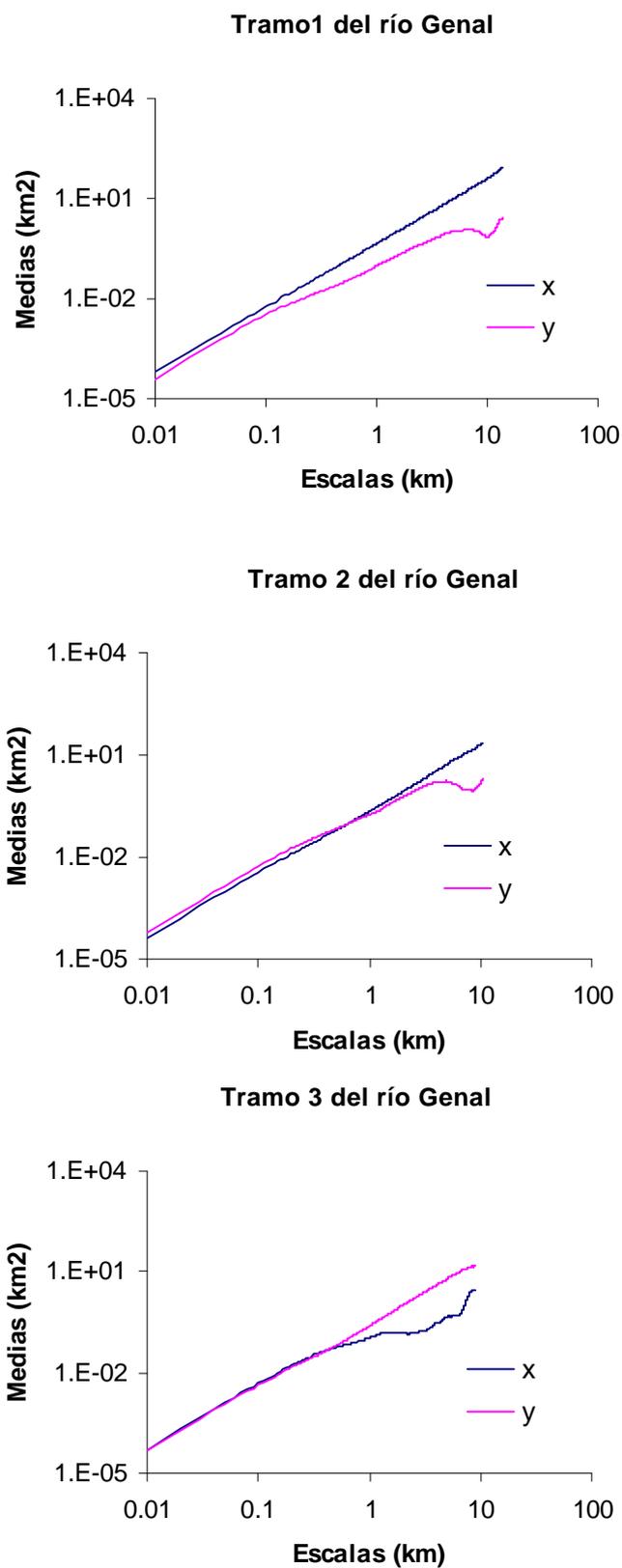


Figura 53. Medias de los cuadrados de las diferencias de las coordenadas x e y de los tramos 1 a 3 del río Genal

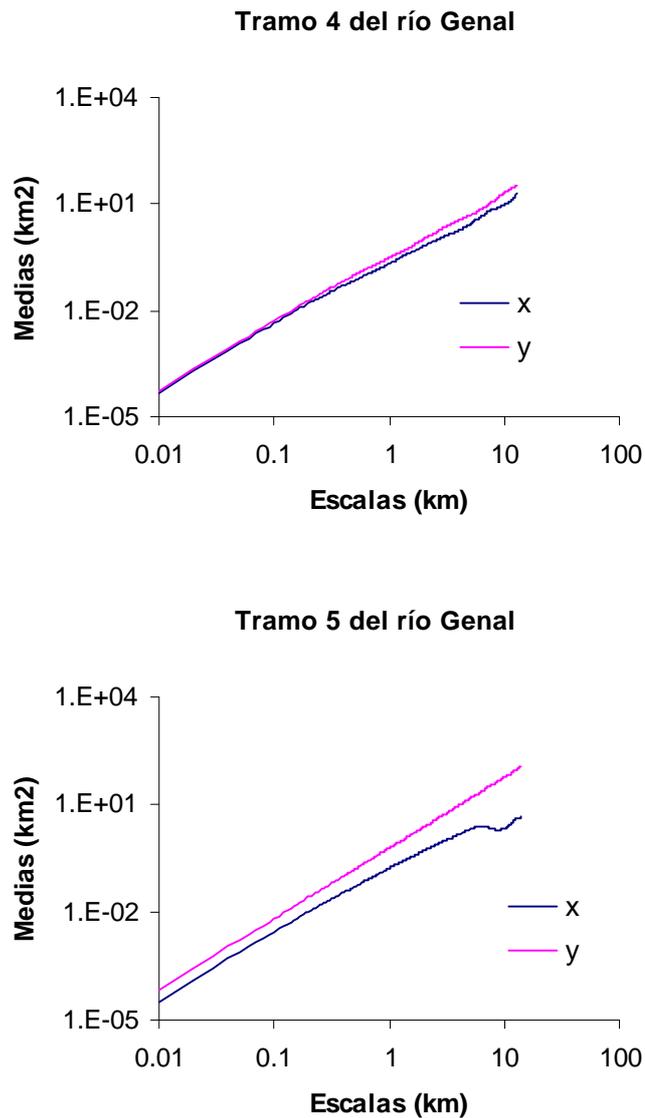


Figura 54. Medias de los cuadrados de las diferencias de las coordenadas x e y de los tramos 4 y 5 del río Genal

### 3.5 Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico

A lo largo de la historia de la Hidrología se ha intentado obtener el caudal a la salida de una cuenca a partir de los datos de lluvia, ya que no sólo interesa conocer los volúmenes totales de agua sino cómo se transfiere la lluvia, hietograma, a la salida de la cuenca, hidrograma. Estas relaciones entre lluvia y caudal son importantes tanto para el diseño de estructuras hidráulicas, como para predecir la respuesta de una cuenca ante cambios en la topografía o usos del suelo en ésta (Bras, 1990; Cap. 9).

Una de las formulaciones más usadas de la transformación de lluvia en escorrentía es el Hidrograma Unitario (HU), propuesto por Sherman en 1932, el cual se define como *el caudal que produce un volumen unitario de lluvia efectiva de una determinada duración*, y cuya hipótesis es la asimilación de la cuenca como un sistema lineal e invariable en el tiempo. Además, se supone una lluvia uniformemente distribuida en el espacio y en el tiempo.

Si el volumen unitario de lluvia cae en un tiempo infinitesimal, el hidrograma resultante es el Hidrograma Unitario Instantáneo (HUI) que es, por tanto, la respuesta impulso del sistema cuenca a una entrada de impulso instantánea, (27).

$$Q(t) = \int_0^t I(\tau) \cdot h(t - \tau) \cdot d\tau \quad (27)$$

siendo  $Q(t)$  la salida del sistema en el tiempo  $t$ ;  $I(\tau)$  la entrada al sistema o intensidad de lluvia efectiva; y  $h(t)$  la respuesta del sistema o HUI. La identificación de la función  $h(t)$  se ha realizado con innumerables técnicas matemáticas (p.e. Singh, 1988).

El HUI es la función de distribución de probabilidad del tiempo empleado por el agua en recorrer la cuenca desde que se origina un exceso de lluvia en cualquier parte de la misma hasta que aparece por la desembocadura, o tiempo de viaje.

En la búsqueda de una relación entre los elementos morfológicos o topográficos de la cuenca con su respuesta, se introdujo el concepto de Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico propuesto por Rodríguez-Iturbe y Valdés (1979), posteriormente modificado por Gupta y col. (1980). En este modelo el viaje de una gota de agua, elegida aleatoriamente, recorre los canales de menor orden a los de mayor orden (Figura 55). El estado de una gota se define como el orden del canal en el que la gota está viajando en un determinado momento. Los estados del proceso pueden ser bien una ladera ( $a_w$ ), bien un canal ( $x_w$ ) de orden  $w$  donde la gota se localiza en el tiempo  $t$ .

El viaje de una gota se rige por las normas:

- 1) cuando la gota está en una ladera, su estado es igual al orden del canal al que ésta vierte directamente
- 2) las únicas transiciones posibles desde el estado  $a_w$  son a los canales,  $x_w$ . Los posibles caminos dentro de los canales siempre van en sentido ascendente de su orden
- 3) el estado final de la gota será  $W+1$ , siendo  $W$  el orden de la cuenca

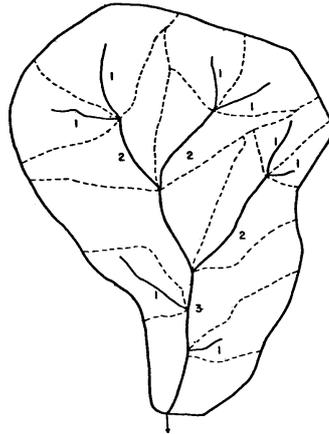


Figura 55. Cuenca de tercer orden según Strahler (tomado de Rodríguez-Iturbe y Valdés, 1979)

El tiempo total de viaje ( $T_s$ ) para cada una de las posibles trayectorias que puede seguir una gota, es:

$$T_s = T_{a_i} + T_{x_i} + T_{x_j} + \dots + T_{l_\Omega} \quad (28)$$

siendo  $T_{a_i}$  el tiempo de viaje en una ladera que vierte a un canal de orden  $i$ ;  $T_{x_i}$  el tiempo de viaje en un canal de orden  $i$ , para  $i \in \{1, \dots, \Omega\}$ ; y las posibles trayectorias,  $s$ , pertenecen a un conjunto  $S = \{s_1, s_2, \dots\}$ .

Rodríguez-Iturbe y Valdés (1979) y Gupta y col. (1980) desprecian el tiempo de viaje en las laderas, van der Tak y Bras (1990) lo incorporan posteriormente, introduciendo un término de velocidad en laderas que consideran dos veces más pequeño que en los canales.

Como propusieron Rodríguez-Iturbe y Valdés en 1979, la función de densidad de probabilidad del tiempo de viaje del agua en una cuenca viene dada por la expresión:

$$f(t) = \sum_{s \in S} f_{x_w} * \dots * f_{x_\Omega} p(s) \quad (29)$$

donde  $p(s)$  es la probabilidad de una determinada trayectoria en la cuenca, incluyendo el trayecto sobre el terreno hasta alcanzar algún curso de agua,  $a_w$ , y el recorrido a lo largo de los cursos de la red fluvial,  $x_w, x_{w+1}, \dots$ . La operación designada con el asterisco (\*) es la convolución tan común en Hidrología (p.e. Bras, 1990; Cap. 9). Así, la probabilidad de una trayectoria es:

$$p(s) = q_i p_{i,j} * \dots * p_{l,\Omega} \quad (30)$$

siendo  $q_i$  la probabilidad de que una gota inicie su viaje en una ladera que desagua en un canal de orden  $i$ ; y  $p_{ij}$  la probabilidad de transición desde un canal de orden  $i$  a otro de orden  $j$ .

Como Rinaldo y col. (1991) indican, si la distribución espacial del exceso de lluvia es uniforme y  $A_i^*$  es la superficie contribuyente directamente al flujo para el canal de orden  $i$ , en una cuenca de superficie total  $A_\Omega$ , la probabilidad de que el proceso comience en el estado  $i$  será:

$$q_i = \frac{A_i^*}{A_\Omega} \quad (31)$$

Rodríguez-Iturbe y Valdés (1979) consideran que  $q_i$  y  $p_{ij}$  son sólo funciones de la geomorfología y la geometría de la cuenca considerada, expresándolas en función de los cocientes  $R_B$  y  $R_A$ , mientras que Gupta y col. (1980) dan las siguientes expresiones para su cálculo:

$$q_1 = \frac{N_1 \cdot \bar{A}_1}{A_\Omega} \quad i = 1 \quad (32)$$

$$q_i = \frac{N_i}{A_\Omega} \left[ \bar{A}_i - \sum_{j=1}^{i-1} \bar{A}_j \left( \frac{N_j \cdot P_{ji}}{N_i} \right) \right] \quad i = 2, \dots, \Omega \quad (33)$$

La probabilidad de transición ha sido expresada de diferentes formas. Por ejemplo, Rodríguez-Iturbe y Valdés (1979) y Gupta y col. (1980) se basaban en los cocientes de Horton, determinados por la ordenación de Horton-Strahler en la red fluvial:

$$p_{ij} = \left\{ (N_i - 2N_{i+1})E[j, \Omega] / N_i \sum_{k=i+1}^{\Omega} E[k, \Omega] \right\} + 2(N_{i+1}/N_i) \mathbf{d}_{i+1,j} \quad 1 \leq i < j \leq \Omega \quad (34)$$

en donde  $N_i$  representa el número de cursos de agua de orden  $i$ ;  $\mathbf{d}_{i+1,j}$  es la función delta de Dirac (p.e. Butkov, 1968; Cap. 10) que es igual a la unidad siempre que ambos subíndices fuesen iguales ( $i+1=j$ ), y a cero en caso contrario; y  $E$  es una función (35), que calcula en número medio de tramos interiores de orden  $i$  en una red de orden  $\mathbf{W}$ , aunque los SIG permiten estimar estas probabilidades de forma directa.

$$E(i, \Omega) = N_i \prod_{j=2}^i \frac{N_{j-1} - 1}{2N_j - 1} \quad i = 2, \dots, \Omega \quad (35)$$

La función de densidad de probabilidad del tiempo de residencia o espera ha sido más debatida. Inicialmente Rodríguez-Iturbe y Valdés (1979) supusieron una función exponencial:

$$f(t) = \lambda \exp(-\lambda t) \quad (36)$$

siendo  $\lambda$  un parámetro debido a que, como Gupta y col. (1980) señalaban, les forzaba a ella el postulado markoviano.

El tiempo medio de espera para un estado  $x_i$  será  $1/\lambda_i$ , por lo que si se supone una velocidad media del flujo,  $v$ , se cumple la relación:

$$\lambda_i = \frac{v}{L_i} \quad (37)$$

siendo  $\bar{L}_i$  la longitud media de los canales de orden  $i$

Van der Tak y Bras (1990) seleccionaron la función gamma para la distribución de longitudes de los tramos interiores y exteriores, según el criterio de Shreve (1969), lo que equivale a decir que es la distribución de los tiempos de viaje, al dividir longitudes por la velocidad supuesta constante en la cuenca será:

$$f(t) = \frac{1}{\Gamma(n)} \left( \frac{t}{I} \right)^{n-1} \exp(-I \cdot t) \quad (38)$$

siendo  $n$  un parámetro de forma,  $b$  un parámetro de escala y  $\Gamma$  la función gamma. Otros modelos como el de Jin (1992) han usado esta distribución.

La selección de la función exponencial ha sido criticada por Shamseldin y Nash (1998) por condicionar de tal forma el hidrograma unitario que oscurece el efecto de otros factores. Previamente Chutta y Dooge (1990) habían mostrado cómo una sencilla disposición de embalses lineales en cascada podían representar las trayectorias a lo largo de los sucesivos estados, asignando a cada una la probabilidad estimada por los cocientes de bifurcación y superficie de Horton. Los parámetros de los embalses lineales son función del cociente de elongación. En este trabajo se mostraba cómo el HUIG tenía una forma similar a la de la función gamma de dos parámetros de la expresión (38), como ya habían observado, entre otros, Rosso (1984). Las conclusiones de Shamseldin y Nash abundan en los resultados de Chutta, Dooge y Rosso, destacando el gran peso de la función exponencial que caracteriza la distribución del tiempo de residencia en los embalses lineales, sin reducir, sin embargo, el valor del HUIG.

Una propiedad de cualquier red fluvial que destacan Rodríguez-Iturbe y Rinaldo (1997; Cap. 1) es la existencia de un solo camino que conecte un determinado par de puntos del árbol que la constituye y, en particular, el flujo de un punto a la salida es único. Esto es importante desde el punto de vista de las implicaciones de la estructura espacial de una red en su respuesta ante un evento de lluvia. Así, un descriptor hidrológico importante de una cuenca que afecta al pico y la forma del hidrograma de ésta es la denominada función de anchura,  $W(x)$ , la cual cuantifica el número de tramos o celdillas que hay a una distancia  $x$  hasta la salida de la cuenca (Bras, 1990, Cap. 12; Naden, 1992; Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997, Cap. 1), medida a lo largo de los canales que conforman la red. Una extensión de la función de anchura es aquella que relaciona la distancia con la superficie. Ambas funciones son iguales si a cada tramo de canal se le asocia su superficie vertiente.

Es fácil deducir la relación entre la función de anchura y la respuesta hidrológica de una cuenca ya que, si se imagina que el tiempo de viaje en cada uno de los tramos de su red fluvial es el mismo, si hay dos tramos de distancia a la salida serán necesarias dos unidades de tiempo para llegar a ésta (Bras, 1990; Cap. 12).

Según esto, Naden (1992) utiliza la función de anchura como alternativa para determinar el HUIG de una cuenca, considerando que ésta es preferible a otras descripciones basadas en la ordenación hortoniana puesto que se ajusta más a la estructura que se observa de la red. Para esta autora el aspecto más importante del uso de la función de anchura es que permite una descripción espacial de la cuenca que puede usarse explícitamente en la función de respuesta de ésta, y que la variación espacial de la lluvia o de los aspectos que describan la cuenca (p.e., tipo de suelo) se pueden incorporar dándole diversos pesos a esta función de anchura.

Se han establecido formulaciones generales del HUIG en base a la función de anchura:

$$h(t) = \int_0^t g(x,t) \cdot N(x) \cdot Z^{-1} \cdot dx \quad (39)$$

siendo  $g(x,t)$  la función de respuesta hidráulica de un canal a una distancia  $x$  a la salida, es decir, un impulso unitario a una distancia  $x$  de la salida originará un flujo dado por  $g(x,t)$ ;  $N(x)$  es la función de anchura; y  $Z$  es la superficie bajo  $N(x)$

### 3.5.1 Respuesta hidrológica en la cuenca del río Genal

Partiendo de la información geomorfológica extraída de la cuenca del río Genal, y con el objeto de relacionarla con la respuesta ante un evento de lluvia, se ha aplicado la teoría del HUIG a la misma. Para ello se han tenido en cuenta algunas de las propuestas anteriormente referidas (Rodríguez-Iturbe y Valdés, 1979; Gupta y col., 1980; Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997, Cap. 1).

La elección del método del HUIG para determinar la respuesta hidrológica de la cuenca ha estado limitada fundamentalmente por la ausencia de datos de lluvia efectiva. Se han considerado las redes fluviales A, B, C y D, para las que se ha aplicado el modelo de Gupta y col. (1980) (40), con función exponencial de distribución de probabilidad del tiempo de viaje, obteniéndose los HUIG que muestran la Figura 56 a Figura 59, considerando una lluvia efectiva uniforme y unitaria, y diferentes velocidades medias. De disponer de datos de lluvia efectiva podría estimarse la respuesta de la cuenca a eventos de lluvia reales.

$$h(t) = \sum_{s \in S} \sum_{j=1}^k C_{j,k} \exp\{-I_{x_j} \cdot t\} \cdot p(s) \quad s = (x_1 \dots x_k) \quad (40)$$

$$\text{siendo } C_{j,k} = (I_{x_1} \dots I_{x_{k-1}}) \left[ (I_{x_1} - I_{x_j}) \dots (I_{x_{j-1}} - I_{x_j}) (I_{x_{j+1}} - I_{x_j}) \dots (I_{x_k} - I_{x_j}) \right]^{-1}$$

Aunque se observa que todos los HUIG son análogos, para una misma velocidad el pico es tanto mayor cuanto más densa es la red que se analiza. Si la velocidad varía considerando una misma red, no sólo disminuye el pico del hidrograma sino que refleja una respuesta más ralentizada conforme la velocidad media disminuye.

Como método alternativo para estudiar la respuesta de la cuenca del río Genal ante la lluvia ha sido la determinación de la función de anchura  $W(x)$ , calculada en el módulo hidrológico de Arc/Info y cuyo procedimiento se detalla en el **Anejo 4**. La representación de los resultados directos obtenidos, es decir, el número de celdillas situadas a una distancia determinada de la salida de la cuenca, se ha suavizado realizándose una clasificación de las distancias cada 100 m. La función de anchura clasificada se muestra en la Figura 60. Hay que tener en cuenta que el suavizado de esta función varía en función de las clases que se consideren, como refleja la Figura 61.

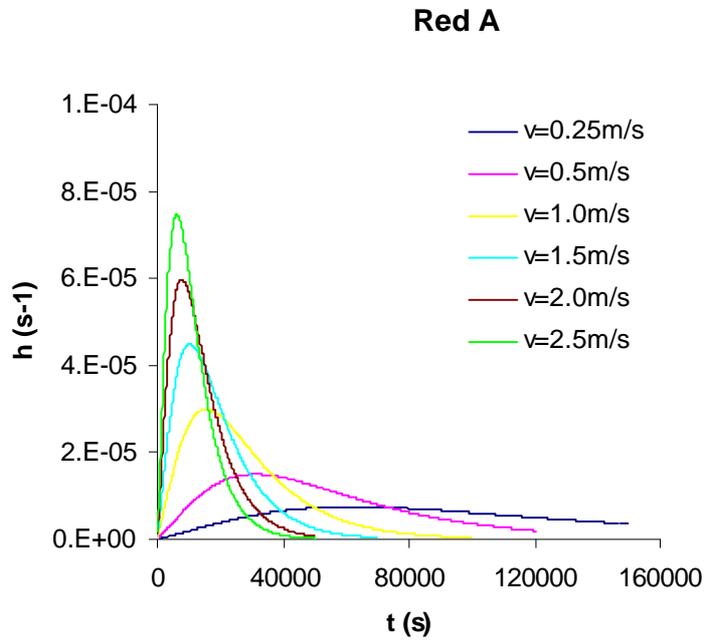


Figura 56. Influencia de la velocidad del flujo en el HUIG para la red A de la cuenca del río Genal

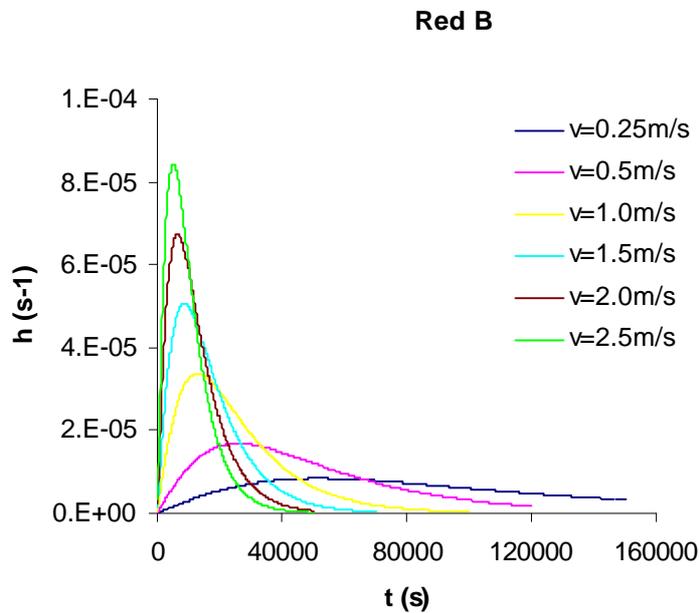


Figura 57. Influencia de la velocidad del flujo en el HUIG para la red B de la cuenca del río Genal

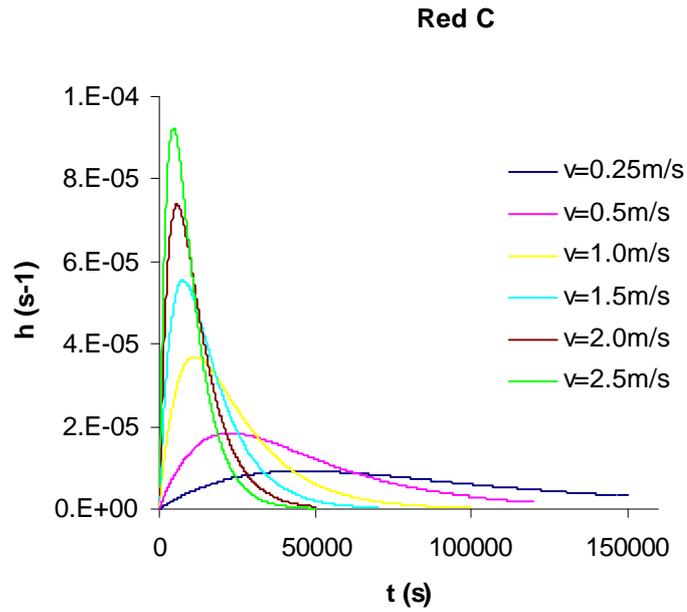


Figura 58. Influencia de la velocidad del flujo en el HUIG para la red C de la cuenca del río Genal

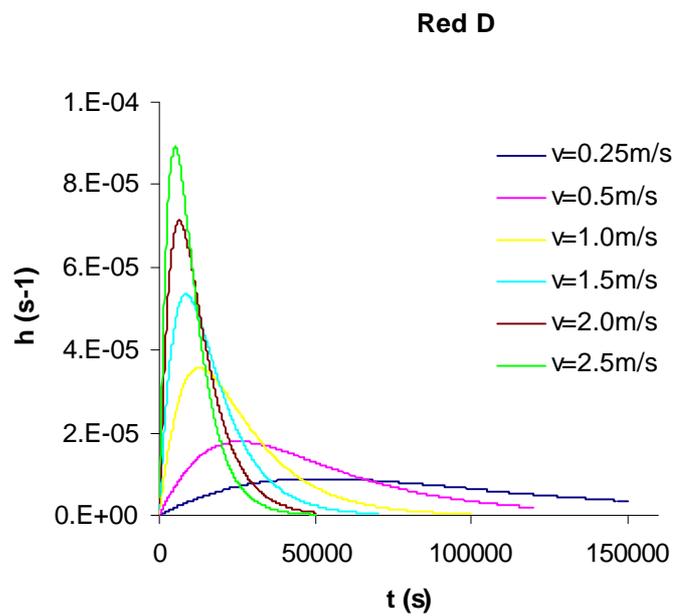


Figura 59. Influencia de la velocidad del flujo en el HUIG para la red D de la cuenca del río Genal

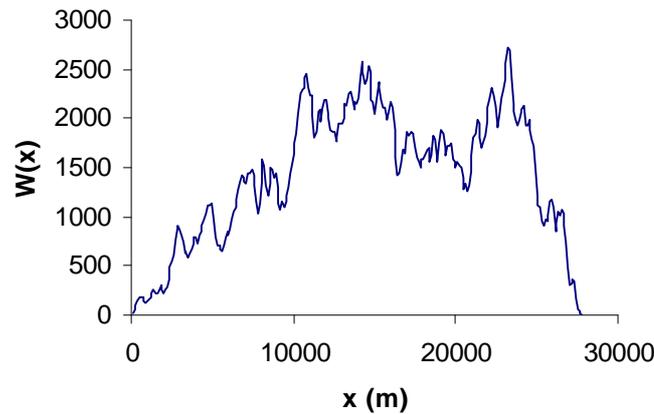


Figura 60. Función de anchura correspondiente a la cuenca del río Genal

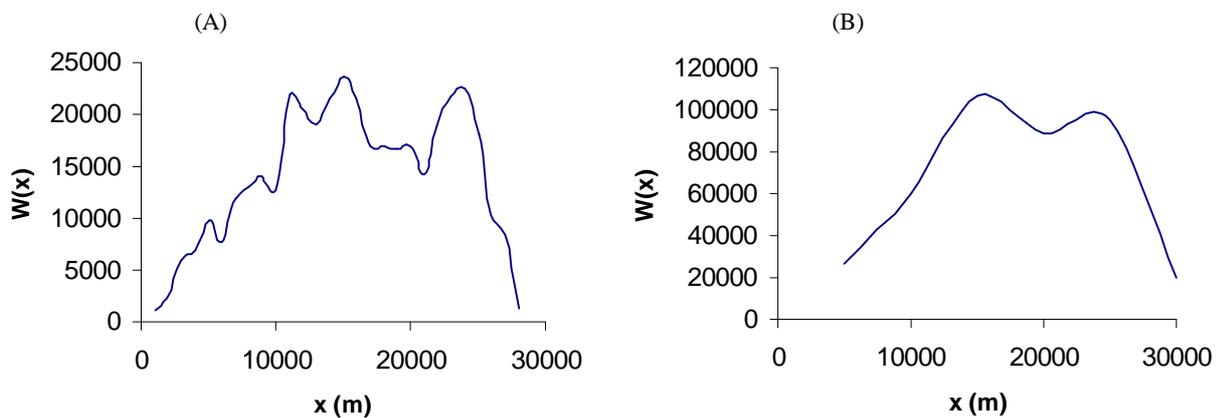


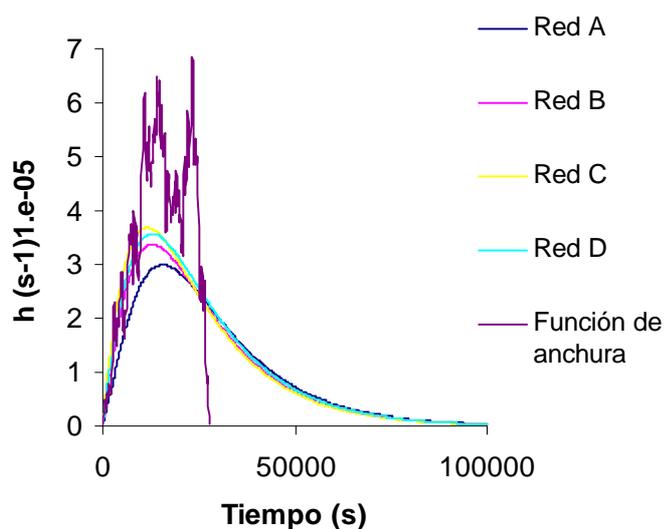
Figura 61. Función de anchura de la cuenca del río Genal reclasificada cada 1000 m (A) y cada 5000 m (B)

Este tipo de clasificación, que no se indica explícitamente por los autores consultados (Naden, 1992; Snell y Sivapalan, 1994; Rinaldo y col., 1995; Rinaldo y Rodríguez-Iturbe, 1996), nos va a condicionar la comparación de los HUIG anteriormente obtenidos con el resultante de la aplicación de la función de anchura. La transformación de las distancias a unidades de tiempo es inmediata para cada velocidad media, idéntica para todas las celdillas de la cuenca. Ahora bien, la transformación de número de celdillas a unidades de la función de respuesta ( $t^{-1}$ ) implica utilizar una función de anchura adimensional (proporción de celdillas a una distancia  $x$  del desagüe respecto a las totales) que seguidamente se normalizará. Diversos autores consideran como factor de normalización la longitud máxima desde una fuente a la salida de la cuenca (Snell y Sivapalan, 1994; Rinaldo y col., 1995; Rinaldo y Rodríguez-Iturbe, 1996), aunque la forma de aplicarlo depende de cómo se haya determinado

la función de anchura, utilizando sólo información de la red o considerando todas las celdillas de la cuenca, y de la clasificación de la función de anchura. La influencia de estos factores apenas se comenta en la bibliografía. En el caso concreto de la función de anchura del río Genal el factor de normalización considerado ha sido la longitud del intervalo de clasificación, 100 m., de forma similar a cómo Marani y col. (1991) normalizan la función de anchura para la cuenca hipotética de Peano (Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2).

Se han comparado, para cada una de las redes A, B, C y D, los HUIG obtenidos por los dos procedimientos descritos. A continuación se muestran algunos de los casos estudiados.

En la Figura 62 se observa cómo el pico del flujo en el del HUIG obtenido con la función de anchura es mayor que el HUIG según Gupta y col. (1980), lo cual se explica si se tiene en cuenta que la determinación de esta función se hace considerando todas las celdillas que forman la cuenca, y en todas ellas se supone la misma velocidad.



**Figura 62. Comparación de los HUIG obtenidos según el método de Gupta y col. (1989) y según la función de anchura (velocidad = 1 m/s)**

Cuanto mayor es la velocidad que se considera, menor es la diferencia de los valores de los picos de los hidrogramas respectivos, además esta diferencia, para una misma velocidad es tanto menor cuanto más densa es la red, dado que ésta es más parecida al modelo de la función de anchura puesto que mayor número de celdillas intervienen en la circulación del flujo. Si se comparan los HUIG de la red más densa (red D) para las distintas velocidades medias, se obtienen los resultados que aparecen en la Figura 63 a Figura 65, en los que se

observa que la función de anchura se asemeja más al HUIG a menores velocidades, cuando el efecto de las laderas es menor.

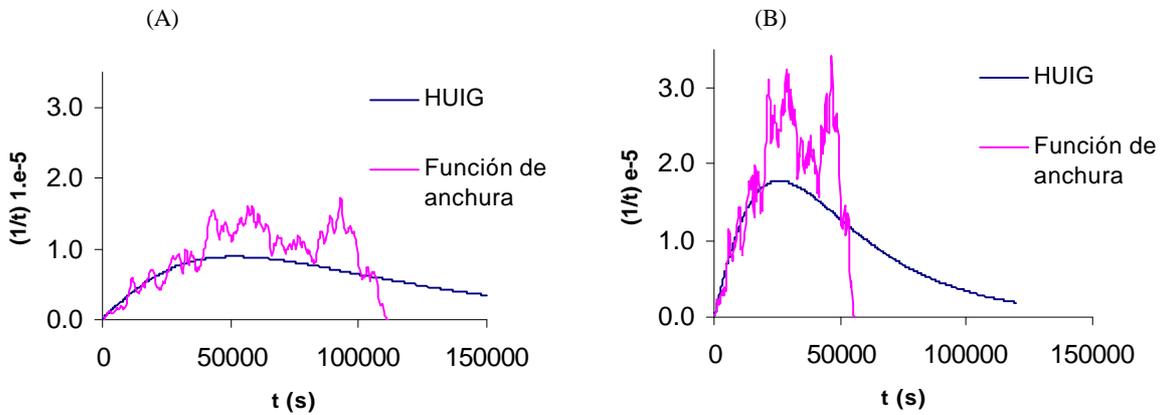


Figura 63. Respuesta de la red D para velocidades medias de 0,25 m/s (A) y 0,5 m/s (B)

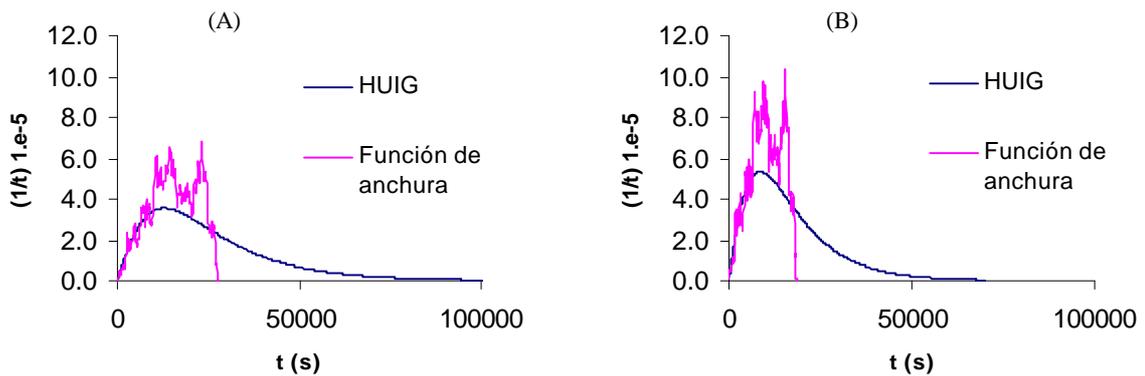


Figura 64. Respuesta de la red D para velocidades medias de 1 m/s (A) y 1,5 m/s (B)

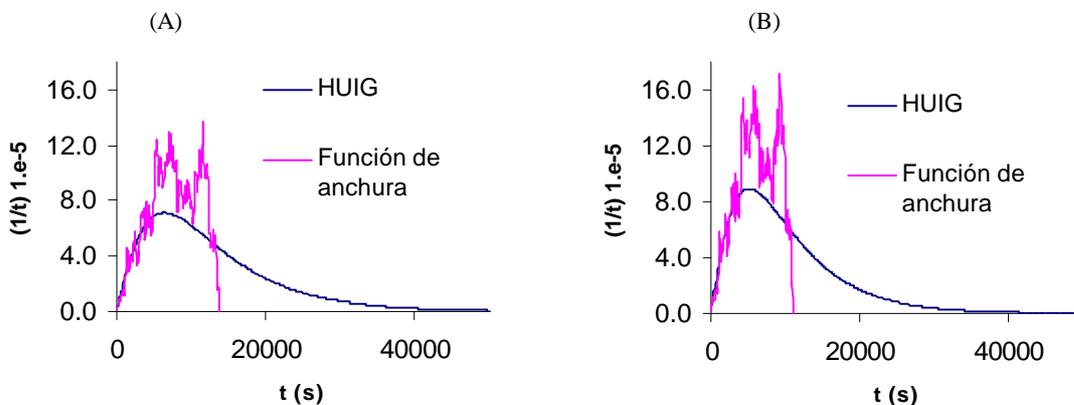


Figura 65. Respuesta de la red D para velocidades medias de 2 m/s (A) y 2,5 m/s (B)

### 3.6 Índice topográfico

Con el objeto de poder comparar cuencas aforadas con otras cuencas diversos autores como, Wood y col. (1990), han analizado la relación existente entre la escala y la semejanza hidrológica. Se desea eliminar la escala para estudiar la influencia ambiental en la generación de escorrentía. El estudio de zonas hidrológicamente similares no sólo facilitaría los estudios hidrológicos dentro de una misma cuenca, sino que permitiría extrapolar observaciones a zonas con escasa información pero que se comportan de manera análoga desde el punto de vista hidrológico. Es pues, una extensión de los conceptos fractales para determinar zonas similares entre sí.

Uno de los índices de semejanza hidrológica que se han utilizado últimamente y que permite separar estas zonas es el denominado “índice topográfico” (IT), es decir, todos aquellos puntos que presenten el mismo valor de IT se comportarán de la misma forma desde el punto de vista hidrológico. El IT se calcula a partir de la información topográfica de cada uno de estos puntos y viene definido por la expresión:

$$IT = \ln \left( \frac{a_i}{\text{tg } b_i} \right) \quad (41)$$

donde  $a_i$  es la superficie aportadora por unidad de longitud de curva de nivel que desagua en el punto  $i$ , y  $\text{tg } b_i$  es la pendiente del terreno en ese punto.

En caso de conocer valores distribuidos de transmisividad del suelo a saturación ( $T_{0i}$ ) el índice topográfico pasa a ser índice topográfico y de suelo, ITS expresado según (42). Sin embargo, es poco probable disponer de valores distribuidos de transmisividad y en el mejor de los casos de una función de distribución de los mismos (Beven, 1986), de ahí que para su cálculo se use la expresión anterior.

$$ITS = \ln \left( \frac{a_i}{T_{0i} \cdot \text{tg } b_i} \right) \quad (42)$$

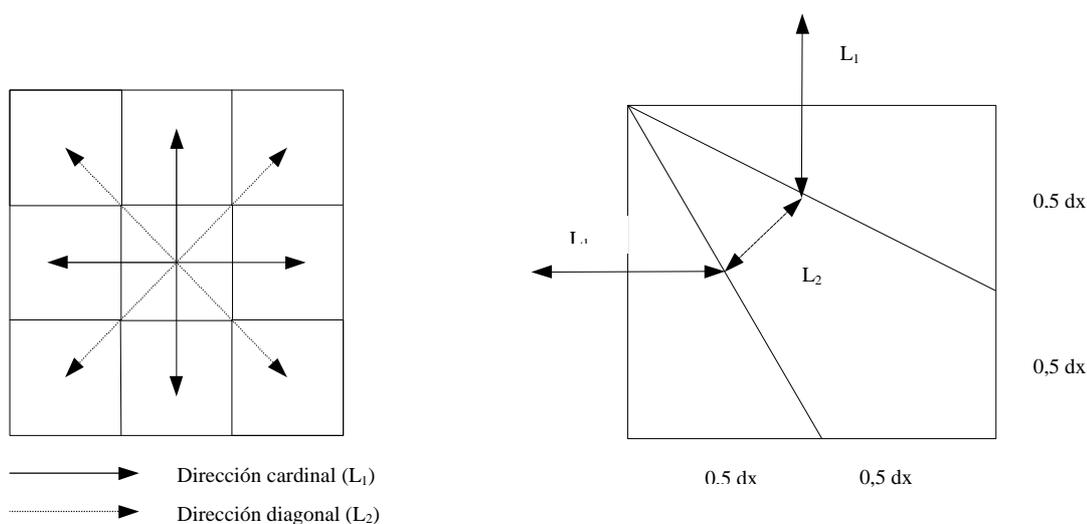
Si bien el IT era inicialmente calculado manualmente a partir de las curvas de nivel de los mapas topográficos, el desarrollo de los MDE permite obtenerlo de forma automática a partir de la información topográfica de la cuenca en formato matricial.

Existen dos formas principales para determinar el IT, uno es el *algoritmo unidireccional* de O’Callaghan y Mark (1984), y el segundo es el desarrollado por Quinn y col. (1991) denominado *algoritmo multidireccional de flujo*. La diferencia de este último con

el primero radica en que el flujo se va a distribuir entre las ocho celdillas vecinas a una dada ponderándose por la longitud de la curva de nivel,  $L_1$  o  $L_2$ . Para las celdillas situadas en dirección cardinal se considera  $L_1$  según la expresión (43), mientras que las celdillas dispuestas cardinalmente será  $L_2$  (44), en la que  $dx$  es el tamaño de la celdilla (Figura 66).

$$L_1 = 0.5 \times dx \quad (43)$$

$$L_2 = 0.354 \times dx \quad (44)$$



**Figura 66. Posibles direcciones de flujo, en el algoritmo multidireccional, y determinación de los valores de  $L_1$  y  $L_2$  utilizados para el cálculo del I.T.**

El índice topográfico para cada celdilla ( $IT_C$ ) se calcula según la expresión:

$$IT_C = Ln \frac{A}{\sum_{i=1}^n \text{tg } b_i \cdot L_i} \quad (45)$$

donde  $n$  es el número de direcciones de flujo posibles,  $A$  es la superficie total acumulada para la celda estudiada,  $L_i$  es la longitud de la curva de nivel en la dirección  $i$ , cuyo valor puede ser  $L_1$  o  $L_2$  según se trate de una celdilla diagonal o cardinal, y  $\text{tg } b_i$  es el gradiente calculado como el cociente de la diferencia de elevaciones de la celda estudiada y la contigua y la distancia entre ellas (Quinn y col., 1994).

Diversos autores han comprobado que el algoritmo de flujo multidireccional da mejores resultados en zonas altas de la cuenca, pero una vez que el flujo llega a un canal se comporta mejor el flujo unidireccional (Quinn y col., 1992; 1994).

Tanto los valores de superficie acumulada como de *tag b* dependen de la resolución del MDE, como demuestran diferentes trabajos (Quinn y col., 1992; Chairat y Delleur, 1993; Bruneau y col., 1995). Según estos autores, el MDE de partida debe tener una resolución espacial adecuada a la superficie de la cuenca de estudio, que variará en cada caso.

Los diferentes valores de resoluciones espaciales de celdilla van a influir, en primer lugar, en el cálculo de la superficie de la cuenca la cual aumenta al disminuir el tamaño de celdilla usado. Por otra parte, la distribución de la distribución del IT también es diferente a distintas resoluciones espaciales, observándose una disminución del porcentaje de celdillas con valores de IT más altos a menores resoluciones.

Cada celdilla tendrá un valor de IT asociado, de forma que todas aquellas que tienen el mismo valor de IT, o bien dentro del mismo intervalo de valores, se supone que se comportan hidrológicamente de igual forma (Quinn y col., 1994).

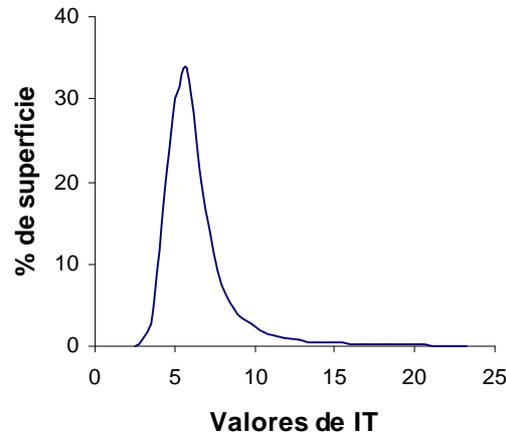
Desde el punto de vista físico los valores de IT son indicadores de la acumulación de flujo en cada punto.

### 3.6.1 Cálculo del índice topográfico en la cuenca del río Genal

El cálculo del IT para la cuenca del río Genal permite determinar aquellas zonas que presentan un comportamiento hidrológicamente semejante en ésta, lo que simplifica el análisis hidrológico de la misma. El cálculo del IT se realiza con el programa GRIDATB, realizado por Beven y Kirkby (Beven y col., 1994), modificado por Lorite (1997) a partir del MDE de la misma.

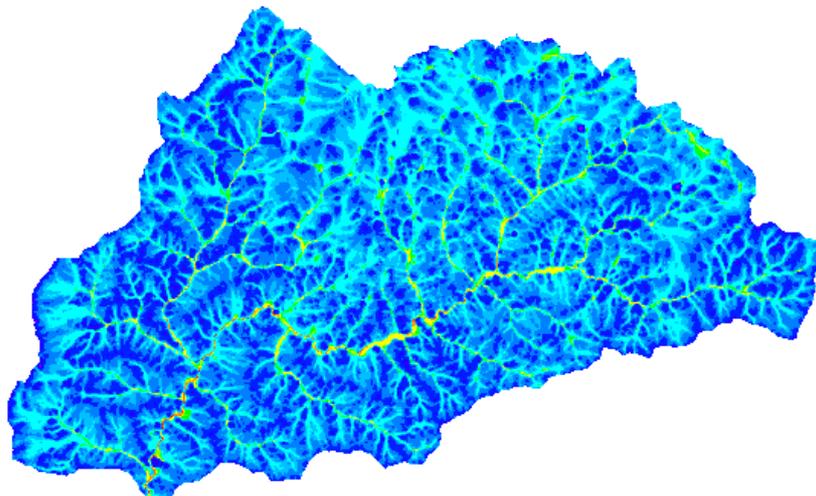
Según lo visto en el apartado anterior, resoluciones espaciales muy pequeñas implican pérdida de información, e incluso algunos autores (Quinn y col., 1992) han afirmado que trabajando con resoluciones de celdillas de 50 m o mayores, el uso de un algoritmo múltiple de dirección puede disminuir los errores que los algoritmos unidireccionales pueden originar.

La distribución de los valores de IT calculados para la cuenca del río Genal se representa en la (Figura 67).



**Figura 67. Porcentaje de superficie asociada a los valores de IT calculados**

La representación espacial del IT permite obtener mapas de zonas hidrológicamente semejantes, como se muestra en la Figura 68, en la que los colores de tonos azul más oscuro representan aquellas zonas cuyo IT es menor, correspondiendo con las partes más elevadas de la cuenca, pasando por tonalidades de azules más claros en los que los valores de IT aumentan, identificando en muchos casos los cauces efímeros de la cuenca. Las tonalidades verdes corresponderían a partes de la cuenca con valores de IT intermedios, y las zonas de tonos amarillo-anaranjados corresponderían a celdillas con valores de IT mayores, identificándose con estos colores tanto el río Genal como el resto de cauces permanentes de la cuenca.



**Figura 68. Mapa de distribución de índices topográficos calculados para la cuenca del río Genal.**

### 3.7 Referencias

- BATTY, M. 1985. *Fractals-geometry between dimensions*. New Sci., 4: 31-34.
- BEVEN, K.J. 1986. *Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics*. En A.D. Abrahams (ed.). *Hillslope processes*, pp. 187- 202. Allen and Unwin, Boston.
- BEVEN, K.J., P. QUINN, R. ROMANOWICZ, J. FREER, J. FISHER y R. LAMB. 1994. *TOPMODEL and GRIDATB. A users' guide to the distribution versions*, en *Computer Models of watershed Hydrology*. Editado por V.P. Singh. Water Resour. Publ.
- BRAS, R.L. 1990. *Hydrology: An introduction to hydrologic science*. Addison-Wesley, Nueva York.
- BRUNEAU, P., C. GASCUEL-ODOUX, P. ROBIN, Ph. MEROT y K. BEVEN. 1995. *Sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital elevation data*. Hydrol. Proc. 9: 69-81.
- BURROUGH, P.A. y R.A. McDONNELL. 1998. *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford University Press, Nueva York.
- BUTKOV, V. 1968. *Mathematical physics*. Addison-Wesley, Nueva York.
- CARRARA, A., G. BITELLI y R. CARLA. 1997. *Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines*. Int. J. Geogr. Inf. Sci., 11: 451-473.
- CHAIRAT, S. y J.W. DELLEUR. 1993. *Effects of the topographic index distribution on predicted runoff using GRASS*. Water Resour. Bull., 29: 1029-1034.
- CHUTTA, P. y J.C. DOOGE. 1990. *The shape parameters of the geomorphologic unit hydrograph*. J. Hydrol. 117: 81-97.
- COSTA-CABRAL, M.C. y S.J. BURGESS. 1994. *Digital elevation model networks (DEMON): a model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas*. Water Resour. Res., 30: 1681-1692.
- COUGER, G., B.N. WILSON y C.T. RICE. 1992. *Determination of drainage networks from plot-size and basin-size areas*. Am. Soc. Agr. Engng., 8: 185-189.
- ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE, INC. 1990. *Understanding GIS. The ARC/INFO Method*. Redlands.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE, INC. 1998. *Manual de ARCINFO, versión 7.1.2. Grid hydrologic functions*. Redlands.

FLINT, J.J. 1974. *Stream gradient as a function of order, magnitude and discharge*. Water Resour. Res., 10: 969-973

GARBRECHT, J. y L.W. MARTZ. 1993. *Network and subwatershed parameters extracted from digital elevation models: the Bills Creek experience*. Water Resour. Bull., 29: 909-916.

GARCÍA-RUIZ, J.M. y F. OTÁLORA. 1992. *Fractal trees and Horton's Laws*. Math. Geol., 24: 61-71.

GRASS RESEARCH GROUP. 1997. *GRASS4.2. Reference Manual*. Baylor University.

GUPTA, V.K. y E. WAYMIRE. 1989. *Statistical self-similarity in river networks parameterized by elevation*. Water Resour. Res., 25: 463-476.

GUPTA, V.K., E. WAYMIRE y C.T. WANG. 1980. *A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology*. Water Resour. Res., 16: 855-862.

HORTON, R.E. 1945. *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology*. Geol. Soc. Amer. Bull., 56: 275-370.

JENSON, S.K. 1992. *Applications of hydrologic information automatically extracted from Digital Elevation Models*, en *Terrain Analysis Distributed Modelling in Hydrology*. Editado por K.J. Beven e I.D. Moore. Wiley, Chichester, pp. 35-48.

JENSON, S.K. y J.O. DOMINGUE. 1988. *Extracting topographic structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis*. Photogram. Engng. Rem. Sens., 54: 1593-1600.

JIN, C. 1992. *A deterministic gamma-type geomorphologic instantaneous unit hydrograph based on path types*. Water Resour. Res. 28: 479-486.

JUNTA DE ANDALUCÍA. 1992. *Mapas topográficos de Andalucía a escala 1:10.000*. Consejería de Obras Públicas y Transportes. Centro de Estudios Territoriales y Urbanos.

LEOPOLD, L.B., M. GORDON y J.P. MILLER. 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman and Company. San Francisco.

LORITE, I. 1997. *Análisis del modelo hidrológico TOPMODEL y su aplicación a una subcuenca del río Genal*. Trabajo Profesional fin de Carrera. Dpto. Agronomía. Universidad de Córdoba.

MANDELBROT, B.B. 1967. *Fractals: form, chance and dimension*. W.H. Freeman and Company. San Francisco.

MARANI, A., R. RIGON y A. RINALDO. 1991. *A note on fractal channel networks*. Water Resour. Res., 27: 3041-3049.

MOORE, I.D., R.B. GRAYSON y A.R. LADSON. 1991. *Digital Terrain Modeling: A review of Hydrological Geomorphological and Biological Applications*. Hydrol. Proc., 5: 3-30.

MORISAWA, M. 1985. *Rivers*. Longman, Londres.

NADEN, P.S. 1992. *Spatial variability in flood estimation for large catchments: the exploitation of channel network structure*. Hydrol. Sci., 37: 53-71.

NADEN, P. y M. POLARSKI. 1990. *Derivation of river network variables from digitised data and their use in flood estimation*. Report to Ministry of Agriculture, Fisheries and Food. Institute of Hydrology, Wallingford, Reino Unido.

NIKORA, V.I., V.B. SAPOZHNIKOV y D.A. NOEVER. 1993. *Fractal geometry of individual river channels and its computer simulation*. Water Resour. Res., 29: 3561-3568.

NIKORA, V.I. y V.B. SAPOZHNIKOV. 1993. *River network fractal geometry and its computer simulation*. Water Resour. Res., 29: 3569-3575.

O'CALLAGHAN, J.F. y D.M. MARK. 1984. *The extraction of drainage networks from Digital Elevation Data*. Com. vis., graph. im. proc., 28: 323-344.

PEÑA, A. 1997. *Geomorfología y evolución de la red de desagüe de una cuenca. Interpretación y comportamiento*. Tesis doctoral. Dpto. Ing. Rural. Universidad de Córdoba.

QUINN, P., K. BEVEN, P. CHEVALLIER y O. PLANCHON. 1992. *The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models*, en *Terrain Analysis Distributed Modelling in Hydrology*. Editado por K.J. Beven e I.D. Moore. Wiley, Chichester, pp. 64-83.

QUINN, P.F., K.J. BEVEN y R. LAMB. 1994. *The  $\ln(a/\tan b)$  index: how to calculate it and how to use it within the topmodel framework*. Hydrol. Proc., 9: 1-22.

RIGON, R., A. RINALDO, I. RODRÍGUEZ-ITURBE, R.L. BRAS y E. IJASZ-VASQUEZ. 1993. *Optimal channel networks: a framework for the study of river basin morphology*. Water Resour. Res., 29: 1635-1646.

RINALDO, A., A. MARANI y R. RIGON. 1991. *Geomorphological dispersion*. Water Resour. Res. 27: 513-525.

RINALDO, A., G.K. VOGEL, R. RIGON e I. RODRÍGUEZ-ITURBE. 1995. *Can one gauge the shape of a basin?* Water Resour. Res., 31:1119-1127.

RINALDO, A. e I. RODRÍGUEZ-ITURBE. 1996. *Geomorphological theory of the hydrological response*. Hydrol. Proc., 10: 803-829.

RODRÍGUEZ-ITURBE, I. y A. RINALDO. 1997. *Fractal River Basins*. Cambridge University Press, Nueva York.

RODRÍGUEZ-ITURBE, I. y J.B. VALDÉS. 1979. *The geomorphologic structure of hydrologic response*. Water Resour. Res., 15: 1409-1420.

ROSSO, R. 1984. *Nash model relation to Horton order ratios*. Water Resour. Res. 20: 914-920.

SCHEIDEGGER, A. E. 1979. *The principle of antagonism in the Earth's evolution*. Tectonophysics, 55: 7-10.

SHAMSELDIN, A.Y. y J.E. NASH. 1998. *The geomorphological unit hydrograph -a critical review*. Hydrol. Earth Syst. Sci. 2: 1-8.

SHREVE, R.L. 1966. *Statistical law of stream numbers*. J. Geol., 74: 17-37.

SHREVE, R.L. 1967. *Infinite topologically random channel networks*. J. Geol., 75: 178-186.

SHREVE, R.L. 1969. *Stream lengths and basin areas in topologically random channel networks*. J. Geol. 77: 397-414.

SINGH, V.P. 1988. *Hydrologic systems*. Vol. 1, Prentice-Hall, Englewood Cliffs.

SMART, J.S. 1972. *Channel networks*. Adv. Hydrosc., 8: 305-346.

SNELL, J.D. y M. SIVAPALAN. 1994. *On geomorphological dispersion in natural catchments and the geomorphological unit hydrograph*. Water Resour. Res., 30: 2311-2323.

SNOW, R.S. 1989. *Fractal sinuosity of stream channels*. Pageoph., 31: 99-109.

SURKAN, A.J. y J. VAN KAN. 1969. *Constrained random walk meander generation*. Water Resour. Res., 5: 1343-1352.

TARBOTON, D.G., R.L. BRAS e I. RODRÍGUEZ-ITURBE. 1988. *The fractal nature of river networks*. Water Resour. Res., 24: 1317-1322.

TARBOTON, D.G., R.L. BRAS e I. RODRÍGUEZ-ITURBE. 1989. *Scaling and elevation in river networks*. Water Resour. Res., 25: 2037-2051.

TARBOTON, D.G., R.L. BRAS e I. RODRÍGUEZ-ITURBE. 1992. *On the extraction of channel networks from Digital Elevation Data*, en *Terrain Analysis Distributed Modelling in Hydrology*. Editado por K.J. Beven e I.D. Moore. Wiley, Chichester, pp. 85-104.

THORNLEY, J.H.M. e I.R. JOHNSON. 1990. *Plant and crop modelling*. Clarendon Press, Oxford.

VAN DER TAK, L.D. y R.L. BRAS. 1990. *Incorporating hillslope effects into the geomorphologic instantaneous unit hydrograph*. Water Resour. Res. 26: 2393-2400.

WEST, B.J. y A.L. GOLDBERGER. 1987. *Physiology in fractal dimensions*. Amer. Sci., 75: 354-365.

WOOD, E.F., M. SIVAPALAN y K. BEVEN. 1990. *Similarity and scale in catchment storm response*. Revi. Geophys., 28: 1-18.

## 4 RIESGO DE DESLIZAMIENTOS

### 4.1 Importancia de los deslizamientos en una cuenca de montaña

La inestabilidad de laderas es un factor de gran relevancia para explicar la morfología de zonas montañosas. Los deslizamientos del terreno constituyen una forma de erosión importante en las cuencas de tierras altas. La distribución espacial y temporal de los deslizamientos modela el paisaje montañoso (Iverson, 1986a; Sidle y Wu, 1995), por lo que serán objeto de estudio en este capítulo.

Un deslizamiento se produce frecuentemente de forma repentina, a gran velocidad, constituyendo un peligro por los daños personales y materiales que causa. Los deslizamientos aceleran el transporte de sedimentos aguas abajo, produciendo una masa de partículas que han de desaguar los ríos, de ahí que sea de gran interés identificar las zonas potencialmente inestables, que pueden originar movimientos de tierra después de tormentas intensas o periodos prolongados de lluvia (Montgomery y Dietrich, 1994b).

Hay muchos factores responsables de la distribución espacial de los deslizamientos, entre los que cabe destacar: el espesor del suelo y su conductividad hidráulica, la intensidad y duración de la lluvia, la orientación del flujo subsuperficial, la cobertura vegetal y la resistencia al corte de las raíces de las especies que la forman (Montgomery y Dietrich, 1994b). Algunos autores (Sidle, 1992; Wu y Sidle, 1995) engloban a estos factores en dos grupos: estáticos que incluyen la profundidad del suelo, su cohesión y la pendiente, y dinámicos entre los que se encuentran los cambios en el peso de las raíces y la sobrecarga de peso en el suelo debida a la vegetación, la fuerza de las raíces y el manejo del suelo.

Como la humedad del suelo y la pendiente del terreno son factores esenciales en la ocurrencia de los deslizamientos, los modelos hidrológicos basados en estos factores son muy convenientes para el estudio de estos procesos erosivos.

### 4.2 Modelos generales de deslizamientos

Los diferentes modelos usados para analizar los deslizamientos podrían clasificarse en función de la escala de estudio, desde consideraciones microscópicas como *el montón de arena del estado crítico autoorganizado* de Bak (1997; Cap. 3 y 4), hasta modelos a escala de cuenca, cuyo tamaño puede variar desde unos pocos hasta varios cientos de km<sup>2</sup>.

Iverson (1986a) propuso un análisis detallado del deslizamiento basado en la ecuación de Navier-Stokes, o del movimiento para fluidos viscosos (p.e. Streeter, 1968; Cap. 3 y 5), que en forma vectorial se escribe como:

$$\rho \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \rho \bar{v} \cdot \bar{v} = \bar{v} \cdot \bar{T} + \bar{f} \quad (46)$$

en la que  $\rho$  es la densidad aparente del conjunto de fluidos y partículas sólidas;  $\bar{v}$  es el vector velocidad;  $t$  el tiempo;  $\bar{T}$  el tensor de esfuerzos efectivos, supuesto simétrico; y  $\bar{f}$  las fuerzas sobre el cuerpo, o volumen, en este caso debidas a la gravedad y a la percolación (Atkinson, 1981; Cap. 6). Para simplificar la integración de esta ecuación Iverson adoptó un estado de referencia, *datum*, en el que el movimiento del deslizamiento fuese ideal: permanente, y homogéneo y rectilíneo a lo largo de un eje. Supuso también que el flujo del agua subterránea es paralelo al eje que sigue el movimiento del material en el deslizamiento, lo que no es tan infrecuente (p.e. Cabral y col., 1992) y le permitió una representación sencilla de la presión de confinamiento o sobrecarga, (p.e. Sposito, 1981; Cap. 7), asimismo admitió que la velocidad del movimiento de la masa dependía sólo de la cota, lo que implicaba una deformación sencilla. La velocidad resultante variaba de forma potencial con la profundidad lo que concordaba con observaciones efectuadas en un caso real. En el caso de procesos transitorios (Iverson, 1986b) la ecuación de flujo, promediado en toda la sección transversal, se resolvía mediante un análisis de perturbaciones con respecto al estado de referencia, lo que daba lugar a otra ecuación de advección-dispersión, o advección-difusión, controlada por un parámetro que es el número de Peclet,  $P_e = C_D \cdot L / G_D$ , de uso frecuente en la teoría de transporte de solutos (p.e. Jury y Roth, 1990; Cap. 3), cociente entre la derivada del caudal con respecto al calado ( $C_D$ ), por la longitud del deslizamiento ( $L$ ), y la derivada del caudal con respecto al ángulo de la superficie de la ladera con respecto a la horizontal,  $G_D$ . Este parámetro representa de forma aproximada la importancia de los efectos advectivos, o convectivos, y los difusivos. Si el material es viscoso domina una advección lenta y los valores de  $P_e$  son del orden de centenas. Por el contrario, si el material es casi perfectamente plástico se difunde más rápidamente y los valores de  $P_e$  son inferiores a la unidad. Estos dos casos representan extremos del comportamiento, siendo más frecuentes los casos intermedios.

La limitación del flujo subsuperficial del agua paralelo a la superficie fue analizada posteriormente por Iverson y Major (1986), considerando la condición de equilibrio límite (Atkinson, 1981; Cap. 8) en un suelo sin cohesión. Estableciendo en la ecuación de Coulomb la tangente del ángulo de fricción interna del suelo,  $\phi$ , en función del ángulo de la superficie

de la ladera con respecto a la horizontal,  $\theta$ , y del ángulo que forma el gradiente hidráulico o el vector de percolación con respecto a la normal a la superficie,  $\lambda$ , se llega a la relación:

$$\operatorname{tg} \phi = \frac{[(\gamma_t/\gamma_w) - 1] \operatorname{sen} \theta + i \operatorname{sen} \lambda}{[(\gamma_t/\gamma_w) - 1] \operatorname{cos} \theta - i \operatorname{cos} \lambda} \quad (47)$$

siendo  $\gamma_t$  el peso específico saturado del suelo,  $\gamma_w$  el peso específico del agua, e  $i$  el gradiente hidráulico. Así, propusieron diagramas de valores límites del ángulo de la ladera para que haya estabilidad.

En trabajos posteriores (Iverson y Reid, 1992; Reid e Iverson, 1992), Iverson recurrió a un modelo elástico o poroelástico en sus términos, con el que delimita las zonas en las que el potencial de fallo según Coulomb,  $\phi$ , está definido como:

$$\phi = \frac{|\tau'_{max}|}{-\sigma'_m} \quad (48)$$

siendo  $\tau'_{max}$  el esfuerzo cortante máximo en el suelo, y  $\sigma'_m$  el esfuerzo normal medio. Presentan diagramas de la distribución del potencial de fallo para condiciones secas, suelo subsaturado y suelo saturado. Las mayores diferencias aparecen en el pie de las laderas, y examinan también casos de diferentes porosidades, inclinaciones morfológicas y heterogeneidades. Para estos autores valores de  $\phi$  superiores a 0.7 representan un riesgo apreciable de deslizamiento.

Desde una perspectiva más geográfica, conceptualmente más simple, pero con medidas directas en campo van Asch (1984) recurre al método de las franjas (p.e. Atkinson, 1981; Cap. 8) para caracterizar los parámetros de resistencia del terreno, la cohesión, y el ángulo de fricción interna en la ecuación de Coulomb. En sus estudios de campo en Calabria obtuvo un valor de la cohesión de  $0.1 \text{ kNm}^{-2}$  para unas arcillas del Terciario, mientras que para esquistos del Paleozoico era de  $1.4 \text{ kNm}^{-2}$ , corroborado por medidas directas en laboratorio. Los ángulos de fricción interna eran, respectivamente,  $2^\circ$  para las arcillas y  $52^\circ$  para los esquistos.

El papel desempeñado por la vegetación fue introducido con mayor detalle por Sidle (1991) mediante un laborioso modelo en el que, también usando el método del equilibrio límite, las raíces representaban un incremento de la cohesión, variable en el tiempo y que decae exponencialmente con las prácticas silvícolas.

Los modelos precedentes requieren una información detallada a escala pequeña que resulta excesiva para el estudio de una cuenca, en la que influyen otros factores ambientales como la hidrología y la topografía (Quinn y col., 1992), por lo que son convenientes modelos que, aunque más simples, ilustren mejor la dinámica de las cuencas.

Entre estos modelos destaca el de estabilidad de la pendiente (dSLAM) de Wu y Sidle (1995) para cuencas de montaña. Para la aplicación de este modelo es necesario realizar un análisis topográfico que los autores en este caso realizan mediante el modelo TAPES-C de Moore y col. (1988) el cual permite dividir la cuenca en tubos de corriente formados por polígonos irregulares que están delimitados por las curvas de nivel de la zona de estudio y las líneas de flujo.

El modelo dSLAM supone que el flujo subsuperficial y que el plano de deslizamiento son paralelos a la pendiente superficial, se trata, por tanto, de una pendiente infinita (Atkinson, 1981; Cap. 6). Utiliza datos de lluvia distribuidos espacial y temporalmente, así como lluvias generadas aleatoriamente. Finalmente calcula un factor de seguridad ( $FS$ ), dado por la expresión (49), en cada uno de los elementos topográficos en los que ha quedado subdividida la cuenca, de acuerdo al nivel en el que se encuentra la capa freática, y los datos sobre suelo y la vegetación de la zona. De esta forma serán inestables aquellos elementos en los que  $FS < 1$ .

$$FS = \frac{\{C + \Delta C + \{(Z - h) \cdot \gamma_m + h \cdot \gamma_{sat} - h \cdot \gamma_w\} \cos^2 \beta + \beta\} \operatorname{tg} \phi}{\{(Z - h) \cdot \gamma_m + h \cdot \gamma_{sat}\} \operatorname{sen} \beta \cos \beta + W \operatorname{sen} \beta} \quad (49)$$

donde  $C$  es la cohesión efectiva del suelo,  $\phi$  es el ángulo de fricción interna,  $\Delta C$  el incremento de la cohesión atribuida a la resistencia de las raíces,  $W$  es el peso debido a la vegetación,  $\gamma_m$  es el peso específico del suelo subsaturado,  $Z$  es el espesor del suelo,  $h$  es la altura de la capa freática y  $\beta$  es la pendiente.

La distribución espacial del factor de seguridad está fundamentalmente relacionada con la topografía (Sidle y col., 1985; Cap. 4), con los patrones de flujo de agua subsuperficial durante las tormentas y los sistemas de manejo de uso del suelo de la zona. La influencia de las características del suelo es menor que la de los factores anteriores, aunque podría evidenciarse más si se dispusiera de valores de los parámetros del suelo determinados a la escala adecuada (Wu y Sidle, 1995).

Este tipo de modelos aunque más simple que los teóricos antes mencionados requiere también un conjunto de datos que pueden dificultar su uso práctico.

Hay otra alternativa propuesta en el modelo TOPOG por O'Loughlin en 1986 (Montgomery y Dietrich, 1994b) que sirve para determinar las zonas que presentan riesgo de deslizamientos. Este modelo predice el grado de saturación del suelo como respuesta a una lluvia uniforme. La cuenca se subdivide en elementos definidos por la intersección de las curvas de nivel y las líneas de flujo. La lluvia neta se transforma en flujo subsuperficial y para cada elemento  $i$  se determina un índice de humedad ( $W_i$ ):

$$W = \frac{qa}{bT \text{sen } \theta} \quad (50)$$

siendo  $q$  la lluvia neta;  $a_i$  la superficie vertiente en  $i$ ;  $b_i$  es la longitud de la curva de nivel aguas abajo;  $T$  la transmisividad del suelo en saturación; y  $\theta_i$  la pendiente local.

Este modelo supone que todas las propiedades del suelo son constantes en el espacio y considera el factor topográfico como el factor controlador de los deslizamientos que tengan lugar.

Montgomery y Dietrich (1994b) combinan el modelo hidrológico TOPOG, que se reduce al cálculo del índice de humedad, con un modelo de estabilidad de pendiente que relacionan con  $W_i$  mediante la expresión:

$$W = (\gamma_s / \gamma_w) \cdot [1 - (\text{tg } \theta / \text{tg } \phi)] \quad (51)$$

En aquellos elementos topográficos en los que se cumpla la relación (52) se consideran inestables:

$$\frac{a}{b} \geq (T/q) \text{sen } \theta \cdot (\gamma_s / \gamma_w) \cdot [1 - (\text{tg } \theta / \text{tg } \phi)] \quad (52)$$

El índice de humedad fluctúa entre 0 y 1, siendo el umbral de inestabilidad función de los valores de  $W_i$  y de la pendiente del terreno. Diferentes cocientes de la transmisividad del suelo y de la lluvia ( $T/q$ ) hacen variar el valor de  $W_i$ , por lo que en elementos potencialmente inestables  $W_i$  aumentará, conforme  $q$  aumente, hasta cruzar el umbral de estabilidad. Posteriormente el elemento continúa siendo inestable cuando las intensidades de lluvia son mayores. Se puede determinar el valor de lluvia mínima necesario para causar inestabilidad y que estos autores denominan *intensidad crítica de lluvia* ( $q_{cri}$ ):

$$q_{cr} = \{T \cdot \text{sen } \theta \cdot (\gamma_s / \gamma_w) / (a/b)\} \cdot \{1 - (\text{tg } \theta / \text{tg } \phi)\} \quad (53)$$

Los elementos con igual valor de  $q_{cri}$  tienen el mismo control topográfico en el inicio de los deslizamientos.

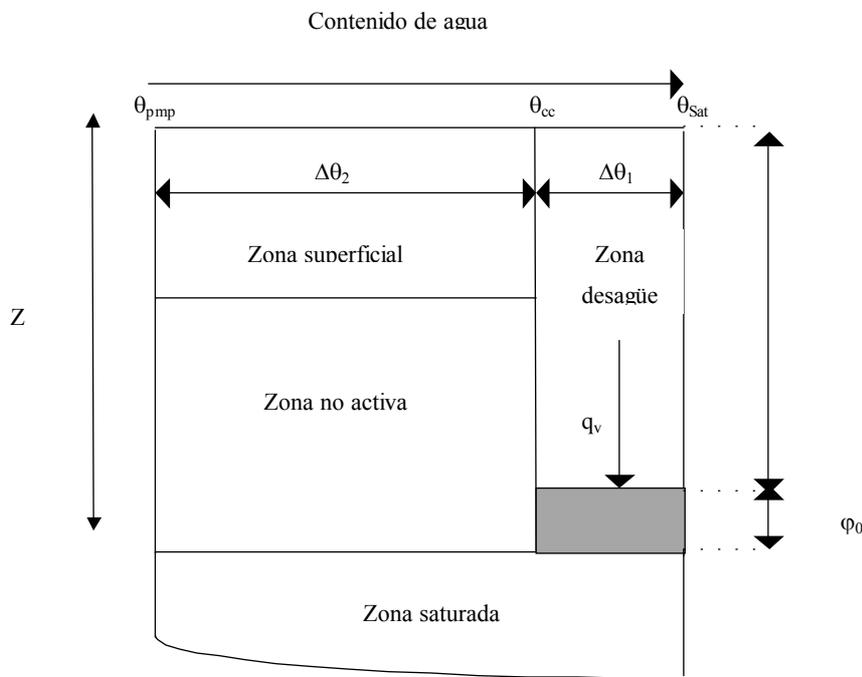
TOPMODEL es un modelo hidrológico semi-distribuido de transformación de lluvia en escorrentía en cuencas. Este modelo contempla principalmente la generación de escorrentía cuando hay un exceso de agua en el perfil del suelo, tipo Dunne o de superficies aportadoras variables (Dunne y Leopold, 1978; Cap. 9) lo que está asociado a la topografía en muchos casos.

Desde su formulación inicial (Beven y Kirkby, 1979) para cuencas en zonas húmedas, de topografía moderada y suelos poco profundos, se han generalizado sus condiciones de aplicación (p.e. Ambroise y col, 1996; Piñol y col., 1997; Saulnier y col., 1997). Aunque el mecanismo principal de generación de escorrentía es el de exceso por saturación se puede considerar también la generación de escorrentía por exceso de velocidad de infiltración o tipo Horton (p.e. Beven y col., 1994; Lorite, 1997). Este último mecanismo es importante en zonas mediterráneas, en las que el régimen de lluvias se caracteriza por su intensidad y su corta duración, según se vió en el capítulo 1. La generación de escorrentía en este caso se debe fundamentalmente a la incapacidad de los horizontes del suelo para transmitir el agua hacia horizontes más profundos. Sin embargo, en zonas montañosas con suelos poco profundos el mecanismo dunneano puede ser también importante.

La aplicabilidad de este modelo reside en que se requieren pocos parámetros resumiendo gran parte de la información en el índice topográfico ( $IT$ ) de la cuenca (definido en el capítulo 3).

La variación del contenido de humedad en el perfil del suelo se determina mediante el balance entre la lluvia como entrada de agua al suelo y la evapotranspiración, percolación y escorrentía como salidas. El perfil del suelo se asimila a un depósito a varios niveles (Figura 69). El agua de lluvia cae en el nivel superior del depósito que representa la zona de interceptación por la vegetación y la de absorción radical. Una vez alcanzada la capacidad de campo,  $\theta_{cc}$ , (concepto simplificador carente de significado físico (p.e. Kutilek y Nielsen, 1994; Cap. 6), el exceso,  $q_v$ , pasa a través de la zona de desagüe vertical hasta que alcanza el tercer nivel, o zona saturada en la figura. Cuando el contenido de humedad en el suelo corresponde al de saturación,  $\theta_{Sat}$ , todo aporte de lluvia se transforma instantáneamente en

escorrentía. Esta simplificación del funcionamiento hidrológico del suelo implica la existencia de una hipotética capa freática colgada en la parte inferior del suelo y que localiza el límite superior de la zona saturada,  $z$ .



**Figura 69.** Esquema del depósito usado por TOPMODEL.  $\phi_0$  es la franja capilar (Kutilek y Nielsen, 1994; Cap.4).  $\theta_{pmp}$  es el contenido de humedad en el punto de marchitez permanente

Teniendo en cuenta la representación de la realidad considerada, así como que la conductividad hidráulica del suelo,  $K_s$ , disminuye exponencialmente con la profundidad,  $z$ :

$$K_s(z) = K_0 \exp(-fz) \tag{54}$$

en la que  $K_0$  es la conductividad hidráulica en superficie, y  $f$  es un parámetro de disminución de  $K_s$  con la profundidad; que el gradiente hidráulico es paralelo a la pendiente local, por lo que el flujo ( $q_i$ ) a una profundidad  $z_i$  viene dado por:

$$q_i = T_i(z_i) \operatorname{tg} \beta_i \tag{55}$$

siendo  $\operatorname{tg} \beta_i$  la pendiente del terreno en el punto  $i$ ;  $T_i(z_i)$  la transmisividad en dicho punto; y asumiendo condiciones de régimen permanente con lluvia uniforme:

$$a_i R = T_0 \operatorname{tg} \beta_i \exp(-f z_i) \quad (56)$$

siendo  $R$  la recarga de la capa freática;  $T_0$  la transmisividad cuando el suelo está saturado en superficie; y  $a_i$  la superficie que vierte en el punto  $i$  por unidad de curva de nivel. Combinando estas expresiones se obtiene el valor de la capa freática local,  $z_i$

$$z_i = -\frac{1}{f} \ln \left( \frac{a_i R}{T_0 \operatorname{tg} \beta_i} \right) \quad (57)$$

Considerando la transmisividad constante para toda la cuenca e integrando el valor de  $z_i$  para toda ella se obtiene su valor medio \*, resulta:

$$f(\bar{z} - z_i) = \left[ \ln \frac{a_i}{T_0 \operatorname{tg} \beta_i} - \lambda \right] \quad (58)$$

$$\text{siendo } \lambda = E \left[ \ln \frac{a_i}{T_0 \operatorname{tg} \beta_i} \right] - \ln T_0$$

A partir del índice topográfico, que expresa el aporte de flujo subsuperficial, y las características del suelo, dadas por la transmisividad ( $T_0$ ) y un parámetro que estima la profundidad efectiva del suelo en la cuenca ( $m$ ), se puede calcular el déficit de humedad en cada punto. Las zonas saturadas son aquéllas que su  $z$  es menor o igual que 0 y, por ello, en estas zonas la lluvia que reciben se transforma directamente en escorrentía.

Este modelo permite identificar zonas saturadas y a partir de ellas las zonas potencialmente inestables, de forma análoga a como realiza O'Loughlin (1981), basándose en los valores de la superficie vertiente y la pendiente.

### 4.3 Análisis de los deslizamientos en la cuenca del río Genal

Toda la información hasta aquí presentada ha servido para determinar la forma más adecuada de realizar el análisis de los deslizamientos en la cuenca del río Genal, teniendo en cuenta su escala y los datos disponibles de la misma.

Para esta cuenca, cuya superficie es de unos 158 km<sup>2</sup>, se dispone de la información obtenida a partir de la fotointerpretación de las fotografías aéreas ortorrectificadas (ver capítulo 2), en las que se han identificado zonas de deslizamientos (Figura 70). Su localización espacial posibilita contrastar datos reales con las previsiones de los modelos aplicados.

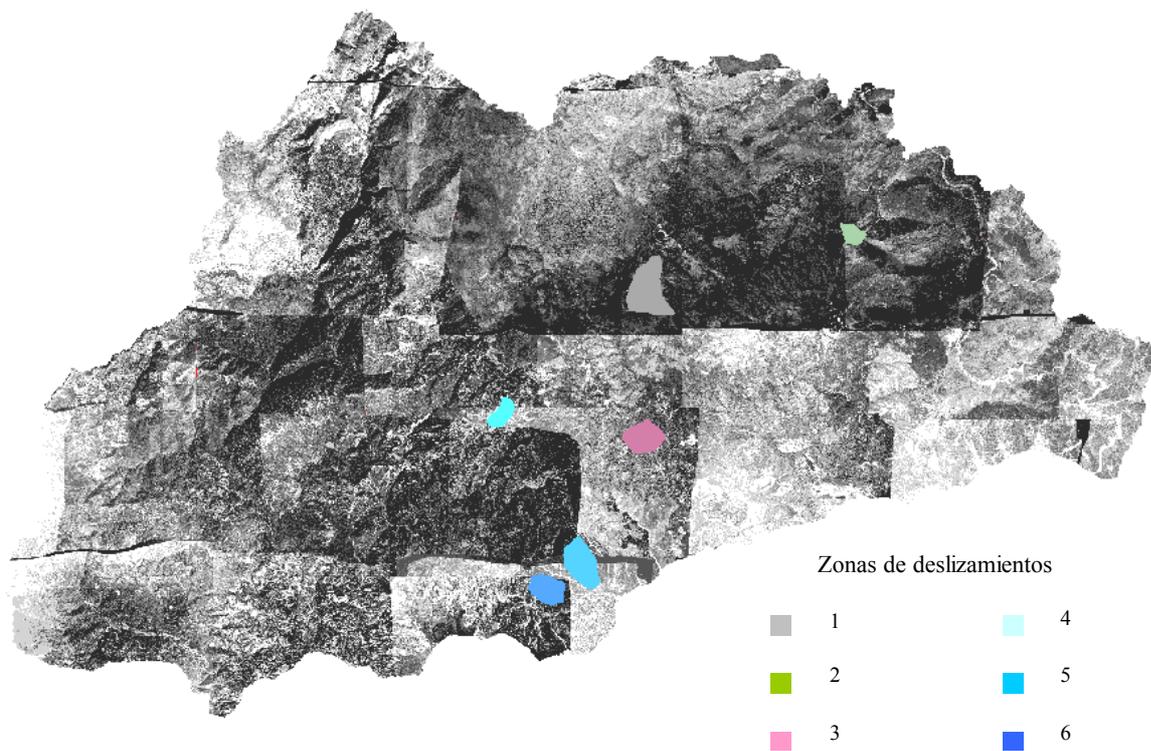


Figura 70. Superposición de las zonas de deslizamiento identificadas en el ortomosaico de la cuenca del río Genal

#### 4.3.1 Aplicación del modelo TOPMODEL

Se ha adoptado el modelo TOPMODEL por ser un modelo simple desde el punto de vista de los parámetros que necesita, en el que a partir de información topográfica matricial de la cuenca se determina el nivel freático y, consecuentemente, la distribución espacial de las zonas saturadas (Quinn y col., 1992; Chairat y Delleur, 1993).

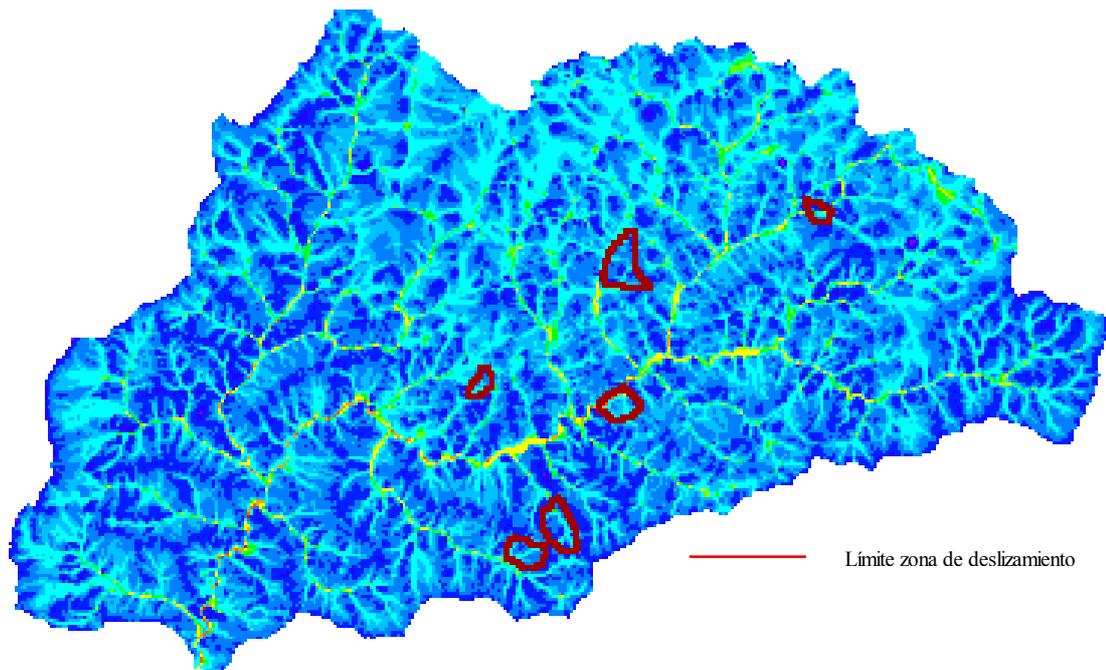
Las zonas saturadas de una cuenca son las partes más susceptibles de la misma como indicaban Iverson y Reid (1992). En zonas forestales y montañosas los suelos no son homogéneos y las pendientes son acusadas, por lo que las zonas de saturación aparecen cuando la cantidad de agua que llega o desagua a una determinada superficie supera la capacidad de ésta para soportarla. En laderas onduladas con suelos poco profundos la escorrentía se origina en lugares donde convergen las curvas de nivel. Este efecto topográfico explica que el extremo superior de una zona convergente sea más estable que el de una zona plana. La extensión de las zonas saturadas que se encuentran en áreas de relieve ondulado parece depender en gran medida de la convergencia de laderas (O'Loughlin, 1981).

En este modelo se relaciona la distribución espacial del IT con las veces que se satura cada celdilla para un determinado año hidrológico (Quinn y col., 1994; Wolock y Price, 1994). La propia definición de IT indica una medida de la potencialidad que tiene cada celdilla para que en ella se concentre el flujo (Quinn y col., 1992; Bruneau y col., 1995). Moore y col. (1988) demostraron que el IT predice adecuadamente las zonas de erosión potencial. En el caso de la cuenca del río Genal, el IT se ha calculado para cada celdilla de forma automática a partir del MDE (ver apartado 3.6). El IT clasifica cada celdilla en función de su potencialidad para saturarse, por lo que durante cada período de simulación se saturarán antes y más veces aquellas celdillas que tengan mayor índice topográfico.

Se ha aplicado el modelo para cada año hidrológico considerado en el apartado 1.3.3. excepto el 92-93, ya que las fotografías aéreas que se han ortorrectificado y a partir de las cuales se ha realizado el ortomosaico, corresponden, en su mayoría, a este año 1992. El número de veces que se satura cada celdilla para cada uno de estos años se recoge en el **Anejo 5**.

Con esta información se han generado mapas de zonas saturadas. La superposición del mapa de IT de la cuenca con las zonas de deslizamiento identificadas en el ortomosaico (Figura 71), muestra la capacidad del modelo para identificar zonas potencialmente inestables, en las que es patente la influencia del relieve en los procesos de deslizamiento. En la Figura

71 se puede observar cómo existen zonas (zona 1 y zona 3) situadas sobre el canal principal del río Genal que corresponden con valores de IT elevados, saturándose más frecuentemente, así como otras, que aunque no coinciden con las de mayores valores de IT, son las superficies en donde se inician canales (zonas 2, 4, 5 y 6). Este aspecto se analiza posteriormente en el apartado 4.3.3.



**Figura 71. Superposición de las zonas de deslizamiento identificadas en el ortomosaico de la cuenca del río Genal con el mapa de IT calculados para la misma**

#### 4.3.2 Modificación de las laderas por intervención humana

Dentro de las actividades que realiza el hombre modificando el medio natural, la construcción de carreteras causa un impacto geomorfológico al desestabilizar los taludes, generar barrancos y expandir las redes de canales, con su consecuente incremento de la producción de sedimentos. La concentración de flujo causada por la construcción de una carretera está asociada con los deslizamientos que ocurren en zonas de montaña. Este problema se agrava en zonas con deslizamientos históricos contribuyendo también la corta de árboles (Montgomery, 1994). Sidle (1992) observó un aumento en la probabilidad de ocurrencia de los movimientos de tierra después de prácticas de corta o aclarado de la

vegetación y, en especial, cuando los intervalos de tiempo entre estas actividades eran menores.

Las diferencias entre la escorrentía generada por las carreteras frente a la generada en zonas naturales son conocidas y son debidas a la diferencia de permeabilidad entre ambos materiales. Al ser las primeras muy impermeables, el mecanismo de generación de escorrentía es fundamentalmente el hortoniano (p.e. Luce y Cundy, 1994, que utilizan la ecuación de Philip de dos términos), aumentando en estas zonas la escorrentía rápida tanto en volumen como en el valor del caudal máximo (Montgomery, 1994). Wemple y col. (1996) propusieron otro modelo conceptual para describir las funciones hidrológicas de las carreteras basándose en dos efectos: uno volumétrico, al aumentar la escorrentía rápida y otro del tiempo que altera los caminos del flujo en la red de desagüe natural.

En definitiva, la construcción de carreteras altera los procesos hidrológicos y erosivos que operan en una cuenca. Montgomery (1994) demuestra que si se tuviera en cuenta la relación existente entre los umbrales de superficie aportadora para el inicio de canales naturales y la pendiente local en los proyectos de carreteras, se minimizarían los efectos que tienen éstas en la concentración de flujo en las cuencas.

Teniendo en cuenta ésto se ha estudiado la influencia de la construcción de caminos y cortafuegos, que actúan hidrológicamente de forma análoga, en la cuenca del río Genal en los procesos de deslizamientos. Estos se han identificado en el ortomosaico de la cuenca, calculado previamente, digitalizándose sobre él y obteniéndose un mapa georreferenciado de los mismos que puede superponerse al mapa de deslizamientos identificados en la zona (Figura 72) y también a la red fluvial (Figura 73). Hay que tener en cuenta, en este estudio en particular, que las carreteras y cortafuegos identificados son tramos aislados en muchos casos, ya que sólo se han representado aquéllos que se podían distinguir en el ortomosaico. La superposición permite observar cómo las zonas identificadas se presentan próximas a las carreteras o cortafuegos.

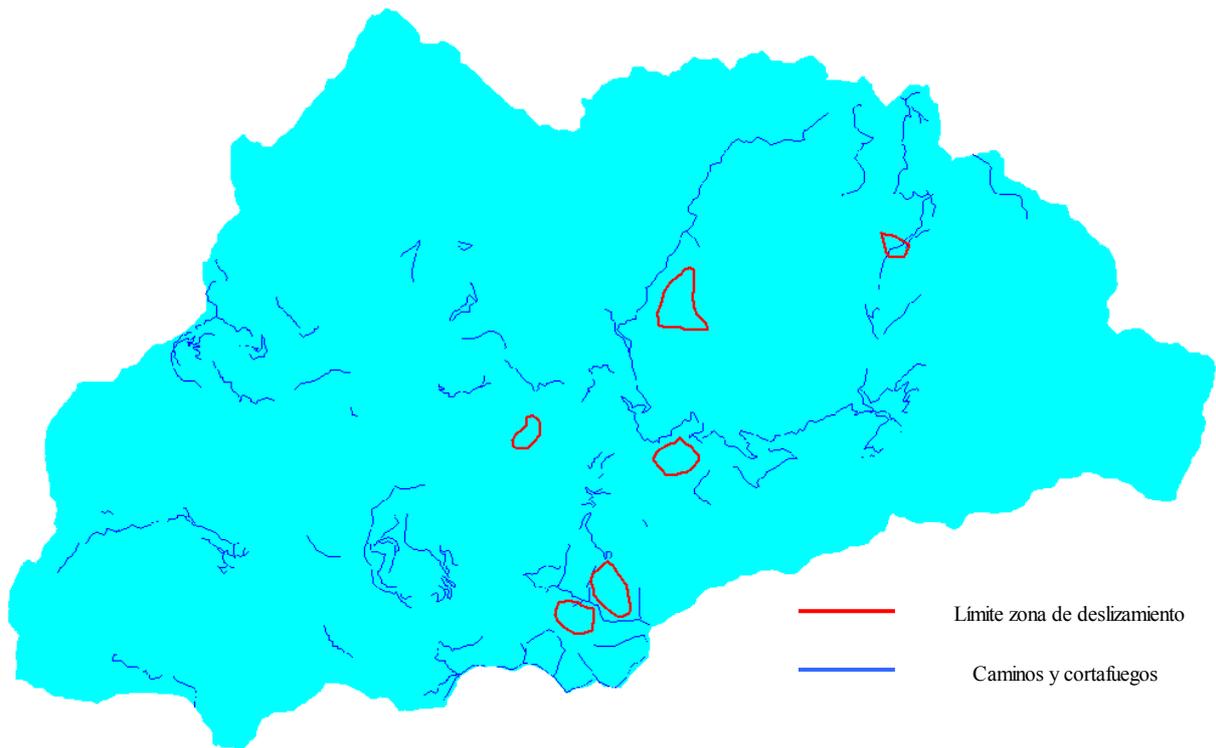


Figura 72. Superposición de las zonas de deslizamiento identificadas en el ortomosaico con el mapa de caminos y cortafuegos localizados en la cuenca del río Genal

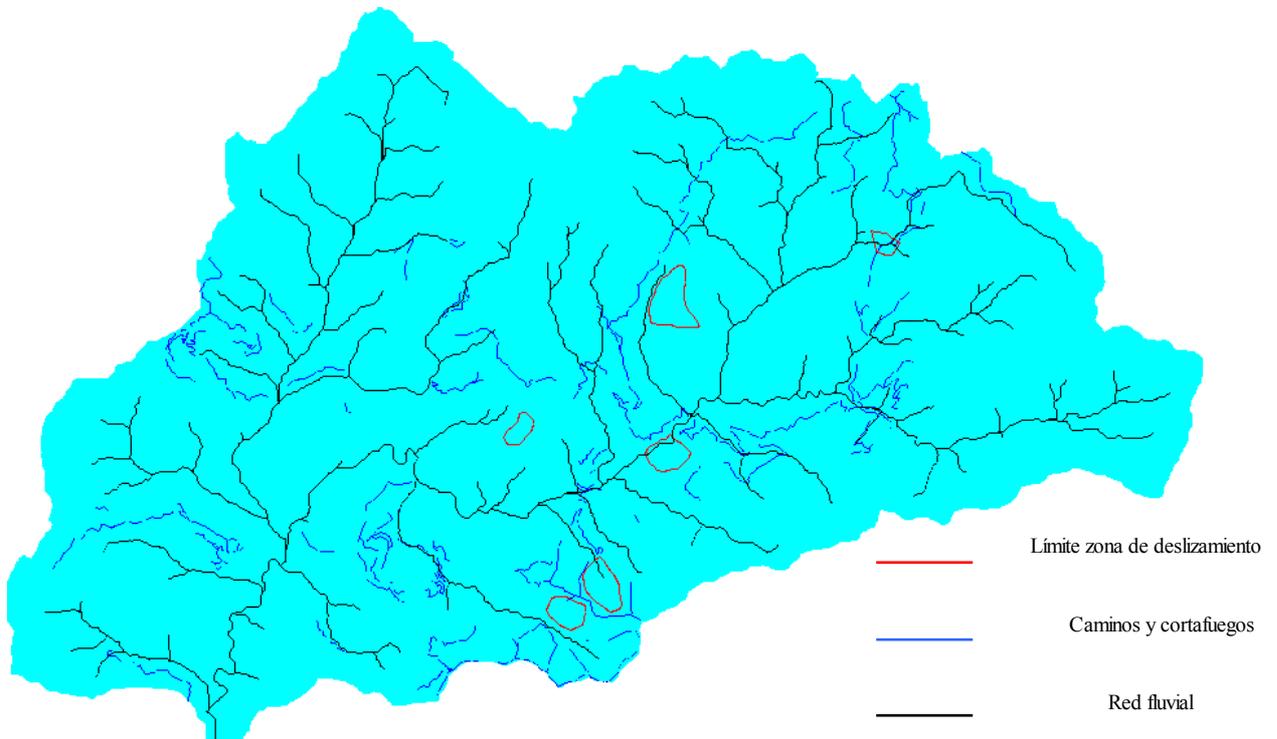


Figura 73. Superposición de las zonas de deslizamiento identificadas en el ortomosaico con las carreteras y cortafuegos y la red fluvial de la cuenca del río Genal

### 4.3.3 Criterios geomorfológicos

Diversos autores han estudiado la relación existente entre la pendiente local de una zona y la ocurrencia en ésta de fenómenos erosivos y, en concreto, los procesos de iniciación de canales (Montgomery y Dietrich, 1988; Montgomery y Dietrich, 1989; Montgomery y Dietrich, 1992; Montgomery y Dietrich, 1994a, 1994b). Estos autores sugieren que existe una relación entre la localización de la cabecera de los canales y la pendiente asociadas a ellos, de forma que los modelos que se basan en los umbrales de pendiente y superficie vertiente mínima que identifica canales, reflejan el papel que la morfología juega en estos procesos. Estos umbrales que identifican canales son el resultado de los procesos de saturación en el subsuelo y la inestabilidad de la pendiente debida a los deslizamientos (Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997; Cap. 2). Estos autores observan que existe una relación inversa entre la superficie aportadora y la pendiente local del terreno, lo cual explica por qué la mayor densidad de avenamiento de las cuencas de montaña es el reflejo del menor umbral mínimo necesario de superficie vertiente para originar un canal con respecto a cuencas de menores pendientes (Dietrich y col., 1986). Montgomery y Dietrich (1988, 1989, 1994a) observan que el inicio de canales en el caso de zonas de elevada pendiente se debe, fundamentalmente, a los deslizamientos.

Montgomery y Dietrich (1994b), entre otros, identifican como las zonas potencialmente más inestables aquéllas que corresponden con canales de menor orden y de pendiente elevada.

Así se ha obtenido el mapa de pendientes en el SIG GRASS (GRASS Research Group, 1997) (ver **Anejo 5**) para la cuenca del río Genal estableciendo la relación existente entre éstas y las zonas donde se identificaron los deslizamientos de la cuenca. La distribución de las pendientes de la cuenca se muestra en la Tabla 21.

**Tabla 21. Distribución de pendientes y % de superficie asociada a cada una para la cuenca del río Genal**

Pendiente (%)	% de superficie
0 – 9	48,73
10 – 19	5,17
20 – 29	8,77
30 – 39	11,52
40 – 49	10,60
> 50	15,21

Para cada una de las zonas de deslizamientos identificadas en el ortomosaico (Figura 70) se determinan las pendientes, observándose la distribución que se presenta en la Tabla 22. En ella se observa que en cuatro de ellas (Zonas 2, 3, 5 y 6) más del 50% de su superficie presenta pendientes superiores al 40% y que en todas ellas, excepto la zona 4, en más del 60% de la superficie las pendientes son superiores al 30%.

**Tabla 22. Distribución de pendientes en las zonas de deslizamiento identificadas en la cuenca del río Genal**

Pendiente %	% de superficie					
	Zona 1	Zona 2	Zona 3	Zona 4	Zona 5	Zona 6
0 – 9	1,78	0,61	10,12	6,86	0,29	0
10 – 19	9,90	4,54	3,66	30,73	1,07	2,36
20 – 29	24,61	5,45	5	33,57	4,17	11,91
30 – 39	32,67	7,58	12,93	22,22	8,72	25,76
40 – 49	19,80	14,55	16,22	5,44	19,28	39,61
> 50	11,24	67,27	52,07	1,18	66,47	20,36

Existen otras zonas dentro de la cuenca con valores de pendientes altos y que, por tanto, tienen riesgo de sufrir deslizamientos, aunque éstos no se detectasen en la fotografía aérea.

Los dos factores más importantes para identificar zonas inestables son la pendiente y la superficie acumulada en un punto dado como consecuencia de la dirección que lleve el flujo y que, en definitiva, es consecuencia también de la pendiente. Teniendo esto en cuenta se ha determinado un mapa de zonas críticas o potenciales de sufrir deslizamientos en la cuenca del Genal considerando lo anterior.

A partir del mapa de superficies acumuladas (obtenido en el capítulo 3, ver **Anejo 4**) y el mapa de pendientes, ambos calculados para cada una de las celdillas de la cuenca, se han considerado como *zonas críticas* aquellas en las que la superficie acumulada por unidad de longitud es superior a 100 m y los valores de pendiente están comprendidos entre 27° y 39°, y como *zonas super-críticas* aquellas en las que la superficie acumulada supera los 100 m y la pendiente los 39°. Estos umbrales se han tomado de Montgomery y Dietrich (1994b), quienes los han probado en varias cuencas de los Estados Unidos, contrastados en campo. Se han contrastado con los valores que aparecían en las zonas de deslizamientos previamente identificadas en la cuenca comprobándose que todas ellas, excepto las zonas 1 y 4, engloban zonas de deslizamiento super-críticas (Figura 74), y todas ellas, sin excepción engloban zonas críticas (Figura 75).

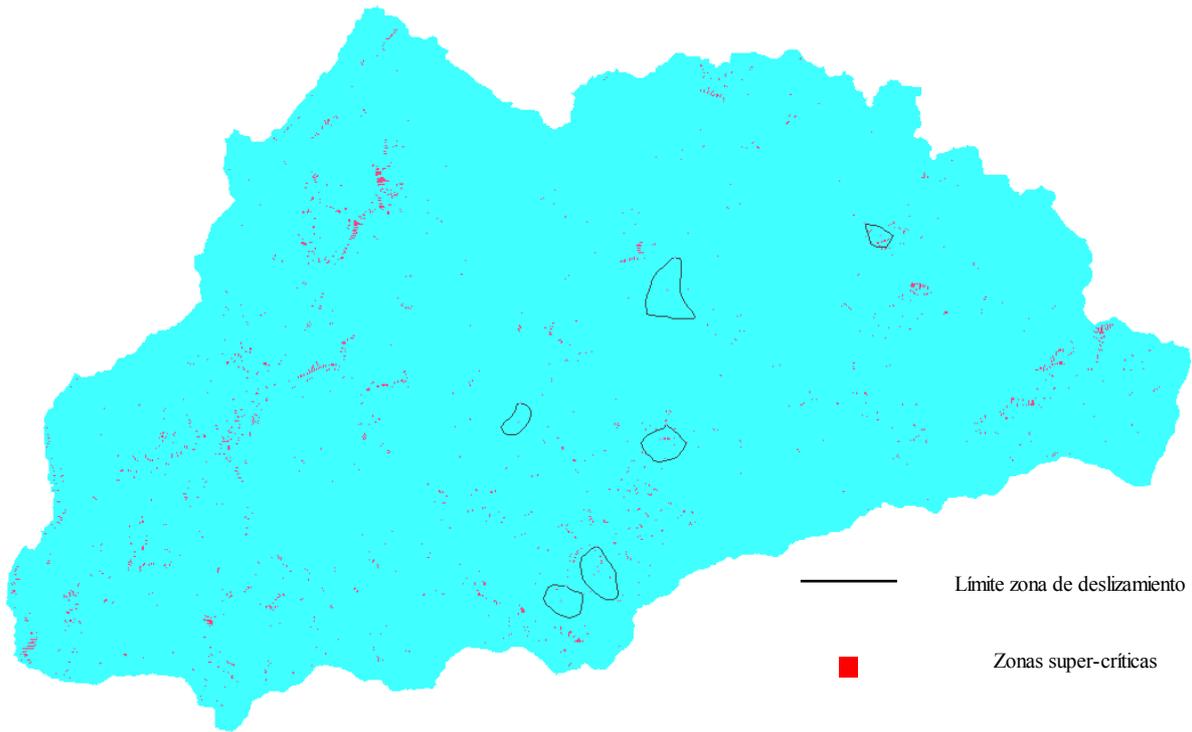


Figura 74. Mapa de zonas super-críticas de deslizamientos en la cuenca del río Genal

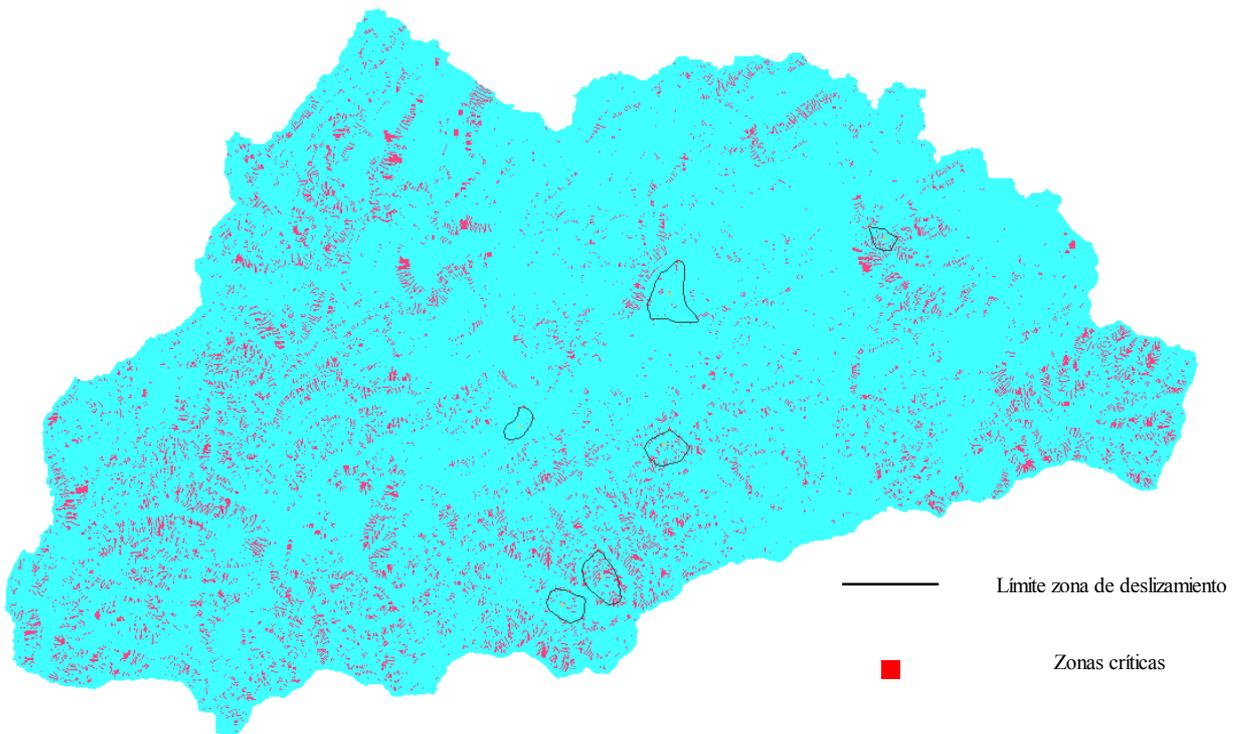


Figura 75. Mapa de zonas críticas de deslizamientos en la cuenca del río Genal

#### 4.3.4 Zonas potenciales de deslizamiento en la cuenca del río Genal

Según los diferentes criterios utilizados para relacionar las zonas de deslizamiento identificadas en la cuenca del río Genal con el riesgo de que éstos se produzcan, se observa cómo en diversas ocasiones no se observan estos procesos erosivos en puntos donde teóricamente podrían haberse dado. Esto también lo indican otros autores, como Montgomery y Dietrich (1994b) quienes en su aplicación del modelo TOPOG éste predice más zonas potencialmente inestables que las que se observan en el campo.

Estos autores buscan la explicación en que los pequeños deslizamientos son difícilmente detectables después de 3 años, por lo que en las fotografías aéreas sólo pueden identificarse los más recientes. Podría ocurrir que en zonas identificadas como potencialmente inestables por el modelo puedan haber sufrido estos deslizamientos en el pasado.

Si se consideran simultáneamente los diferentes criterios usados se puede observar cómo las zonas de deslizamientos son el resultado de la combinación de varios aspectos, situándose bien sobre los mismos canales, donde, además, los valores de IT son elevados y se concentra el flujo, o en zonas de iniciación de canales, donde las pendientes son más elevadas, o en zonas próximas a caminos o cortafuegos que alteran los procesos hidrológicos naturales.

Por último, se analizan conjuntamente las zonas con mayor IT que coinciden con las categorías de éste que mayor número de veces se saturan (se han considerado las categorías 1 a 11 que se saturan todos los años hidrológicos que se han estudiado, ver **Anejo 5**) y que identifica no sólo la red fluvial sino también las zonas ribereñas, con las carreteras y cortafuegos construidos, las zonas críticas y supercríticas en función de la pendiente y la superficie acumulada, y a ellas se les superponen las zonas de deslizamientos identificadas en el ortomosaico, se observa que engloban tanto a zonas críticas como a supercríticas, que coinciden con caminos o cortafuegos o están en las laderas próximas a ellas o en zonas donde se inician canales (Figura 76).

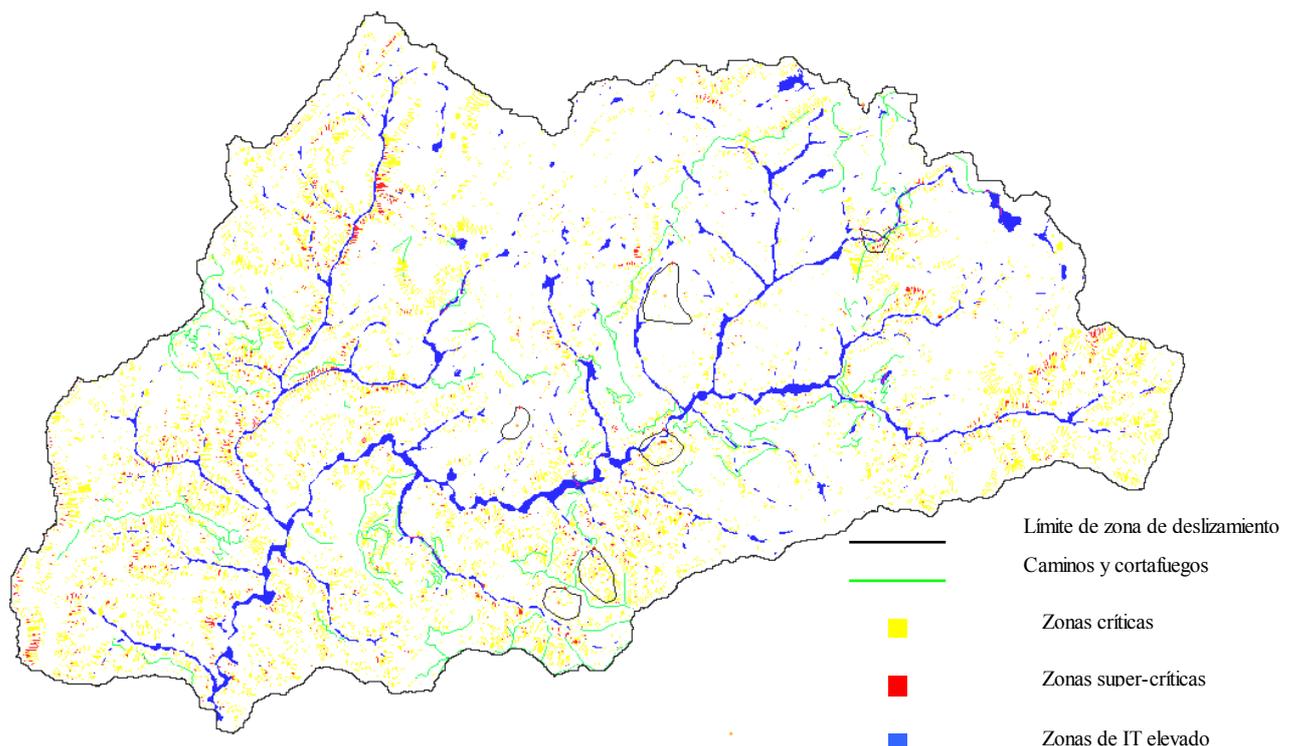


Figura 76. Zonas críticas de deslizamientos de la cuenca del río Genal combinando todos los criterios

#### 4.4 Referencias

AMBROISE, B., J. FREER y K.J. BEVEN. 1996. *Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France*. Water Resour. Res., 32: 2147-2159.

ATKINSON, J.H. 1981. *Foundations and slopes*. McGraw-Hill, Maidenhead.

BAK, P. 1997. *How nature works*. Oxford University Press, Oxford.

BEVEN, K.J. 1986. *Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics*. En A.D. Abrahams (ed.) Hillslope processes, pp. 187-202. Allen and Unwin, Boston.

BEVEN, K.J. y M.J. KIRKBY. 1979. *A physically based, variable contributing area model of basin hydrology*. Hydrol. Sci. Bull., 24: 43-69.

BEVEN, K.J., P. QUINN, R. ROMANOWICZ, J. FREER, J. FISHER y R. LAMB. 1994. *TOPMODEL and GRIDATB. A users' guide to the distribution versions*, en *Computer Models of watershed Hydrology*. Editado por V.P. Singh. Water Resour. Publ.

BRUNEAU, P., C. GASCUEL-ODOUX, P. ROBIN, Ph. MEROT y K. BEVEN. 1995. *Sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital elevation data*. Hydrol. Proc. 9: 69-81.

CHAIRAT, S. y J.W. DELLEUR. 1993. *Effects of the topographic index distribution on predicted runoff using GRASS*. Water Resour. Bull. 29: 1029-1034.

CABRAL, M.C., L. GARROTE, R.L. BRAS y D. ENTEKHABI. 1992. *A kinematic model of infiltration and runoff generation in layered and sloped soils*. Adv. Water Resour., 15: 311-324.

DIETRICH, W.E., C.J. WILSON y S.L. RENEAU. 1986. *Hollows, colluvium and landslides in soil-mantled landscapes*, en *Hillslope processes*. Editado por A.D. Abrahams, pp. 361-388. Allen and Unwin, Londres.

DUNNE, T. y L.B. LEOPOLD. 1978. *Water in Environmental Planning*. Freeman and Company, San Francisco.

GRASS RESEARCH GROUP. 1997. *GRASS4.2. Reference Manual*. Baylor University.

IVERSON, R.M. 1986a. *Unsteady, nonuniform landslide motion: 1. Theoretical dynamics and the steady datum state*. J. Geol., 94: 1-15.

IVERSON, R.M. 1986b. *Unsteady, nonuniform landslide motion: 2. Linearized theory and the kinematic of transient response*. J. Geol., 94: 349-364.

IVERSON, R.M. y J.J. MAJOR. 1986. *Groundwater seepage vectors and the potential for hillslope failure and debris flow mobilization*. Water Resour. Res., 22: 1543-1548.

IVERSON, R.M. y M.E. REID. 1992. *Gravity-driven groundwater flow and slope failure potential. 1 Elastic effective-stress model*. Water Resour. Res., 28: 925-938.

JURY, W.A. y K. ROTH. 1990. *Transfer functions and solute movement through soil*. Birkhäuser, Basilea.

KUTILEK, M. y D.R. NIELSEN. 1994. *Soil hydrology*. Catena Verlag, Cremlingen.

LORITE, I. 1997. *Análisis del modelo hidrológico TOPMODEL y su aplicación a una subcuenca del río Genal*. Trabajo Profesional Fin de Carrera. Dpto. de Agronomía, Universidad de Córdoba.

LUCE, C.H. y T.W. CUNDY. 1994. *Parameter identification for a runoff model for forest roads*. Water Resour. Res., 30: 1057-1069.

MONTGOMERY, D.R. 1994. *Road surface drainage, channel initiation, and slope instability*. Water Resour. Res., 30: 1925-1932.

MONTGOMERY, D.R. y W.E. DIETRICH. 1988. *Where do channels begin?* Nature, 336: 232-234.

MONTGOMERY, D.R. y W.E. DIETRICH. 1989. *Source areas, drainage density and channel initiation*. Water Resour. Res., 25: 1907-1918.

MONTGOMERY, D.R. y W.E. DIETRICH. 1992. *Channel initiation and the problem of landscape scale*. Sci., 255:826-830.

MONTGOMERY, D.R. y W.E. DIETRICH. 1994a. *Landscape dissection and drainage area-slope thresholds*, en *Process Models and Theoretical Geomorphology*. Editado por M.J. Kirkby, pp. 221-246, J. Wiley, Nueva York.

MONTGOMERY, D.R. y W.E. DIETRICH. 1994b. *A physically based model for the topographic control on shallow landsliding*. Water Resour. Res., 30: 1153-1171.

MOORE, I.D., E.M. O'LOUGHLIN y G.J. BURCH. 1988. *A contour-based topographic model for hydrological and ecological applications*. Earth Surf. Processes Landforms, 13: 305-320.

O'LOUGHLIN, E.M. 1981. *Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties*. J. Hydrol., 53: 229-246.

O'LOUGHLIN, E.M. 1986. *Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis*. Water Resour. Res., 22: 794-804.

PIÑOL, J., K.J. BEVEN y J. FREER. 1997. *Modelling the hydrological response of mediterranean catchment, Prades, Cataluña. The use of distributed model as aids to hypothesis formulation*. Hydrol. Proc., 11: 1287-1306.

QUINN, P., K. BEVEN, P. CHEVALLIER y O. PLANCHON. 1992. *The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models*, en

*Terrain Analysis Distributed Modelling in Hydrology*. Editado por K.J. Beven e I.D. Moore. Wiley, Chichester, pp. 64-83.

QUINN, P.F., K.J. BEVEN y R. LAMB. 1994. *The  $\ln(a/\tan\beta)$  index: how to calculate it and how to use it within the topmodel framework*. Hydrol. Proc., 9: 1-22.

REID, M.E. y R.M. IVERSON. 1992. *Gravity-driven ground water flow and slope failure potential. 2 Effects of slope morphology material properties and hydraulic heterogeneity*. Water Resour. Res., 28: 939-950.

RODRÍGUEZ-ITURBE, I. y A. RINALDO. 1997. *Fractal River Basins*. Cambridge University Press, Nueva York.

SAULNIER, G.M., K.J. BEVEN y C. OBLED. 1997. *Digital elevation analysis for distributed hydrological modelling. Reducing scale dependence in effective hydraulic conductivity values*. Water Resour. Res., 33: 2097-2101.

SIDLE, R.C. 1991. *A conceptual model of changes in root cohesion in response to vegetation management*. J. Environ. Qual., 20: 43-52.

SIDLE, R.C. 1992. *A landslide model for vegetated terrain*. Proceedings of the Japan-U.S. Workshop on Snow Avalanche, Landslide, Debris flow prediction and control, pp.: 287-295.

SIDLE, R.C. y W. WU. 1995. *Development and testing of a distributed shallow landslide analysis model (dSLAM)*. Proc. International Sabo Symposium, Tokyo, pp.: 447-454.

SIDLE, R.C., A.J. PEARCE y C.L. O'LOUGHLIN. 1985. *Hillslope stability and land use*. A.G.U. Water Resour. Monogr. n° 11, Washington.

SPOSITO, G. 1981. *The thermodynamics of soil solution*. Oxford University Press, Nueva York.

STREETER, V.L. 1968. *Mecánica de fluidos*. Ed. del Castillo, 4ª ed., Madrid.

VAN ASCH, TH.W.J. 1984. *Landslides: the deduction of strength parameters of materials from equilibrium analysis*. Catena, 11: 39-49.

WEMPLE, B.C., J.A. JONES y G.E. GRANT. 1997. *Channel network extension by logging roads in two basins, Western Cascades, Oregon*. Water Resour. Bull., 32: 1195-1207.

WOLOCK, D.M. y C.V. PRICE. 1994. *Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model*. Water Resour. Res., 30: 3041-3052.

WU, W. y R.C. SIDLE. 1995. *A distributed slope stability model for steep forested basins*. Water Resour. Res., 31: 2097-2110.

## **5 DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES**

En este capítulo se presenta un análisis crítico del estudio que se ha realizado, evaluando los resultados obtenidos y proponiendo posibles mejoras y avances a tener en cuenta en un futuro.

Se ha presentado un trabajo a escala de una cuenca real, la cuenca alta del río Genal, de aproximadamente 158 km<sup>2</sup>, centrándose el estudio en la influencia que tiene el relieve en la hidrología y la erosión. Esta escala se considera idónea para que un planificador o un técnico tome decisiones de manejo o gestión, por ejemplo, en las modificaciones que obras, como represas o embalses, causan en el comportamiento hidrológico normal de una cuenca.

La cuenca del Genal se encuentra en la región mediterránea, caracterizada por una distribución temporal errática de las lluvias y alterada por su carácter antrópico disponiéndose, sin embargo, de muy pocos datos. Se podría haber reducido la escala del estudio para analizar una cuenca experimental pequeña dentro de la gran cuenca pero esto, a su vez, entraña la dificultad de extrapolación de los resultados. Se trata pues de utilizar con el máximo rendimiento posible la información disponible que en este caso se concreta en: 1) información topográfica de los planos en papel a escala 1:10.000, 2) fotografías aéreas de la cuenca del Genal a escala aproximada de 1:20.000, y 3) datos de temperatura y lluvia diaria de cuatro estaciones meteorológicas, tres pertenecientes a la cuenca y la cuarta situada al sur de la misma.

Se dispone de SIG como herramientas para llevar a cabo este estudio dada la ventaja que presentan como elementos integradores de información de fuentes diversas. Los SIG son la base para implementar modelos hidrológicos, sobre todo aquéllos cuya principal información se deriva de Modelos Digitales del Terreno, en particular del Modelo Digital de Elevaciones, del que se dispone más frecuentemente. Por ello ha sido necesario manipular los datos originales y transformarlos a formato digital, generándose el MDE de la cuenca del Genal y realizando la ortorrectificación de las fotografías aéreas. Además los SIG permiten la actualización temporal de los datos del terreno conforme se va disponiendo de los mismos. La disposición de los datos en formato digital, en definitiva, permite agilizar los cálculos y aplicar de forma inmediata los modelos hidrológicos.

El MDE de la cuenca del Genal, se usa para analizar los procesos hidrológicos y erosivos de ella. La obtención del MDE no es una tarea trivial sino que implica un exhaustivo

trabajo de depuración de datos en las diferentes etapas del mismo. La obtención del MDE de la cuenca, en formato matricial, con resolución de 20x20 m, de fácil uso para realizar los cálculos, permite superponer información de imágenes digitales y obtener una matriz de adecuada resolución espacial, teniendo en cuenta el tamaño total de la cuenca, partiendo de curvas de nivel con equidistancia de 50 m.

La ortorrectificación de las fotografías aéreas ha presentado una serie de dificultades, fundamentalmente relacionadas con los puntos de control necesarios para el proceso. La localización de los GCP requiere mucho tiempo, así como la determinación independiente del número óptimo de puntos necesarios para ortorrectificar cada foto. Este número ha estado condicionado por las características del área que representa cada fotografía. En el caso de fotogramas aéreos en los que escasean puntos identificables de coordenadas conocidas y permanentes en el tiempo, la ortorrectificación lleva consigo mayores errores. Ha quedado demostrado, por otra parte, que aunque son necesarios un mínimo de GCP, el error cometido no aumenta conforme aumenta su número total, sino que la ortofoto final será tanto más correcta cuanto más homogéneamente distribuidos estén los GCP en la misma. La distribución homogénea de puntos de control por fotografía aérea a ortorrectificar no siempre se consigue cuando se trata de zonas con vegetación espesa, donde no se pueden identificar cruces de caminos u otros puntos permanentes en el tiempo, en zonas de suelo desnudo, en cuyo caso los caminos son difícilmente distinguibles, o en zonas despobladas, en las que realmente no existen estos caminos u otros GCP adecuados.

La generación del ortomosaico a partir de las fotografías ya georreferenciadas ha sido un proceso, que debido a GRASS, ha requerido realizar muchos procesos intermedios hasta llegar a componer el ortomosaico final, lo que implica mucho tiempo. No obstante, existen otras herramientas informáticas de tratamiento de imágenes, por ejemplo ERDAS o ER-MAPPER, de difícil acceso cuando se inició esta tesis, en los que la generación de mosaicos es, no sólo más rápida, sino que se mejora el resultado final ya que, no sólo consiste en generar un *rompecabezas* de imágenes sino que tienen en cuenta puntos de control comunes en las imágenes a componer, ajustándolas mejor. Además también se tiene en cuenta los contrastes de colores entre las imágenes adyacentes minimizándolos. Este aspecto no se ha considerado en este caso, pues no iba a tener una especial relevancia en las aplicaciones que se iban a hacer posteriormente, pero puede ser interesante para otro tipo de estudios en los que se usen imágenes digitales.

### **5.1 Influencia del relieve en la hidrología de la cuenca del río Genal**

Una vez que se dispone del MDE de la cuenca del Genal es conveniente estudiar la hidrología de ésta desde el punto de vista morfológico, puesto que es precisamente el relieve una de las variables más importantes a la hora de definir su morfología y porque últimamente los avances en los estudios geomorfológicos indican la relación entre la morfología de una cuenca y su respuesta hidrológica.

La obtención de la red fluvial o de avenamiento de la cuenca considerando cuatro umbrales mínimos de superficie aportadora ha permitido conocer la organización espacial tanto de los canales permanentes como de los canales efímeros que van a reflejar la forma en la que circula y se concentra el flujo en la cuenca. Se ha considerado un umbral máximo de 1000 celdillas con objeto de obtener los ríos y arroyos principales que vienen representados en la cartografía, disminuyéndose este umbral para obtener desde redes intermedias hasta llegar a la que su ramificación es tal que, según la ordenación de Strahler, es de un orden superior, concretamente seis, al que presentan con el resto de umbrales considerados, orden cinco. El objeto de extraer redes con diferentes densidades de avenamiento es, principalmente, evaluar el comportamiento de éstas en el análisis de la cuenca y determinar la influencia que tiene este umbral en la respuesta hidrológica.

Al ordenar las distintas redes según el criterio de Horton-Strahler se observa que todos los valores de los índices de Horton aumentan conforme lo hace la densidad de desagüe para las redes de orden cinco (A, B y C), mientras que disminuyen con respecto a los valores de la red C, cuando se trata de la red D, de orden seis. Este cambio puede explicarse porque aunque tanto las longitudes y superficies totales para un mismo orden de cuenca aumentan conforme disminuye el umbral mínimo considerado, los valores medios de longitudes y superficies totales sí disminuyen.

Se ha explorado la naturaleza fractal de la red fluvial del Genal basada en las características autosemejantes de las diferentes subcuencas resumiendo la información de forma sencilla en los índices geomorfológicos de Horton (1945) y de Shreve (1966,1967). El estudio de las propiedades autosemejantes permite comparar el comportamiento de cuencas de las que se dispone escasa información con otras que sean semejantes a ella pero que se conocen mejor.

El análisis fractal se ha realizado bajo dos enfoques distintos, en primer lugar en cuanto a la organización de la distribución en el plano de la red para cada una de las

densidades, y en segundo lugar en cuanto a la sinuosidad de los cauces, este último aplicado sólo al cauce principal del Genal y dos de sus afluentes. Con respecto al primero se ha considerado el modelo de Tarboton y col. (1989) que tiene en cuenta la magnitud de Shreve como variable para caracterizar la topología de la red, y que utiliza una relación potencial de la magnitud con respecto a la pendiente de cada uno de los tramos de Shreve, la cual es considerada como una de las variables que reflejan la estructura fractal de las redes fluviales. Se observa que las pendientes y las magnitudes de Shreve se ajustan al modelo propuesto en el caso de las dos redes menos densas (A y B), sin embargo, no ocurre lo mismo para las otras dos en las que el exponente de las rectas de ajuste toma valores en torno a  $-0.4$  en vez de valores próximos a  $-0.6$ , que según Flint (1974) indican un estado de tendencia al equilibrio de la red fluvial. Al ir aumentando el número de tramos para el cálculo de los valores medios de las pendientes, desde 5 a 20, el ajuste de la recta que relaciona éstas con la magnitud es mejor para los casos en los que se usa el número máximo de tramos, 20, en las redes A y B. Por el contrario, en las redes más densas, los ajustes mejores no mejoran para este valor. Por tanto, puede pensarse que la densidad de avenamiento de la red considerada influye en este tipo de análisis, aspecto que no se tiene en cuenta en este modelo. Las principales deficiencias del modelo se observan en las representaciones de las probabilidades de excedencia de la pendiente, distribuciones normalmente utilizadas para representar la influencia de esta variable en cuencas fluviales, que se cumplen exactamente para muy escasas redes. Esto podría deberse a la influencia que tiene la tercera dimensión en la organización espacial de la red, aspecto olvidado en este modelo que sólo considera el punto de inserción de los tramos, y que podría ser interesante incluirlo de forma explícita en un futuro.

Por tanto, aunque se siga disminuyendo el umbral mínimo a partir del cual obtener redes más densas, no implica obtener una red a partir de la cual realizar un mejor análisis hidrológico de la cuenca. En este caso se considera que la red B es la red óptima para representar la cuenca que se ha estudiado, aportando mayor información del sistema fluvial que la red A, ya que cumple la ley potencial entre la pendiente y la magnitud propuesta por Tarboton y col. (1989) y refleja una tendencia al equilibrio, según indica Flint (1974), a diferencia de lo que se deriva del análisis de las redes C y D.

En cuanto al análisis de sinuosidad del cauce principal del Genal, se han considerado diferentes propuestas. Siguiendo las pautas de Surkan y van Kan (1969), se obtiene que todas las variables analizadas del cauce principal, dirección, curvatura y cambio de la curvatura son aleatorias, independientes de la distancia de partición que se escoja para medir la longitud del

cauce. Siguiendo el método que propone Snow (1989) para el análisis fractal de la sinuosidad del cauce principal del Genal, se ha estimado un intervalo de escala de medida adecuada para identificar meandros, aproximadamente de 1 km, siendo ésta la longitud unitaria de medida del cauce, aspecto que debería considerarse en estudios en los que influya la longitud del canal. La dimensión fractal de la sinuosidad de los dos afluentes del Genal, del cauce principal y de los diferentes tramos considerados en éste, cuyos valores oscilan entre 1.07 y 1.22, está dentro de los límites que considera el autor, de 1.04 a 1.38. Por último, el enfoque que proponen Nikora y col. (1993) sobre el comportamiento autoafín de las redes fluviales a escalas, entre 1 y 10 km, se da en el caso de los tramos individuales, de longitudes comprendidas entre 8.84 y 13.8 km y los dos afluentes, de 5.96 y 14.8 km, pero no para el cauce completo, de 60 km, ni para el tramo 4 (uno de los de mayor longitud, 12.9 km), por lo que la longitud total del tramo a analizar influye en este análisis.

Del estudio de la naturaleza fractal de la cuenca se deriva un mejor conocimiento de ésta que debería incorporarse a los modelos hidrológicos, de forma análoga a la formulación del Hidrograma Unitario.

De la aplicación de la teoría del HUIG según los dos métodos seguidos en la cuenca del Genal se deduce que, en el caso de la aplicación del modelo de Gupta y col. (1980), las densidades de avenamiento influyen en los valores de la ordenada máxima del hidrograma, de forma que son mayores a mayor densidad de avenamiento, para la misma velocidad media, en las redes de orden cinco, oscilando entre  $9.23 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  para una velocidad de 0.25 m/s y  $9.23 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  para 2.5 m/s para la red C, frente a valores de  $7.48 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  y  $7.47 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  para las mismas velocidades, respectivamente, en la red A. Para una misma red las velocidades medias van a determinar tanto el valor de ordenada máxima del HUIG como el tiempo necesario para alcanzarlo, así por ejemplo en la red B la ordenada máxima para 0.25 m/s es de  $8.43 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  necesitándose 51700 s mientras que para 2.5 m/s se necesitan 5200 s para alcanzar el valor máximo de  $8.43 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Para una misma velocidad media el tiempo para alcanzar la ordenada máxima es menor cuanto más densa es la red, oscilando entre los 15500 s de la red A y los 11500 s de la red C para una velocidad media de 1 m/s. Por su parte, el comportamiento que refleja la red D en los HUIG calculados para la misma siguen un comportamiento análogo al deducido de su análisis fractal, con respecto a las otras redes. Así, esta red presenta valores inferiores de ordenada máxima para cada una de las velocidades medias con respecto a los de la red C, por ejemplo  $8.92 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  de la red D frente a  $9.23 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  de la red C para la velocidad de 0.25 m/s, y  $8.92 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  de la red D y  $9.23 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  de la

red C para 2.5 m/s. El tiempo necesario para alcanzar los valores de ordenadas máximas para una determinada velocidad media son mayores que los que necesita para esa misma velocidad la red C, que en el caso de 1 m/s es de 12800 s en la red D frente a los 11500 s de la red C.

En cuanto al HUIG derivado de la función de anchura, éste no va a depender de la red fluvial, ya que en este caso la circulación del flujo se hace en todas y cada una de las celdillas, estando su forma condicionada por el intervalo de agrupación que se elija para la función de anchura original. En este caso se han clasificado los datos en intervalos de distancias cada 100 m. Al comparar los HUIG obtenidos según cada método, para cada una de las redes y velocidades medias se observa que en todos los casos la función de anchura da unos valores máximos del HUIG superiores al otro método, independientemente de la red estudiada, tanto menores cuanto menor es la velocidad media considerada, oscilando entre  $1.71 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  para una velocidad de 0.25 m/s y  $1.71 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  para otra de 2.5 m/s. Esto puede deberse a los errores derivados de haber considerado la misma velocidad media en todas las celdillas, lo cual no es real. Así, una de las principales ventajas de la aplicación del HUIG calculado a partir de la función de anchura es, precisamente, que se trabaja con celdillas, lo que conlleva todos los beneficios de los cálculos con matrices así como la posibilidad de incluir otros parámetros que determinen la respuesta de la cuenca a partir de datos captados, por ejemplo, por teledetección. Así, sería interesante estudiar el efecto que tendría considerar distintas velocidades medias en las celdillas que representan canal respecto a las que representan laderas, al ponderar esta velocidad según la cobertura vegetal estimada de las imágenes satélite. Esta consideración, probablemente, suavizaría los valores máximos de caudal del HUIG. La obtención de mapas de zonas con diferentes velocidades de circulación de escorrentía es factible mediante una aplicación integrada de modelos hidrológicos, SIG y técnicas de teledetección sobre cuencas reales.

El cálculo del índice topográfico en la cuenca del Genal, como índice de semejanza hidrológica, ha permitido localizar zonas hidrológicamente similares entre sí y, en definitiva, diferenciar las celdillas que forman canales de las que son ladera, es decir, obtener la red fluvial en función de los valores mínimos de *IT* necesarios para considerar canal, de forma análoga a como se han considerado los umbrales de superficie aportadora. En el mapa de *IT* se identifica la red fluvial de la cuenca y, además, se diferencian zonas semejantes, ya que las zonas de valor de *IT* más alto (en esta cuenca de valores comprendidos entre 23 y 17, aproximadamente) corresponden a las zonas de vaguada que van a estar más frecuentemente saturadas.

## 5.2 Influencia del relieve en la erosión de la cuenca del río Genal

Los fenómenos erosivos más importantes en el caso de cuencas de montaña son los deslizamientos, por lo que se ha estimado oportuno el estudio de este tipo de fenómenos frente a otros, como la erosión en cárcavas o regueros, más propios de ser analizados en cuencas de menor tamaño.

Después de la revisión de diversos modelos teóricos de deslizamiento basados en aspectos geotécnicos, dado el nivel de detalle con el que enfocan el estudio de los deslizamientos resulta inabordable su aplicación práctica a la cuenca del Genal. Se ha optado, por tanto, por aplicar modelos más simples en los que el principal factor para la ocurrencia de deslizamientos es la topografía.

Dado que los modelos son simplificaciones de la realidad, el contraste de sus resultados con mediciones reales es de gran importancia. La fotointerpretación de los deslizamientos, su localización posterior en las ortofotos y su identificación *in situ* son la medida disponible de la ocurrencia de deslizamientos en la cuenca.

Esta identificación de zonas erosionadas mejoraría considerablemente en caso de disponer de fotografías aéreas o imágenes de satélite de elevada resolución de la zona de períodos temporales consecutivos para analizar los deslizamientos a escala de cuencas reales. La disponibilidad de series temporales de imágenes facilitaría la validación de los modelos, ya que éstos pueden aplicarse tantas veces como sea necesario, siempre que se disponga de datos, y se podría ver la evolución de sus resultados con respecto a los observados en el espacio y en el tiempo.

Al conocer solamente la localización espacial de los deslizamientos en esta cuenca, se han utilizado únicamente criterios de identificación espacial de zonas sensibles, para poder realizar un contraste coherente.

La disponibilidad de la información topográfica en formato matricial ha sido el motivo de escoger el modelo TOPMODEL frente a otros como TOPOG, aunque ambos parten de hipótesis semejantes para identificar las zonas con mayor probabilidad de saturarse en una cuenca.

De la superposición de las zonas de deslizamiento identificadas en el ortomosaico sobre el mapa de *IT* se observa que éstas se sitúan en torno a las zonas con mayor potencialidad para saturarse, es decir, las de *IT* entre 23 y 17. Al tener en cuenta los efectos

que en la ocurrencia de deslizamientos tiene la intervención del hombre, materializada en este caso por los caminos y cortafuegos digitalizados sobre el ortomosaico, cuya permeabilidad es muy inferior a la de laderas naturales, lo que lleva a una rápida generación local de la escorrentía, efecto que se acentúa por la alteración de las pendientes naturales y de la red fluvial concentrando el flujo de agua, las zonas de deslizamiento identificadas siempre están próximas a los mismos. Considerando las áreas de pendientes más elevadas, cuatro de las zonas identificadas en el ortomosaico presentan más del 50% de su superficie con pendientes superiores al 40% (aproximadamente 22°), y en cinco de ellas en más del 60% de su superficie la pendiente es superior al 30% (aproximadamente 16.7°). Por último, combinando las áreas con pendientes más elevadas (superiores a 27°), y las de mayor valor de superficie acumulada por unidad de longitud (valores superiores a 100 m) se obtiene un mapa de zonas críticas (superficie acumulada por unidad de longitud superior a 100 m y valores de pendiente comprendidos entre 27° y 39°) y super-críticas (superficie acumulada por unidad de longitud superior a 100 m y pendiente superior a 39°) en el Genal, observándose también que todas las zonas de deslizamientos fotointerpretadas engloban zonas críticas y cuatro de ellas, de un total de seis, zonas super-críticas.

Se han aplicado los diferentes criterios de forma independiente, pero un análisis conjunto de los mismos de modo que los posibles efectos de una interrelación entre ellos se tenga en cuenta puede mejorar la identificación de zonas inestables, siempre con el apoyo de series temporales de fotografías aéreas y/o imágenes de satélite.

Aunque las zonas de deslizamiento identificadas en la realidad son menores que las zonas potencialmente sensibles estimadas mediante cada uno de esos criterios, se observa que éstas son reconocidas como zonas sensibles en todos los casos. La fotointerpretación por defecto puede deberse a varias causas, entre otras que sólo se dispone de fotografías de una época quedando enmascarados deslizamientos más antiguos bien por el desarrollo de la vegetación bien por su disposición en zonas de difícil visibilidad, o en zonas sombreadas. De ahí la importancia de tener fotos o imágenes de épocas consecutivas que permitan observar la evolución en el tiempo.

Aunque no es posible cuantificar los niveles de erosión de la cuenca, el hecho de conocer dónde se sitúan las zonas más sensibles es un dato de gran interés porque permite conocer en qué zonas puede haber este tipo de problemas, vigilarlas y poder llevar a cabo actuaciones protectoras concretas en ellas.

### 5.3 Conclusiones finales

La mejora y el avance de los estudios hidrológicos y de erosión en cuencas naturales implica el uso de tecnologías en desarrollo constante como los SIG y la teledetección. El gran reto de los investigadores en este campo es encontrar la integración adecuada entre estas herramientas y los modelos hidrológicos para cada caso concreto. Si hasta ahora los trabajos que se han realizado, inclusive el que aquí se presenta utilizando SIG, teledetección y modelos hidrológicos se ha dado una integración *ad hoc*, es decir, los datos que requiere el modelo se obtienen del SIG, se aplica el modelo y se evalúan sus resultados de forma independiente al SIG, las propuestas futuras se dirigen a conseguir una integración completa en un sistema menos molesto, más automatizado y donde se minimicen las fuentes de error.

Uno de los problemas a la hora de trabajar a escala de cuenca natural es precisamente su tamaño, por la escasez de datos y el elevado coste de conseguirlos, los avances en teledetección van a ser una ayuda indispensable para que los resultados derivados de modelos hidrológicos y de erosión puedan ser contrastados con la realidad, permitiendo la formulación de modelos más fiables y con mayor capacidad predictiva.

### 5.4 Referencias

- FLINT, J.J. 1974. *Stream gradient as a function of order, magnitude and discharge*. Water Resour. Res., 10: 969-973
- GUPTA, V.K., E. WAYMIRE y C.T. WANG. 1980. *A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology*. Water Resour. Res., 16: 855-862.
- HORTON, R.E. 1945. *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology*. Geol. Soc. Amer. Bull., 56: 275-370.
- NIKORA, V.I., V.B. SAPOZHNIKOV y D.A. NOEVER. 1993. *Fractal geometry of individual river channels and its computer simulation*. Water Resour. Res., 29: 3561-3568.
- SHREVE, R.L. 1966. *Statistical law of stream numbers*. J. Geol., 74: 17-37.
- SHREVE, R.L. 1967. *Infinite topologically random channel networks*. J. Geol., 75: 178-186.
- SNOW, R.S. 1989. *Fractal sinuosity of stream channels*. Pageoph., 31: 99-109.

SURKAN, A.J. y J. VAN KAN. 1969. *Constrained random walk meander generation*. Water Resour. Res., 5: 1343-1352.

TARBOTON, D.G., R.L. BRAS e I. RODRÍGUEZ-ITURBE. 1989. *Scaling and elevation in river networks*. Water Resour. Res., 25: 2037-2051.

ANEJOS

## ÍNDICE DE ANEJOS

<b>ANEJO 1</b> .....	<b>I</b>
<b>ANEJO 2</b> .....	<b>III</b>
<b>ANEJO 3</b> .....	<b>X</b>
<b>ANEJO 4</b> .....	<b>XXI</b>
<b>ANEJO 5</b> .....	<b>XXVI</b>

ANEJO 1

## ANEJO 1

En el presente anejo se incluye, en primer lugar la **Tabla A1-1** con la relación de las fotografías aéreas disponibles para el trabajo, indicándose los números de éstas para cada pasada y especificándose la fecha de realización de las mismas.

**Tabla A1-1. Relación de fotos disponibles para la subcuenca norte del río Genal**

Nª Hoja	Fecha	Nº de fotos disponibles						
		Pasada 1	Pasada 2	Pasada 2´	Pasada 3	Pasada 4	Pasada 5	Pasada 6
1050	Octubre 92	-	-	-	-	-	-	1
1051	Abril 93	-	-	-	-	-	-	2 a 6
1064	Agosto 92	13 a 19	-	15´ a 19´	10 a 18	10 a 18	-	-
1065	Abril 93	1 a 7	1 a 9	-	-	-	-	-
1065	Mayo 93	-	-	-	1 a 7	1 a 6	-	-

En la **Tabla A1-2** se incluyen las características de las cámaras, usadas en el proceso de ortorrectificación para cada conjunto de fotos.

**Tabla A1-2. Datos de calibración de las cámaras**

Datos de calibración de la cámara	Fotografías			
	1050	1051	1064	1065
Distancia focal (mm)	151.63	151.716	153.259	151.716
X de simetría (mm)	-0.005	-0.01	-0.008	-0.01
Y de simetría (mm)	-0.004	0.004	0.006	0.004
Coordenadas de las marcas fiduciales (mm)				
Coordenadas X,Y Marca 1	(-105.989,106.001)	(-106.006,105.996)	(-105.966,105.997)	(-106.006,105.996)
Coordenadas X,Y Marca 2	(106,105.993)	(105.991,106.006)	(106.017,105.986)	(105.991,106.006)
Coordenadas X,Y Marca 3	(105.989,-106.001)	(106.006,-105.995)	(105.971,-106.001)	(106.006,-105.995)
Coordenadas X,Y Marca 4	(-105.999,-105.992)	(-105.99,-106.006)	(-106.021,-105.975)	(-105.99,-106.006)

En tercer lugar, en la **Tabla A1-3** se indica, para cada fotografía aérea utilizada, las coordenadas UTM una vez georreferenciadas, la resolución Norte-Sur y Este-Oeste de las celdillas que las constituyen después del proceso de ortorrectificación y el grupo de imágenes al que corresponde cada una.

Los distintos campos utilizados para cada tabla, así como los códigos empleados son los siguientes:

- a) Foto: indica el nombre de la foto, todas serán del tipo "a\_b\_c", siendo "a" el número correspondiente al fotograma, "b" la pasada (el avión realiza varias pasadas al volar una determinada zonas) del mismo y "c" el número de foto dentro de esa pasada.

- b) Coordenadas: Coordenadas UTM de los límites Norte, Sur, Oeste y Este, por exceso, de cada ortofoto, dentro de la cuenca.
- c) Resolución: Se indica el tamaño de las celdillas de cada ortofoto tanto en la dirección Norte-Sur como en Este-Oeste, expresadas en m.
- d) Grupo: Indica el nombre del grupo al que pertenece cada fotograma para la realización de la ortorrectificación.

**Tabla A1-3. Relación de fotografías aéreas ortorrectificadas, coordenadas UTM, resolución de las mismas y grupo de imágenes al que pertenecen**

Foto	Coordenadas UTM (m)				Resolución (m)		Grupo
	N	S	O	E	E-O	N-S	
1050_6_19	4066287.41	4059854.06	298083.63	305340.81	2.59	2.31	g1050_6_19
1051_6_2	4066300.87	4058890.67	303537.43	309617.77	2.17	2.68	g1051_6_2
1064_1_17	4061188.59	4056631.11	298518.59	303143.35	1.66	1.63	g1064_1_17
1064_1_19	4060839.49	4056259.55	301103.84	305838.34	1.70	1.66	g1064_1_19
1064_2_15	4059129.44	4054222.56	294338.54	299127.02	1.72	1.76	g1064_2_15
1064_2_16	4059130.15	4054348.43	296130.96	300688.26	1.65	1.73	g1064_2_16
1064_2_17	4059082.68	4054290.76	297688.78	302397.12	1.69	1.72	g1064_2_17
1064_2_19	4058595.35	4054126.35	301011.05	305606.33	1.64	1.64	g1064_2_19
1064_3_14	4055302.19	4050523.19	294354.26	299199.31	5.45	5.31	g1064_3_14
1064_3_15	4055217.38	4050331.38	295934.93	301055.42	1.81	1.75	g1064_3_15
1064_3_17	4054998.65	4050079.45	299184.36	304260.80	1.79	1.76	g1064_3_17
1064_3_18	4054847.94	4050124.39	301286.29	306067.30	1.69	1.69	g1064_3_18
1064_4_14	4052530.32	4047738.40	294660.93	299508.78	1.71	1.72	g1064_4_14
1064_4_16	4052300.44	4047486.84	298146.84	303049.74	1.77	1.76	g1064_4_16
1064_4_18	4051882.58	4047471.92	301741.29	306182.82	1.57	1.59	g1064_4_18
1065_1_1	4061238.60	4056262.40	303072.08	308148.50	1.83	1.79	g1065_1_1
1065_1_3	4061317.36	4056406.96	306211.06	311215.90	1.79	1.76	g1065_1_3
1065_1_5	4061213.37	4056334.39	308898.68	313975.24	1.84	1.78	g1065_1_5
1065_1_7	4061158.17	4056461.07	311776.64	316723.26	1.78	1.7	g1065_1_7
1065_2_1	4058233.63	4053003.24	303071.25	308198.91	1.83	1.87	g1065_2_1
1065_2_3	4058271.77	4053234.01	306388.57	311555.38	1.87	1.82	g1065_2_3
1065_2_5	4057978.25	4053091.55	309717.91	314788.43	1.82	1.79	g1065_2_5
1065_2_7	4057632.52	4051706.86	312390.60	317550.25	1.85	2.14	g1065_2_7
1065_3_1	4054942.83	4050070.97	303310.09	308292.31	1.78	1.78	g1065_3_1
1065_3_3	4054859.12	4049996.93	306910.43	311803.23	1.76	1.77	g1065_3_3
1065_3_5	4054735.13	4050182.78	310381.18	315181.93	1.73	1.65	g1065_3_5
1065_4_1	4052270.45	4047352.95	302608.14	307355.95	1.67	1.75	g1065_4_1

## ANEJO 2

## ANEJO 2

En este anejo se incluyen las órdenes específicas para la generación del MDE, así como los procesos posteriores en los que se usa el mismo, es decir, la ortorrectificación de fotogramas y la generación de mosaicos a partir de éstas.

### Generación del MDE de la cuenca del río Genal

Las curvas de nivel digitalizadas correspondientes a la zona de estudio se importan al SIG GRAS mediante la orden *v.in.dxf*.

La corrección y etiquetado de los posibles errores de digitalización se realizan dentro del módulo *v.digit* de GRASS. Una vez corregidos estas curvas se convierten a matrices de celdillas mediante la orden *v.to.rast*.

La interpolación de los datos relativos a la altura se efectúa mediante la orden *r.surf.contour*

### Generación de las ortofotos de la cuenca del río Genal

El módulo específico de GRASS para la generación de ortofotos es *i.ortho.photo*

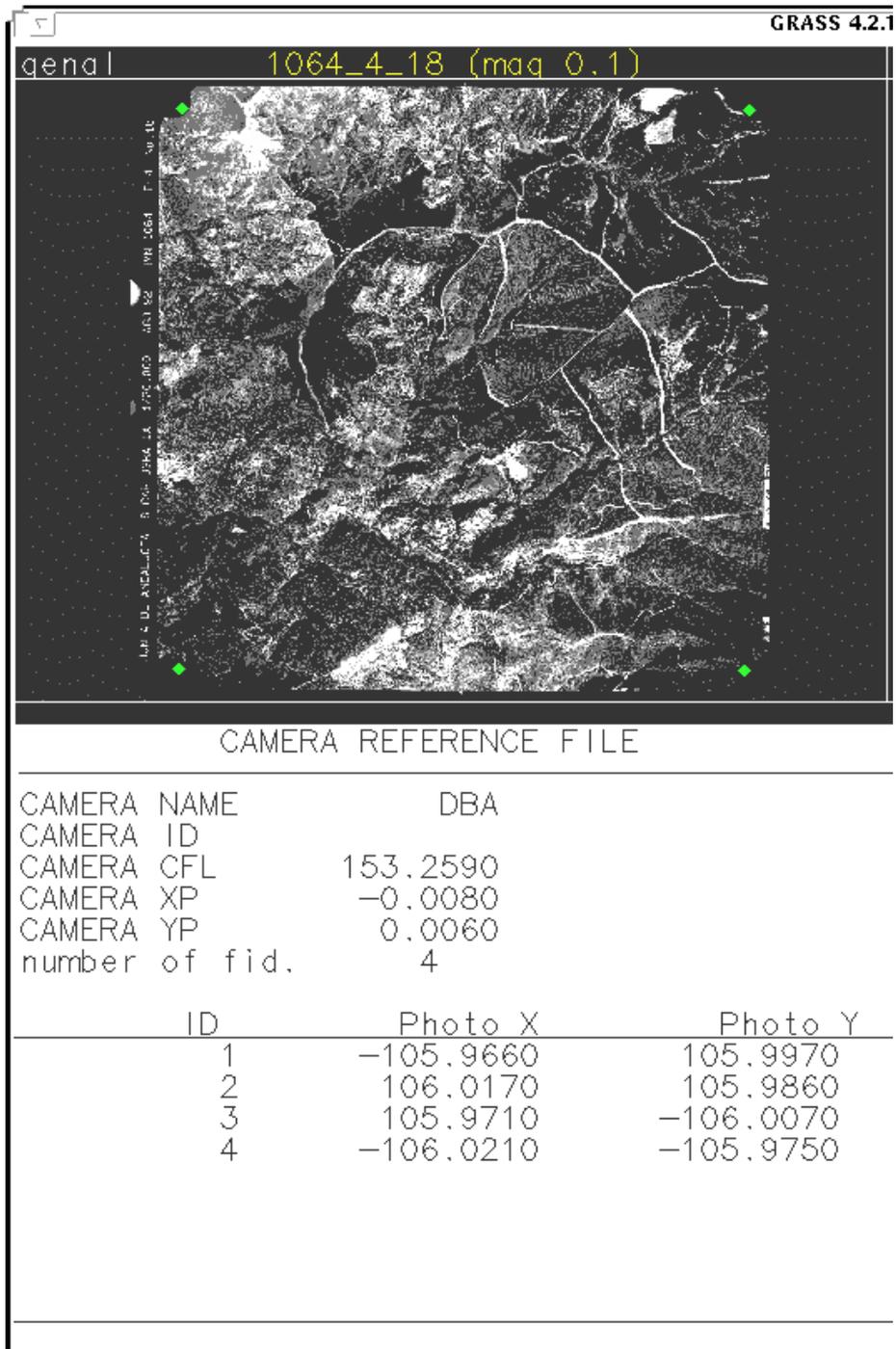
La rutina *i.ortho.photo* requiere los siguientes pasos:

#### 1) Opciones de inicio

- 1.1) Selección del grupo de imagen (ver **Anejo 1**). Se indica el nombre del grupo de imágenes matriciales que se va a usar para el proceso. Los grupos se deben formar previamente mediante el comando *i.group*. Es una forma de establecer subconjuntos, dentro de todos los posibles mapas matriciales de los que se disponga, que van a usarse simultáneamente para un determinado proceso. En nuestro caso agrupamos cada foto con el MDE, que son los mapas matriciales a usar para el proceso de ortorrectificación.
- 1.2) Selección del lugar de localización de ficheros. Se indican los directorios en los que se encuentran las imágenes implicadas en el proceso.
- 1.3) Selección del MDE. Se indica el nombre del MDE a usar.
- 1.4) Selección de características de la cámara. Se indica el nombre de fichero en el que se guardan los datos referentes a la cámara aérea que realizó las

fotografías, así como el número de marcas fiduciales y la geometría de las mismas, y la distancia focal calibrada (se incluyen en el **Anejo 1**).

- 2) Cálculo de parámetros de transformación
  - 2.1) Cálculo de los parámetros de transformación imagen-foto. Para el cálculo de los parámetros de transformación foto-terreno, es necesario marcar las posiciones de las marcas fiduciales, por lo que se introducen manualmente aquellos puntos que las representan en las fotos escrutadas, seleccionando posteriormente las coordenadas que corresponden a cada una (**Figura A2-1**).
  - 2.2) Introducción de las coordenadas de la cámara. Se introducen las coordenadas (x,y,z) de la cámara en el momento en el que se realiza la fotografía, con el centro de cada fotografía y la altura será la correspondiente a la altura de vuelo que indica la cámara en dicho momento (estos datos son aproximados).
  - 2.3) Introducción de coordenadas de los puntos de control, seleccionados para cada foto (**Figura A2-2**).
- 3) Ficheros matriciales de ortorrectificación. Esta opción sirve no sólo para indicar el nombre del fichero matricial correspondiente a la ortofoto final, sino que inicia el proceso.



**Figura A2-1. Ejemplo de fotografía aérea con marcas fiduciales señaladas.**

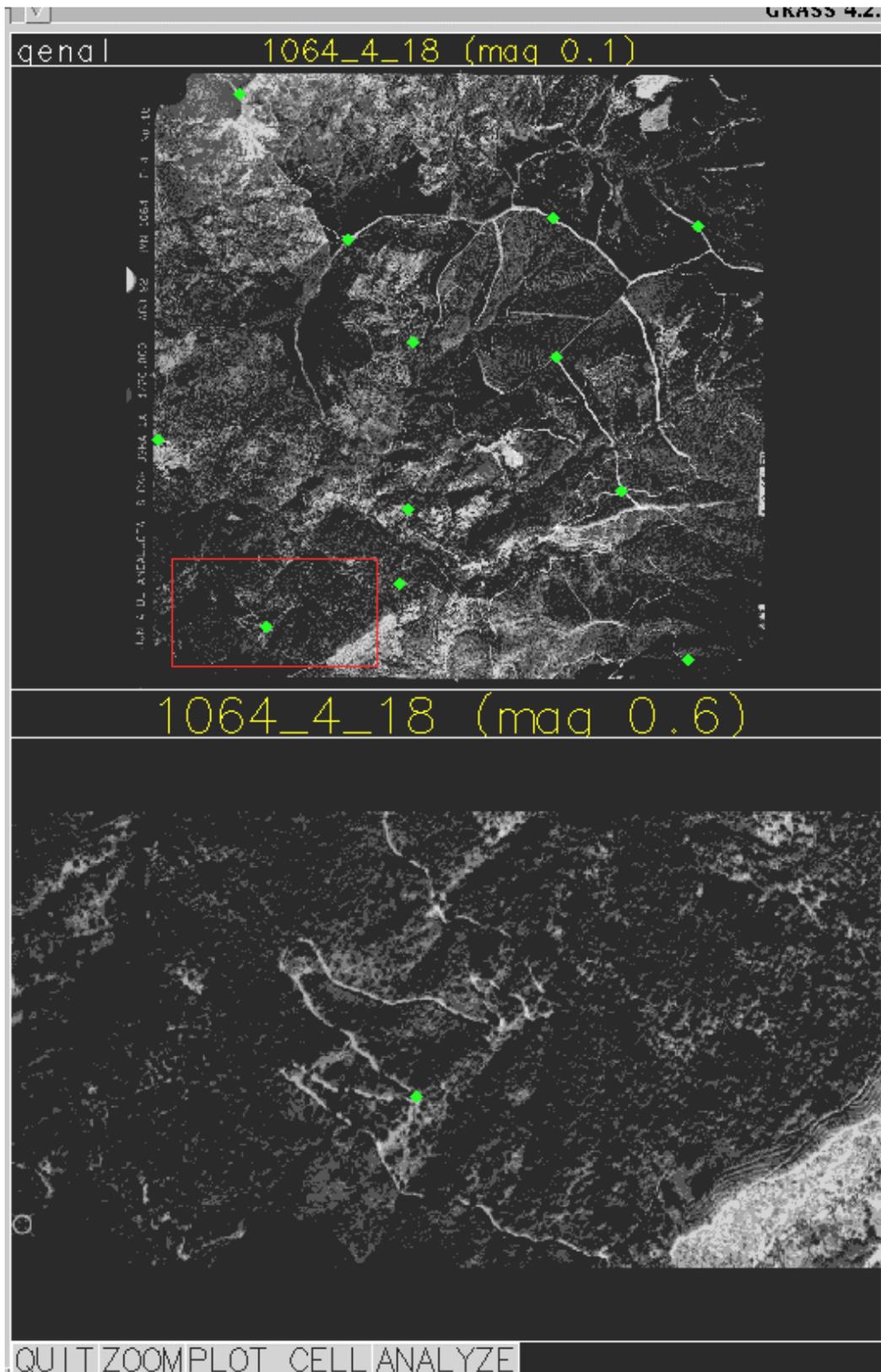


Figura A2-2. Ejemplo de pantalla para el proceso de marcación manual de puntos de control en la fotografía aérea

## Generación de ortomosaicos

Los pasos a seguir para la generación del mosaico de dos fotos adyacentes A y B serán:

1. Digitalización de una máscara en la que se excluye la banda negra situada en la parte este de la fotografía A (**Figura A2-3**). Esto se hace en el módulo *v.digit* de GRASS, posteriormente esta máscara que inicialmente es vectorial se transforma a formato matricial mediante la orden *v.to.rast*
2. Activación de la máscara mediante *r.mask*.
3. Obtención de la ortofoto recortada mediante *r.mapcalc* (**Figura A2-4**). En este paso realmente lo que se hace es una copia de la ortofoto matricial con otro nombre diferente, con la salvedad que al tener activada la máscara anteriormente creada, el mapa resultante aparece recortado.
4. El siguiente paso consiste en calcular la zona de solape existente entre las dos ortofotos adyacentes, lo cual también se realiza con la orden *r.mapcalc*, ya que si creamos una mapa que sea igual a la ortofoto B, pero estando activada la máscara, el resultado será un mapa matricial que es común a ambas ortos.
5. Posteriormente, habrá que restarle a la ortofoto B aquella parte que solapa con A (**Figura A2-5**), es decir, la zona de intersección que acabamos de calcular. Esto también se hace con *r.mapcalc*.
6. El siguiente paso consistirá en unir ambas ortofotos mediante el comando *r.patch*, dándole un nombre diferente al mosaico de salida (**Figura A2-6**).
7. Este procedimiento se hace reiteradas veces hasta generar un ortomosaico que cubre toda la zona de estudio.

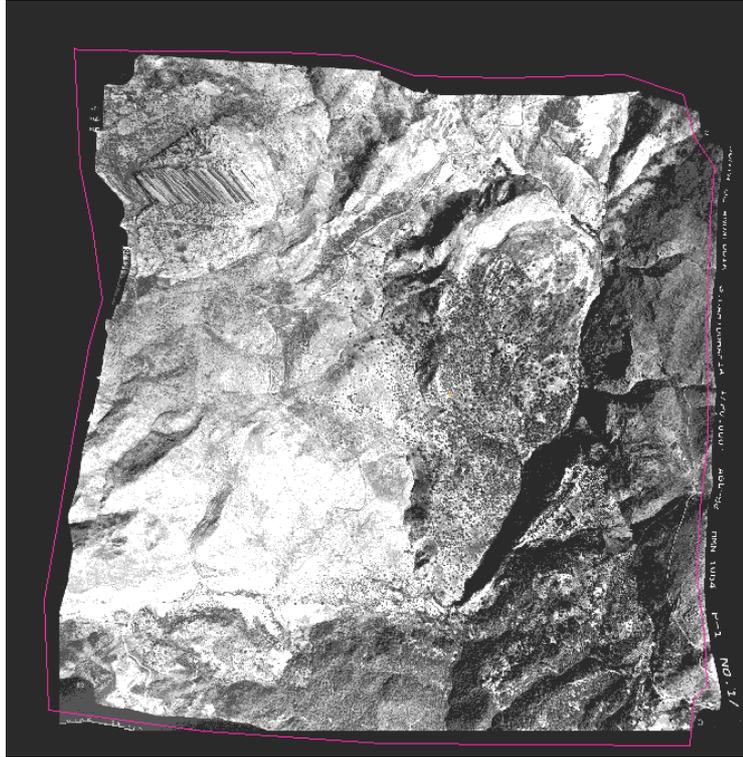


Figura A2-3. Ejemplo de máscara para la generación posterior de ortofoto recortada

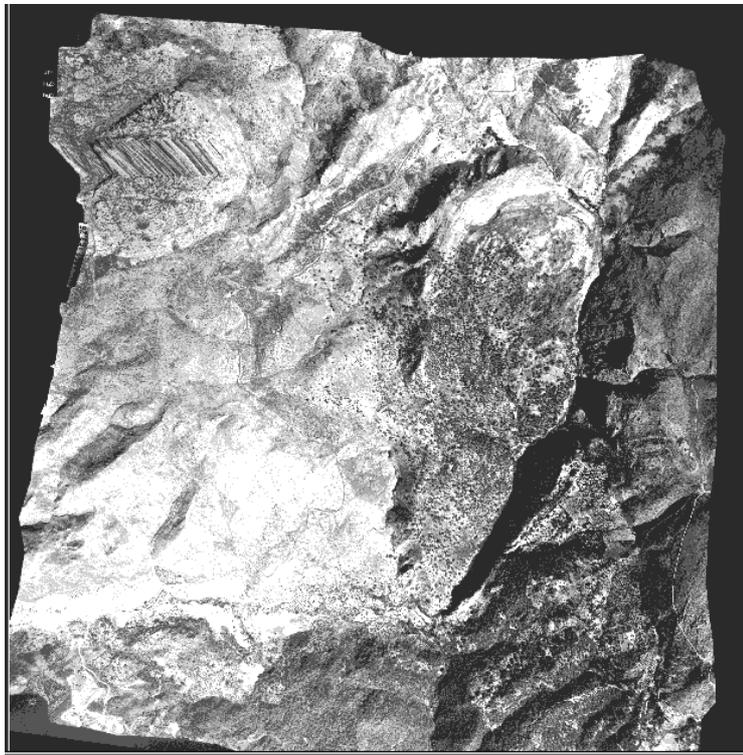
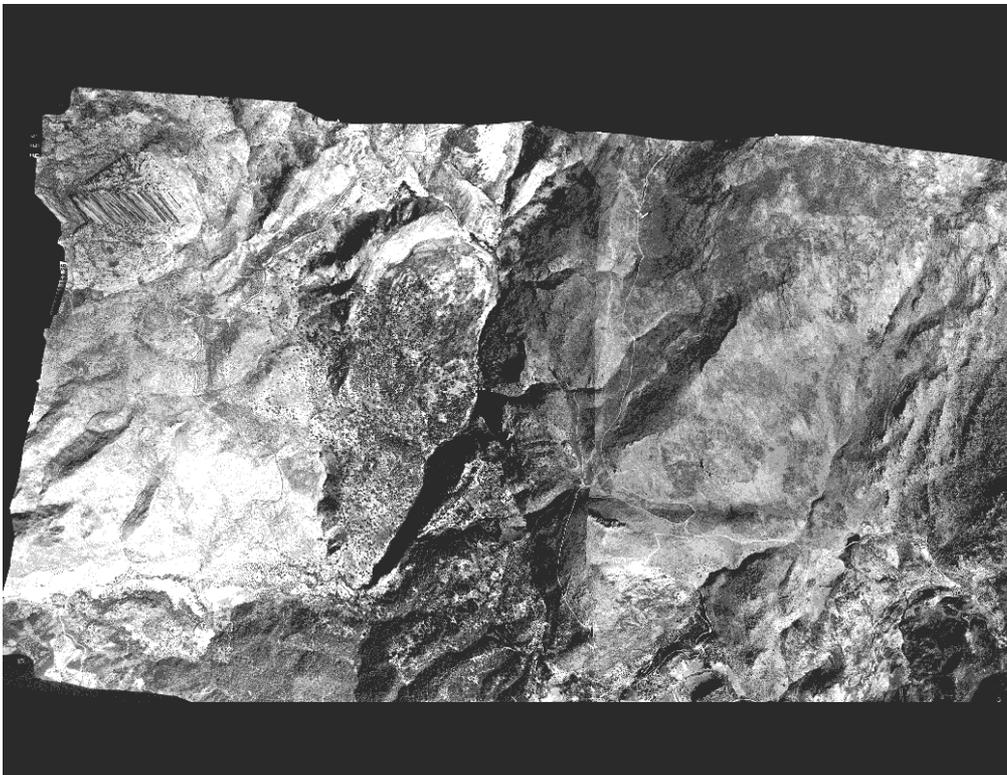


Figura A2-4. Ejemplo de ortofoto recortada mediante la orden *r.mapcalc*



**Figura A2-5. Ejemplo de ortofoto recortada por el oeste para generar posteriormente un mosaico.**



**Figura A2-6. Ejemplo de mosaico compuesto por dos ortofotos de la cuenca del río Genal**

## ANEJO 3

## ANEJO 3

Se presentan tabulados para cada fotografía aérea, las coordenadas (x,y,z) de los puntos identificados, el identificador único que se le asigna a cada número, si se usaron o no para el proceso de ortorrectificación, el tipo de punto de que se trata (códigos 1 a 4), y el número de fotografías en las que se repite (en caso de ser más de una también se indica el nombre de las otras fotos).

Los distintos campos utilizados así como los códigos son los siguientes:

- a) Foto: indica el nombre de la foto, todas serán del tipo "a\_b\_c", siendo "a" el número correspondiente al fotograma, "b" la pasada (el avión realiza varias pasadas al volar una determinada zonas) del mismo y "c" el número de foto dentro de esa pasada.
- b) X, Y, Z: Coordenadas UTM de cada uno de los puntos identificados en la foto.
- c) Punto: Código identificativo de los diferentes puntos, el formato es del tipo "a-b-c-d", siendo "a" igual a la último dígito del número que representa a cada foto (será 0 si la foto es la 1050, 4 si se trata de la 1064, y así sucesivamente), "b" corresponde a la pasada de la foto, "c" al número de foto dentro de esa pasada y "d" es el número de asignado a cada punto.
- d) Observaciones: Se indica si cada uno de los puntos de control se usan o no para la obtención definitiva de cada ortofoto correspondiente, o si se trata de las coordenadas del punto central de cada fotograma (en cuyo caso se usa siempre), o por el contrario, si se trata de un punto situado fuera de la cuenca fluvial y cuya altura Z se desconoce y, por tanto, no se usa.
- e) Tipo: Indica el tipo de punto de que se trata significando los códigos lo siguiente: 1, límite de cultivo, 2 cruce de caminos, 3 esquina de construcción, y 4 cruce de arroyos. Los puntos que representan, bien el centro aproximado de la foto, bien los que estaban fuera de cuenca, no tienen ningún dato en este campo.
- f) Rep.: Nos indica el número de fotos en las que aparece repetido ese número, de manera que si hay un 1, indicará que sólo se ha utilizado en una fotografía, y así sucesivamente.
- g) Otras fotos: Si el campo rep tiene un código superior a la unidad, en este campo se indica los nombres de los otros fotogramas en los que se utiliza ese mismo punto.

**Tabla A3-1. Relación de puntos usados en la ortorrectificación**

Foto	X (m)	Y (m)	Z (m)	Punto	Observaciones	Tipo	Rep.	Otras fotos
1050_6_19	302817.40	4061872.75	996	0-6-19-01	Usado	2	1	
	303559.22	4062332.13	967	0-6-19-02	No usado	1	1	
	302315.63	4060902.07	847	0-6-19-03	Usado	4	1	
	301191.92	4060483.03	906	0-6-19-04	No usado	2	1	
	303302.65	4060627.21	1040	0-6-19-05	Usado	2	1	
	301696.19	4061309.77	1050	0-6-19-06	Usado	1	1	
	300269.45	4060376.01	997	0-6-19-07	Usado	3	1	
	303351.10	4060890.94	1028	0-6-19-08	Usado	2	1	
	302620.90	4062035.55	1034	0-6-19-09	Usado	1	1	
	301125.30	4060649.45	960	0-6-19-10	Usado	2	1	
	302297.70	4062180.12	3870	0-6-19-11	Centro de foto			
	301195.93	4062795.39	0	0-6-19-12	Fuera de cuenca			
	303960.49	4063409.94	0	0-6-19-13	Fuera de cuenca			
	302997.96	4063761.68	0	0-6-19-14	Fuera de cuenca			
	300149.30	4061364.02	0	0-6-19-15	Fuera de cuenca			
	304250.00	4062794.12	0	0-6-19-16	Fuera de cuenca			
1051_6_2	307462.18	4058980.06	900	1-6-2-01	Usado	2	1	
	307394.91	4059404.20	914	1-6-2-02	Usado	1	1	
	307853.97	4059513.10	944	1-6-2-03	Usado	3	1	
	307883.90	4059668.67	947	1-6-2-04	Usado	2	1	
	308195.42	4060217.67	1025	1-6-2-05	Usado	1	1	
	308037.16	4059908.96	944	1-6-2-06	Usado	2	1	
	307493.90	4060192.89	1062	1-6-2-07	Usado	1	1	
	306830.92	4060852.44	1264	1-6-2-08	Usado	1	1	
	307399.12	4060224.50	1083	1-6-2-09	Usado	1	2	1065_1_1
	304096.97	4062307.59	1060	1-6-2-10	Usado	2	1	
	305869.10	4059761.20	1337	1-6-2-11	Usado	1	2	1065_1_1
	307854.06	4059528.14	943	1-6-2-12	Usado	3	2	1065_1_1
	306296.01	4060882.13	3900	1-6-2-13	Centro de foto			
	304721.02	4062307.59	0	1-6-2-14	Fuera de cuenca			
	307871.01	4061580.02	0	1-6-2-15	Fuera de cuenca			
	304899.32	4062055.17	0	1-6-2-16	Fuera de cuenca			
305241.07	4062797.60	0	1-6-2-17	Fuera de cuenca				
1064_1_17	299507.57	4059316.16	1071	4-1-17-01	Usado	2	1	
	299335.08	4058618.33	986	4-1-17-02	Usado	1	1	
	299961.99	4059458.14	1016	4-1-17-03	Usado	1	1	
	302741.96	4058205.37	922	4-1-17-04	Usado	2	2	1064_1_19
	302612.39	4058961.58	890	4-1-17-05	Usado	3	1	
	302174.68	4057976.88	735	4-1-17-06	Usado	1	2	1064_2_19
	300770.76	4060099.15	946	4-1-17-07	Usado	1	1	
	300843.95	4058797.12	800	4-1-17-08	No usado	3	1	
	299567.01	4056436.50	750	4-1-17-09	No usado	2	1	
	302423.91	4057018.21	700	4-1-17-10	Usado	2	1	
	301054.91	4056606.18	448	4-1-17-11	Usado	4	2	1064_2_17
	301461.18	4059188.11	835	4-1-17-12	Usado	3	1	
	300585.34	4058865.51	892	4-1-17-13	Usado	3	1	
	300859.02	4058815.37	3400	4-1-17-14	Centro de foto			

**Tabla A3-1. Relación de puntos usados en la ortorrectificación. (Continuación)**

Foto	X (m)	Y (m)	Z (m)	Punto	Observaciones	Tipo	Rep.	Otras fotos
1064_1_19	302602.52	4058969.54	890	4-1-19-01	No usado	3	1	
	302741.96	4058205.37	922	4-1-19-02	No usado	2	2	1064_1_17
	303508.42	4058048.24	943	4-1-19-03	Usado	2	1	
	303492.98	4057221.61	743	4-1-19-04	No usado	1	1	
	302826.26	4056643.59	676	4-1-19-05	Usado	3	1	
	302182.80	4057978.57	741	4-1-19-06	Usado	1	1	
	303118.71	4059762.31	1038	4-1-19-07	Usado	3	1	
	304001.40	4056572.23	731	4-1-19-08	Usado	1	1	
	304685.76	4057865.75	945	4-1-19-09	Usado	2	2	1065_2_1
	305519.73	4057423.38	896	4-1-19-10	Usado	1	1	
	305394.34	4056759.97	850	4-1-19-11	Usado	3	1	
	304520.72	4057802.94	950	4-1-19-12	No usado	1	1	
	305466.55	4057259.70	902	4-1-19-13	Usado	1	1	
	305555.93	4057398.30	894	4-1-19-14	Usado	2	1	
	303854.80	4058781.34	3400	4-1-19-15	Centro de foto			
1064_2_15	298776.08	4058061.75	794	4-2-15-01	Usado	4	1	
	298899.52	4057302.77	750	4-2-15-02	Usado	1	2	1064_2_16
	297557.69	4056816.25	742	4-2-15-03	No usado	3	1	
	298456.11	4056806.80	725	4-2-15-04	Usado	1	1	
	297612.74	4055974.51	808	4-2-15-05	Usado	2	2	1064_2_16
	297647.91	4057211.31	629	4-2-15-06	Usado	1	2	1064_2_16
	297504.09	4056949.95	712	4-2-15-07	Usado	2	2	1064_2_16
	297550.26	4057719.92	593	4-2-15-08	Usado	1	1	
	297419.14	4055018.74	608	4-2-15-09	No usado	1	2	1064_2_16
	298300.34	4055120.44	733	4-2-15-10	Usado	1	2	1064_2_16
	296616.40	4056034.78	844	4-2-15-11	No usado	1	2	1064_2_16
	297000.00	4056805.00	3310	4-2-15-12	Centro de foto			
	1064_2_16	299999.50	4056167.21	610	4-2-16-01	Usado	3	1
298899.52		4057302.77	750	4-2-16-02	Usado	1	2	1064_2_15
298213.31		4057300.92	706	4-2-16-03	Usado	1	1	
300129.05		4058212.64	908	4-2-16-04	Usado	1	1	
297612.74		4055974.51	808	4-2-16-05	Usado	2	2	1064_2_15
297647.91		4057211.31	629	4-2-16-06	Usado	1	2	1064_2_15
297504.09		4056949.95	712	4-2-16-07	No usado	2	2	1064_2_15
298422.14		4058089.28	741	4-2-16-08	Usado	4	1	
297419.14		4055018.74	608	4-2-16-09	Usado	1	2	1064_2_15
298300.34		4055120.44	733	4-2-16-10	Usado	1	2	1064_2_15
299812.08		4055387.13	600	4-2-16-11	Usado	1	1	
296616.40		4056034.78	844	4-2-16-12	Usado	1	2	1064_2_15
298574.56		4056714.83	3300	4-2-16-13	Centro de foto			

**Tabla A3-1. Relación de puntos usados en la ortorrectificación. (Continuación)**

Foto	X (m)	Y (m)	Z (m)	Punto	Observaciones	Tipo	Rep.	Otras fotos
1064_2_17	301054.91	4056606.18	448	4-2-17-01	Usado	4	2	1064_1_17
	299161.32	4057883.35	850	4-2-17-02	Usado	1	1	
	298456.11	4056808.80	725	4-2-17-03	Usado	1	1	
	299991.82	4056156.34	606	4-2-17-04	Usado	3	1	
	298808.93	4056382.60	721	4-2-17-05	Usado	2	1	
	302146.94	4057701.42	753	4-2-17-06	Usado	2	1	
	300115.75	4057485.30	652	4-2-17-07	No usado	1	1	
	302348.23	4056522.79	563	4-2-17-08	Usado	1	1	
	301329.42	4055446.93	553	4-2-17-09	Usado	3	1	
	300304.58	4054488.47	550	4-2-17-10	Usado	3	1	
	298407.03	4055253.59	768	4-2-17-11	Usado	1	1	
	302190.08	4054525.47	348	4-2-17-12	Usado	3	3	1064_3_17 y 1064_3_18
	299807.01	4055374.82	598	4-2-17-13	Usado	4	1	
	300088.82	4056716.26	3100	4-2-17-14	Centro de foto			
1064_2_19	303504.85	4058032.36	945	4-2-19-01	Usado	2	2	1065_1_1
	304693.34	4057871.40	945	4-2-19-02	Usado	2	2	1065_1_1
	303485.01	4057204.26	740	4-2-19-03	Usado	2	2	1065_1_1
	302825.92	4056629.84	672	4-2-19-04	Usado	3	1	
	302174.68	4057976.88	735	4-2-19-05	Usado	1	2	1064_1_17
	302458.15	4055939.28	653	4-2-19-06	Usado	3	1	
	304236.84	4055985.52	753	4-2-19-07	Usado	1	1	
	304017.73	4056269.96	716	4-2-19-08	No usado	3	2	1065_2_1
	301060.89	4056616.86	448	4-2-19-09	No usado	4	1	
	301885.31	4054099.23	410	4-2-19-10	Usado	1	1	
	304357.14	4054965.83	616	4-2-19-11	Usado	3	2	1065_2_1
	301407.95	4055528.58	537	4-2-19-12	Usado	1	1	
	303377.02	4056415.13	3100	4-2-19-13	Centro de foto			
1064_3_14	297353.52	4053134.19	754	4-3-14-01	Usado	1	2	1064_3_15
	297174.27	4052437.66	792	4-3-14-02	Usado	3	2	1064_3_15
	297564.51	4050521.15	542	4-3-14-03	Usado	2	2	1064_3_15
	297424.79	4055025.80	613	4-3-14-04	Usado	1	2	1064_3_15
	298591.98	4050675.31	313	4-3-14-05	Usado	1	2	1064_3_15
	298697.88	4051884.83	566	4-3-14-06	No usado	1	2	1064_3_15
	297471.84	4052635.32	762	4-3-14-07	Usado	1	1	
	296892.90	4052738.57	814	4-3-14-08	Usado	3	1	
	296357.31	4052023.19	818	4-3-14-09	No usado	2	1	
	296187.64	4051373.64	790	4-3-14-10	Usado	1	1	
	296292.74	4051006.45	771	4-3-14-11	Usado	3	1	
	295259.54	4053698.33	792	4-3-14-12	Usado	2	1	
	296849.00	4052803.00	3310	4-3-14-13	Centro de foto			
	294784.72	4053322.28	0	4-3-14-14	Fuera de cuenca			
	295216.49	4054241.52	0	4-3-14-15	Fuera de cuenca			

**Tabla A3-1. Relación de puntos usados en la ortorrectificación. (Continuación)**

Foto	X (m)	Y (m)	Z (m)	Punto	Observaciones	Tipo	Rep.	Otras fotos
1064_3_15	297174.27	4052437.66	792	4-3-15-01	Usado	3	2	1064_3_14
	297626.65	4054020.50	624	4-3-15-02	Usado	3	1	
	297424.79	4055025.80	613	4-3-15-03	Usado	1	2	1064_3_14
	298697.88	4051884.83	566	4-3-15-04	No usado	1	2	1064_3_14
	299974.06	4051294.91	400	4-3-15-05	Usado	1	2	1064_3_17
	300459.49	4054557.47	578	4-3-15-06	Usado	1	2	1064_3_17
	300697.39	4052060.55	450	4-3-15-07	No usado	1	1	
	297353.52	4053134.19	754	4-3-15-08	Usado	1	2	1064_3_14
	299600.46	4053117.86	500	4-3-15-09	No usado	1	1	
	298591.98	4050675.31	313	4-3-15-10	Usado	1	2	1064_3_14
	297564.51	4050521.15	542	4-3-15-11	Usado	2	2	1064_3_14
	298493.91	4052635.96	3100	4-3-15-12	Centro de foto			
1064_3_17	302556.37	4051559.53	809	4-3-17-01	Usado	1	3	1064_3_18 y 1064_4_16
	302190.08	4054525.47	348	4-3-17-02	Usado	3	3	1064_2_17 y 1064_3_18
	302422.48	4052931.24	423	4-3-17-03	Usado	2	2	1064_3_18
	303630.03	4053761.43	471	4-3-17-04	Usado	1	2	1064_3_18
	300829.23	4051722.61	541	4-3-17-05	Usado	1	2	1064_4_16
	299974.06	4051294.91	400	4-3-17-06	Usado	1	2	1064_3_15
	299979.97	4053017.06	400	4-3-17-07	Usado	1	1	
	303148.63	4052296.88	490	4-3-17-08	Usado	1	2	1064_3_18
	303356.14	4050648.35	916	4-3-17-09	Usado	1	4	1064_3_18, 1064_4_18 y 1065_4_1
	301944.67	4050752.28	608	4-3-17-10	Usado	1	2	1064_3_18
	300837.04	4050673.33	703	4-3-17-11	No usado	1	1	
	300459.49	4054557.47	578	4-3-17-12	No usado	1	2	1064_3_15
	306697.39	4052060.55	450	4-3-17-13	No usado	1	1	
	301831.15	4053472.06	621	4-3-17-14	Usado	1	2	1064_3_18
	303704.14	4051251.12	809	4-3-17-15	Usado	1	3	1064_3_18 y 1065_3_1
	303764.55	4053993.45	512	4-3-17-16	No usado	1	3	1064_3_18 y 1065_3_1
	301700.80	4052548.66	3200	4-3-17-17	Centro de foto			
1064_3_18	302556.37	4051559.53	809	4-3-18-01	Usado	1	3	1064_3_17 y 1064_4_16
	303704.14	4051251.12	809	4-3-18-02	Usado	1	3	1064_3_17 y 1065_3_1
	302422.48	4052931.24	423	4-3-18-03	Usado	2	2	1064_3_17
	301831.15	4053472.06	621	4-3-18-04	Usado	1	2	1064_3_17
	303148.63	4052296.88	490	4-3-18-05	No usado	1	2	1064_3_17
	302190.08	4054525.47	348	4-3-18-06	Usado	3	3	1064_2_17 y 1064_3_17
	303764.55	4053993.45	512	4-3-18-07	Usado	1	3	1064_3_17 y 1065_3_1
	303824.69	4050576.40	880	4-3-18-08	Usado	1	2	1065_3_1
	303356.14	4050648.35	916	4-3-18-09	Usado	1	4	1064_3_17, 1064_4_18 y 1065_4_1
	301944.67	4050752.28	608	4-3-18-10	Usado	1	2	1064_3_17
	305437.39	4053208.00	527	4-3-18-11	Usado	1	3	1065_2_1 y 1065_3_1
	305020.43	4051967.57	861	4-3-18-12	Usado	1	1	
	303630.03	4053761.43	471	4-3-18-13	No usado	1	2	1064_3_17
	302251.36	4054553.54	350	4-3-18-14	Usado	3	1	
	303781.95	4052539.17	3100	4-3-18-15	Centro de foto			

**Tabla A3-1. Relación de puntos usados en la ortorrectificación. (Continuación)**

Foto	X (m)	Y (m)	Z (m)	Punto	Observaciones	Tipo	Rep.	Otras fotos
1064_4_14	298973.60	4049586.50	248	4-4-14-01	No usado	3	2	1064_4_16
	298589.06	4050671.13	313	4-4-14-02	Usado	1	2	1064_4_16
	299291.64	4047945.22	380	4-4-14-03	Usado	1	2	1064_4_16
	297586.94	4048909.90	500	4-4-14-04	Usado	1	1	
	297059.05	4050189.00	621	4-4-14-05	Usado	1	1	
	295985.70	4049720.83	749	4-4-14-06	Usado	3	1	
	296303.63	4050992.54	764	4-4-14-07	Usado	3	1	
	295309.51	4048073.46	800	4-4-14-08	Usado	2	1	
	295275.12	4049067.49	834	4-4-14-09	Usado	3	1	
	296194.81	4048958.56	650	4-4-14-10	Usado	1	1	
	296296.51	4051379.29	767	4-4-14-11	Usado	1	1	
	297155.96	4050196.00	3100	4-4-14-12	Centro de foto			
1064_4_16	301836.86	4049215.02	614	4-4-16-01	Usado	3	2	1064_4_18
	302735.60	4047873.06	733	4-4-16-02	Usado	1	2	1064_4_18
	302566.29	4049964.00	870	4-4-16-03	Usado	1	1	
	298973.60	4049586.50	248	4-4-16-04	Usado	3	2	1064_4_14
	299895.81	4051110.72	420	4-4-16-05	Usado	1	1	
	301059.47	4049481.97	500	4-4-16-06	Usado	3	1	
	299291.64	4047945.22	380	4-4-16-07	Usado	1	2	1064_4_14
	298589.06	4050671.13	313	4-4-16-08	Usado	1	2	1064_4_14
	301343.19	4047823.38	700	4-4-16-09	No usado	1	1	
	302556.37	4051559.53	809	4-4-16-10	Usado	1	3	1064_3_17 y 1064_3_18
	300829.23	4051722.61	541	4-4-16-11	Usado	1	2	1064_3_17
	300205.41	4052012.48	356	4-4-16-12	No usado	1	1	
	302523.19	4051713.11	773	4-4-16-13	Usado	1	2	1064_4_18
	300675.49	4049929.94	3100	4-4-16-14	Centro de foto			
1064_4_18	301836.86	4049215.02	614	4-4-18-01	Usado	3	2	1064_4_16
	302735.60	4047873.06	733	4-4-18-02	Usado	1	2	1064_4_16
	303356.14	4050648.35	916	4-4-18-03	Usado	1	4	1064_3_17, 1064_3_18 y 1065_4_1
	303767.01	4049952.68	762	4-4-18-04	Usado	1	1	
	303737.21	4048701.74	621	4-4-18-05	Usado	1	2	1065_4_1
	303680.75	4048178.87	708	4-4-18-06	Usado	3	1	
	302523.19	4051713.11	773	4-4-18-07	Usado	1	2	1064_4_16
	304716.47	4049842.47	1010	4-4-18-08	Usado	1	2	1065_4_1
	305235.25	4048916.32	809	4-4-18-09	Usado	1	2	1065_4_1
	305620.76	4050688.34	1053	4-4-18-10	Usado	1	1	
	304690.93	4050758.60	1002	4-4-18-11	Usado	1	2	1065_4_1
	305675.86	4047794.37	887	4-4-18-12	Usado	1	1	
	304069.90	4049680.08	3200	4-4-18-13	Centro de foto			

**Tabla A3-1. Relación de puntos usados en la ortorrectificación. (Continuación)**

Foto	X (m)	Y (m)	Z (m)	Punto	Observaciones	Tipo	Rep.	Otras fotos
1065_1_1	304693.34	4057871.40	945	5-1-1-01	Usado	2	2	1064_2_19
	307289.38	4058719.70	888	5-1-1-02	Usado	1	2	1065_1_3
	307401.54	4057711.21	804	5-1-1-03	Usado	1	3	1065_1_3 y 1065_2_1
	307854.06	4059528.14	943	5-1-1-04	Usado	3	2	1051_6_2
	305536.92	4057417.34	894	5-1-1-05	Usado	2	1	
	307399.12	4060224.50	1083	5-1-1-06	Usado	1	2	1051_6_2
	305869.10	4059761.20	1337	5-1-1-07	Usado	1	2	1051_6_2
	305402.16	4056769.96	856	5-1-1-08	No usado	3	1	
	303504.85	4058032.36	945	5-1-1-09	Usado	2	2	1064_2_19
	303485.01	4057204.26	740	5-1-1-10	Usado	2	2	1064_2_19
	303426.02	4056902.82	717	5-1-1-11	Usado	3	1	
	307349.17	4056533.23	793	5-1-1-12	No usado	1	2	1065_2_3
	304213.81	4058055.91	964	5-1-1-13	No usado	1	1	
	305522.70	4058728.44	4900	5-1-1-14	Centro de foto			
1065_1_3	307401.54	4057711.21	804	5-1-3-01	Usado	1	3	1065_1_1 y 1065_2_1
	307289.38	4058719.70	888	5-1-3-02	Usado	1	2	1065_1_1
	309084.52	4059172.57	798	5-1-3-03	Usado	2	2	1065_1_5
	310646.34	4056484.88	702	5-1-3-04	Usado	3	2	1065_1_5
	309749.69	4056884.25	837	5-1-3-05	No usado	1	2	1065_1_5
	308314.63	4057532.56	739	5-1-3-06	No usado	1	1	
	307708.90	4056857.20	781	5-1-3-07	Usado	1	1	
	307864.86	4059661.42	948	5-1-3-08	Usado	1	1	
	307504.53	4060208.30	1055	5-1-3-09	Usado	1	1	
	310468.35	4059981.74	924	5-1-3-10	Usado	1	2	1065_1_5
	306556.63	4057386.88	777	5-1-3-11	Usado	1	1	
	310067.83	4059178.82	822	5-1-3-12	No usado	2	1	
	308841.66	4058903.88	3900	5-1-3-13	Centro de foto			
1065_1_5	310646.34	4056484.88	702	5-1-5-01	Usado	3	2	1065_1_3
	309749.69	4056884.25	837	5-1-5-02	Usado	1	2	1065_1_3
	310067.83	4059178.52	822	5-1-5-03	Usado	2	1	
	311059.67	4058009.82	890	5-1-5-04	Usado	1	1	
	311176.24	4059024.67	944	5-1-5-05	Usado	1	1	
	311011.39	4059650.89	1000	5-1-5-06	Usado	2	1	
	312716.60	4059579.80	1071	5-1-5-07	Usado	1	2	1065_1_7
	313433.38	4057483.12	1129	5-1-5-08	Usado	2	1	
	313229.69	4056536.75	1095	5-1-5-09	Usado	2	1	
	313163.25	4058353.13	1099	5-1-5-10	Usado	1	2	1065_1_7
	311103.27	4055723.97	743	5-1-5-11	No usado	1	1	
	310468.35	4059981.74	924	5-1-5-12	Usado	1	2	1065_1_3
	309084.52	4059172.57	798	5-1-5-13	Usado	2	2	1065_1_3
	311467.54	4058729.87	4000	5-1-5-14	Centro de foto			

**Tabla A3-1. Relación de puntos usados en la ortorrectificación. (Continuación)**

Foto	X (m)	Y (m)	Z (m)	Punto	Observaciones	Tipo	Rep.	Otras fotos
1065_1_7	313435.57	4057479.69	1133	5-1-7-01	Usado	2	1	
	313163.25	4058353.13	1099	5-1-7-02	Usado	1	2	1065_1_5
	312546.45	4059090.98	1087	5-1-7-03	Usado	1	1	
	314449.36	4059594.39	1066	5-1-7-04	Usado	2	1	
	316024.32	4057533.75	1145	5-1-7-05	Usado	1	1	
	315520.11	4056953.44	1195	5-1-7-06	Usado	2	1	
	314179.98	4057232.86	1219	5-1-7-07	Usado	1	2	1065_2_7
	315639.48	4059310.86	1148	5-1-7-08	Usado	1	1	
	314196.18	4058671.32	1129	5-1-7-09	Usado	2	1	
	315359.09	4057568.39	1140	5-1-7-10	Usado	2	1	
	312716.60	4059579.80	1071	5-1-7-11	No usado	1	2	1065_1_5
	312504.97	4057249.21	950	5-1-7-12	No usado	2	1	
	315484.45	4058737.34	1200	5-1-7-13	Usado	2	1	
	314240.73	4058697.00	3900	5-1-7-14	Centro de foto			
	316419.95	4060038.28	0	5-1-7-15	Fuera de cuenca			
1065_2_1	307989.41	4054069.74	837	5-2-1-01	Usado	2	1	
	306133.87	4055484.50	650	5-2-1-02	Usado	1	1	
	305451.64	4055335.10	658	5-2-1-03	Usado	2	1	
	304587.13	4054642.70	659	5-2-1-04	Usado	3	1	
	305437.39	4053208.00	527	5-2-1-05	Usado	1	3	1064_3_18 y 1065_3_1
	306512.83	4053379.71	750	5-2-1-06	Usado	2	1	
	307401.54	4057711.21	804	5-2-1-07	Usado	1	3	1065_1_1 y 1065_1_3
	307936.11	4056024.59	609	5-2-1-08	Usado	2	1	
	304685.76	4057865.75	945	5-2-1-09	Usado	2	2	1064_1_19
	304017.73	4056269.96	716	5-2-1-10	Usado	3	2	1064_2_19
	304357.14	4054965.83	616	5-2-1-11	Usado	3	2	1064_2_19
	304473.75	4055708.74	734	5-2-1-12	No usado	3	1	
	305649.43	4055659.77	3900	5-2-1-13	Centro de foto			
1065_2_3	306585.03	4055341.93	704	5-2-3-01	No usado	1	1	
	308607.03	4054737.79	750	5-2-3-02	Usado	2	1	
	310355.07	4054553.35	782	5-2-3-03	Usado	1	2	1065_2_5
	308730.45	4053830.45	866	5-2-3-04	Usado	1	1	
	310257.53	4053458.74	990	5-2-3-05	Usado	2	3	1065_2_5 y 1065_3_3
	307678.27	4054210.25	790	5-2-3-06	Usado	3	1	
	308539.99	4055264.99	585	5-2-3-07	Usado	1	1	
	310657.26	4056500.63	704	5-2-3-08	Usado	3	2	1065_2_5
	311255.54	4057275.88	1022	5-2-3-09	Usado	1	2	1065_2_5
	308821.69	4057371.45	642	5-2-3-10	Usado	1	1	
	307676.05	4057956.41	828	5-2-3-11	Usado	1	1	
	307349.17	4056533.23	793	5-2-3-12	Usado	1	2	1065_1_1
	309023.67	4055752.68	3900	5-2-3-13	Centro de foto			

**Tabla A3-1. Relación de puntos usados en la ortorrectificación. (Continuación)**

Foto	X (m)	Y (m)	Z (m)	Punto	Observaciones	Tipo	Rep.	Otras fotos
1065_2_5	311255.54	4057275.88	1022	5-2-5-01	Usado	1	2	1065_2_3
	310657.26	4056500.63	704	5-2-5-02	Usado	3	2	1065_2_3
	310355.07	4054553.35	782	5-2-5-03	Usado	1	2	1065_2_3
	310257.53	4053458.74	990	5-2-5-04	Usado	2	3	1065_2_3 y 1065_3_3
	310360.32	4056897.75	800	5-2-5-05	Usado	2	1	
	310337.40	4056986.34	811	5-2-5-06	No usado	2	1	
	310254.19	4055639.69	666	5-2-5-07	Usado	2	1	
	311017.08	4055507.96	753	5-2-5-08	No usado	1	1	
	312039.47	4053788.69	914	5-2-5-09	Usado	1	1	
	312830.91	4054494.98	900	5-2-5-10	Usado	1	1	
	314340.90	4054736.65	860	5-2-5-11	No usado	1	1	
	312653.81	4056180.42	1010	5-2-5-12	Usado	3	1	
	313522.23	4057251.86	1175	5-2-5-13	Usado	2	1	
	313438.56	4057477.85	1133	5-2-5-14	Usado	1	1	
	312209.41	4055704.36	3890	5-2-5-15	Centro de foto			
1065_2_7	314340.90	4054736.65	868	5-2-7-01	Usado	1	1	
	314038.99	4055789.48	1037	5-2-7-02	Usado	1	1	
	314843.29	4055956.07	1047	5-2-7-03	Usado	1	1	
	314853.70	4056209.85	1110	5-2-7-04	Usado	1	1	
	315098.37	4057097.44	1226	5-2-7-05	Usado	1	1	
	315271.46	4056769.47	1218	5-2-7-06	Usado	2	1	
	314179.98	4057232.86	1219	5-2-7-07	No usado	1	2	1065_1_7
	314603.82	4057400.68	1250	5-2-7-08	Usado	1	1	
	315665.80	4054918.81	1063	5-2-7-09	Usado	1	1	
	313748.76	4053824.29	1000	5-2-7-10	No usado	1	1	
	316621.07	4056550.83	1330	5-2-7-11	Usado	1	1	
	317524.28	4056813.72	1250	5-2-7-12	No usado	4	1	
	315804.00	4055725.00	3890	5-2-7-13	Centro de foto			
	316306.12	4053932.31	0	5-2-7-14	Fuera de cuenca			
	316713.47	4054031.22	0	5-2-7-15	Fuera de cuenca			
317565.92	4055216.84	0	5-2-7-16	Fuera de cuenca				
1065_3_1	307660.58	4054242.38	770	5-3-1-01	No usado	3	2	1065_3_3
	307842.45	4052691.58	916	5-3-1-02	No usado	1	2	1065_3_3
	306592.46	4051508.98	1150	5-3-1-03	Usado	3	1	
	306435.64	4052560.95	691	5-3-1-04	Usado	1	1	
	305437.39	4053208.00	527	5-3-1-05	Usado	1	3	1064_3_18 y 1065_2_1
	303704.14	4051251.12	809	5-3-1-06	Usado	1	3	1064_3_17 y 1064_3_18
	303824.69	4050576.40	880	5-3-1-07	No usado	1	2	1064_3_18
	303764.55	4053993.45	512	5-3-1-08	Usado	1	3	1064_3_17 y 1064_3_18
	306242.15	4051146.76	1057	5-3-1-09	Usado	1	1	
	307759.01	4052595.17	919	5-3-1-10	Usado	1	2	1065_3_3
	305989.86	4051956.49	832	5-3-1-11	Usado	1	1	
	305803.17	4050456.78	1052	5-3-1-12	Usado	2	1	
	305745.45	4052508.07	3900	5-3-1-13	Centro de foto			
	307683.58	4050637.53	0	5-3-1-14	Fuera de cuenca			

**Tabla A3-1. Relación de puntos usados en la ortorrectificación. (Continuación)**

Foto	X (m)	Y (m)	Z (m)	Punto	Observaciones	Tipo	Rep.	Otras fotos
1065_3_3	307842.45	4052691.58	916	5-3-3-01	No usado	1	2	1065_3_1
	307759.01	4052595.17	919	5-3-3-02	Usado	1	2	1065_3_1
	310356.79	4054564.70	774	5-3-3-03	Usado	1	1	
	310672.70	4053176.97	1091	5-3-3-04	Usado	1	1	
	309959.98	4052936.17	1025	5-3-3-05	Usado	1	1	
	307660.58	4054242.38	770	5-3-3-06	No usado	3	2	1065_3_1
	308780.66	4052455.31	920	5-3-3-07	Usado	1	1	
	310257.53	4053458.74	990	5-3-3-08	Usado	2	3	1065_2_3 y 1065_2_5
	309366.73	4053691.28	1009	5-3-3-09	Usado	1	1	
	307991.45	4053229.82	793	5-3-3-10	Usado	3	1	
	307312.93	4052385.26	950	5-3-3-11	Usado	1	1	
	308863.37	4053412.64	936	5-3-3-12	Usado	1	1	
	309301.37	4052498.13	3900	5-3-3-13	Centro de foto			
	310433.44	4051984.74	0	5-3-3-14	Fuera de cuenca			
	307926.14	4050726.24	0	5-3-3-15	Fuera de cuenca			
	309389.29	4050491.91	0	5-3-3-16	Fuera de cuenca			
	311075.33	4050831.99	0	5-3-3-17	Fuera de cuenca			
	311324.52	4051437.91	0	5-3-3-18	Fuera de cuenca			
	309364.47	4051286.63	0	5-3-3-19	Fuera de cuenca			
1065_3_5	310677.63	4054495.46	820	5-3-5-01	No usado	1	1	
	311360.14	4053946.58	892	5-3-5-02	Usado	1	1	
	311220.51	4053257.03	966	5-3-5-03	Usado	2	1	
	312569.48	4053418.04	991	5-3-5-04	Usado	1	1	
	313749.59	4053816.18	995	5-3-5-05	No usado	1	1	
	314716.66	4053685.63	1060	5-3-5-06	Usado	1	1	
	312019.45	4053815.88	911	5-3-5-07	Usado	2	1	
	314720.46	4053985.35	1107	5-3-5-08	Usado	2	1	
	312829.17	4054487.15	900	5-3-5-09	Usado	1	1	
	312496.31	4054011.31	880	5-3-5-10	Usado	2	1	
	312679.32	4052938.21	855	5-3-5-11	Usado	1	1	
	311508.52	4054145.71	829	5-3-5-12	Usado	2	1	
	310841.10	4052984.32	999	5-3-5-13	Usado	1	1	
	312777.56	4052345.00	4900	5-3-5-14	Centro de foto			
	310837.05	4052360.60	0	5-3-5-15	Fuera de cuenca			
	310399.42	4051681.86	0	5-3-5-16	Fuera de cuenca			
	314903.86	4051971.02	0	5-3-5-17	Fuera de cuenca			
	314016.85	4051754.52	0	5-3-5-18	Fuera de cuenca			
	313286.21	4051018.20	0	5-3-5-19	Fuera de cuenca			
	312329.24	4052785.15	0	5-3-5-20	Fuera de cuenca			
	312760.88	4052236.12	0	5-3-5-21	Fuera de cuenca			
	313257.69	4052869.54	0	5-3-5-22	Fuera de cuenca			

**Tabla A3-1. Relación de puntos usados en la ortorrectificación. (Continuación)**

Foto	X (m)	Y (m)	Z (m)	Punto	Observaciones	Tipo	Rep.	Otras fotos
1065_4_1	303356.14	4050648.35	916	5-4-1-01	Usado	1	4	1064_3_17, 1064_3_18 y 1064_4_18
	303737.21	4048701.74	621	5-4-1-02	No usado	1	2	1064_4_18
	304690.93	4050758.60	1002	5-4-1-03	Usado	1	2	1064_4_18
	304716.47	4049842.47	1010	5-4-1-04	Usado	1	2	1064_4_18
	305968.34	4047587.56	927	5-4-1-05	Usado	1	1	
	307092.42	4050812.28	800	5-4-1-06	Usado	1	1	
	305235.25	4048916.32	809	5-4-1-07	Usado	1	2	1064_4_18
	306303.92	4049744.09	941	5-4-1-08	No usado	1	1	
	305871.93	4050915.78	956	5-4-1-09	Usado	1	1	
	306912.97	4048325.70	802	5-4-1-10	Usado	1	1	
	305065.13	4049823.81	3830	5-4-1-11	Centro de foto			
	307283.90	4049524.45	0	5-4-1-12	Fuera de cuenca			

## ANEJO 4

## ANEJO 4

En este anejo se presentan los pasos específicos para obtener la red fluvial de la cuenca a partir de un MDE, así como los datos necesarios para el análisis geomorfológico y fractal de la misma. Además se incluye un diagrama (**Figura A4-1**) en el que se indica el procedimiento general que se ha seguido, los comandos usados en cada caso y las bases de datos generadas.

### Obtención de la red fluvial de la cuenca del río Genal

Se parte del **MDE**, cuyos sumideros se corrigen mediante la utilización del comando *fill* de Arc/Info, obteniéndose el modelo corregido (**MDEC**):

$$\textit{fill MDE MDEC} \quad (\text{A4-1})$$

La función hidrológica que permite determinar la matriz de direcciones de vertido (**dire**) es *flowdirection*, necesitando únicamente el **MDEC** como base de cálculo:

$$\textit{dire} = \textit{flowdirection (MDEC)} \quad (\text{A4-2})$$

La matriz de superficies acumuladas (**supacu**) se obtiene a partir de la matriz de direcciones (**dire**) y utilizando la función *flowaccumulation*.

$$\textit{supacu} = \textit{flowaccumulation (dire)} \quad (\text{A4-3})$$

La red de desagüe (**red**) se determina a partir de la matriz correspondiente a las superficies acumuladas suponiendo un umbral mínimo de celdillas. La expresión general para su cálculo es (A4-4) cuando, por ejemplo, se considera un umbral de superficie de 50 celdillas. De esta forma a todas las celdillas a las que les llega el flujo de más de 50 de éstas, se les asigna el valor 1 e identifican una parte del canal, al resto se les asigna NODATA. Variando los valores de umbral a 1000, 500, 250 y 100, obtenemos las redes A, B, C y D.

$$\textit{red} = \textit{con (supacu > 50, 1)} \quad (\text{A4-4})$$

Los procedimientos que a continuación se describen se han aplicado sucesivamente a las cuatro redes anteriores.

## Ordenación de Horton-Strahler y de Shreve para la red fluvial de la cuenca del río Genal

Tanto para ordenar una red de avenamiento (*red*) según el criterio de Horton-Strahler como para el de Shreve se utiliza la función *streamorder*, que requiere como datos de entrada la matriz de direcciones de flujo (*dire*) y la de flujo o superficies acumuladas (*supacu*), indicando en cada caso el criterio de ordenación a usar. Así, para la ordenación Horton-Strahler se utiliza la expresión (A4-5), y para la de Shreve la (A4-6). Las matrices resultantes son *orden\_strahler* y *orden\_shreve*, respectivamente.

$$\mathit{orden\_strahler} = \mathit{streamorder}(\mathit{red}, \mathit{dire}, \mathit{strahler}) \quad (\text{A4-5})$$

$$\mathit{orden\_shreve} = \mathit{streamorder}(\mathit{red}, \mathit{dire}, \mathit{shreve}) \quad (\text{A4-6})$$

La transformación a vectorial se realiza mediante la función *streamline*, necesitando como dato la matriz a vectorizar y la de direcciones de vertido, siendo los nombres de los ficheros de salida *orden\_strahler\_vect* y *orden\_shreve\_vect*, según la matriz que se vectorice sea *orden\_strahler* u *orden\_shreve*, como indican las expresiones (A4-7) y (A4-8).

$$\mathit{orden\_strahler\_vect} = \mathit{streamline}(\mathit{orden\_strahler}, \mathit{dire}) \quad (\text{A4-7})$$

$$\mathit{orden\_shreve\_vect} = \mathit{streamline}(\mathit{orden\_shreve}, \mathit{dire}) \quad (\text{A4-8})$$

## Cálculo de la superficie que desagua a cada uno de los canales de la red fluvial de la cuenca del río Genal

El cálculo de la superficie que desagua a cada canal de la red se realiza a partir de aquélla que descarga a cada uno de los tramos de Shreve. Este cálculo se realiza en dos fases, primeramente se le asigna un valor único a cada tramo o enlace de Shreve mediante la orden *streamlink* (A4-9), para lo que se requiere la matriz de direcciones de flujo (*dire*) y la matriz que representa la red (*red*).

$$\mathit{tramos} = \mathit{streamlink}(\mathit{red}, \mathit{dire}) \quad (\text{A4-9})$$

Y en segundo lugar se determina la superficie aportadora a cada uno de esos tramos (*superficies*) mediante la orden *watershed*, a partir de la matriz resultante (*tramos*), y la de direcciones de flujo.

$$\mathit{superficies} = \mathit{watershed}(\mathit{dire}, \mathit{tramos}) \quad (\text{A4-10})$$

La matriz de superficies asociadas se transforma a vectorial (*superficiesp*) mediante la orden *gridpoly*.

$$\text{gridpoly superficies superficiesp} \quad (\text{A4-11})$$

A cada polígono de esta estructura vectorial es al que se le asocia un identificador numérico que coincide con el del tramo de canal al que vierte.

### Determinación de los datos de elevación asociados a cada nodo de cada tramo de Shreve para la red fluvial de la cuenca del río Genal

Para determinar la elevación correspondiente a cada par de nodos que constituyen un tramo de Shreve se parte de la red fluvial vectorial (*orden\_shreve\_vect*), y se genera una cobertura de puntos (*puntos*) mediante la orden *nodepoint* de Arc/Info.

$$\text{nodepoint orden\_shreve\_vect puntos} \quad (\text{A4-12})$$

Esta cobertura de puntos se transforma en una cobertura matricial (*gpuntos*) mediante la orden *pointgrid*:

$$\text{pointgrid puntos gpuntos} \quad (\text{A4-13})$$

Una vez que *gpuntos* se exporta al SIG GRASS se crea la máscara mediante la orden *r.mapcalc*:

$$\text{r.mapcalc mascara} = \text{gpuntos/gpuntos} \quad (\text{A4-14})$$

Una vez activada la máscara con la orden *r.mask*, se calcula mediante *r.mapcalc* un nuevo mapa matricial de elevaciones (*mdepuntos*) (A4-15), que se importará de nuevo por Arc/Info, transformándolo en una cobertura de puntos con un valor de elevación asociado (A4-16) que, en definitiva, es la elevación del nodo inicial y nodo final de cada tramo de Shreve.

$$\text{r.mapcalc mdepuntos} = \text{MDEC} \quad (\text{A4-15})$$

$$\text{gridpoint mdepuntos} = \text{mdetramos} \quad (\text{A4-16})$$

## Determinación de la función de anchura de la cuenca del río Genal

Se realiza mediante la función *flowlength* del módulo hidrológico de Arc/Info, la cual permite calcular la distancia aguas abajo (*downstream*) del flujo para cada una de las celdillas que están dentro de la cuenca. Para ello hay que partir de la matriz de direcciones de flujo (*dire*). El resultado será una matriz (*func\_anchura*) que presenta un valor asociado de distancia real a lo largo de los canales de la red para cada celdilla (A4-17). El símbolo # indica que a todas las celdillas se les da el mismo peso o importancia para el cálculo de la función de anchura.

$$\mathbf{func\_anchura} = \mathit{flowlength}(\mathit{dire}, \#, \mathit{downstream}) \quad (\text{A4-17})$$

Este procedimiento es independiente de la red de avenamiento, por lo que sólo se calcula una vez.

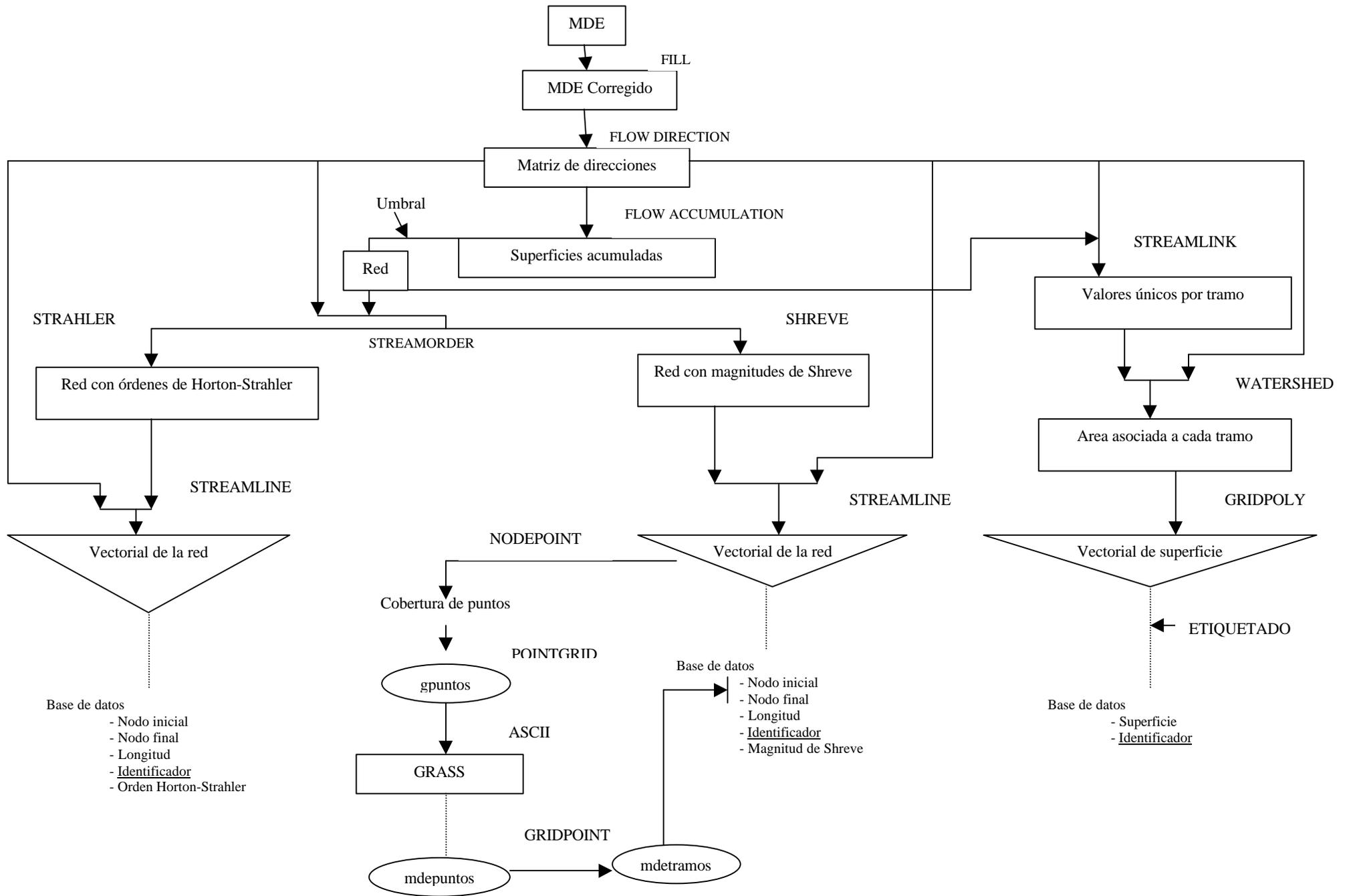


Figura A4-1. Procedimiento general para obtener la red fluvial de la cuenca del río Genal, y los datos para su análisis geomorfológico y fractal

## ANEJO 5

## ANEJO 5

En este anejo se incluye la **Tabla A5-1** en la que se indica para cada categoría de *IT* el número de días que se saturan las celdillas de la cuenca del río Genal, por año hidrológico estudiado, así como las órdenes necesarias para generar el mapa de pendientes en GRASS y su posterior reclasificación.

**Tabla A5-1. Número de días que se satura cada celdilla de la cuenca del río Genal, para cada categoría de *IT* y año hidrológico**

Categoría de IT	Valor de IT	Año hidrológico					
		82-83	84-85	85-86	86-87	87-88	91-92
1	23.23	2	9	7	2	9	22
2	22.19	2	9	7	2	9	22
3	21.16	2	9	7	2	9	22
4	20.12	2	9	7	2	9	22
5	19.08	2	9	7	2	9	22
6	18.05	2	9	7	2	9	22
7	17.01	2	9	7	2	9	22
8	15.97	2	9	6	2	8	22
9	14.94	2	8	5	2	7	22
10	13.90	2	7	3	2	5	22
11	12.87	2	3	2	2	4	22
12	11.83	2	1	0	2	0	22
13	10.79	2	0	0	2	0	22
14	9.76	2	0	0	1	0	22
15	8.72	1	0	0	0	0	22
16	7.68	1	0	0	0	0	0
17	6.65	1	0	0	0	0	0
18	5.61	0	0	0	0	0	0
19	4.57	0	0	0	0	0	0
20	3.54	0	0	0	0	0	0
21	2.5	0	0	0	0	0	0

### Proceso de obtención del mapa de pendientes de la cuenca del río Genal

La obtención del mapa de pendientes expresadas bien en grados (*pendientesd*) como en porcentaje (*pendientesp*) se realiza a partir del *MDEC* y utilizando la orden *r.slope.aspect* de GRASS:

$$r.slope.aspect\ elevation=MDEC\ slope=pendientesd \quad (A5-1)$$

$$r.slope.aspect\ elevation=MDEC\ slope=pendientesp \quad (A5-2)$$

La reclasificación (*pendientespr*) en las seis categorías que aparecen en la Tabla 21 se lleva a cabo con *r.reclass*.

$$r.reclass\ input=pendientesp\ output=pendientespr \quad (A5-3)$$