

TABLA DE CONTENIDOS

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABLAS	xv
1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 LAS CRECIDAS Y LAS POSIBILIDADES DE MODELACIÓN.....	1
1.2 OBJETIVOS GENERALES.....	3
1.3 EL MÉTODO Y LAS HIPÓTESIS	3
1.4 ALCANCE.....	6
1.5 ESTRUCTURA DEL DOCUMENTO.....	7
2 MODELOS PRECIPITACIÓN - ESCORRENTÍA.....	9
2.1 INTRODUCCIÓN	9
2.2 LA MODELACIÓN TRADICIONAL (O AGREGADA) ADAPTADA COMO MODELACIÓN DISTRIBUIDA.....	10
2.2.1 La metodología convencional para la modelación de eventos	10
2.2.2 Los modelos agregados conceptuales de simulación continua	19
2.3 INCORPORACIÓN DE LA ESTRUCTURA ESPACIAL DE LA CUENCA O DE LA RED DE DRENAJE EN LA MODELACIÓN.....	25
2.3.1 Los hidrogramas unitarios conceptuales.....	25
2.3.2 Representación del flujo sobre la superficie de la cuenca.....	28
2.3.3 La convolución de la respuesta de la ladera y de la respuesta de la red de drenaje	28

2.3.4	El TOPMODEL	30
2.4	MODELACIÓN DISTRIBUIDA	32
2.4.1	Modelos distribuidos conceptuales	32
2.4.2	Modelos distribuidos de base física	38
2.5	EL ANÁLISIS DIGITAL DEL TERRENO Y LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA.....	41
2.5.1	El formato ráster	42
2.5.2	El formato vectorial	43
2.5.3	Las Subcuencas	45
2.5.4	La estructura espacial de los modelos	45
2.5.5	La variabilidad espacial y la escala	46
2.6	LA MODELACIÓN DE LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA	48
2.6.1	Mecanismos de producción	48
2.6.2	La infiltración y el flujo en el suelo en la zona no saturada	50
2.7	LA MODELACIÓN DE LA PROPAGACIÓN DE LA ESCORRENTÍA	56
2.7.1	La escorrentía superficial y los planos de flujo	56
2.7.2	La transferencia de la escorrentía en los cauces a través de la red de drenaje	58
2.8	MODELOS CAJA NEGRA Y MODELOS CON SENTIDO FÍSICO	60
3	MARCO CONCEPTUAL DEL MODELO	63
3.1	INTRODUCCIÓN.....	63
3.2	ASPECTOS GENERALES.....	63
3.2.1	La necesidad de un modelo distribuido	63
3.2.2	La representatividad del modelo	65

3.2.3	La utilidad de un modelo sencillo	66
3.2.4	El campo de precipitaciones sobre toda la cuenca.....	66
3.2.5	Compatibilidad y versatilidad del modelo	67
3.2.6	Modelo en construcción permanente	67
3.3	MARCO CONCEPTUAL	69
3.4	DISCRETIZACIÓN DE LA CUENCA.....	71
3.5	ESTRUCTURA GENERAL PARA LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA	72
3.6	LA RED DE DRENAJE VIRTUAL	74
3.7	EL MODELO HIDROLÓGICO	74
4	SUBMODELO DE LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA.....	77
4.1	INTRODUCCIÓN	77
4.2	LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA Y LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA CUENCA.....	77
4.2.1	La escorrentía	77
4.2.2	La importancia relativa de las distintas formas de escorrentía	80
4.2.3	Las trayectorias preferenciales del flujo	81
4.2.4	La representación conceptual de la producción de escorrentía	83
4.3	CONFIGURACIÓN DEL MODELO.....	84
4.3.1	Elementos básicos para la formulación del modelo conceptual	84
4.3.2	Esquema conceptual de la producción de escorrentía en la cuenca.....	86
4.3.3	Esquema general de interconexión horizontal	87
4.3.4	La interconexión de los elementos en la celda	89
4.3.5	La conexión de las celdas con otras celdas.....	91

4.4 LAS RELACIONES FUNCIONALES PARA LA REPRESENTACIÓN DEL FLUJO	92
4.4.1 El almacenamiento capilar en el suelo y las pérdidas por evapotranspiración	92
4.4.2 El almacenamiento del flujo superficial en la ladera (respuesta rápida)	100
4.4.3 El almacenamiento de agua gravitacional en la capa superior del suelo (respuesta intermedia)	107
4.4.4 El almacenamiento subterráneo (respuesta lenta)	115
5 SUBMODELO DE TRASLACIÓN DE LA ESCORRENTÍA	125
5.1 INTRODUCCIÓN	125
5.2 EL FLUJO EN LA RED DE DRENAJE	125
5.3 PUNTOS DE PARTIDA PARA LA MODELACIÓN	127
5.4 LAS ECUACIONES DEL FLUJO	129
5.5 LA VELOCIDAD DEL FLUJO CONSTANTE (APROXIMACIÓN LINEAL A LA SOLUCIÓN)	130
5.6 RELACIONES DE LA GEOMETRÍA HIDRÁULICA PARA LA VELOCIDAD DEL FLUJO Y EL CAUDAL	132
5.6.1 La geometría hidráulica	132
5.6.2 La ecuación del flujo considerando directamente la geometría hidráulica simplificada (lineal)	133
5.6.3 La geometría hidráulica generalizada	134
5.6.4 La ecuación del flujo (no lineal) considerando directamente la geometría hidráulica generalizada	135
5.7 LA VELOCIDAD Y LA RESISTENCIA AL FLUJO	136
5.7.1 Relaciones para flujo “uniforme”	136
5.7.2 La pendiente de la línea de energía	138

5.7.3 La ecuación del flujo en términos de elementos de la geometría hidráulica y de la rugosidad del cauce.....	139
5.8 LA ECUACIÓN DE LA “ONDA CINEMÁTICA GEOMORFOLÓGICA”	140
5.8.1 La rugosidad y el diámetro	140
5.8.2 El diámetro del material del lecho	144
5.8.3 El diámetro de las partículas en el lecho móvil	146
5.8.4 La velocidad del flujo	151
5.8.5 La velocidad del flujo en un elemento de la red de drenaje	155
5.8.6 “La ecuación de la Onda Cinemática Geomorfológica” OCG.....	155
6 APLICACIONES DEL MODELO	157
6.1 INTRODUCCIÓN	157
6.2 LA CUENCA TEÓRICA DE PEANO	157
6.2.1 Generalidades	157
6.2.2 Descripción de la cuenca de Peano	158
6.2.3 Los esquemas de transferencia del flujo a la cuenca de Peano	161
6.2.4 El efecto de la magnitud de la precipitación	162
6.2.5 El efecto de la duración del evento	167
6.2.6 La influencia de la superficie de la cuenca.....	169
6.2.7 El tiempo de desfase o el tiempo de rezago	174
6.2.8 La importancia de una representación adecuada de los cauces de la red de drenaje	176
6.2.9 Acerca de la linealidad de la respuesta hidrológica.....	181
6.3 LA CUENCA DEL ALTO PALANCIA - COMPARACIÓN DE DOS ESQUEMAS SIMPLIFICADOS PARA LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA.....	182

6.3.1	El modelo basado en el Número de Curva	183
6.3.2	El modelo SHIA	187
6.4	LA CRECIDA DEL 7 DE AGOSTO DE 1996 EN EL BARRANCO DE ARÁS	190
6.4.1	El modelo de elevación del terreno y su procesamiento.....	191
6.4.2	Estimación de parámetros.....	192
6.4.3	La precipitación durante el evento	193
6.4.4	Resultados del modelo.....	195
6.5	LA CUENCA DEL RÉAL COLLOBRIER.....	200
6.5.1	El Modelo de elevación digital y su procesamiento.....	201
6.5.2	Información del suelo y su cobertura	204
6.5.3	Información de los eventos	206
6.5.4	Aplicación del Modelo SHIA-OCG (Simulación hidrológica abierta - Onda Cinemática Geomorfológica).....	207
6.5.5	Aplicación del modelo HEC-HMS	216
6.5.6	Comparación de los resultados de los dos modelos.....	222
7	CONCLUSIONES.....	227
7.1	ANÁLISIS CRÍTICO DE LOS MODELOS PRECIPITACIÓN - ESCORRENTÍA DISTRIBUIDOS.....	227
7.2	ESTRUCTURA DEL MODELO HIDROLÓGICO SHIA-OCG.	228
7.3	CONCEPTUALIZACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO SHIA-OCG.	230
7.4	IMPORTANCIA DE LA NO LINEALIDAD EN LA MODELACIÓN DE LAS CRECIDAS.....	235
7.5	LA VARIABILIDAD ESPACIAL DE LOS PARÁMETROS Y LA ESTIMACIÓN DE LOS MISMOS	236

7.6	ÉXITO DEL MODELO	237
7.6.1	Modelación de la transferencia en una cuenca virtual	237
7.6.2	Modelación de la producción en una cuenca real	238
7.6.3	Modelación de la transferencia en una cuenca real	239
7.6.4	Comparación con un modelo tradicional	239
7.7	APORTES DE LA TESIS	240
7.8	RECOMENDACIONES	242
8	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	245

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1. Diagrama esquemático del modelo Sacramento SMA-NWSRFS	22
Figura 2.2. Esquema del modelo GR-3H	24
Figura 2.3. Representación esquemática, según el TOPMODEL, de los elementos de almacenamiento con un incremento discreto del índice topográfico $\ln(a/\tan b)$	31
Figura 2.4. Representación esquemática del modelo SHE	40
Figura 4.1. Esquema de las celdas y su conexión con los elementos en la ladera	89
Figura 4.2. Esquema de conexión de los elementos en la celda (i,j)	90
Figura 4.3. Esquema de la conectividad de los elementos de almacenamiento en la celda, la ladera, la subcuenca y los elementos de la red de drenaje.....	91
Figura 4.4. Esquema del almacenamiento capilar	93
Figura 4.5. Esquema de almacenamiento sobre la superficie de la ladera cuando se presenta escorrentía superficial.....	101
Figura 4.6. Esquema del almacenamiento gravitacional en la capa superior del suelo donde se tiene flujo subsuperficial	108
Figura 4.7. Esquema del almacenamiento de agua gravitacional en la parte inferior del suelo	116
Figura 6.1. Pasos de la formación de la red de drenaje con la forma del Árbol de Peano	159
Figura 6.2. Relieve de la Cuenca de Peano.....	160
Figura 6.3. Hidrogramas de crecida en la Cuenca de Peano obtenidos para el mismo evento con tres modelos de transferencia diferentes	163
Figura 6.4. Relación entre caudal al pico obtenido en la Cuenca de Peano y la intensidad de la lluvia que lo produce	163

Figura 6.5. Relación entre el tiempo al pico obtenido en la Cuenca de Peano y la intensidad de la lluvia que lo produce.....	164
Figura 6.6. Hidrogramas unitarios obtenidos con los distintos modelos	165
Figura 6.7. Curvas de ajuste para el caudal pico y el tiempo al pico de los hidrogramas unitarios de 5 minutos de duración en función de la intensidad de la lluvia	165
Figura 6.8. Curva de ajuste para la relación entre el tiempo de rezago y el caudal medio durante la crecida	167
Figura 6.9. Comparación de los hidrogramas unitarios de lluvias de distinta duración..	169
Figura 6.10. Relación entre el caudal pico y la intensidad de la lluvia neta para el modelo OCG.....	170
Figura 6.11. Relación entre el tiempo al pico y la intensidad de la lluvia neta para el modelo OCG.....	170
Figura 6.12. Relación entre el caudal pico y el área de la subcuenca para los distintos esquemas	171
Figura 6.13. Relación entre el tiempo al pico y el área de la subcuenca para los distintos esquemas	172
Figura 6.14. Caudal pico estimado mediante la ecuación 6-2 y el caudal pico de los hidrogramas obtenidos con el modelo OCG.....	173
Figura 6.15. Tiempo al pico estimado mediante la ecuación 6-3 y el tiempo al pico de los hidrogramas obtenidos con el modelo OCG.....	173
Figura 6.16. Relación el tiempo de rezago y el caudal medio durante la crecida para las subcuencas	174
Figura 6.17. Relación entre el tiempo de rezago y el área de la respectiva subcuenca ..	175
Figura 6.18. Tiempo de desfase T_L estimado mediante la ecuación 6.9 y el tiempo de desfase de los hidrogramas obtenido con el modelo OCG	176
Figura 6.19. Hidrogramas unitarios de 5 minutos, obtenidos mediante un modelo de Onda Cinemática para la Cuenca de Peano de 64 km^2 , un evento de 5 minutos de duración y una intensidad de lluvia de 100 mm/h	178

Figura 6.20. Hidrogramas unitarios de 5 minutos, obtenidos mediante un modelo de Onda Cinemática para la Cuenca de Peano de 64 km ² con un evento de 5 minutos de duración y una intensidad de lluvia de 100 mm/h	180
Figura 6.21. Hidrogramas unitarios de 5 minutos, obtenidos mediante un modelo de Onda Cinemática para la Cuenca de Peano de 4 km ² con un evento de 5 minutos de duración y una intensidad de lluvia de 100 mm/h	180
Figura 6.22. Cuenca del Alto Palancia hasta el embalse del Regajo. Mapa de isocronas	184
Figura 6.23. Cuenca del Alto Palancia hasta el embalse del Regajo. Mapa de umbrales de escorrentía, P_0	185
Figura 6.24. Río Palancia. Evento A utilizado para calibración. Caudales observados y simulados con el modelo basado en el Número de Curva.....	185
Figura 6.25. Río Palancia. Evento B utilizado para validación. Caudales observados y simulados con el modelo basado en el Número de Curva.....	186
Figura 6.26. Río Palancia. Evento A utilizado para la calibración. Caudales observados y simulados con el modelo SHIA.....	188
Figura 6.27. Río Palancia. Evento B utilizado para validación. Caudales observados y simulados con el modelo SHIA.....	189
Figura 6.28. Modelo de elevación digital (MED) en la cuenca del Barranco de Arás	191
Figura 6.29. Mapa reclasificado de pendientes en la cuenca del Barranco de Arás	192
Figura 6.30. Mapa de suelos en la cuenca del Barranco de Arás	193
Figura 6.31. Cuenca del Barranco de Arás. Distribución espacial de los nodos con información de la precipitación de radar corregida	194
Figura 6.32. Representación gráfica de la precipitación en intervalos de una hora.....	195
Figura 6.33. Representación gráfica de la precipitación en intervalos de 10 minutos	195
Figura 6.34. Resultados del modelo HUD, resolución horaria y suponiendo que la cuenca es impermeable.....	196
Figura 6.35. Resultados del modelo OCG, resolución horaria y suponiendo la cuenca impermeable	197

Figura 6.36. Resultados del modelo HUD con resolución 10 minutos y suponiendo la cuenca impermeable	197
Figura 6.37. Resultados del modelo OCG, resolución 10 minutos y suponiendo la cuenca impermeable	198
Figura 6.38. Resultados del modelo HUD, resolución de 10 minutos y 20 mm de déficit	199
Figura 6.39. Resultados del modelo OCG, resolución de 10 minutos y 20 mm de déficit	199
Figura 6.40. Resultados del modelo HUD considerando una velocidad tal que los resultados sean similares al del modelo OCG ($V = 5.3 \text{ m/s}$), resolución de 10 minutos y 20 mm de déficit.....	200
Figura 6.41. Cuenca del Réal Collobrier. MED (Modelo de Elevación Digital).	202
Figura 6.42. Cuenca del Réal Collobrier. Mapa de aspecto, orientación de la ladera (dirección del flujo).....	202
Figura 6.43. Cuenca del Réal Collobrier. Mapa de pendientes.....	203
Figura 6.44. Cuenca del Réal Collobrier. Mapa de celdas acumuladas	203
Figura 6.45. Mapa de capacidad de almacenamiento capilar en la superficie y en la zona activa del suelo	204
Figura 6.46. Mapa de almacenamiento gravitacional en la capa superior del suelo	205
Figura 6.47. Mapa de conductividad hidráulica saturada en la capa superficial del suelo.....	205
Figura 6.48. Mapa de conductividad hidráulica saturada para percolación en la parte inferior del suelo	206
Figura 6.49. Localización de las estaciones de registro en la cuenca: pluviográficas (círculos), limnigráficas (cuadros) y de registro de temperatura (triángulos).....	207
Figura 6.50. Precipitación durante el evento A.....	208
Figura 6.51. Modelo SHIA Resultados obtenidos para la calibración del evento A.....	210
Figura 6.52. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento B en la estación Pont de Fer.....	211

Figura 6.53. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento C en la estación Pont de Fer	211
Figura 6.54. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento D en la estación Pont de Fer	212
Figura 6.55. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento A en la estación Collobrières.....	212
Figura 6.56. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento B en la estación Collobrières.....	213
Figura 6.57. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento C en la estación Collobrières.....	213
Figura 6.58. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento A en la estación Maliere	214
Figura 6.59. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento B en la estación Maliere	214
Figura 6.60. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento C en la estación Maliere	215
Figura 6. 61. Esquema de la cuenca mediante el modelo HMS	216
Figura 6.62. Calibración del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento A en la estación Maliere	217
Figura 6.63. Calibración del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento A en la estación Collobrières.....	218
Figura 6.64. Calibración del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento A en la estación Pont de Fer	218
Figura 6.65. Calibración del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento B en la estación Maliere	219
Figura 6.66. Validación del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento B en la estación Collobrières.....	219
Figura 6.67. Validación del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento B en la estación Pont de Fer	220

Figura 6.68. Validación del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento C en la estación Maliere	220
Figura 6.69. Validación del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento C en la estación Collobrières	221
Figura 6.70. Validación del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento C en la estación Pont de Fer.....	221
Figura 6.71. Validación del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento D en la estación Pont de Fer.....	222

LISTA DE TABLAS

Tabla 4.1. Valores típicos de los parámetros x y $e1$, según el tipo de superficie.....	104
Tabla 4.2. Parámetros $a3$, $b3$ y $c3$ según el tipo de acuífero	121
Tabla 5.1. Valores de los parámetros d , m y K en la ecuación 5-36	141
Tabla 5.2. Valores propuestos para los coeficientes B , C , D y k	143
Tabla 5.3. Relaciones entre rugosidad k_s y el diámetro de los sedimentos	143
Tabla 5.4. Coeficientes y exponentes de las ecuaciones que relacionan el diámetro y la rugosidad con la pendiente y la profundidad del flujo obtenidos a partir de distintos valores de la relación de Shields	148
Tabla 5.5. Coeficientes y exponentes de las ecuaciones que relacionan el diámetro y la rugosidad con la pendiente y la profundidad del flujo, considerando que el esfuerzo cortante crítico se relaciona no linealmente con el diámetro del sedimento	148
Tabla 5.6. Coeficientes y exponentes de las ecuaciones que relacionan el diámetro y la rugosidad con la pendiente y la profundidad del flujo, de acuerdo a la condición de no transporte en distintas expresiones para transporte de sedimentos	149
Tabla 5.7. Coeficientes y exponentes de las ecuaciones que relacionan el diámetro y la rugosidad con la pendiente y la profundidad del flujo, considerando expresiones para la velocidad máxima en el fondo del cauce.....	150
Tabla 5.8. Coeficientes y exponentes de las expresiones para la velocidad del flujo en términos de la pendiente y la profundidad del flujo, obtenidas al hacer distintas consideraciones para la resistencia al flujo en la ecuación de Manning	152
Tabla 5.9. Coeficientes y exponentes de las expresiones para la velocidad del flujo en función de la pendiente y la profundidad del flujo obtenidas de relaciones empíricas ...	152
Tabla 6.1. Índices cuantitativos del ajuste de los hidrogramas obtenidos con los dos modelos SHIA-OCG y HEC-HMS	224

1 INTRODUCCIÓN

1.1 LAS CRECIDAS Y LAS POSIBILIDADES DE MODELACIÓN

La ocurrencia de lluvias intensas sobre una zona puede causar el aumento de los caudales en los cauces que constituyen la red de drenaje. Estos aumentos de caudal son conocidos como crecidas y eventualmente pueden alcanzar grandes dimensiones, en forma de riadas que causan grandes daños materiales en las riberas y, en ocasiones, la pérdida de vidas humanas. Para implementar medidas de prevención o mitigación de los daños causados por las crecidas es necesario el conocimiento de la magnitud, la evolución, el tiempo y la probabilidad de ocurrencia de estos eventos.

Ante la relación causal entre precipitación y escorrentía se han desarrollado modelos matemáticos para obtener valores del caudal en un cauce a partir de información de la precipitación en la zona. Estos modelos, conocidos como modelos precipitación - escorrentía para crecidas, se pueden utilizar con fines de simulación o de predicción.

Con un modelo precipitación - escorrentía se pueden simular los caudales y los niveles en los cauces ante distintos escenarios de precipitación, humedad antecedente o de intervención antrópica sobre la cuenca. Los caudales obtenidos y sus respectivos niveles se pueden utilizar para diversos fines: evaluación de riesgo, mapas de riesgo, formulación de estrategias y ejecución de planes para la mitigación de riesgo, diseño de obras de infraestructura, diseño de obras hidráulicas, evaluación del efecto de distintas actividades antrópicas en la cuenca, etc.

La simulación permite obtener caudales cuando los registros históricos son insuficientes para representar el régimen de caudales en el sitio de interés. Los registros disponibles en el sitio o en sitios cercanos se utilizan para la calibración del modelo. No siempre se dispone de bases de datos adecuadas para la calibración y en algunos casos sólo se cuenta con información imprecisa, reconstruida a partir de información indirecta. Muchas veces es necesario hacer análisis de sensibilidad de los resultados, lo que implica ejecutar el modelo un gran número de veces. En este caso es importante que el modelo sea rápido y sobre todo muy robusto.

Con el modelo precipitación - escorrentía es posible hacer predicciones de los caudales durante las crecidas, a partir de la información de la lluvia que simultáneamente se está

generando en la cuenca. Estas predicciones se conocen como predicciones en tiempo real y tienen un tiempo de antelación respecto a la ocurrencia del evento en la realidad (conocido como ventana de pronóstico). El tiempo de antelación se puede aprovechar para la operación de estructuras hidráulicas que contribuyen a la laminación de la crecida y las decisiones sobre la operación se basan en los resultados del modelo. En otros casos el tiempo de antelación es de vital importancia para la evacuación de personas en algunas zonas de mayor riesgo y en este caso la activación de las alarmas se hace con base en los resultados del modelo. Para la predicción se requiere de un modelo rápido y robusto, tal que pueda producir resultados aceptables en muy corto tiempo para contar con el tiempo de respuesta de la cuenca para hacer cálculos, tomar decisiones y realizar las acciones necesarias. La rapidez del modelo es un aspecto crítico en cuencas de montaña, donde los tiempos de respuesta son bastante reducidos.

El desarrollo creciente en los campos de teledetección y sistemas de información geográfica ha facilitado el manejo de información espacialmente distribuida. El uso cada vez más generalizado de estas técnicas obliga a la Hidrología, como a otras disciplinas, no sólo a incorporar nuevas metodologías, si no también a revisar los métodos tradicionales para aprovechar las ventajas de las nuevas técnicas. Los modelos precipitación - escorrentía no son ajenos a esta tendencia, y así, a la vez que aparecen nuevos modelos distribuidos se popularizan los ya existentes.

Entre los modelos distribuidos que se encuentran en el mercado y/o que se reportan en la literatura técnica se destacan los modelos que simulan con base física y casi que tridimensionalmente los distintos procesos de producción y transferencia de la escorrentía en la cuenca. Para la utilización de estos modelos se requiere una información bastante completa, que nunca se tiene en su totalidad, y que es necesario completar mediante un proceso de calibración y verificación. En la práctica, la mayoría de las veces la obtención de información cuantitativa puede resultar difícil y costosa y se recurre a la modelación agregada o cuasi distribuida. En estos casos se desperdicia o no se aprovecha razonablemente toda la información disponible, la cual puede ser cualitativa, indirecta, o cuantitativa de precisión relativamente baja (datos blandos), y gran parte de ella distribuida para toda la cuenca. Pese a sus limitaciones ésta información puede ser valiosa en la representación de la cuenca para la cuantificación de su respuesta hidrológica.

El Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia (DIHMA) ha estado trabajando desde 1994 en el desarrollo de modelos hidrológicos precipitación - escorrentía distribuidos que no sean muy exigentes en datos y parámetros, que aprovechen al máximo la información disponible y que, por lo tanto, puedan ser utilizados con resultados aceptables en condiciones de poca información.

Además, se ha orientado su desarrollo para que, en lo posible, estos modelos sean ágiles y robustos.

1.2 OBJETIVOS GENERALES

Como primer objetivo de este trabajo se propone desarrollar un modelo matemático distribuido que permita hacer mejores simulaciones del proceso precipitación - escorrentía de eventos de crecida, aprovechando la información espacial disponible hoy en día.

El desarrollo del modelo está ligado necesariamente a una mejora en el entendimiento y la representación de los procesos y los elementos determinantes de la producción o de la transferencia de escorrentía en la cuenca hidrográfica.

Adicionalmente, se pretende mejorar la capacidad de cuantificar, a la escala espacio temporal adecuada, los componentes de la escorrentía.

1.3 EL MÉTODO Y LAS HIPÓTESIS

En la Hidrología y en la modelación hidrológica, por la heterogeneidad de los procesos en la escala real y por la poca observabilidad de los mismos, hay grandes dificultades para la verificación de hipótesis.

Varios autores (Dooge, 1986; Beven, 1987; Kuczera *et al.*, 1993) se han referido a la teoría de refutación de Popper como un fundamento para la evaluación de la modelación hidrológica. En los modelos hidrológicos hay algunas hipótesis que no son factibles de verificar y sólo es posible, si éste es el caso, refutar. La teoría de refutación (comprobación de falsedad), propuesta por Popper (1959) como la base de un método científico, se refiere a la refutación de hipótesis susceptibles de ser sometidas a prueba. En la verificación de los modelos hidrológicos frecuentemente se recurre a este método y el resultado depende de la capacidad del modelador para buscar elementos que permitan refutar las hipótesis sometidas a prueba.

Se trata de formular un modelo matemático para obtener caudales de eventos de crecida a partir de la información de la tormenta y de las condiciones antecedentes en la cuenca. El modelo se evalúa a partir de sus resultados, y las diferencias que éstos tengan con las observaciones del evento pueden indicar la validez de algunas de las hipótesis.

Un modelo matemático se basa en un esquema conceptual y la formulación del esquema conceptual es un proceso creativo que, en sí mismo, constituye la formulación de un

grupo de hipótesis. Kuczera *et al.* (1993) consideran que “los modelos de la cuenca simulan balances dinámicos de agua a la escala de la cuenca” y que “las ecuaciones matemáticas del modelo representan un grupo de hipótesis concernientes a la dinámica de la cuenca y el principal punto de interés para los hidrólogos, por razones de tipo científico y operacional, debe ser la validez de las hipótesis”.

La validez de cada una de las distintas hipótesis implícitas en los esquemas conceptuales que constituyen el modelo aparece como una pregunta específica en esta tesis doctoral. A continuación se presentan varias preguntas específicas que se han agrupado en torno a temáticas diferentes, como la representación adecuada de la variabilidad espacial en la cuenca, los mecanismos de producción de escorrentía en la ladera, la representación de los cauces y sus características y el carácter no lineal del flujo a través de la red de drenaje.

Parece evidente que un modelo distribuido que permite considerar la variabilidad espacial de la precipitación puede producir mejores resultados que un modelo agregado, pero respecto a la resolución de la discretización espacial y/o temporal se plantean los siguientes interrogantes:

- ¿Qué tan significativa es la ganancia que se obtiene en la calidad de los resultados de un modelo distribuido al aumentar la resolución en la discretización espacial? ¿Se traduce necesariamente en mejores resultados?
- ¿Cómo se relacionan la resolución de la discretización temporal de la información y la resolución de la distribución espacial de la misma con la calidad de los resultados?

Otro de los elementos importantes en el modelo es la incorporación de esquemas conceptuales para la producción de escorrentía en la ladera. En la formulación de estos esquemas se está intentando atender a preguntas como las siguientes:

- ¿Cómo se puede representar a la escala adecuada cada uno de los procesos determinantes de la producción de escorrentía y cómo se articulan estos procesos en un esquema coherente?.
- ¿Cuáles son los procesos determinantes de la producción de escorrentía a la escala de la cuenca o de la ladera, y cuál es su importancia relativa?. ¿Cómo se puede hacer una representación matemática adecuada de cada uno de estos procesos a la escala de la cuenca y de la ladera?. ¿Cuáles son los parámetros hidrológicos que determinan la producción de escorrentía en la ladera y que representatividad física tienen estos parámetros?.

- ¿Cuáles son las diferencias de los distintos esquemas conceptuales, tanto desde el punto de vista operativo como en la calidad de los resultados que ofrecen y cuál es el más indicado para la modelación?. ¿Hasta qué punto un modelo conceptual simple puede ser suficiente para representar la producción de escorrentía en la ladera?.

Algunos aspectos que cada día cobran más interés son la obtención de datos adecuados para el modelo y la estimación de los parámetros del esquema conceptual. Algunas preguntas al respecto son:

- ¿Cómo es la variabilidad espacial de los parámetros que determinan la respuesta de la cuenca y cómo se podría representar?.
- ¿Cuál es la importancia relativa de tener una representación adecuada de la distribución espacial de los elementos determinantes en la producción de escorrentía?.
- ¿En qué medida es una mejor alternativa a un modelo agregado, un modelo distribuido alimentado con información blanda para representar la distribución y la variabilidad espacial de algunos elementos de la producción de escorrentía?.
- ¿Cómo es la sensibilidad del modelo a la variabilidad espacial de los parámetros del modelo de producción de escorrentía (en la ladera)?.

Quizá el esfuerzo más importante en el desarrollo de este modelo se refiere a la formulación de un modelo para la representación del flujo a través de la red de drenaje (modelo de transferencia), que en si misma corresponde a un intento por responder algunas de las siguientes preguntas:

- ¿Cómo se puede representar el flujo a través de la red de drenaje mediante una formulación hidráulica e hidrológica adecuada a la escala de la cuenca y que tenga en cuenta la variabilidad de la forma del cauce y la variabilidad del flujo en los elementos de la red?.
- ¿Qué importancia tiene la resolución espacial y el nivel de agregación temporal en la simulación de procesos no lineales?.
- ¿Cuál es la diferencia entre los resultados obtenidos con métodos hidrológicos simples y los resultados obtenidos de aproximaciones hidráulicas que permiten simular un flujo no lineal de la red de drenaje?. ¿A la luz de los resultados, cuál es la diferencia al utilizar un modelo de transferencia lineal y uno no lineal?.
- ¿Cuál es la importancia en los resultados de las hipótesis sobre la forma del cauce y la resistencia al flujo?. En los resultados del modelo ¿Cuál es la incidencia de la

variabilidad de la forma de la sección del cauce en los elementos de la red de drenaje?.

- ¿Hasta qué punto es necesario tener una información detallada de las características hidráulicas y geométricas de los cauces de la red de drenaje y hasta qué punto es posible hacer estimaciones adecuadas de estas características de los cauces a partir de información secundaria a nivel local y a nivel regional?.

En la formulación, el desarrollo y la posterior operación del modelo se van atendiendo, progresivamente, algunos de estos interrogantes.

Antes de iniciar la tesis, para muchas de estas preguntas sólo se tenían unas ideas generales y un poco vagas. Una vez terminada la tesis, pese a que muchas de ellas siguen siendo preguntas abiertas, sobre ellas se tienen ideas más concretas y algo de claridad, lo que da pie a una formulación más concreta de estas preguntas o a la formulación de nuevas preguntas.

1.4 ALCANCE

Dentro del alcance de la tesis está el desarrollo y la evaluación de un modelo precipitación - escorrentía como un módulo hidrológico. El modelo de precipitación - escorrentía debe ser distribuido, adecuado a la escala de la cuenca, robusto en condiciones de escasez de información, de pocos parámetros, sencillo y fácil de operar.

Se espera además que la metodología propuesta para la modelación distribuida de crecidas, sea de utilidad para el desarrollo futuro de aplicaciones en Hidrología. Estos modelos podrán ser la base para el desarrollo de programas para la simulación completa de crecidas y de grandes eventos en cuencas hidrográficas donde se incluya la interacción del sistema natural con actividades de intervención humana, algunas de ellas con posibilidades de operación y control. Igualmente se espera que puedan facilitar y potenciar el desarrollo de estrategias de predicción de crecidas en tiempo real.

Otra de las posibles aplicaciones del modelo es su uso como modelo de prueba para analizar cómo incide en la respuesta de la cuenca la representación de los procesos mediante distintas esquemas conceptuales (teóricos y/o empíricos). Beven (1989), sugería que se tenían al menos dos razones para el desarrollo de un modelo. La primera es para ayudar al entendimiento de un fenómeno físico suministrando un marco de referencia dentro del cual analizamos datos y una herramienta para probar hipótesis. La segunda es para suministrar una herramienta predictiva.

Es importante anotar que el desarrollo de procedimientos tales como un modelo de simulación completa de cuencas hidrográficas o el de una estrategia de pronóstico de caudales en tiempo real están fuera del alcance de este estudio.

1.5 ESTRUCTURA DEL DOCUMENTO

Este documento está formado por ocho capítulos y a continuación se hace una breve descripción de su contenido:

En el capítulo dos se hace una revisión de literatura sobre modelación distribuida de crecidas. En una primera parte se describen varios tipos de modelos distribuidos y se detallan algunos ejemplos y en la segunda parte se presenta el análisis de distintos aspectos de interés en la modelación de crecidas.

En el capítulo tres se presentan los elementos claves para la representación de la cuenca y su red de drenaje y para la formulación del modelo hidrológico y sus componentes. En este caso se considera que el modelo hidrológico tiene dos componentes: modelo de producción y modelo de transferencia.

En el capítulo cuatro se hace una formulación del modelo de producción de las distintas componentes de la escorrentía a la escala de la celda, la ladera y la subcuenca. Se presentan las distintas relaciones funcionales que se pueden utilizar para la simulación del flujo que constituye las distintas componentes de la escorrentía.

En el capítulo cinco, se hace la formulación de la componente del modelo que representa la translación del flujo sobre los elementos de la red de drenaje y que se ha denominado modelo de transferencia.

En el capítulo número seis, se muestran varias aplicaciones del modelo propuesto en las que se acoplan el modelo de producción que representa las distintas componentes de la escorrentía y el modelo de transferencia sobre la red de drenaje. En este capítulo se utiliza el modelo para hacer simulaciones en una cuenca teórica y tres cuencas reales. Para la cuenca teórica se hace la simulación de escenarios ficticios y se comparan los resultados con los obtenidos de modelos lineales. En las cuencas naturales se comparan los resultados de la simulación de eventos reales para hacer una evaluación comparativa de los distintos esquemas conceptuales, que son aplicados cuando se dispone de información suficiente.

En el capítulo siete se presentan las conclusiones generales de este trabajo.

Finalmente, en el capítulo ocho se presentan las referencias bibliográficas.

2 MODELOS PRECIPITACIÓN - ESCORRENTÍA

2.1 INTRODUCCIÓN

Con la aparición de los primeros modelos precipitación – escorrentía para ordenador, desarrollados en la década de los sesenta, se empezó a contemplar la posibilidad de tener en cuenta la variabilidad espacial de algunas de las características de la cuenca hidrográfica. Algunos de estos modelos intentaban considerar la variabilidad de algunos aspectos, pero sólo lo hacían de una manera bastante burda (por ejemplo la función de infiltración del modelo Stanford para cuencas - Crawford y Linsley, 1966). En los años posteriores, a medida que la variabilidad espacial ha ido ganando importancia en la modelación de las cuencas hidrográficas se ha favorecido el desarrollo de modelos distribuidos.

En esta revisión de literatura acerca de la modelación distribuida se incluyen los modelos que en la literatura pueden aparecer como semi - distribuidos, cuasi - distribuidos y distribuidos. Sin tener en cuenta esta denominación, los modelos se han agrupado para su revisión y análisis acorde a la forma como consideran la estructura espacial de la cuenca y de la red de drenaje y con la manera en que consideran la variabilidad espacial de la precipitación, las características de la cuenca y la red de drenaje y del carácter distribuido de los resultados. Se definen entonces varios grupos de modelos que se presentan en los siguientes apartados.

En algunos esquemas de modelo distribuido se hace la división de la cuenca en subcuencas y se procede a la modelación agregada de las mismas. De estos esquemas se destacan los siguientes tipos de modelos:

- Los modelos que en cada una de las subcuencas se aplica **la metodología convencional de modelación agregada para eventos de crecida**. Para cada subcuenca se obtiene un hidrograma de respuesta y mediante la agregación de los hidrogramas de las distintas subcuencas y el tránsito de los hidrogramas resultantes a través de los elementos de la red de drenaje se van integrando a aguas abajo hasta obtener el hidrograma a la salida de la cuenca.
- Los esquemas en los que a cada una de las subcuencas se aplica **un modelo agregado de simulación continua**. Los resultados parciales obtenidos para cada

una de las subcuencas se integran y transitan por la red de drenaje para obtener la respuesta de la cuenca en el sitio de interés.

- **Los modelos agregados que incluyen una representación conceptual de la estructura espacial de la cuenca y de la red de drenaje.** Como modelos agregados no permiten tener en cuenta la variabilidad espacial de la precipitación ni de los parámetros. En las distintas subcuencas se pueden considerar distintos valores de la precipitación y los parámetros, y por ende su variabilidad espacial. Los resultados obtenidos en cada una de las subcuencas se pueden agregar y transitar aguas abajo.

En otros esquemas el modelo ha sido concebido como distribuido y considera la división de la cuenca y la subcuenca en otros en elementos. De estos esquemas se identifican los siguientes dos tipos de modelos:

- **Modelos distribuidos conceptuales.** Estos modelos establecen un esquema conceptual para la producción y la traslación de la escorrentía, teniendo en cuenta que la cuenca está formada por múltiples elementos discretos. Estos modelos se apoyan en la discretización para considerar la variabilidad espacial de los datos de la precipitación y de los parámetros de la cuenca. Por lo general estos modelos consideran esquemas simples de la estructura espacial de la cuenca y de la red de drenaje.
- **Modelos distribuidos de base física.** Estos modelos son distribuidos para: los datos de entrada, los parámetros de producción de escorrentía y para los resultados. Incluyen, además, la estructura de la red de drenaje y se fundamentan en la representación de la física de los procesos en la cuenca.

En los apartados siguientes se presenta una revisión general de los modelos de estos tipos y, más adelante, a partir del apartado 2.5 se hace la presentación y análisis de algunos elementos de interés en la modelación hidrológica.

2.2 LA MODELACIÓN TRADICIONAL (O AGREGADA) ADAPTADA COMO MODELACIÓN DISTRIBUIDA

2.2.1 LA METODOLOGÍA CONVENCIONAL PARA LA MODELACIÓN DE EVENTOS

La metodología convencional para la modelación de eventos se desarrolló para la obtención de los caudales de crecida a partir de los datos de precipitación de una tormenta, considerando siempre eventos aislados de magnitudes importantes (tormentas y crecidas).

Hasta hace relativamente poco tiempo (finales de la década del 60) se consideraba que, durante los eventos de crecida, una gran parte del caudal era producida por la parte del volumen de la lluvia que escurría sobre la superficie de la cuenca. A esta componente del caudal se le denominaba escorrentía directa o superficial, y a la porción del volumen de la precipitación que lo producía se le denominaba precipitación neta o efectiva.

Mediante una función de transformación se convertía el hietograma de precipitación neta en el hidrograma de escorrentía directa. A este hidrograma bastaba sumarle un hidrograma de caudal base, para finalmente obtener el hidrograma de crecida. Por lo general, la magnitud de los caudales considerados en el hidrograma de caudal base era bastante modesta y para la mayoría de los casos, este caudal no era tenido en cuenta.

Para la modelación de eventos, los esquemas tradicionales pueden considerar la variabilidad espacial dividiendo la cuenca en subcuencas. Para cada una de éstas se hacen los cálculos del modelo hidrológico, y los resultados de las subcuencas se agregan teniendo en cuenta la propagación de las ondas de crecida a través de los cauces principales aguas abajo de cada una de ellas. Así se obtiene la simulación de la cuenca como un todo.

Aunque se han replanteado algunos fundamentos de la concepción de este procedimiento, que hacen que sólo se considere adecuado para algunas condiciones específicas (climáticas, de cobertura, usos del suelo o geología), esta metodología se utiliza con gran profusión.

La importancia de esta metodología denominada convencional para la modelación de eventos, es que en ella se basan los modelos más utilizados en la práctica cotidiana de la ingeniería como los modelos TR-55 (Technical Report Nro. 55 del Soil Conservation Service) y HEC-1 (HEC, 1980, 1990, 1992). Por lo tanto, se considera pertinente incluir una rápida descripción de esta metodología y luego presentar algunos modelos de este tipo, para finalmente proceder al análisis crítico de este tipo de metodología y de los modelos.

2.2.1.1 Descripción general de la metodología convencional para la modelación de eventos

A continuación se presenta, de una forma muy general, la metodología para la representación de eventos. Los detalles y las referencias específicas se encuentran en libros generales de Hidrología como son los de Chow *et al.* (1988), Viessman *et al.* (1972) y Singh (1988).

El primer paso para estimar los caudales de crecida a partir de precipitaciones es determinar la precipitación neta o efectiva (que ni se infiltra, ni se evapora, es decir, que

pasa a ser escorrentía superficial) que se obtiene de la diferencia entre la precipitación total o bruta y las pérdidas hidrológicas.

Las pérdidas hidrológicas están formadas por las pérdidas iniciales, que corresponden al volumen de lluvia comprendido entre el inicio de la misma y el instante en que el agua empieza a escurrir sobre la superficie del suelo en busca de la red de drenaje, y el agua que se sigue infiltrando en el suelo durante el resto de la tormenta. Las pérdidas iniciales están formadas por: el agua interceptada por la vegetación, el agua que se almacena en las depresiones de la superficie formando charcos y el agua que se infiltra en el suelo hasta que la superficie se encharca y empieza a escurrir.

En la modelación tradicional, la mayoría de los modelos de evento no consideran muy importantes la interceptación y el almacenamiento en las depresiones, por lo que no se les tiene en cuenta o se les asignan los primeros milímetros de la lámina de precipitación. Por lo general se atribuyen las pérdidas hidrológicas a la infiltración. En la modelación de eventos para la estimación de la infiltración se han utilizado expresiones matemáticas y procedimientos de distinta naturaleza: ecuaciones empíricas, ecuaciones conceptuales y métodos basados en ecuaciones que representan la física de los procesos del flujo en medio no saturado.

Algunas de las ecuaciones empíricas más reconocidas son: Horton, Holtan, Overton, Kostyakov, Snyder, el índice ϕ (tasa constante de infiltración), el índice ϕ con pérdidas iniciales, la tasa de pérdidas proporcional a la intensidad de la lluvia ("método racional") y la derivada del método para la obtención de la escorrentía con el Número de Curva del Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América (Soil Conservation Service, en adelante SCS) (citados por Singh, 1988).

El método de Green y Ampt (1911) es quizá el primer método conceptual para la estimación de la tasa de infiltración y sirve de fundamento a otros (Método Brakensiek, Versión de Philip, Versión de Fok-Hansen, Aproximación de Li-Stevens-Simons, Modelo de Hall, Modelo de Mein-Larson, etc.; citados por Singh, 1988).

Otros métodos simplifican las ecuaciones que representan la física del movimiento del agua en el suelo no saturado, tal es el caso de: el método de la onda cinemática (Beven, 1982), el modelo de Gardner-Widtsoe, el modelo de Parlange, el modelo de Philip de dos términos, el modelo de Smith, la ecuación de Parlange y Smith, la ecuación de Brooks y Corey, la ecuación de Philips, el modelo de Morel-Seytoux y Khanji, etc. (citados por Singh, 1988).

La obtención de la precipitación neta por cualquiera de los métodos anteriores considera implícitamente que la escorrentía superficial ocurre únicamente cuando la intensidad de

la lluvia excede la capacidad de infiltración del suelo (flujo superficial hortoniano). En la práctica, para la simulación con modelos hidrológicos de crecidas ocasionadas por tormentas complejas, generalmente se utilizan procedimientos empíricos como el del índice (con pérdidas iniciales) y el derivado del método para la obtención de la escorrentía con el Número de Curva del SCS (Soil Conservation Service, 1972).

Una vez se ha obtenido la precipitación neta promedio sobre la cuenca, ésta debe ser transformada en la respuesta de la cuenca o subcuenca mediante una función de transferencia. De estas funciones la más utilizada es el hidrograma unitario ideado por Sherman en 1933.

El hidrograma unitario (HU) se define como la respuesta de la cuenca a una unidad de precipitación efectiva neta o excedente, uniformemente distribuida sobre la cuenca y aplicada a una tasa constante durante un periodo de tiempo dado.

Para la representación conceptual del hidrograma unitario y su definición en una cuenca hidrográfica específica se han desarrollado múltiples teorías y procedimientos. Se consideran así los siguientes tipos de Hidrograma Unitario:

- Hidrogramas Unitarios Empíricos obtenidos por distintos métodos con información simultánea de lluvia y caudales en la cuenca.
- Hidrogramas Unitarios Sintéticos donde los elementos característicos del HU se obtienen a partir de las características morfométricas de la cuenca mediante relaciones empíricas con base en las evidencias encontradas en análisis regionales. Éste es el caso de los hidrogramas de Snyder, Williams y Haan, SCS, Bratter, etc. (citados por Chow *et al.*, 1988; Viessman *et al.*, 1972).
- Hidrogramas Unitarios Conceptuales, que se basan en una representación conceptual de la cuenca. Es el caso de los hidrogramas de Zoch, Clark, Nash, Dooge y Laurenson. Algunos hidrogramas tratan de representar conceptualmente la estructura de la red de drenaje. Es el caso de los hidrogramas Geomorfoclimático, Boyle y la Función de Ancho.

En los modelos tradicionales, una vez se obtiene un hidrograma en un punto del cauce se procede, si es del caso, a analizar el efecto de la propagación de la onda de crecida aguas abajo a través del cauce principal. Para este análisis, la modelación tradicional utiliza métodos muy variados que pueden clasificarse en métodos hidráulicos y métodos hidrológicos.

Los métodos hidráulicos corresponden a simplificaciones de las ecuaciones para el flujo no estacionario en canales abiertos (ecuaciones de Saint Venant). Una primera simplificación de estas ecuaciones es conocida como la ecuación de la onda difusiva.

Esta ecuación, cuando analiza la evolución del hidrograma de crecida en tramos largos del cauce, produce resultados comparables a los que producen las ecuaciones completas de Saint-Venant. Otra simplificación de las ecuaciones es la onda cinemática, la cual se obtiene al considerar que la pendiente de la línea de energía es igual a la pendiente del terreno. La aplicabilidad de esta ecuación depende de la validez de esta simplificación en las ecuaciones de flujo. En este caso, la relación entre el área de la sección de flujo y el caudal es única, y la celeridad de la onda cinemática se puede expresar en función de las características de la sección, la pendiente del terreno y la rugosidad. Ésta es, sin lugar a dudas, la ecuación más utilizada en la hidrología de cuencas de montaña.

Además de los métodos hidráulicos se han desarrollado distintos esquemas conceptuales para la representación hidrológica del flujo en el cauce, tales como: el método del pulso, el método de Muskingum, la cascada de Muskingum, etc.

2.2.1.2 Modelos que se basan en el procedimiento tradicional para eventos

En la literatura se encuentran muchos procedimientos, modelos y paquetes informáticos que se basan en la metodología tradicional para eventos y entre ellos tenemos: El HEC-1 y su actualización más reciente conocida como el HEC - HMS del Hydrological Engineering Center, los procedimientos TR-55 y TR-20 del SCS (Soil Conservation Service), el módulo UHM del modelo MIKE 11 (Havnø *et al.*, 1995).

Para considerar estos modelos como distribuidos es necesario considerar múltiples subcuencas de tamaño muy pequeño. La disminución del tamaño, implica un aumento en el número de subcuencas y de conexiones entre ellas, lo que exige una gran capacidad para procesar y organizar información. Ésto ha fomentado el desarrollo de paquetes informáticos que facilitan el manejo de información. Estos paquetes se ofrecen como las versiones modernas de los modelos tradicionales, en su mayoría tienen muy buenas interfaces de entrada y salida de datos y la capacidad de manejar, con mucha rapidez, grandes volúmenes de información. Estos modelos son ofrecidos con nombres comerciales como es el caso del Visual-HEC.

En el mercado también se encuentran paquetes informáticos más complejos que incluyen varios modelos hidrológicos, generalmente el HEC-1 y el TR-20, y programas, algoritmos e interfaces para el manejo de los datos y para la integración de estos modelos hidrológicos con los modelos digitales del terreno. A continuación se presentan las características generales de los modelos más conocidos.

2.2.1.3 El Modelo HEC-1

Este modelo fue desarrollado por el Centro de Ingeniería Hidrológica del Ejército de los Estados Unidos de América (Hydrological Engineering Center – HEC) para estudiar

estrategias de protección contra crecidas. En el modelo HEC-1 se representa la cuenca por un conjunto de elementos convergentes de acuerdo a la estructura de la red de drenaje. Entre éstos se incluyen subcuencas, canales, embalses, trasvases y bombeos.

Para cada una de las subcuencas se obtiene un hidrograma de escorrentía. Este hidrograma se agrega con los de las subcuencas vecinas en la confluencia, y a partir de allí es transitado a través de canales y embalses hasta nuevas confluencias donde se agregan los caudales procedentes de otras subcuencas o de trasvases, y así sucesivamente hasta la salida de la cuenca.

En el cálculo de la escorrentía para las subcuencas se tienen en cuenta cuatro procesos: precipitación, pérdidas (interceptación, infiltración y almacenamientos superficiales), transformación del exceso de lluvia en escorrentía directa y flujo base. Sobre la subcuenca se considera que cada uno de los procesos mencionados ocurre uniformemente, por lo tanto, a la escala de la subcuenca se puede considerar que es un modelo agregado.

La precipitación promedia durante cada intervalo de tiempo se estima para cada una de las subcuencas con técnicas sencillas de interpolación como es el método de Thiessen.

Las pérdidas hidrológicas se pueden calcular con varios métodos como el índice ϕ con pérdidas iniciales, una función de decaimiento exponencial de las pérdidas acumuladas, el método del Número de Curva del SCS, la ecuación de infiltración de Holtan y la ecuación de infiltración de Green - Ampt.

El modelo HEC-1 tiene dos posibilidades para la transformación del exceso de lluvia en escorrentía directa: el hidrograma unitario (modelo lineal agregado) y la onda cinemática. En el caso del hidrograma unitario se tiene la posibilidad de trabajar con hidrogramas empíricos obtenidos para la misma cuenca de interés o, en su defecto, con los hidrogramas unitarios sintéticos (Clark, Snyder o del SCS). El flujo base (considerado de poca importancia para el modelo) se puede modelar mediante una curva de recesión exponencial en función de un valor inicial, una tasa de decaimiento y el tiempo transcurrido desde el inicio, equivalente a considerar la respuesta de un embalse lineal.

El programa cuenta con varios métodos para el tránsito de la crecida sobre los canales, entre otros: Muskingum, Muskingum-Cunge, Pulso modificado y Onda cinemática. Para el tránsito a través de embalses se utiliza el método de Pulso modificado, en el que se asume que el flujo de salida tan sólo depende del volumen almacenado. El programa permite, además, modelar trasvases, bombeos y captaciones.

El modelo HEC-1 es quizá, el modelo más utilizado en el todo el mundo, y ha sido aplicado a una gran cantidad de cuencas con diferentes características y geografías

disímiles. Ha sido utilizado en un rango muy amplio de cuencas respecto a su tamaño, desde cuencas urbanas pequeñas (menores a 1 km²) hasta cuencas grandes (mayores a 100.000 km²) y en distintas zonas del planeta. El programa ofrece la posibilidad de realizar una calibración de los parámetros propios de los métodos a utilizar en la modelación de cada uno de los procesos.

La nueva versión del modelo hidrológico HEC-1, denominada HEC-HMS (Hydrologic Modeling System) desarrollada por el HEC (Hydrologic Engineering Center, 2000) ofrece, entre otras cosas, una interfaz amigable y eficiente para la entrada de datos y salida de resultados. Esta nueva versión permite la subdivisión de las subcuencas en celdas en las que se puede considerar una mayor variabilidad espacial de la precipitación y de las características del suelo para la producción de escorrentía. Además, tiene en cuenta la distancia de viaje desde la celda hasta la salida de la subcuenca para la transferencia de la escorrentía.

2.2.1.4 Modelos TR-20 y TR-55

Como modelos TR-20 y TR-55 se conoce a los procedimientos para la estimación de escorrentía divulgados en los reportes técnicos (Technical Report) Nro. 20 y Nro. 55 del SCS (Servicio de conservación de suelos de los Estados Unidos de América). Estos procedimientos se basan en la estimación, a partir del Número de Curva, de la parte de la precipitación que se convierte en escorrentía, y finalmente se aplica un hidrograma sintético muy simple para obtener el hidrograma.

Estos procedimientos han sido considerados de gran utilidad para la obtención de caudales de diseño en cuencas agrícolas de cultivos extensivos, en condiciones de secano y topografía llana u ondulada. Para la simulación de caudales en cuencas de otro tipo su desempeño se considera deficiente. Esta deficiencia se puede atribuir a que para la determinación de la cantidad de lluvia que se convierte en escorrentía se tiene una expresión muy simple y no tiene en cuenta la variación espacial y temporal de la lluvia y de la humedad del suelo. El modelo sólo cuenta con unos pocos intervalos discretos para representar la capacidad de almacenamiento del suelo y, una vez ha pasado el primer aguacero, no actualiza el volumen almacenado en el suelo durante tormentas complejas. Estas limitaciones indican que el modelo no es adecuado para simulación y menos aún para pronóstico.

2.2.1.5 La integración de los modelos digitales del terreno a los modelos tradicionales de evento

Para una mejor representación de la variabilidad espacial se han desarrollado programas que permiten trabajar con un gran número de subcuencas muy pequeñas. Estos programas permiten delinear o delimitar las subcuencas y facilitan el trabajo de

construcción del árbol topológico de la red de drenaje, a partir de los modelos de elevación digital u otros datos digitales de terreno. Una vez delineadas las subcuencas y definida la estructura de la red de drenaje se aplica un modelo de evento en cada una de las subcuencas, para las que se obtiene la precipitación neta que se transforma en escorrentía aplicando el hidrograma unitario. Estos hidrogramas de escorrentía se van agregando y transitando sobre la red de drenaje para obtener el caudal en el sitio de interés. En realidad estas aplicaciones informáticas facilitan la integración entre los modelos digitales del terreno y algunos modelos tradicionales de evento y proveen interfaces para entrada de datos y salida de resultados a estos modelos. Algunas aplicaciones de éste tipo son:

- El paquete informático WMS (Watershed Modeling System) desarrollado por el Environmental Modeling Research Laboratory of Brigham Young University, en cooperación con el USACE-WES (U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station) (EMRL y USACE-WES, 2000). Es un programa integrado de modelación digital del terreno y de modelación hidrológica. Construye un mapa digital a partir del cual, divide la cuenca en subcuencas y genera la red de drenaje. Si la información para generar el mapa digital no está disponible, el programa construye un árbol topológico para modelar la red de drenaje.

Para la modelación hidrológica, este programa ofrece interfaces para varios modelos: el HEC-1, el método del SCS (TR-20) y la Fórmula Racional. Ofrece, además, otras posibilidades como el National Flood Frequency Model de los Estados Unidos. En este paquete se puede estimar el tiempo de concentración con base en la longitud de la cuenca y en la velocidad de flujo que se obtiene en función de la pendiente y el coeficiente de rugosidad de Manning.

- El paquete Geo-STORM es un sistema de modelación hidráulico e hidrológico completamente integrado con el sistema de información geográfico (SIG) ARC/INFO (Thomas G. sin fecha). Este paquete incluye los modelos hidrológicos TR-55, TR-20 (Technical Report Nro. 55 y Nro. 20) y el modelo hidráulico HEC-2 (HEC, 1982). Geo-STORM posee una interfaz amigable con el usuario, una gran capacidad para el manejo de datos y buen desempeño en la presentación de gráficas y producción de informes.
- El modelo GISIWAM (Geographical Information System Interactive Watershed Analysis Model) desarrollado por RKR Hess Associates (documento sin fecha) es un paquete que ofrece integración completa entre un sistema de información geográfico GIS y un modelo hidrológico de cuencas. Fue desarrollado para obtener fácilmente los parámetros de entrada de modelos hidrológicos. Originalmente desarrollado para

el modelo HEC-1, también es aplicable a los modelos TR-20, SWMM, ILLUDAS, PSRM-QUAL, etc.

- El HEC-PrePro, desarrollado en la Universidad de Texas en Austin (Center for Research in Water Resources) por Oliveira *et al.* (1998). Es un preprocesador para el modelo hidrológico HEC-1 hecho en la plataforma de un visualizador de sistemas de información geográfica (GIS) (ArcView). El mismo centro de investigaciones ofrece un preprocesador para un rango más amplio de aplicación (modelación hidrológica, hidráulica y medio ambiental) denominado el CRWR-PrePro (Oliveira, 1998). En la Universidad de Texas también se ha desarrollado una interface Arc-View para el modelo TR-55 (Maidment, 1993).

2.2.1.6 Análisis de los modelos tradicionales convertidos a distribuidos

Los modelos hidrológicos tradicionales (que son los que más se utilizan con fines prácticos), por lo general, son utilizados para analizar el comportamiento de la cuenca ante crecidas hipotéticas asociadas a períodos de retorno y sin ninguna información para la validación. Esto ayuda a entender que la deficiencia de estos modelos en cuanto a la validación no sea tan evidente.

Muchas veces las deficiencias en los resultados de este tipo de modelos se atribuyen a la variabilidad espacial de la precipitación y la variabilidad espacio temporal de la humedad del suelo y a la heterogeneidad de las características del terreno y de la cobertura del suelo. Una manera de resolver este problema ha sido considerar subcuencas de análisis cada vez menores y así, al considerar un gran número de subcuencas con características distintas, se considera la variabilidad espacial.

Con las nuevas versiones o adaptaciones de este tipo de modelos a la modelación distribuida ya no es tan claro atribuir las deficiencias de los resultados al hecho de no considerar la variabilidad espacial de la precipitación y de los parámetros asociados a características de la cuenca, si no a la falta de información adecuada para considerar subcuencas suficientemente pequeñas.

Adicionalmente, parte de las deficiencias del modelo se pueden disminuir mejorando el modelo en dos aspectos: mejorando el procedimiento para la obtención de la precipitación efectiva y mejorando la función de transformación mediante hidrogramas que correspondan a una representación conceptual adecuada de la estructura de la cuenca o de la red de drenaje (Rodríguez-Iturbe y Valdés, 1979; Mesa y Mifflin, 1986; Hebson y Wood, 1986).

En la realidad estos elementos pueden ser importantes, pero las debilidades y carencias de los modelos tradicionales van más allá, pues estos modelos no responden a

conceptos claves de la hidrología de la cuenca que se han introducido en los últimos años. Entre estos conceptos tenemos:

- La escorrentía superficial no necesariamente es la componente más importante durante las crecidas, y sólo es determinante en algunas condiciones bio-climáticas y de uso del suelo muy específicas. La componente subsuperficial de la escorrentía puede representar un papel más importante de lo que se ha creído.
- La existencia de áreas parciales de escorrentía de extensión variable en función de la magnitud y la distribución del evento, pone de manifiesto una no-linealidad en la respuesta de la cuenca e indica, además, que por pequeñas que se consideren las subcuencas, éstas no son los elementos adecuados para dividir la cuenca en elementos que se puedan considerar homogéneos para la respuesta hidrológica.
- El cálculo de las pérdidas se hace con unas ecuaciones que no siempre son aplicables a la escala de la subcuenca. La fracción considerada como pérdidas hidrológicas en una escala espacial puede ser una componente bastante importante en otra escala.
- En el tránsito de las crecidas a través de los cauces, se utilizan métodos simplificados que se apoyan en linealizaciones de las ecuaciones de flujo bastante deficientes. En la mayoría de los casos los cauces y la red de drenaje se han representado por unos elementos prismáticos interconectados que tienen muy poca relación con la disposición y la forma real en la cuenca.

En las versiones modernas de los modelos tradicionales que se presentan como modelos distribuidos, se destaca la posibilidad de representar la variabilidad espacial de la precipitación y de algunas características de la cuenca. Éste es un avance muy pequeño ya que el modelo sigue con grandes limitaciones conceptuales. En el fondo esta modernización es sólo un cambio de empaque. Este apego a los modelos convencionales responde al temor a lo desconocido por utilizar nuevos conceptos, combinado con la comodidad de seguir lo tradicional con el respaldo de prestigiosas agencias gubernamentales de los Estados Unidos de América, así se tenga la certeza de que ésto no es lo más adecuado.

2.2.2 LOS MODELOS AGREGADOS CONCEPTUALES DE SIMULACIÓN CONTINUA

2.2.2.1 Generalidades

Los modelos agregados conceptuales se refieren a aquellos modelos que se interesan en la respuesta hidrológica de la cuenca o subcuenca como un todo y que se apoyan en la

representación conceptual de la misma. Por lo general, los modelos conceptuales agregados se componen de dos submodelos complementarios: el submodelo de producción de escorrentía y el submodelo de transferencia de escorrentía.

El submodelo de producción de escorrentía determina la cantidad de agua que se convierte en escorrentía y las cantidades que se almacenan en los distintos procesos en la cuenca. La producción de escorrentía en la cuenca se representa como una combinación de embalses o almacenamientos interconectados entre sí y para cada uno de estos almacenamientos se hace el balance hídrico.

El modelo de transferencia incluye, según sea el caso, la simulación del flujo a través de los elementos de la red de drenaje o simplemente la representación global del almacenamiento del agua en la cuenca mientras se desplaza hacia la salida. Para la modelación de la transferencia de la escorrentía se pueden utilizar ecuaciones que representan embalses (lineales o no lineales) o funciones de transferencia o hidrogramas unitarios que igualmente pueden ser lineales o no lineales.

Se ha buscado la adaptación a la modelación distribuida de modelos conceptuales concebidos como agregados aplicando el modelo a subcuencas cada vez menores, y las respuestas de las subcuencas se van transitando y agregando por la red de canales hacia la salida. Ésto necesariamente implica considerar un gran número de subcuencas, para lo que se requiere una mayor información tanto de los datos de entrada como de parámetros del modelo.

La gran cantidad de datos de entrada, parámetros, variables de estado y de resultados parciales, así como la cantidad de pasos de cálculo, ha exigido el desarrollo de paquetes informáticos que faciliten el manejo de esta información. Estos paquetes son ofrecidos en el mercado como las versiones modernas de modelos conceptuales. Desde el punto de vista operativo y computacional estos paquetes son productos informáticos actualizados y eficientes y desde el punto de vista hidrológico, dependen fundamentalmente del esquema conceptual que utilizan. De todos modos, aunque estos modelos hacen los cálculos hidrológicos con un modelo agregado conceptual, se pueden considerar como modelos distribuidos.

Estos modelos conceptuales en su mayoría representan la producción de escorrentía en la cuenca mediante una serie de tanques interconectados entre sí. Estos tanques, dependiendo del modelo, pueden representar distintas zonas de almacenamiento en la cuenca. Los modelos conceptuales pueden tener distintos elementos para representar la transferencia de la escorrentía desde los sitios donde se produce hasta la salida de la cuenca, entre ellos se tienen: funciones de transferencia tipo el hidrograma unitario (Modelo GR-3 - Arnaud y Lavabre, 1996), un tanque o una cascada de tanques (Modelo

SSARR -Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation - Speers, 1995) y una combinación de planos inclinados y canales (Sacramento - Gupta y Sooroshian, 1983).

Entre los modelos agregados conceptuales de simulación continua se incluye una gama muy amplia de modelos que va desde modelos muy completos de base física hasta modelos casi que completamente caja negra.

De los modelos de simulación continua que pretenden hacer una representación (con sentido físico) de los procesos que se consideran importantes en la producción de escorrentía en la cuenca hidrográfica, sólo unos pocos han sido desarrollados para evento o permiten el análisis de crecidas. Entre otros se destacan el modelo de Sacramento (Burnash *et al.*, 1973), el modelo Xinanjiang (Zhao y Liu, 1995) y el modelo HSPF (Hydrological Simulation Program Fortran- Donigian *et al.*, 1995). Algunas casas comerciales tratan de producir programas de este tipo en versiones más modernas que permiten la división de la cuenca en numerosas subcuencas e integran los resultados para toda la cuenca. Es el caso del HFAM (Hydrocomp Forecast and Analysis Modeling). Éste es un modelo desarrollado por la empresa HYDROCOMP para el pronóstico de caudales, análisis de regímenes de escorrentía a largo plazo, la operación de embalses y estudios en las cuencas. Este programa combina la simulación hidrológica con el manejo de información mediante interfaces gráficas. Las principales componentes son un modelo de simulación hidrológica (el cual se basa en el HSPF, Hydrological Simulation Program Fortran - Donigian *et al.* 1995) y un modelo río - embalse, o modelo de tránsito.

En un rango intermedio se tienen los modelos que sólo pretenden hacer una representación de los elementos más relevantes de la cuenca por lo que su representación física es bastante vaga y tienen un número moderado de parámetros. Tal es el caso del modelo HYRRROM.

Algunos modelos hacen una conceptualización bastante simple y casi que el único elemento físico que consideran es la ecuación de continuidad que combinan con unas relaciones empíricas de transferencia (por lo que prácticamente se podrían considerar modelos caja negra). Estos modelos se interesan en la parsimonia de los modelos y en la eficiencia computacional. Algunos de ellos son: el modelo de Tanque (Tank Model - Sugawara, 1995), GR-3H (Globaux Réservoir à 3 paramètres Horaire - Arnoud y Lavabre, 1996) y AWBM (Catchment Water Balance Model - Boughton, 1996).

Estos modelos conceptuales más simples y con un menor número de parámetros tienen mejores posibilidades de aplicación en modelación distribuida y, de hecho, se encuentran en la literatura aplicaciones bastante interesantes. Un par de ejemplos es el modelo GR-3 que ha sido implementado por ORSTOM en los Andes Ecuatorianos (Bacci, 1997) y el modelo THRESHR (A Gridded THRESHold Runoff Computation System – Sperflage y

Georgakakos, 1996) que es un esquema sencillo de umbrales de escorrentía aplicado a varias cuencas en el medio oeste de Norte América.

2.2.2.2 El modelo de Sacramento

El modelo de Sacramento es quizá el más popular de los modelos agregados conceptuales aplicables a crecidas y que pretenden una representación con sentido físico de la cuenca. La Figura 2.1. presenta un esquema conceptual del modelo.

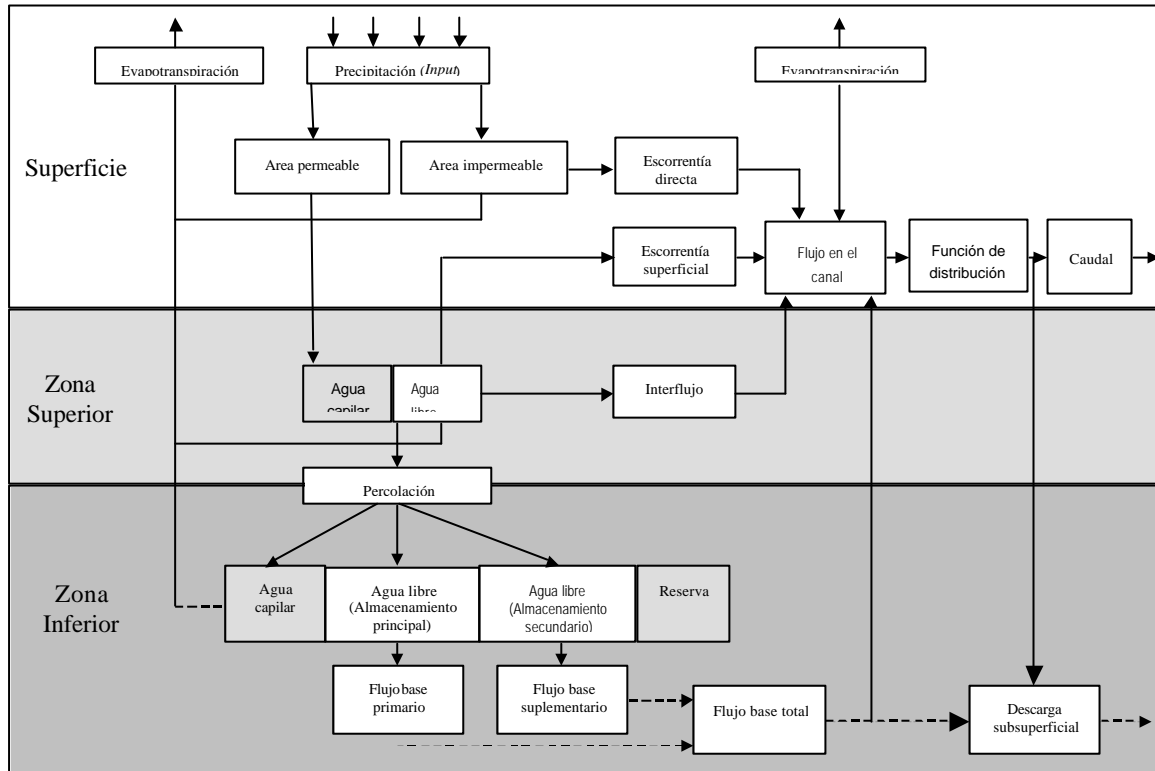


Figura 2.1. Diagrama esquemático del modelo Sacramento SMA-NWSRFS (tomado de Sorooshian y Gupta, 1995).

El modelo determina los caudales a partir de la precipitación y la evapotranspiración en la cuenca. Utiliza además un grupo de almacenamientos con determinada capacidad, los cuales están conectados por procesos que permiten al sistema representar muchas de las condiciones de humedad del suelo que controlan la producción de caudal. El agua de los almacenamientos puede salir de éstos a través de tres caminos que representan la evapotranspiración, la percolación y la descarga lateral.

El modelo de Sacramento es un modelo agregado en el que se utilizan variables globales sobre toda la cuenca para representar los siguientes elementos:

- La evaporación.
- El almacenamiento de agua capilar en el suelo.

- El almacenamiento de agua libre en la capa superior del suelo.
- La percolación desde el almacenamiento de agua libre en la capa superior del suelo hacia la capa inferior.
- El almacenamiento de agua capilar en la capa inferior.
- El almacenamiento de agua libre en la capa inferior (principal y suplementario).
- El caudal de agua subterránea no observable en el río.

y las distintas componentes de la escorrentía:

- La escorrentía directa proveniente de las zonas impermeables. La escorrentía superficial ocurre cuando la intensidad de la lluvia supera la tasa de infiltración (flujo hortoniano).
- El interflujo cuando la capa superior de almacenamiento del suelo se encuentra saturada y se presenta por descarga lateral desde un almacenamiento de agua freática.
- El flujo base suplementario que corresponde a una respuesta rápida de la zona de almacenamiento inferior del suelo.
- El flujo base principal procedente de la zona de almacenamiento inferior del suelo, que constituye la descarga con respuesta lenta.

Para la simulación de eventos, el modelo de Sacramento divide la cuenca en “áreas Sacramento” que se representan como unos planos inclinados que drenan hacia un canal y, tanto sobre los planos como sobre el canal, la escorrentía se traslada de acuerdo a la ecuación de la onda cinemática utilizando la ecuación de Manning. La escorrentía que se produce en cada área de Sacramento se transita y se agrega aguas abajo sobre la red de canales.

El modelo de Sacramento es un modelo con 16 parámetros, algunos de los cuales se obtienen por calibración. Los modelos conceptuales que tienen tantos parámetros no son muy atractivos para la modelación distribuida que trata de representar la variabilidad espacial considerando cada vez un mayor número de subcuencas más pequeñas, ya que para todas y cada una de ellas será necesario determinar todos los parámetros.

2.2.2.3 El modelo GR-3 Agregado

Más que del modelo se debería hablar de los modelos GR-3 dadas las distintas versiones según la escala temporal de aplicación: GR-3H para la escala horaria, GR-3J para la escala diaria, y GR-3M para la escala mensual. Estos modelos conceptuales globales de pocos parámetros se basan en la hipótesis de que la cuenca vertiente se comporta como una caja negra donde la señal de entrada es la lluvia y la señal de salida es el caudal (Makhlouf y Michel, 1994). Todos estos modelos responden a un mismo esquema que consta de 2 tanques, pero con ligeras diferencias entre ellos. En la Figura 2.2. se ilustra el esquema del modelo GR-3H.

Un primer tanque tiene la función de producción y representa el almacenamiento capilar en el suelo (Michel, 1989). Este tanque está caracterizado por un solo parámetro A que representa su capacidad de almacenamiento máxima en milímetros. El valor del almacenamiento en este tanque determina el reparto de la lluvia en dos flujos: el primero ingresa en este tanque como almacenamiento pasivo; mientras que el segundo flujo (que se puede considerar como lluvia neta) pasa al submodelo de propagación de la escorrentía (superficial y de flujo base).

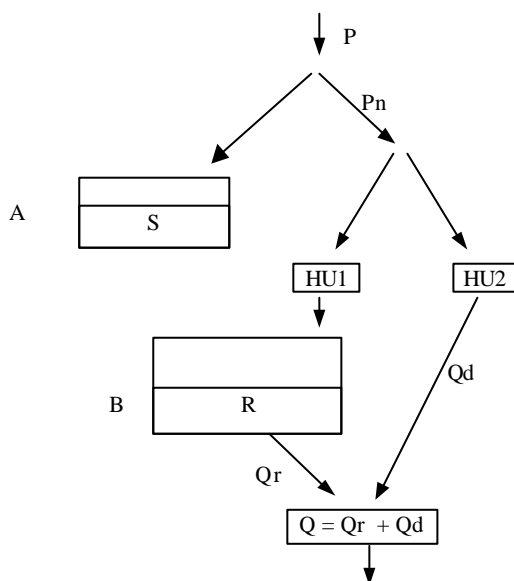


Figura 2.2. Esquema del modelo GR-3H.

En la versión diaria de este modelo (GR-3J) el valor del almacenamiento pasivo en el suelo es regulado por la evapotranspiración. En cada intervalo de tiempo se actualiza el volumen almacenado en el primer tanque restandole la evapotranspiración real en el período, la cual es función de la evapotranspiración potencial y del almacenamiento pasivo en el suelo. En la versión horaria del modelo GR-3H la evapotranspiración se considera insignificante y no se tiene en cuenta (Arnaud y Lavabre, 1996).

El submodelo de propagación comprende dos salidas paralelas a las que asigna fracciones de la lluvia neta. La fracción más importante (considerada siempre del 90% de la lluvia neta) transita a través de un primer hidrograma unitario HU1 para llegar a un segundo tanque no lineal (que representa el almacenamiento de agua gravitatoria en el suelo) con capacidad máxima B . Este tanque es el responsable del flujo base y tiene una respuesta no lineal.

La segunda parte de la lluvia neta (considerada como el 10% sobre el total) transita a través de un segundo hidrograma unitario HU2 y se conecta directamente con la salida para formar el caudal de escorrentía directa. La versión mensual GR-3M no requiere de los dos hidrogramas de los modelos horario y diario. Los dos hidrogramas unitarios se construyen con un solo parámetro, que está relacionado con el tiempo de retardo entre la precipitación y el caudal. Este parámetro es común para los dos hidrogramas. En el punto de desagüe la suma del caudal base y de la escorrentía directa (obtenida por convolución del 10% de la lluvia neta con HU2) produce el hidrograma final.

2.3 INCORPORACIÓN DE LA ESTRUCTURA ESPACIAL DE LA CUENCA O DE LA RED DE DRENAJE EN LA MODELACIÓN

En este apartado, se tienen algunos modelos conceptuales que sin ser planteados explícitamente como modelos distribuidos, en su concepción original tratan de tener en cuenta la estructura de la cuenca y de la red de drenaje.

Con estas características tenemos una gran variedad de modelos y teorías que incluyen desde modelos que tienen en cuenta la forma de la cuenca o de la red de drenaje para configurar el hidrograma unitario, hasta modelos que subdividen la cuenca en múltiples elementos para tener en cuenta las propiedades de los mismos en el comportamiento de algunas componentes de la respuesta hidrológica, como es el caso del TOPMODEL (Beven y Kirkby, 1979).

2.3.1 LOS HIDROGRAMAS UNITARIOS CONCEPTUALES

Para la representación conceptual del hidrograma unitario y para su obtención en una cuenca hidrográfica específica se han desarrollado múltiples teorías y procedimientos.

En 1934 Zoch presentó un modelo que consiste en representar la cuenca por un diagrama tiempo - área (Time Area Curve -TAC) y transitarla a través de un embalse lineal. Además, consideró cuatro posibles formas geométricas para el TAC y presentó expresiones analíticas para cada caso. En 1945, Clark propuso un procedimiento similar al de Zoch. En el procedimiento de Clark, la parte de traslación de la propagación se basa

en el diagrama tiempo - área TAC de la cuenca y la parte de almacenamiento consiste en propagar la respuesta de la traslación a través de un embalse lineal simple colocado a la salida de la cuenca. El tiempo de retención en este embalse lineal permite reproducir la caída del pico en los hidrogramas observados.

Este tipo de hidrograma unitario se puede interpretar como el resultado de la combinación del tránsito de procesos de traslación pura, seguido por un proceso de tránsito de almacenamiento puro. De acuerdo con este esquema, el tiempo de viaje real de una partícula de agua es el tiempo dado por el diagrama tiempo - área más el tiempo de retención del embalse lineal, lo cual en algunos casos puede ser inconsistente.

Nash (1957) presentó una ecuación para el hidrograma unitario que es una distribución Gamma. Esta ecuación fue obtenida como resultado de una técnica de ajuste basada en los momentos de los hidrogramas observados y calculados. Ella representa la respuesta de una cascada de embalses lineales idénticos a un impulso unitario.

Dooge (1959), con base en la premisa de que se puede representar la cuenca como una combinación de canales lineales y de embalses lineales, presentó una teoría general del hidrograma unitario la cual incluía los modelos previos como casos especiales.

En la naturaleza no necesariamente los procesos son lineales y por lo tanto una representación lineal puede no ser adecuada. Varios autores han reportado evidencias de comportamiento no lineal en la respuesta hidrológica de la cuenca. Ya en 1952 Paynter (citado por Singh, 1988) indicó la posible existencia de efectos no lineales en las interrelaciones precipitación - escorrentía sugiriendo que esto podía deberse a las variaciones estacionales y a la magnitud relativa de las crecidas. En la década del 60 Minshall (1960), Amoroch (1961), Diskin (1964) y Overton (1967) coincidieron en las siguientes observaciones: a medida que aumenta el flujo disminuye el efecto de almacenamiento de la cuenca, así, a medida que aumenta la magnitud de un evento, el tiempo de retraso disminuye y se incrementa la descarga.

Laurenson (1962) propone un modelo en el que divide la cuenca en áreas que se podrían asociar a "isocronas a igual intervalo de tiempo" y a cada área de éstas se asigna un embalse no lineal. Cada área recibe su correspondiente precipitación efectiva que ingresa al embalse no lineal al igual que lo recibido del embalse aguas arriba. Mein, Laurenson y McMahon (1974) dan al modelo una estructura con mejor apariencia al conectar los elementos de almacenamiento en una red que representa la red de drenaje de la cuenca. Éstas fueron las primeras versiones del Modelo RORB (RunOff Routing). Posteriormente se han presentado modelos que en términos generales se pueden considerar modificaciones de este modelo.

Varios autores han intentado modelar el efecto de las características de la cuenca en la transformación de series de precipitación neta en hidrogramas de escorrentía, combinando ecuaciones de la Hidráulica para el flujo en los cauces con una estructura de modelo basada en la red de drenaje.

Surkan (1969) utiliza ecuaciones de flujo no permanente en redes de drenaje hipotéticas obtenidas por la generación aleatoria de segmentos sobre una cuadrícula y Lee y Delleur (1976) utilizaron la topología de redes de drenaje reales. En estos dos casos, se utilizó un procedimiento de tránsito lineal, para la síntesis del hidrograma de escorrentía producido por el agua recogida en los cauces. Kirby (1976) utilizó redes aleatorias generadas con base en los resultados de Shreve (1966) y funciones de tránsito lineales para estudiar los efectos de escala de los hidrogramas unitarios sintéticos. En estos experimentos sólo interesaba la síntesis en los hidrogramas a la salida de la cuenca y no se consideraban variaciones en las condiciones hidrológicas en la red de drenaje.

Boyd (1978) propone un modelo de tránsito de almacenamiento para representar la red de drenaje de la cuenca. Los parámetros se basan en las relaciones obtenidas para la variación del tiempo de retraso con el orden y la magnitud de la red de drenaje de la cuenca.

Boyd *et al.* (1979), proponen un modelo para la síntesis del hidrograma unitario empleando propiedades geomorfológicas e hidrológicas de la cuenca y lo denominaron WBNN (Watershed Bounded Network Model). El modelo divide la cuenca en subáreas limitadas por líneas trazadas en mapas topográficos a escalas relativamente grandes. Siguiendo el concepto de Leopold *et al.* (1964) sugieren que, respecto a las características de recolección y el drenaje del agua, se pueden distinguir dos tipos de subáreas: cuencas ordenadas y áreas entre cuencas:

- Las cuencas ordenadas son subcuencas completas y no permiten el flujo a través de sus límites. El proceso al interior de estas subcuencas es independiente de las demás. Estas cuencas pueden ser geomorfológicamente similares en toda la cuenca (Strahler, 1964).
- Las áreas entre cuencas son subáreas a través de las que fluye una corriente. La escorrentía directa en la salida de un área de este tipo está compuesta por la escorrentía que recibe de aguas arriba y la que se genera en el interior del área.

La cuenca se representa por una red de embalses, cada uno de los cuales representa una subárea. Un parámetro asociado al tiempo de respuesta de cada embalse depende de las características geomorfológicas de cada subcuenca. Los autores del modelo presentan dos versiones del modelo: lineal y no lineal.

Rodríguez-Iturbe y Valdés (1979) intentan conectar las características geomorfológicas con la respuesta hidrológica de la cuenca. Estos autores utilizan las leyes empíricas de Horton para describir la geomorfología del sistema. Definen el hidrograma unitario instantáneo como la función de densidad de probabilidad del tiempo que a una gota de lluvia, tomada al azar, le cuesta alcanzar la salida de la cuenca. Este tiempo es dado por la suma de los tiempos esperados en cada estado (orden del tramo de cauce en el cual está localizada la gota) a lo largo de su viaje hacia la salida. El tiempo esperado es tomado como una variable aleatoria con una función de densidad de probabilidad exponencial cuyo parámetro depende del valor de relación de la longitud de Horton, de la velocidad media en la corriente y de un factor de escala.

El modelo FLORA (FLOod Risk Analyzer – Adom *et al.*, 1989), basado en el modelo geomorfoclimático, ayuda a obtener estimativos de la frecuencia de las crecidas, derivándolos de las propiedades estadísticas de la tormenta, de las características hidrológicas del suelo, el uso del suelo y de las características geomorfológicas del río a la salida de la cuenca.

2.3.2 REPRESENTACIÓN DEL FLUJO SOBRE LA SUPERFICIE DE LA CUENCA

Uno de los primeros modelos en considerar la cuenca como un conjunto de planos inclinados y convergentes acorde con la red de drenaje es el Modelo DR3M - Distributed Routing Rainfall-Runoff Mode del USGS (Dawdy *et al.*, 1972; Dawdy *et al.*, 1978). Este modelo, aunque no es totalmente distribuido, utiliza para la transferencia de escorrentía la ecuación de la onda cinemática en los planos de escorrentía y en los cauces. Este modelo considera que la lluvia es uniforme para toda la subcuenca y que los parámetros para la producción o traslación de la escorrentía son iguales en todos los planos de flujo. A este tipo de modelo se le puede denominar semi-distribuido.

2.3.3 LA CONVOLUCIÓN DE LA RESPUESTA DE LA LADERA Y DE LA RESPUESTA DE LA RED DE DRENAJE

La respuesta hidrológica de la cuenca está formada por la respuesta de la ladera y la respuesta en la red de drenaje. Los modelos de transferencia desarrollados hasta finales de los setenta, son una muestra clara de que para la época se consideraba la respuesta de la red de drenaje como el elemento determinante de la respuesta hidrológica de la cuenca, mientras que la respuesta de la ladera se consideraba de segundo orden. Posiblemente esta valoración se hacía pensando que la respuesta en la ladera era similar en toda la superficie de la cuenca, y que estaba determinada por las condiciones de los excedentes de infiltración por la superficie de la ladera que, de hecho, se consideraban homogéneos en toda la cuenca.

La difusión de conceptos acerca de la escorrentía de la ladera como: la variabilidad en la capacidad de almacenamiento, de la permeabilidad y el espesor de los suelos, las áreas parciales de escorrentía, la escorrentía por saturación y el retorno del flujo subsuperficial y la crecida de interflujo, favorecieron el desarrollo de modelos que consideraban la variabilidad espacial en las condiciones para la escorrentía en la ladera.

El modelo TOPMODEL (Beven y Kirby, 1979) considera que las condiciones de flujo de la escorrentía a través del suelo y a lo largo de la ladera varían con el área drenada de acuerdo a la posición en la ladera y a la pendiente local. Este modelo divide la cuenca en múltiples elementos que agrupa de acuerdo a su importancia en el contexto de la modelación hidrológica, basándose en un índice denominado "Índice Topográfico". Al final de este apartado se hace una breve descripción de este modelo.

Mesa y Mifflin (1986) presentan una metodología que tiene en cuenta la variabilidad de la estructura espacial en la respuesta de la cuenca. En este procedimiento la respuesta de la cuenca se calcula como la convolución de la respuesta de la red de drenaje y la respuesta de la ladera. Para calcular la respuesta de la cuenca, los autores utilizan la solución de la ecuación de difusión o advección – dispersión ponderada de acuerdo a la función de ancho normalizada de la red de drenaje. La función de ancho normalizada es definida como el número de canales a una distancia dada de la salida, dividida por la longitud de todos los canales de la red de drenaje. Para la respuesta de la ladera, sugieren una función que combina dos triángulos isósceles asociados a los tiempos de viaje del flujo rápido y del flujo lento. Los dos triángulos son ponderados de acuerdo a la probabilidad de que una gota de agua en la ladera pueda tomar una ruta rápida o lenta para llegar al sistema de canales. Partiendo de un punto de vista físico las respuestas rápida y lenta de la ladera se pueden relacionar al flujo superficial y al subsuperficial.

Una metodología similar ha sido presentada por Naden (1992). En este caso, la respuesta de la red de drenaje se obtiene también por la solución de la ecuación de advección - dispersión, pero ponderada por una función de ancho estandarizada de la red de drenaje. La función de ancho estandarizada se ha definido como el número de canales a una distancia dada de la salida dividida por el número total de canales de la red. Adicionalmente, el autor recomendó una ponderación adicional de la función de ancho para considerar la variabilidad espacial de la lluvia. Naden no propone una metodología específica para determinar la respuesta de la ladera, pero utiliza una seleccionada arbitrariamente, la cual consta de un pico, que representa la respuesta rápida, seguido de una curva con decaimiento exponencial, que a su vez representa la componente lenta de la respuesta de la ladera. Para el caso del río Támesis en Cookham en el Reino Unido, Naden (1992) obtuvo una velocidad en el cauce de 0.6 m/s y un parámetro de dispersión de 1 m²/s. Sugiere que la componente lenta de la respuesta de la ladera produce el 80% del volumen de flujo. Atribuye a lo anterior y a la suavización de la variabilidad espacial

de la lluvia, que para diferentes patrones de distribución espacial de la lluvia, casi siempre resultan idénticas respuestas de la cuenca. Para la relación entre las velocidades promedias de las componentes rápida y lenta de la ladera se obtuvo un valor del orden de 20.

Troch *et al.* (1994) propusieron un procedimiento similar en el que, para la respuesta de la red de drenaje utilizan la representación propuesta por Mesa y Miffilin (1986), y para la respuesta de la ladera utilizan una función dada por la solución de la ecuación advección - dispersión, y denominada la función normalizada de ladera. La función normalizada de ladera es interpretada como la función de densidad de probabilidad de que la escorrentía generada en la ladera a una distancia de la red de drenaje dada ingrese a la red de drenaje. La función de respuesta de la ladera de Troch *et al.*, a diferencia de las funciones de Mesa y Miffilin y de Naden, no tiene en cuenta una componente lenta de la escorrentía.

Littlewood y Jakeman (1992) presentan un interesante planteamiento para modelar las respuestas rápida y lenta de una cuenca. En su modelo, la cuenca es idealizada como dos sistemas de embalse lineal en paralelo representando los sistemas de flujo superficial y de flujo subsuperficial. El sistema superficial es rápido y afecta principalmente la parte ascendente del hidrograma resultante mientras que el sistema subsuperficial es lento y determina la respuesta de la cola descendente del hidrograma de respuesta.

2.3.4 EL TOPMODEL

El TOPMODEL (Topographical Model), presentado inicialmente por Beven y Kirby en 1976, más que un modelo, es un grupo de conceptos y criterios acerca del proceso lluvia - escorrentía y su modelación. A partir de este trabajo se inicia un proceso de mejoramiento del método en el que toman parte distintos autores tales como Beven y Kirby (1979), Beven y Wood (1983), etc. El modelo se basa en los siguientes principios: ecuación de continuidad, ley de Darcy, modelo de escorrentía de Dunne y modelo de almacenamiento exponencial.

En este modelo se subdivide la cuenca en pequeños elementos y para cada uno de ellos se estima: el área aguas arriba que drena a través del elemento, la longitud del lado por el que sale el agua hacia otros elementos aguas abajo y la pendiente local del elemento. Este modelo propone que las distintas partes de la cuenca se pueden considerar equivalentes desde el punto de vista de la respuesta hidrológica de la cuenca si tienen un mismo valor del Índice Topográfico. Este índice se estima por la ecuación:

$$IndiceTopográfico = \ln \left(\frac{a}{\tan b} \right) \quad (2.1)$$

Donde a es el área drenada por unidad de longitud y $\tan b$ es la pendiente local del terreno. Una vez se ha estimado este índice para todos los elementos de la cuenca, se analiza la frecuencia relativa de los distintos valores del índice en la cuenca. En la Figura 2.3 se describen los elementos en los que el modelo divide la cuenca.

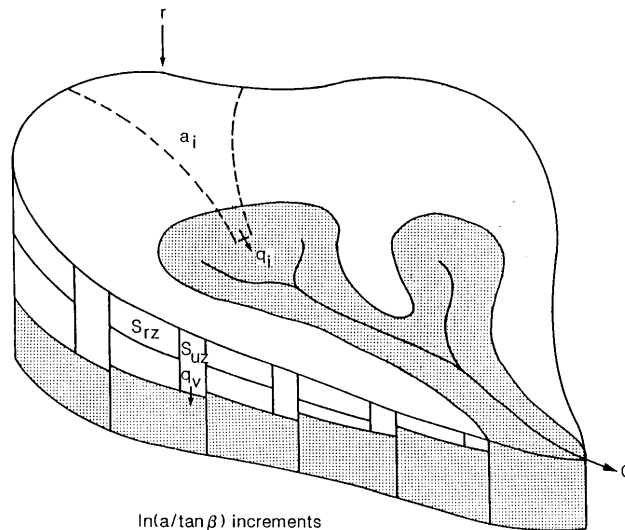


Figura 2.3. Representación esquemática, según el TOPMODEL, de los elementos de almacenamiento con un incremento discreto del Índice Topográfico $\ln(a/\tan b)$ (Tomado de Beven *et al.*, 1995).

En la mayoría de las laderas naturales, de acuerdo a su trayectoria, la escorrentía que llega a los cauces se puede dividir en dos componentes: una de flujo subsuperficial y otra de escorrentía superficial. El TOPMODEL considera que la escorrentía puede ser estimada con base en un modelo en el que se enlazan las dos componentes separadas y que son obtenidas de dos submodelos. El primer submodelo predice flujo espacialmente uniforme a tasas determinadas por la topografía y los suelos en la parte alta de la ladera. Este submodelo es capaz de predecir el área saturada. El segundo submodelo predice la escorrentía en condiciones de saturación a partir de las áreas obtenidas con el primero. Estos modelos de flujo en ladera se pueden combinar con un algoritmo de tránsito de crecidas en la red de canales para dar la respuesta hidrológica de la cuenca.

En la versión más simple del modelo, ambos, flujo superficial y flujo subsuperficial, se generan a partir de un solo almacenamiento saturado, para el cual se ha considerado que se extiende indefinidamente hacia abajo en el suelo y alcanza un nivel variable con el tiempo y la posición, pero que en un intervalo de tiempo es igual para todos los elementos que tengan el mismo Índice Topográfico.

Se supone que al inicio de un intervalo de tiempo todos los elementos que tienen el mismo Índice Topográfico (dentro de la misma clase), tienen el mismo déficit de almacenamiento saturado, e igualmente se supone que trasladan aguas abajo a la misma

tasa de flujo subsuperficial. Este flujo lo reciben en conjunto los elementos que tienen un Índice Topográfico mayor, haciendo que disminuya su déficit en el almacenamiento saturado. Para los elementos que tienen determinado Índice Topográfico cuando el déficit es cero se alcanza la saturación y cuando el déficit es negativo se tiene escorrentía superficial (Beven y Kirkby, 1979).

El déficit de almacenamiento cero se define como la condición de saturación en la superficie del suelo, así los valores negativos de déficit de almacenamiento son asociados con déficit de flujo subsuperficial saturado, y valores positivos con escorrentía en la ladera en conjunto con la tasa máxima de flujo subsuperficial. En estos casos se introduce directamente la lluvia neta para producir el hidrograma.

Con frecuencia, a este modelo simple se le agrega un almacenamiento no saturado que deja pasar agua por percolación al almacenamiento saturado (Beven y Wood, 1983). Para esto se asume que no se presenta flujo horizontal en la zona no saturada. Igualmente, este almacenamiento en la zona no saturada puede ser utilizado para predecir la capacidad de infiltración y el flujo hortoniano en la ladera.

El concepto fundamental del TOPMODEL está en la suposición de que el almacenamiento subsuperficial saturado tiene una ley exponencial de flujo, la cual tiene un ajuste satisfactorio a la respuesta de la cuenca (Beven, 1984). Para el flujo de agua en el suelo, el modelo se basa en las siguientes suposiciones: el espacio entre los granos o partículas que componen el suelo (microporosidad) soporta gran parte del almacenamiento pero casi nada del flujo, la totalidad del flujo ocurre a través de pequeñas grietas, oquedades, conductos y discontinuidades del suelo algunos de ellos asociados a la estructura del suelo y otros a la actividad de plantas y otros organismos. Estos elementos se conocen como macroporos y su tamaño es mucho mayor que el de los poros que quedan en el empaquetamiento de los granos. La microporosidad varía exponencialmente con la profundidad y la variación de la macroporosidad es proporcional con la de la microporosidad (Beven *et al.*, 1995).

2.4 MODELACIÓN DISTRIBUIDA

2.4.1 MODELOS DISTRIBUIDOS CONCEPTUALES

En apartados anteriores se vio que un gran número de modelos inicialmente concebidos como agregados se han adaptado como modelos distribuidos, simplemente considerando como unidad de análisis unas subcuencas más pequeñas y superponiendo y transitando la escorrentía que se produce en estas subcuencas para obtener la respuesta de la cuenca. En este apartado se describen modelos distribuidos o semi-distribuidos que han

sido concebidos como tal, y que para la representación de la cuenca se basan en una representación conceptual de la misma.

Respecto a la estructura de la cuenca, la mayoría de estos modelos la representan como un conjunto de elementos con capacidad de almacenar y/o de transportar agua. Dividen la cuenca en elementos más pequeños y para cada uno de ellos estiman la escorrentía que se produce en cada periodo de tiempo.

Se puede decir que estos modelos son distribuidos para considerar la variabilidad espacial de la precipitación y de algunos elementos de la producción de escorrentía que se basan en alguna representación conceptual de la cuenca, pero que no necesariamente consideran completamente la estructura de la cuenca y de la red de drenaje de la cuenca.

A continuación se discuten dos aspectos claves de la configuración de estos modelos que son la subdivisión espacial para la producción de escorrentía y la transferencia de la escorrentía. Luego se ilustra con un ejemplo el modelo Palancia (Francés y Benito, 1995).

2.4.1.1 La subdivisión espacial

Algunos modelos distribuidos conceptuales se basan en la definición e identificación de zonas pertenecientes a un mismo tipo desde el punto de vista de equivalencia para la respuesta hidrológica, y estas zonas son agrupadas para efectos de cálculo de la respuesta hidrológica. Estas zonas han sido interpretadas de muy distintas maneras y toman diversos nombres: Unidades de respuesta hidrológica (HRU- Hydrologic Response Units), Unidades de respuesta agrupadas (GRU -Grouped Response Units) o Áreas de Simulación Agregada (ASA).

Para cada una de las subáreas el modelo puede considerar distintos valores de las variables de entrada y de parámetros del modelo. Para las áreas que considera similares el modelo agrega los estímulos para producir una respuesta del grupo, finalmente se agregan los resultados de los distintos grupos para obtener la respuesta de la cuenca.

Para la identificación de zonas que se pueden considerar homogéneas desde el punto de vista hidrológico, se tienen distintos criterios, así:

- La definición de rangos de altitud en la cuenca. En las montañas la altitud es un elemento clave en la precipitación de nieve y se puede asociar a algunas características del suelo. Este criterio es utilizado entre otros por los modelos HBV (-Hydrologiska Byråns Vattenavdelning- del Instituto Hidrológico y Meteorológico Sueco, Bergström, 1995) y el modelo SRM (Snowmelt Runoff Model - Rango, 1995).

- La cobertura del suelo ("*land-cover*"). Éste es un criterio bastante genérico que se utiliza para definir distintas propiedades del suelo y la vegetación. Puede representar, entre otras características, al tipo de vegetación, su densidad, el manejo y la forma en que se cultiva, el tipo de suelo, el uso del suelo, o una combinación de varios de estos elementos. Algunos autores consideran que estas propiedades las integra adecuadamente el Número de Curva del SCS (Francés y Benito, 1995; Maidment y Cai, 1996), y que además es un procedimiento estándar que puede ayudar a evitar ambigüedades.
- La topografía de la cuenca. Es el caso del modelo celular CELMOD (Diskin *et al.*, 1984) en el que se divide la cuenca en grandes celdas interconectadas entre sí. El modelo considera la precipitación sobre cada celda, estima la precipitación neta y la traslada hacia la salida mediante un hidrograma no lineal de escorrentía superficial. El modelo CELMOD realmente corresponde a la aplicación en celdas ráster del modelo RORB de Laurenson y Mein (1982).
- Superposición de varios criterios para la discretización de la cuenca. Es el caso del modelo Omega (Morel-Seytoux y Correia, 1984) en el que se divide la cuenca considerando dos criterios: uno es el tipo de suelo que define los parámetros para la infiltración y el otro tiene en cuenta el mapa de isocronas. En este caso se agregan las áreas que tengan el mismo tipo de cobertura y el mismo tipo de suelo.
- Con un criterio más amplio la cuenca se divide en zonas homogéneas (HRU) con base en características tales como la pendiente, aspecto, elevación, tipo de vegetación, tipo de suelo, uso del suelo y distribución de la precipitación, así:
 - En algunos modelos para la simulación de eventos de crecida, la cuenca se ha conceptualizado como una serie de planos de flujo y segmentos de canal interconectados entre sí. Cada plano de flujo se considera una unidad de respuesta hidrológica (HRU). Éste es el caso del PRMS (Leavesley *et al.*, 1983) y KINEROS (Woolhiser *et al.*, 1990).
 - Algunos modelos consideran la topografía como un elemento determinante en la producción de escorrentía y en la articulación del esquema de transferencia. Utilizan características topográficas del terreno para definir la forma de cada HRU mediante polígonos. Es el caso de los modelos THALES (Grayson *et al.*, 1995) y TOPOG (O'Loughlin, 1986).
 - Muchos modelos subdividen la cuenca sistemáticamente, por ejemplo en una malla o una cuadrícula, y en cada celda especifican algunas características de su cobertura y/o de su posición en la cuenca. En estos modelos las celdas que tienen las mismas propiedades se pueden agregar. Varios modelos utilizan criterios de

este tipo para definir los parámetros que se utilizan para estimar la producción de escorrentía entre el modelo WATFLOOD (Kouwen, 1988) y el modelo SLURP (Simple LUMped Reservoir Parametric- Kite, 1995). En la medida que se dispone de información de la precipitación distribuida sobre toda la cuenca y a cada celda se le puede asignar un valor de precipitación en cada intervalo de tiempo, es muy poco probable que las condiciones en muchas celdas sean iguales y no justifica la agregación de celdas, y así, cada celda se convierte en un HRU de la que se obtiene la respuesta hidrológica.

2.4.1.2 La transferencia de la escorrentía

Para la transferencia de la escorrentía desde las laderas o los HRU donde se produce la escorrentía hasta la salida de la cuenca en el punto de interés se tienen varias estrategias: agregación simple o agregada, el hidrograma unitario distribuido o la representación del flujo sobre planos de laderas y canales con la ecuación de la onda cinemática.

- **Agregación simple.** Algunos modelos para la simulación de las Áreas de Simulación Agregada (ASA- Aggregated Simulation Areas) consideran la subcuenca y en cada una de ellas hacen una agregación simple o utilizan un hidrograma unitario agregado. Las respuestas de estas subcuencas se van agregando y transitando aguas abajo sobre la red de drenaje con ecuaciones simples de la Hidráulica, por ejemplo la ecuación de Manning. De este tipo encontramos los modelos SLURP, HBV y SLP del WATFLOOD.
- **El hidrograma unitario distribuido.** En muchas aplicaciones la escorrentía producida en diferentes sitios de la cuenca se agrega a la salida teniendo en cuenta el tiempo de viaje desde el sitio de producción hasta la salida de la cuenca. El tiempo de viaje desde las distintas unidades de producción de escorrentía se ha definido en el mapa de isocronas. Este método es utilizado en el modelo Omega (Morel-Seytoux y Correia, 1984), en el modelo DHSVM (Distributed Hydrology-Soil-Vegetation Model - Wigmosta *et al.*, 1994), etc.

Maidment (1993) observó la equivalencia de este procedimiento con la aplicación del hidrograma de isocronas en cada uno de los elementos y lo denominó el hidrograma unitario distribuido por isocronas.

Posteriormente se han desarrollado algunas variantes como el hidrograma unitario distribuido de Clark presentado por Francés y Benito (1995) en el modelo Palancia, con el que obtienen además mejores resultados que con el hidrograma de isocronas distribuido.

La nueva versión del modelo hidrológico del HEC denominado HMS ofrece la posibilidad de un modelo de transferencia denominado Clark modificado y que es una variante de estos modelos.

- **Planos de flujo y canales mediante la onda cinemática.** En algunos modelos se divide la cuenca en planos inclinados y en canales. La escorrentía que se produce en cada plano se va trasladando aguas abajo aplicando la ecuación de la onda cinemática en cada plano o en cada cauce y agregándola al flujo de otros planos u otros cauces.

La representación de la cuenca y la ladera por una combinación de planos inclinados fue propuesta inicialmente por Kibler y Woolhiser en 1970. Quizá, el primer modelo que incluyó un procedimiento de este tipo fue el DR3M del USGS -Distributed Routing Rainfall-Runoff Model- (Dawdy *et al.*, 1972; Dawdy *et al.*, 1978). Este modelo no es distribuido ya que no permite considerar la variabilidad espacial de la lluvia, ni de los parámetros para la producción o traslación de la escorrentía, ni de los caudales sobre la red de escorrentía que como resultado produce el modelo.

Posteriormente Rovey (1974) presentó el modelo KINGEN, que puede considerarse distribuido pues permite distintos valores de la precipitación y de los parámetros del flujo para cada plano inclinado. Sin embargo, este modelo presenta grandes limitaciones ya que sólo considera la componente superficial de la escorrentía (no tiene en cuenta el almacenamiento en el suelo). Este modelo ha servido de base para el modelo KINEROS en el que se modela, además, la erosión en las laderas. Michaud y Sorooshian (1992) justifican la utilización de este modelo en zonas áridas donde se supone que la escorrentía superficial es la componente dominante en la respuesta de la cuenca.

El módulo para eventos del modelo PRMS (Precipitation Runoff Modelling System - Leavesley *et al.*, 1983) divide la cuenca en planos inclinados y en canales, sobre los que se realiza la escorrentía de acuerdo a la onda cinemática. Para la determinación de la escorrentía superficial el modelo considera que cada plano es una unidad de respuesta hidrológica (HRU) en la que, para cada intervalo de tiempo, se produce escorrentía en función de la precipitación sobre el plano.

- **La ecuación de la onda difusiva en los cauces principales.** En algunos modelos para la transferencia del flujo se utiliza un esquema mixto donde en las partes altas de la cuenca se utiliza un modelo de transferencia muy simple y aguas abajo en los cauces principales se representa el flujo a través de ellos mediante la ecuación de la Onda Difusiva o el método Muskingum-Cunge. Este método al tener la simplicidad de los modelos hidrológicos permite la obtención de sus parámetros a partir de las

características de los cauces. Orlandini y Rosso (1998) utilizan el método de Muskingum-Cunge con parámetros obtenidos de la Geometría Hidráulica.

2.4.1.3 El modelo Palancia

El modelo Palancia fue desarrollado por Francés y Benito (1995) en la Universidad Politécnica de Valencia y con el apoyo del Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX. En este modelo se representa la cuenca mediante un conjunto de celdas rectangulares, que se consideran las unidades de producción de escorrentía.

Para este modelo se requieren dos capas de información: un mapa de isocronas y un mapa con los umbrales de escorrentía (Témez, 1978) en cada celda, ambos en formato ráster. El mapa de isocronas está definido como los tiempos de viaje desde cada celda hasta la salida de la cuenca. El umbral de escorrentía corresponde a un valor de la precipitación a partir del cual se tiene escorrentía superficial y es un parámetro de la ecuación de escorrentía SCS modificada por Témez (1978). Este parámetro se relaciona con la capacidad de almacenamiento del suelo y de las pérdidas iniciales los que se pueden obtener con base en el Número de Curva (CN, por sus siglas en inglés) del SCS según el procedimiento descrito en el TR-20.

Los registros de precipitación se discretizan en el tiempo con el mismo intervalo de discretización del mapa de isocronas. Interpolando la precipitación de las distintas estaciones de registro en la región para cada una de las celdas se obtiene la precipitación distribuida sobre la cuenca para cada intervalo de tiempo. La interpolación se realiza por el método del inverso de la distancia elevado al cuadrado.

En este modelo el esquema de producción de escorrentía es bastante simple; a partir de la precipitación acumulada sobre cada celda se obtiene directamente el valor de la escorrentía que se produce en la celda mediante la ecuación de Témez. Esta ecuación tiene como único parámetro el umbral de escorrentía, $P0$.

El mapa con valores del umbral de escorrentía ($P0$) se ha obtenido en un procedimiento externo al modelo Palancia para todas y cada una de las celdas. El mapa de umbral de escorrentía se obtiene con base en los mapas de pendiente, tipo de suelo y vegetación y uso del suelo.

La escorrentía producida en cada celda se traslada hasta la salida de la cuenca mediante el hidrograma unitario distribuido de Clark, que combina el mapa de isocronas con un embalse lineal. Este modelo considera que durante las crecidas la componente más importante del caudal es la escorrentía superficial y que el flujo base y la escorrentía subsuperficial pueden ser despreciados o incluidos en el embalse lineal.

2.4.2 MODELOS DISTRIBUIDOS DE BASE FÍSICA

En la Hidrología se han formulado algunos modelos que, según sus autores, representan la física de la fase terrestre del ciclo hidrológico y dan cuenta del flujo del agua desde su ingreso a la superficie del suelo hasta su salida de la cuenca. Así, para cada uno de los elementos en que han subdividido la cuenca tratan de representar la escorrentía mediante las ecuaciones de: conservación de masa, conservación de la cantidad de movimiento y/o conservación de la energía y algunas relaciones empíricas obtenidas de mediciones en el laboratorio o de mediciones puntuales en el campo. Estas ecuaciones son acopladas para definir las cantidades de agua que cada elemento transfiere a sus vecinos (horizontal y verticalmente) en un intervalo de tiempo. En este apartado nos referiremos a los modelos que se pueden considerar de este tipo.

Hasta hace poco tiempo la simulación completamente tridimensional de la dinámica hidrológica de las cuencas hidrográficas era un ejercicio computacionalmente prohibitivo. Sin embargo, hoy día llega a ser una opción realista debido a la disponibilidad generalizada de ordenadores más rápidos. Aún se tienen muy pocas aplicaciones

hidrológica tridimensional de una cuenca hidrográfica

El Modelo Distribuido del Instituto de Hidrología IHDM (Beven *et al.*, 1987) es un ejemplo de otro tipo de modelo que asume que la componente de la escorrentía que fluye en la ladera a través de suelos parcialmente saturados cercanos a la superficie, puede ser un contribuyente importante al hidrograma de la tormenta. Para el modelo, el sistema subsuperficial está representado por la solución aproximada de ecuaciones aplicables al flujo saturado y no saturado (ecuaciones de Richards) en un esquema bi-dimensional de un corte vertical para un gran número de planos de ladera independientes. El flujo superficial en la ladera, al igual que el flujo en los cauces, es representado por la ecuación de la onda cinemática es un esquema unidimensional en la dirección del flujo.

Estas simplificaciones han mostrado tener éxito razonable para la simulación de caudales en cuencas hidrográficas, en particular para aquellos casos en que se intenta comprender los mecanismos que controlan el movimiento de contaminantes (Beven y Binley, 1992).

Otros modelos de base física, casi que necesariamente, se basan en simplificaciones similares. De los distintos modelos encontrados en la literatura podemos considerar modelos de base física, entre otros, a los siguientes:

- Modelo SHE (Système Hydrologique Européen) (Abbott *et al.*, 1986a; Abbott *et al.*, 1986b; Bathurst, 1986).
- IHDM (Institute of Hydrology Distributed Model) (Morris, 1980; Rogers *et al.*, 1985).
- VSAS (Troendle, 1985).
- HYDROTEL (Fortin *et al.*, 1986).
- DHMS (Distributed Hydrological Modeling System) (Takasao y Takara, 1989; Lu *et al.*, 1989).
- SHIFT (Sistema Hidrológico de Facetas Triangulares) (Palacios-Vélez y Cuevas-Renaud, 1989).
- CATFLOW (Maurer, 1997).

En términos generales se puede considerar que estos modelos son distribuidos para los datos de entrada, los parámetros de producción de escorrentía y los resultados. Además, incluyen la estructura de la red de drenaje y se fundamentan en la representación de la física de los procesos en la cuenca. Entre éstos, el modelo SHE ha sido utilizado con mayor profusión. Por este motivo el siguiente apartado se presenta una descripción general de este modelo.

2.4.2.1 El modelo SHE

El modelo SHE (Système Hydrologique Européen) fue desarrollado originalmente con el objeto de describir detalladamente la fase terrestre del ciclo hidrológico en una cuenca dada. En la Figura 2.4 se muestra la representación esquemática del modelo.

El modelo tiene base física en el sentido de que varios de los procesos de flujo son modelados con representaciones en diferencias finitas de las ecuaciones diferenciales parciales de conservación de masa, momentum y energía, o por ecuaciones empíricas derivadas de investigaciones llevadas a cabo en la cuenca a modelar.

La distribución espacial horizontal de las propiedades de la cuenca, precipitación y respuesta hidrológica se logra mediante la representación de la cuenca por un conjunto de celdas ortogonales, y verticalmente por un conjunto de capas sobre cada una de ellas. La red de drenaje es representada sobre la superficie siguiendo los límites de las celdas.

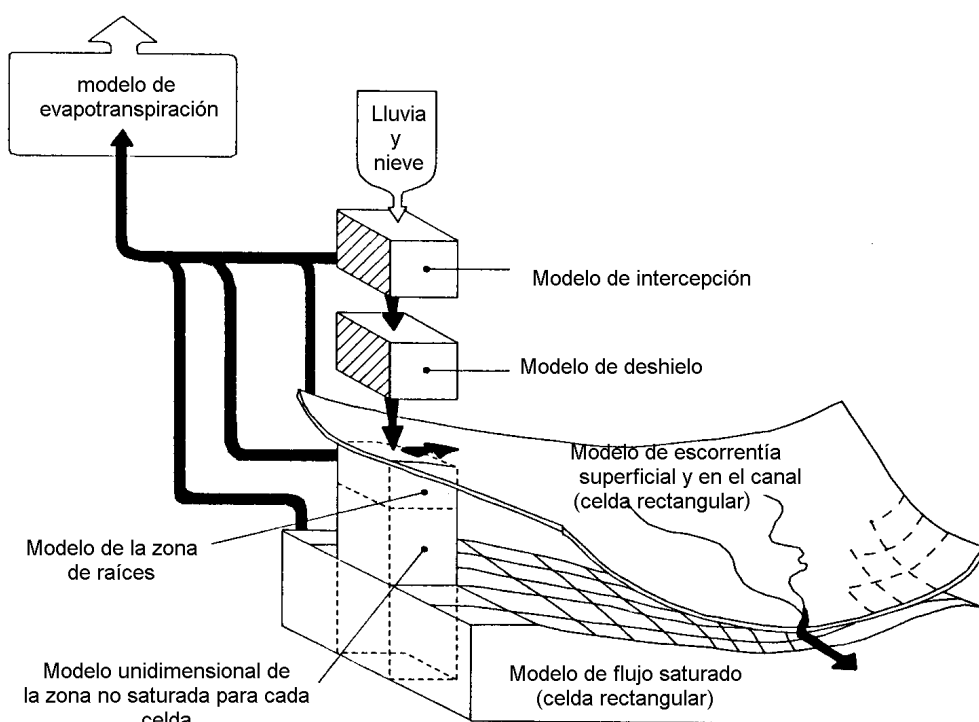


Figura 2.4. Representación esquemática del modelo SHE (tomada de Bathurst *et al.*, 1995).

Los procesos modelados por el SHE son: intercepción de la lluvia por parte de la cobertura vegetal, evaporación del agua interceptada en el suelo y en los canales, transpiración del agua presente en la zona de raíces, fusión de nieve, flujo unidimensional en la zona no saturada, flujo bidimensional en la zona saturada, flujo superficial

bidimensional, flujo unidimensional en canales, interacción acuífero-río e interacción acuífero-flujo superficial.

Para el tránsito de la escorrentía a través de la cuenca se utiliza la aproximación bidimensional de la onda de difusión de las ecuaciones de Saint-Venant.

Para el flujo de agua a través del suelo en la zona no saturada el programa encuentra la solución de la ecuación de Richards en una dimensión. Para el flujo en la zona de saturación se utiliza la ecuación no lineal de Boussinesq.

La información de entrada, distribuida espacial y temporalmente, se puede basar en información histórica o ser generada para algún escenario climático particular. La experiencia de algunas aplicaciones del modelo sugiere que el efecto de la incertidumbre en la información meteorológica supera a los generados por la incertidumbre asociada a sus parámetros. En cuanto a la resolución temporal, el modelo en sí no tiene ninguna restricción, el problema son las condiciones del equipo en el que se ejecutará el algoritmo y el tiempo de ejecución.

El modelo es una representación integrada de los flujos subsuperficial y superficial de la fase terrestre del ciclo hidrológico. El nivel de detalle debe ser tal que el esfuerzo en la modelación física no se pierda. Las ecuaciones empleadas en el modelo, con unas pocas excepciones no son empíricas, y buscan por lo tanto representar la física de los procesos a una escala adecuada en las diferentes fases del ciclo hidrológico.

En muchos estudios no es posible representar las variaciones en las características de la cuenca con suficiente detalle como para validar la representación física de los procesos. En consecuencia se presentan problemas de escala, los cuales deben ser considerados cuidadosamente en las aplicaciones del modelo.

2.5 EL ANÁLISIS DIGITAL DEL TERRENO Y LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA

Desde que se ha planteado que la topografía local se puede relacionar con el comportamiento del agua en el suelo en el sitio, se han generado nuevos enfoques para simular la generación de escorrentía teniendo en cuenta la información digital de terreno. En los últimos años ha habido contribuciones importantes en el análisis digital de terreno. Éstos pueden clasificarse en dos categorías: basado en formato ráster y basado en formato vectorial o en líneas de contorno.

2.5.1 EL FORMATO RÁSTER

En los primeros trabajos de análisis digital de terreno se utilizó el formato ráster. Este formato se basa en la utilización de celdas (celdas ráster ó píxeles de imagen), usualmente cuadradas y que están alineadas en una malla o rejilla. Greysukh (1967) introdujo un método de clasificación de celdas, en el que para cada celda se inspeccionan las ocho celdas adyacentes y para cada una de ellas se calcula la diferencia de la elevación desde la celda central para definir la pendiente y el aspecto. Esta estrategia ha sido mejorada posteriormente por Puecker y Douglas (1975) y más tarde por Toriwaki y Fukumura (1978) que introdujeron números de conectividad y coeficientes de curvatura para la clasificación de las celdas (píxeles) en hondonadas o en cimas (de un píxel o de una celda de ancho) a partir de datos ráster de terreno.

Desde un principio, el desarrollo del TOPMODEL ha estado bastante ligado al análisis y procesamiento de la información digital del terreno y en esta relación ambos han salido favorecidos. El TOPMODEL (Beven y Kirkby, 1979) tal vez fue el primer modelo hidrológico que incorporó el procesamiento de mapas digitales del terreno para su parametrización y la obtención del área drenada y de la pendiente puntual sobre distintos puntos de la cuenca, y para obtener el Índice Topográfico y su distribución sobre la cuenca. Varios autores han desarrollado algoritmos para parametrizar directamente al TOPMODEL utilizando información digital del terreno en formato ráster (por ejemplo Wood *et al.*, 1988). Muchas de las aplicaciones que acoplan la información de terreno con el modelo hidrológico utilizan el TOPMODEL (por ejemplo Zhang y Montgomery, 1994; Band *et al.*, 1991; Robson *et al.*, 1993; Durand *et al.*, 1992; Beven *et al.*, 1984; Chairat y Delleur, 1993).

El formato ráster es el formato directo en que se obtienen las imágenes de satélite. Ésto ha determinado que algunos modelos hidrológicos se basen en este formato, con el fin de aprovechar casi directamente la información contenida en imágenes del satélite. Es el caso de modelos hidrológicos donde la fusión de nieve es un elemento determinante de la escorrentía y donde las imágenes de satélite permiten hacer unas buenas estimaciones de la cobertura areal de la nieve. Algunos de ellos son: SLP del WATFLOOD (Kouwen, 1988) y SLURP (Kite, 1995).

Adicionalmente, los mapas de información son bastante fáciles de utilizar y se puede aplicar a éstos un álgebra matricial bastante sencilla y fácil de programar en el ordenador. Así varios modelos tratan de aprovechar las distintas ventajas que tiene el formato ráster. Es el caso del DVMS (Wigmosta *et al.*, 1994), Palancia (Francés y Benito, 1995), etc.

En la práctica, los modelos hidrológicos basados en datos ráster comúnmente incluyen: (1) la representación de la celda, definida en el centro del elemento (celda) y sus atributos son área de la celda, pendiente, orientación, longitud, ancho, área drenada y otros

parámetros hidrológicos asociados, y (2) la producción del flujo generado mediante el balance del agua en el centro de la celda, como una fuente puntual. Este flujo se distribuye a las celdas aguas abajo bajo la restricción de 8 direcciones posibles a los 8 elementos vecinos (O'Callaghan y Mark, 1984).

Costa-Cabral y Burges (1994) indicaron que esta práctica presenta grandes errores en el cálculo de las áreas contribuyentes y han desarrollado un método alternativo llamado Modelo de Elevación Digital de Redes (Digital Elevation Model Networks - DEMON) que calcula el área contribuyente total para malla rectangular de píxeles celdas del Modelo de Elevación Digital (en adelante MED) con base en el concepto del área del plano de inspección. No se han encontrado referencias que ilustren el acoplamiento de este modelo del terreno con un modelo hidrológico.

2.5.2 EL FORMATO VECTORIAL

En este formato se representa la información por medio de puntos, líneas, polilíneas y polígonos. Existen varios tipos de modelos digitales de terreno basados en formato vectorial, es decir, usando líneas de contorno y polígonos irregulares. El análisis de modelos digitales de terreno basado en información vectorial llegó a ser posible en la segunda mitad de la década de los 80's cuando estuvo disponible el procesamiento más rápido en ordenadores.

Band (1986) y Douglas (1986) obtuvieron, a partir de las líneas de contorno, una red de drenaje completamente conectada mediante un algoritmo basado en la definición de una trayectoria descendente por la ruta más pendiente y con una representación de datos de estructura de árbol. Jenson (1985) usó un método similar para identificar celdas potenciales de drenaje. O'Loughlin (1986) y Moore *et al.* (1988) han automatizado este procedimiento digitalizando las líneas de contorno, trazando las líneas de pendiente desde intervalos igualmente espaciados a lo largo de cada contorno hasta una dorsal, pico o intersección con otra línea de pendiente, resultando en un conjunto denso de superposición de áreas de drenaje aguas arriba.

O'Loughlin (1986) presentó el algoritmo básico para el modelo TOPOG en 1986, que

d3git5 TD -0. TD -3r -0.1275 T2 -0.1275 T2 -0.1275 T2 -0.1275 T2 -0.1275 T2 ES.1

aguas abajo, coordenadas en el centro, punto medio del límite aguas abajo, pendiente promedio, ancho de los límites aguas arriba y aguas abajo, aspecto y curvatura de plano. Como los elementos de terreno (o la red de flujo) son limitados por líneas de corriente adyacentes y contornos, el flujo desde un elemento puede pasar únicamente mediante el borde de aguas abajo a su elemento aguas abajo. Así, el problema de flujo 2-D se ha simplificado en un problema 1-D (en la dirección de la ladera). Cada elemento es representado por sus puntos medios sobre las líneas de contorno aguas arriba y aguas abajo. El enlace entre aguas arriba y aguas abajo de cada elemento forma una red simplificada para la cuenca.

Hay numerosos estudios que ilustran el uso de TAPES - C acoplado con un modelo hidrológico (Dawes y Short, 1994; Barling *et al.*, 1994; Zhang y Montgomery, 1994). Las ecuaciones que gobiernan el flujo se resuelven en cada punto (nodo) de la red de elementos nodales, generada desde el TAPES - C (Moore y Grayson, 1991). Posteriormente este concepto llegó a ser el modelo THALES (Grayson y Moore, 1992; Grayson *et al.*, 1992), que introdujo los datos de terreno vectoriales al modelo hidrológico.

El modelo THALES usa uno de los siguientes tres enfoques para determinar el caudal de entrada y la sección transversal de un elemento con múltiples elementos tributarios: (1) sumar las áreas de las secciones transversales de la salida de los tributarios para proveer el área de la sección transversal de entrada al elemento; (2) sumar las descargas tributarias al elemento y calcular el área de la sección transversal de una corriente equivalente con base en las propiedades del elemento; y (3) asumir que la corriente es un canal y que aguas arriba el único elemento tributario que contribuye directamente con el caudal de entrada es el que drena un área más grande y los otros elementos sólo son entradas laterales al canal a medida que pasa a través del elemento. Paradójicamente el modelo THALES es un modelo basado en formato ráster ya que las corrientes generadas desde los puntos nodales 1-D no desaguan en un canal en formato vectorial, sino, en un elemento canal.

El modelo digital del terreno en formato vectorial de redes triangulares irregulares (TIN - Triangular Irregular Network) fue desarrollado inicialmente por Jones *et al.* (1990) quienes presentaron un algoritmo que traza la trayectoria de mayor pendiente desde un punto de partida determinado sobre un modelo triangular de terreno, para delinear la información de la cuenca (corriente, trayectoria del flujo y divisoria). Tachikawa *et al.* presentaron en 1994 un algoritmo similar para el MED con estructura de datos TIN, que fue adoptado por Chen en 1996 en su modelo OWLS (Object Watershed Link Simulation).

2.5.3 LAS SUBCUENCAS

La capacidad para automatizar la partición de cuencas en diferentes subcuencas y laderas directamente desde los MED ha dado un impulso importante a las estrategias para la modelación distribuida de cuencas hidrográficas. Este impulso ha permitido la adaptación de modelos agregados tradicionales (como los descritos en el apartado 2.2) a modelos distribuidos.

2.5.4 LA ESTRUCTURA ESPACIAL DE LOS MODELOS

La modelación distribuida se ha desarrollado desde distintos conceptos que en buena medida han determinado la estructura espacial de los modelos y su acoplamiento con los modelos digitales del terreno. De acuerdo con la estructura espacial se tienen varios tipos de formas para subdivisión del área: subcuencas, planos inclinados, red de triángulos irregulares, áreas entre líneas de contorno, red de polígonos irregulares basados en la topografía, malla de celdas rectangulares, etc. De todas y cada una de estas representaciones topológicas se encuentran en la literatura sus características como ventajas o desventajas dependiendo de las preferencias de los distintos autores. En términos generales se valoran varias características como la capacidad de representar rasgos estructurales de la cuenca, la posibilidad de incluir elementos irregulares en forma y tamaño para representar las zonas que tienen características o aspectos distintos desde el punto de vista hidrológico, la facilidad de manejo y la capacidad para aprovechar al máximo la información contenida en el modelo de elevación digital y en mapas digitales del terreno. Se trata de lograr la mejor representación posible de la cuenca y que sea razonablemente fácil de manejar.

Un esquema geométrico sencillo como el de las celdas rectangulares es bastante fácil de manejar y la posibilidad de representar adecuadamente los rasgos topológicos o estructurales de las celdas depende del tamaño de las celdas. Si las celdas se hacen muy pequeñas pueden representar con suficiente precisión las formas geométricas más irregulares. Sin embargo, la disminución en el tamaño afecta significativamente el número de celdas y hace crecer notablemente las necesidades de capacidad de cálculo.

Acerca del desarrollo de las estrategias para la modelación distribuida de cuencas hidrográficas, Band (1993) concluía que en el futuro estas estrategias involucrarán simultáneamente y con igual consideración el desarrollo del modelo y las técnicas para extraer y distribuir parámetros desde una combinación de técnicas de procesamiento de imagen y procesamiento de información geográfica.

Para cualquier esquema que se adopte para el análisis del modelo digital de terreno en la identificación de cuenca y de red de drenaje, este análisis debe extenderse a la

parametrización de las áreas productoras de escorrentía. Esta parametrización de la producción de escorrentía debe considerarse una parte importante de la estrategia de la simulación distribuida.

2.5.5 LA VARIABILIDAD ESPACIAL Y LA ESCALA

La influencia de la escala de la cuenca y su importancia en la modelación precipitación - escorrentía ha sido estudiada por varios autores. En la década del 60, Minshall (1960) y Amorocho (1961) ya reconocían, de un modo cualitativo, que a medida que la escala espacial de la cuenca aumenta, se atenúan los complejos patrones locales de generación de escorrentía y flujo de agua. Amorocho (1961) sugería que en cuencas de gran tamaño la producción de escorrentía llega a ser insensible a los cambios en la intensidad de la lluvia registrados en estaciones individuales y la respuesta hidrológica a la escala de la cuenca está gobernada por características de macroescala de la cuenca.

El concepto de la multiescala fué introducido por Lumley y Panofsky en 1964, cuando sugerían que en muchos fenómenos geofísicos se tiene una cantidad que varía relativamente rápido superpuesta con una que varía lentamente (Wood, *et al.*, 1988) .

Dooge (1986) revisó diferentes esquemas para la modelación de procesos hidrológicos a distintas escalas, y consideraba que el enlace del fenómeno a la escala de parcela (*field scale*: 10-100 ha) a las escalas de cuenca (10-1000 km²), era aún un problema sin resolver.

La generación de escorrentía es un fenómeno multiescala con diferentes escalas de longitud caracterizando el suelo, la topografía y la variabilidad de la lluvia, cada una de las cuales en si misma puede contener componentes de pequeña y de gran escala.

Se considera que la física del comportamiento de la cuenca podría ser representada a una escala apropiada. El argumento básico es que un conocimiento de la distribución espacial de las variables claves puede ser suficiente para captar los elementos más importantes en la física de la respuesta a la escala de la cuenca.

Wood *et al.* (1988) hacen un primer intento por analizar la siguiente pregunta relacionada con la heterogeneidad espacial y la escala de la cuenca: ¿Cómo cambia el comportamiento estadístico de la generación de escorrentía con los incrementos en la escala de la cuenca?.

Se considera que a pequeñas escalas las formas en que en realidad se distribuyen espacialmente (es decir, los patrones reales de su variabilidad) la topografía, el suelo y las características de la lluvia son importantes y gobiernan la producción de escorrentía. A estas escalas, áreas con diferentes patrones reales de variabilidad, pueden producir

respuestas diferentes, aún si las funciones de distribución subyacentes son idénticas. Las variabilidades reales dentro de cada una de las áreas constituyen diferentes realizaciones de esta distribución.

A medida que la escala aumenta, dentro de cada área se encuentra una mayor parte de la variabilidad en las distribuciones, hasta que eventualmente a una escala mayor, todas las áreas pueden producir idénticas respuestas para el caso de distribuciones estacionarias. Hay que destacar que los procesos reales nunca son estacionarios u homogéneos.

De acuerdo con Wood *et al.* (1988) la escala integral de las propiedades de los suelos a la escala de campo nunca excede los 100 metros, sin embargo, a escalas más grandes existen diferencias (heterogeneidades) o tendencias como efectos de las variaciones a mayor escala determinadas por las formaciones geológicas.

Wood *et al.* (1988, 1990) sugieren que existe un umbral de escala en el que la variabilidad de la respuesta es más baja, el cual define un área representativa elemental (REA en inglés "Representative Elementary Area"). Hipotéticamente la REA es el área menor para la cual el patrón de heterogeneidad local es relativamente de poca importancia en el sentido de que las heterogeneidades pueden ser tratadas estadísticamente, sin importar el patrón exacto de las mismas. Así, la REA es vista como un área crítica para la cual se pueden utilizar las presunciones implícitas al continuo, sin la necesidad de conocer los patrones de valores de los parámetros. Por esta razón consideran que la REA es una pieza fundamental en la modelación de la cuenca. Para las cuencas estudiadas por Wood y sus colaboradores, la magnitud de la REA es del orden de 1 km² (Wood *et al.*, 1990).

Los esquemas de modelación tradicional han manejado la variabilidad espacial dividiendo una cuenca en pequeñas unidades geográficas sobre las que se hacen los cálculos del modelo hidrológico, y mediante la agregación de los resultados se obtiene la simulación de la cuenca como un todo (Hornberger y Boyer, 1995). Comúnmente las unidades geográficas pueden ser subcuencas, unidades basadas en la forma del terreno, clases de cobertura, o zonas de elevación. En todos los casos la modelación se simplifica bajo el supuesto de que las áreas de cuenca dentro de estas unidades tienen un comportamiento similar en términos de la respuesta hidrológica. Ante esto se puede plantear la pregunta de cuándo suspender el proceso de división de una cuenca en tramos cada vez más pequeños. La REA podría ser una respuesta válida a la pregunta anterior, pero aplicando el concepto en un modo más amplio, interpretando la REA como el área menor para la cual el patrón de heterogeneidad local es relativamente de poca importancia y las heterogeneidades pueden ser tratadas estadísticamente sin importar su patrón exacto, puesto que las heterogeneidades y tendencias a escalas mayores son representadas adecuadamente por la estructura del modelo. Así, la REA se puede

entender como un concepto asociado a la estructura del modelo la que a su vez depende de los intereses de la modelación y de la información disponible (Wood *et al.*, 1990).

Muchos de los progresos recientes en modelación de cuencas están relacionados con los avances en la medición espacial de datos, la mejora en la calidad de datos y la aparición de nuevas técnicas para extrapolar datos puntuales a valores areales.

La caracterización de lo que está ocurriendo a la escala de la menor subdivisión (frecuentemente referida como escala de malla) con base en mediciones hechas a escalas mucho más finas dentro de las subdivisiones (generalmente a escala puntual), es un problema aún sin resolver en la modelación de la cuenca. Según Beven (1993a, 1994), la definición de parámetros efectivos a una escala y su paso a otras escalas es un área de investigación en la que aún hay mucho por hacer.

2.6 LA MODELACIÓN DE LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA

2.6.1 MECANISMOS DE PRODUCCIÓN

Los modelos tradicionales más difundidos y más sencillos suponen que la escorrentía superficial es la componente más importante de los caudales (si no la única). Algunas veces esta suposición puede ser bastante errónea y peligrosa. Es el caso cuando se hace la calibración de modelos de este tipo con eventos reales de magnitud moderada en los que la componente de la escorrentía superficial es muy pequeña y por lo tanto se suponen unas pérdidas grandes y una respuesta relativamente lenta de la cuenca. En la realidad cuando en la cuenca se tiene un evento de magnitud extrema, la componente de escorrentía superficial puede ser muy superior a la prevista en el modelo y la respuesta de la cuenca mucho más rápida que lo previsto en la calibración. Otras veces, durante eventos no muy intensos sobre cuencas con los almacenamientos altos, se pueden producir caudales importantes a través de otros mecanismos de escorrentía.

En la Hidrología han aparecido nuevos conceptos que no se incluían en las metodologías convencionales, e incluso, algunos de estos conceptos contradicen los supuestos básicos en los que éstas se fundamentan. Entre las nuevas ideas, hay algunas de ellas bastante interesantes relacionadas con la producción de escorrentía, entre otras:

- La conceptualización de la escorrentía, que a grandes rasgos considera que la escorrentía superficial sólo se da en áreas parciales de la cuenca que son de tamaño variable con el tiempo a medida que ocurre el evento. El agua que cae directamente de la lluvia se convierte directamente en escorrentía superficial por dos motivos: la cantidad de lluvia excede la capacidad de infiltración (escorrentía hortoniana – Horton,

1945) o porque el suelo está saturado (escorrentía de Dunne o escorrentía por saturación – Dunne, 1978). También hay que considerar que en un sitio no sólo se tiene la cantidad de lluvia que cae sobre el mismo si no que es posible que reciba flujo de escorrentía superficial procedente de aguas arriba, e incluso, es posible que reciba el retorno del flujo en el subsuelo para el flujo subsuperficial.

- El agua infiltrada aguas arriba en la ladera y que fluye a través del subsuelo puede retornar a la superficie como flujo superficial ya sea por la saturación del suelo o por la baja transmisividad de la capa de suelo en la que fluía y por lo tanto encuentra mejores condiciones de circulación sobre la superficie.
- El agua que satura el suelo puede tener diferente procedencia: la lluvia que se ha infiltrado directamente en el sitio, el agua que escurre superficialmente por la ladera procedente de la parte alta, la que se ha infiltrado en la parte alta de la ladera y llega al sitio circulando lateralmente por la capa superior del suelo y el agua procedente de los ríos aguas abajo que cuando el nivel es muy alto inunda el sitio o pasa al suelo en la interacción acuífero-río, etc.
- A la luz de estos elementos la importancia de la escorrentía hortoniana es reducida y sólo se presenta en un sitio donde el suelo tiene una conductividad hidráulica muy baja o donde se presenta intensidad excepcional de la lluvia. En estas condiciones la escorrentía superficial hortoniana sólo alcanzaría a cubrir una fracción importante del área de la cuenca en condiciones climáticas y de uso del suelo muy específicas. En la mayoría de las cuencas naturales las otras componentes de la escorrentía pueden representar un papel más preponderante.

Por otra parte se debe mencionar:

- La importancia de la evapotranspiración real y su relación con la vegetación y la humedad del suelo.
- La no linealidad del flujo hacia el interior del suelo en la zona no saturada.
- La existencia de dedos capilares en la zona no saturada (Burt, 1985).
- La no linealidad del flujo lateral en la zona de flujo subsuperficial.
- La presencia de macroporosidad y de discontinuidades en el suelo y del comportamiento del flujo subsuperficial y subterráneo que no necesariamente cumple la ley de Darcy (Beven y Germann 1982).
- La importancia de la macroporosidad en el flujo subsuperficial y en la recarga del acuífero (Germann, 1986).

- La posible existencia del flujo a pistón en suelos saturados (Anderson y Burt, 1990).
- La forma de la sección del cauce como un producto de las crecidas que pasan a través de ella. Los elementos sólidos se acumulan en los cauces hasta que se presenta un evento que es capaz de transportarlos.
- Las posibilidades de representar la variabilidad espacial de las características hidrológicas del suelo en función de características morfológicas del terreno.
- La estrecha relación entre características hidrológicas del suelo y las características morfológicas de la ladera.
- El suelo, la vegetación y la morfología como un resultado de las interrelaciones: clima - suelo - geología - vegetación - relieve - morfología.

En la Hidrología la inercia conceptual es tan grande que, pese a que muchos de estos conceptos llevan más de veinte años, la gran mayoría de los modelos distribuidos conceptuales no los consideran. Incluso los modelos distribuidos que pretenden tener base física tampoco están preparados para representar la escorrentía teniendo en cuenta muchos de estos elementos.

2.6.2 LA INFILTRACIÓN Y EL FLUJO EN EL SUELO EN LA ZONA NO SATURADA

Los modelos hidrológicos de precipitación - escorrentía incluyen procedimientos muy variados para estimar la infiltración y el flujo en la zona no saturada. Así, se encuentran distintos tipos de modelos, formulaciones, esquemas y ecuaciones.

2.6.2.1 Las ecuaciones del flujo en la zona no saturada

Algunos modelos hidrológicos “con base física” utilizan las ecuaciones del movimiento del agua en la zona no saturada (las ecuaciones de Focker – Planck o en su defecto la ecuación de Richards). A estas ecuaciones no se les conoce solución analítica y generalmente se procede a su solución numérica, o se recurre a su simplificación.

Cuando se recurre a la solución numérica no se hace el planteamiento tridimensional sino que se simplifica en un modelo bidimensional (como lo hacen los modelos IHDM y CATFLOW) o se representa un proceso unidimensional en la vertical (como lo hace el modelo SHE). Para la solución numérica de este tipo de ecuaciones no lineales y en derivadas parciales, es necesario niveles de resolución espacial y temporal bastante altos, muy exigentes en tiempo y capacidad de cálculo, y en cantidad y calidad de información (parámetros y condiciones de borde). Esta información, excepto en condiciones de laboratorio o de parcela experimental, es prácticamente imposible de

obtener. Cuando no se tiene información adecuada se trivializa el modelo en este aspecto y constituye un desperdicio de esfuerzo computacional y un lastre para el resto del modelo.

Los esquemas de solución numérica por su parte, dada la no-linealidad de estas ecuaciones diferenciales, recurren a la linealización y para que un sistema de ecuaciones no lineales sea representado aceptablemente por una linealización es necesario un nivel de discretización significativamente alto. Pero esto no es suficiente ya que en un sistema no lineal se encuentran discontinuidades que el modelo lineal no es capaz de representar. Estas discontinuidades corresponden en la realidad a frentes de onda (conocidos también como ondas de choque), cuya presencia hace necesario redefinir las ecuaciones que rigen el fenómeno, el cual, en este caso, queda fuertemente determinado por la dinámica del frente de onda. Esta redefinición es necesaria para que la solución corresponda a las ecuaciones no lineales y para que la representación del fenómeno no pierda sentido físico.

Esto implica un proceso de cálculo relativamente complejo que sólo se justifica en el ámbito de la investigación, ya que en la práctica no es acorde con la incertidumbre en los distintos parámetros requeridos por el modelo, ni con el nivel de información disponible en torno a las condiciones de borde.

Simplificando las ecuaciones, se puede llegar a expresiones que corresponden a la solución analítica de las ecuaciones bajo algunas hipótesis específicas. En la literatura se encuentran varias expresiones procedentes de esquemas simplificados de las ecuaciones de flujo tal es el caso de: la ecuación de Philips (utilizada en el modelo Watflood – Kouwen, 1988), la ecuación de la onda cinemática (Beven, 1982; Garrote y Bras, 1995), el modelo de Parlange y Smith (en el modelo KINEROS), etc. Los esquemas simplificados son relativamente simples en el cálculo, se basan en supuestos como el que la no linealidad es despreciable, o que el suelo es uniforme en todo el perfil o la cantidad de agua disponible para infiltración es superior a la que ingresa al suelo. En la mayoría de las aplicaciones prácticas estos supuestos pueden estar muy distantes de la realidad, dada la variabilidad espacial y temporal de la precipitación durante las tormentas, y la variabilidad espacial de las características del suelo en las cuencas naturales.

En este punto es bueno recordar que en la mayoría de las cuencas naturales y salvo condiciones extremas de clima o de manejo, la capacidad media de la infiltración de los suelos es muy superior a la intensidad media de las tormentas.

En la mayoría de los casos para la obtención de las ecuaciones, derivadas de esquemas simplificados de las ecuaciones de flujo, fue necesario considerar la hipótesis de que la intensidad de la precipitación siempre es mayor que la capacidad de infiltración de agua

en el suelo. Casi todos los métodos basados en estas ecuaciones tienen procedimientos para adaptar la solución al caso en que esta hipótesis no es válida. En estos procedimientos se busca que el método sea coherente cuando se reestablece nuevamente la validez de la hipótesis (la precipitación comienza de nuevo a ser mayor que la capacidad de infiltración) y muchas veces con supuestos aún más discutibles y no necesariamente coherentes con el esquema con el que representa el proceso y con la escala a la que se analiza. Es el caso de los procedimientos para estimar el potencial capilar después de un periodo en que la precipitación ha sido inferior a la capacidad de la tasa de infiltración (definición de un nuevo tiempo de partida y la redefinición de condiciones iniciales: perfil de humedad, conductividad y difusividad). Estos procedimientos terminan siendo equivalentes a esquemas conceptuales más simples que tienen la ventaja de ser más coherentes.

Muchas de estas ecuaciones representan bien el flujo en la zona saturada en materiales granulares homogéneos. Sin embargo, en muchas condiciones naturales se ha encontrado que el elemento determinante de la infiltración y de la percolación es la macroporosidad, donde el flujo no cumple la ley de Darcy y el flujo capilar pasa a un segundo plano (Beven y Germann, 1982). En otros casos se han observado comportamientos altamente no lineales como el avance de los dedos capilares (Burt, 1985). Algunas veces se habla incluso de ondas de presión en una especie de flujo a pistón (Anderson y Burt, 1982; Anderson y Burt, 1990).

A escala de ladera y de microcuenca se ha hecho el análisis del contenido de isótopos estables en el agua de lluvia (Sklash, 1990). En las distintas componentes de la escorrentía se ha observado que la mayor parte de la escorrentía corresponde a agua previamente almacenada en el suelo que al parecer es reemplazada por la recién ingresada y que sale al aumentar la presión de poros. Igualmente el tiempo de viaje es relativamente corto y no podría ser explicado por las ecuaciones del flujo a través de la zona no saturada.

2.6.2.2 Los esquemas conceptuales

Al usar un modelo de este tipo es importante analizar si el esquema conceptual es adecuado para la representación de los procesos en la cuenca en la escala espacio temporal en que se pretende utilizar el modelo precipitación - escorrentía, ya que los parámetros del modelo no tienen el mismo significado en todas las escalas. Con algunos de estos esquemas, incluso puede parecer absurdo pretender la modelación de procesos a escala diaria o incluso a escala horaria, por lo tanto, para su utilización es importante entender el marco conceptual en el que fueron concebidos.

Uno de los métodos conceptuales más utilizados es el método de Green y Ampt (1911), el cual sirve además de base conceptual a otros modelos como el método Brakensiek, la

versión de Philip, la versión de Fok-Hansen, la aproximación al modelo G-A por Li-Stevens-Simons (L-S-S), el modelo de Hall, el modelo de Mein-Larson (M-L) y el modelo de Morel-Seytoux y Khanji (M-K) (Singh, 1988).

El modelo de Green y Ampt, al igual que otros métodos tradicionales empíricos (modelo de Kostyakov, modelo de Horton y modelo de Snyder), representan la tasa de infiltración como una función continua en el tiempo. Así se podía obtener la infiltración en función del tiempo transcurrido desde el inicio de la precipitación y de unas condiciones iniciales.

Posiblemente el éxito de este tipo de esquemas en los albores de la Hidrología se deba a la facilidad de cálculo. En la actualidad, los modelos matemáticos están basados en la evaluación de variables de estado a intervalos discretos de tiempo, por lo que estas formulaciones no presentan mayores ventajas y en muchos casos pueden parecer incómodas.

Para estos modelos la tasa de infiltración está determinada por las condiciones imperantes en un tiempo inicial hipotético. Una de las variables es la condición de humedad en ese tiempo hipotético y no se tienen esquemas conceptuales claros bien definidos para su actualización, una vez se rompe la cadena de tiempo, por la presencia de intervalos en que la lluvia es menor que la capacidad de infiltración. La utilización de este tipo de esquemas resulta un tanto forzada ya que posiblemente ésta sea la condición dominante en las cuencas naturales. Una apreciación similar se puede hacer de los métodos basados en simplificaciones de las ecuaciones de flujo, como la ecuación de Philips o del método de Smith y Parlange. A la luz de lo anterior el carácter de conceptual o de base física de estos esquemas termina siendo aparente ya que lo que ha sido conceptualizado no es efectivo durante la modelación.

Otro tipo de esquemas conceptuales tales como el modelo de Collins-George, el modelo de Kirkham-Feng, al igual que algunos esquemas empíricos (o conceptuales) como el de Holtan y el de Overton, relacionan la tasa de infiltración con el déficit de humedad capilar y con la permeabilidad del suelo. Tienen como variable de estado el déficit de humedad capilar, y tres parámetros, uno empírico y los otros asociados respectivamente a la humedad y a la conductividad en condiciones de saturación. Estos esquemas, bastante simples, pueden ser más coherentes para la representación del proceso durante toda la tormenta o durante varias tormentas. Singh (1988) señaló que el modelo de Overton, al depender del valor que toma el parámetro empírico y de las condiciones iniciales, puede ser totalmente equivalente a otros métodos como el de Green-Ampt, el de Philips, y el de Horton y Kostyakov.

2.6.2.3 Los esquemas empíricos

Un gran número de modelos usan esquemas empíricos bastante simples, como asumir que la tasa de infiltración es uniforme (índice ϕ) o que sólo existen pérdidas iniciales, o la combinación de ambos (pérdidas iniciales y tasa uniforme como en el HEC-1). En otros casos se consideran esquemas un poco más complejos pero igualmente empíricos (tasa de pérdidas exponencial como en el método del SCS). En muchos casos el modelo precipitación - escorrentía ofrece al usuario distintos esquemas para la estimación de las pérdidas por infiltración.

El método del SCS no incluye explícitamente ningún esquema de infiltración, se refiere a un método para obtener directamente la escorrentía acumulada a partir de la precipitación acumulada, la capacidad de almacenamiento en el suelo y las pérdidas iniciales, mediante una relación empírica desarrollada inicialmente por el SCS para estimar la escorrentía superficial en zonas agrícolas. Como esquema de infiltración este método supone que la infiltración acumulada es igual a la diferencia entre la precipitación acumulada (una vez superadas las pérdidas iniciales) y la escorrentía acumulada.

Para este método se han establecido relaciones empíricas entre la abstracción inicial y el almacenamiento y este último se ha relacionado con una constante construida con las características del suelo, la vegetación y la humedad antecedente. Este método es quizá, el más utilizado en todo el mundo. Algunas de las posibles razones son las siguientes:

- Es sencillo y fácil de calcular.
- Es parsimonioso, sólo requiere de dos parámetros que en la práctica se pueden convertir en uno solo.
- El parámetro es fácil de obtener. Se obtiene a partir del número de curva, el cual se encuentra definido en tablas para distintos tipos de suelo, vegetación y condiciones de humedad antecedente.
- El parámetro puede ser descrito en mapas regionales para cada condición de humedad.
- Como utiliza valores acumulados y no está relacionado directamente con el tiempo desde el inicio de la lluvia (a diferencia de los métodos tradicionales que describen la infiltración en función del tiempo) no tiene problemas operativos con la intermitencia de la precipitación.
- Los resultados obtenidos del método incorporado a modelos agregados han sido satisfactorios en distintos sitios de aplicación.

- Ha sido propuesto, respaldado y difundido por una de las agencias de más prestigio en el mundo: el Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América.
- Ha tenido gran difusión a través de documentos que, además de describir todo un procedimiento metodológico, incluyen los algoritmos y los programas para ordenador. Es el caso del TR-20 y del TR-55 del US SCS.
- Está incluido en el HEC-1, que es el modelo precipitación - escorrentía más utilizado y difundido en el mundo.

Este método es bastante útil en la obtención de caudales de escorrentía superficial en pequeñas cuencas ante eventos significativamente intensos. Para aprovechar las ventajas de este método y racionalizar su uso en otras zonas se han introducido algunas modificaciones (por ejemplo el SCS modificado por Témez, 1978). Para acoplarlo a modelos de simulación continua se han desarrollado versiones que permiten actualizar las condiciones de humedad antecedente (Muzik y Chang, 1993; Aldana, 1997), sin embargo, el método tiene problemas importantes para su aplicación en modelos hidrológicos que consideren procesos más complejos cuando el agua previamente infiltrada hace parte del caudal de la crecida, especialmente en el caso de tormentas largas y complejas que comprenden varios días. Si bien el método no tiene problemas operativos con las lluvias intermitentes no puede representar adecuadamente este tipo de eventos.

Es claro que a un modelo de un solo parámetro no se le pueden pedir demasiadas cosas y que para una modelación más detallada este esquema no permite contestar preguntas como: ¿Qué fracción del volumen infiltrado se queda en el almacenamiento capilar y sólo saldrá por evaporación y qué tanto corresponde al almacenamiento gravitacional y por lo tanto más tarde podrá hacer parte del interflujo o del flujo base? ¿Cuándo se considera que el cese de la lluvia corresponde al fin del evento y cuándo que es intermitencia de la lluvia?. Además, la consideración de sólo tres posibles valores de las condiciones de humedad no es suficiente para representar adecuadamente las condiciones iniciales y la actualización del almacenamiento después de un cese en la precipitación.

2.6.2.4 Los esquemas de tanques

La mayoría de los modelos de simulación continua (HBV, GR-3, Sacramento, etc.) consideran uno o varios tanques para representar el almacenamiento en el suelo. Uno de estos tanques representa el almacenamiento estático en el suelo, y en función del déficit en dicho tanque se estima la parte de la lluvia que se infiltra a este almacenamiento capilar (Dawdy y O'Donnell, 1965). En estos modelos ese almacenamiento capilar se va actualizando con ingresos de la lluvia y con la evapotranspiración durante los estiajes.

Las interrelaciones entre estos tanques son determinadas por relaciones funcionales preestablecidas por el autor, así, con frecuencia, cada uno de estos modelos precipitación - escorrentía incluye un procedimiento para la representación del almacenamiento en el suelo, propio del autor del modelo.

Kirkby (1975), en un análisis de la forma de los hidrogramas a la salida de la cuenca, muestra que el hidrograma no es muy sensible a los detalles precisos de la representación del flujo a través del suelo en la zona no saturada, mientras se tenga una estimación confiable de la cantidad y el tiempo promedio. Este mismo autor (Kirkby, 1980) presenta un modelo de tanque que representa la capa superior del suelo en el que se pueden incluir los dos mecanismos de producción de escorrentía: saturación e infiltración.

El modelo de Kirby tiene dos ecuaciones. Una es de almacenamiento en la que se incluye la capacidad máxima del suelo y un drenaje a tasa constante. La otra ecuación es una relación para la capacidad de infiltración, en función del agua almacenada, la tasa de drenaje constante y un parámetro del suelo. Esta última función es bastante similar a la ecuación de Green y Ampt (1911) o a la ecuación de Philip (1957). Este modelo obtiene una mejor representación de las condiciones de una tormenta real puesto que considera dos mecanismos de producción de escorrentía (saturación e infiltración).

Kirkby (1980) sugiere, además, que un modelo de almacenamiento simple se ajusta adecuadamente a condiciones donde la intensidad de la lluvia es inferior al almacenamiento del suelo y también es muy útil bajo condiciones donde la lluvia es muy frecuente. Igualmente sugiere que un modelo de infiltración simple se ajusta a la realidad bajo condiciones en las que la intensidad de lluvia excede la capacidad de infiltración y los eventos de lluvia son poco frecuentes. En el mismo artículo Kirkby reporta que Shanan en 1974 desarrolló y utilizó, al parecer con buenos resultados, un modelo de almacenamiento para Israel en una zona de 100 - 200 mm/año, sin embargo, considera que es preferible el modelo combinado (saturación e infiltración).

Esta diversidad puede reflejar que aún no se dispone de un modelo adecuado para la representación de la infiltración a la escala de la cuenca.

2.7 LA MODELACIÓN DE LA PROPAGACIÓN DE LA ESCORRENTÍA

2.7.1 LA ESCORRENTÍA SUPERFICIAL Y LOS PLANOS DE FLUJO

Este proceso corresponde al flujo de agua sobre la superficie de la ladera hasta que se concentra en un cauce, y para su representación matemática se ha conceptualizado

como el flujo sobre un plano inclinado análogo a un canal muy ancho (del ancho de la ladera) y donde el radio hidráulico es igual a la profundidad. El flujo en canales se representa matemáticamente mediante las ecuaciones de Saint-Venant.

Para el caso particular del flujo en laderas relativamente inclinadas se ha considerado válida la simplificación de las ecuaciones de flujo por la ecuación de la onda cinemática. Esta ecuación es no lineal y no tiene una solución analítica. Para su solución numérica se recurre a su discretización en el espacio y en el tiempo y a la linealización de la ecuación en diferencias finitas (Kibler y Woolhiser, 1970).

Cuando el flujo se incrementa aguas abajo por el aporte de la precipitación efectiva, la no linealidad es más fuerte y más determinante que la dinámica del flujo. Este efecto es más notable en laderas inclinadas con rugosidades moderadas. En este caso se presentan ondas rodantes, perdiendo validez la linealización de la solución discreta. Borah y Prasad (1980) presentaron un método numérico para representar este comportamiento no lineal del flujo en las laderas mediante una técnica que denominaron “*shock fitting*”. Mediante esta técnica se observa como la no linealidad es totalmente inherente a este tipo de flujo.

La aplicación de estos modelos en laboratorio o en zonas urbanas puede parecer razonable. Sin embargo, es posible que a escala de cuenca no de buenos resultados. Ésto debido a que esos modelos aplican un esquema de planos inclinados, con unas longitudes del orden de cientos de metros o incluso de kilómetros, y en sus intersecciones albergan los elementos significativos de la red de drenaje. Algunas aplicaciones han pretendido usar estos modelos en esas condiciones (Michaud y Sorooshian, 1992). La simple observación del flujo en una ladera durante una tormenta, nos muestra como este flujo en un plano inclinado sólo ocurre en una escala de metros o a lo sumo de una decena de metros. El flujo se concentra en pequeños surcos que constituyen los elementos básicos de primer orden de la red de drenaje y generalmente no es posible identificarlos como tales en la información disponible del relieve.

En condiciones naturales el flujo asimilable al de una lámina de agua sobre un plano inclinado sólo se observa durante precipitaciones excepcionalmente intensas y en planos de pendiente moderada (muy baja) generalmente en las inmediaciones de la red de drenaje y donde, muchas veces, el flujo está controlado por las condiciones aguas abajo y, por lo tanto, la hipótesis de la onda cinemática puede no ser válida. Adicionalmente, el flujo en estas zonas puede estar acompañado del retorno de parte del flujo subsuperficial que emerge a la superficie (Anderson y Burt, 1990).

De acuerdo con estas consideraciones, estas representaciones hidráulicas de las laderas, que incluyen soluciones numéricas relativamente complejas y costosas, pueden estar bastante alejadas de la realidad física de los procesos en la cuenca. Además, la calidad de los resultados puede provenir de parámetros bastante irreales obtenidos por

calibración. Las conceptualizaciones hidrológicas suelen ser más sencillas y pueden representar con más facilidad las características globales de la escorrentía a la escala de la cuenca.

2.7.2 LA TRANSFERENCIA DE LA ESCORRENTÍA EN LOS CAUCES A TRAVÉS DE LA RED DE DRENAJE

En los distintos modelos encontrados en la literatura se encuentran representaciones muy diferentes para la transferencia de la escorrentía a través de la red de drenaje. Algunas de ellas son:

Al interior de las subcuencas, los modelos tradicionales utilizan una función de transferencia que representa globalmente el flujo de la escorrentía a través de la red de drenaje y sobre toda la cuenca (Hidrograma Unitario). De un modo simplista, la mayoría de los procedimientos consideran esta función de transferencia como un proceso lineal.

Otros modelos de naturaleza hidrológica, un poco más elaborados, se basan en representaciones conceptuales de toda la red de drenaje o de partes de ella y en sus parámetros incluyen características morfológicas de la cuenca y de la estructura de la red de drenaje (Nash, 1957; Mesa y Mifflin, 1986; Maidment, 1993; Troch *et al.*, 1994; etc). Estas representaciones conceptualizan la respuesta hidrológica de la cuenca como un todo y no facilitan la modelación distribuida.

Para la traslación del flujo aguas abajo a través de los cauces se tienen distintas posibilidades: hidrograma unitario distribuido, métodos de tránsito hidrológicos y métodos de tránsito hidráulicos.

El hidrograma unitario distribuido (HUD) es un procedimiento en el que se aprovecha la información contenida en el mapa de isocronas para trasladar la escorrentía que se produce en los distintos sitios de la cuenca hasta la salida. En la literatura se han encontrado dos procedimientos del tipo del hidrograma unitario distribuido. El HUD por isocronas y el HUD de Clark. En el HUD por isocronas el agua que constituye la precipitación neta sobre una unidad de producción de escorrentía en el tiempo t , hace parte del caudal a la salida de la cuenca en el tiempo $t + t_v$, donde t_v es el tiempo indicado para ese sitio en el mapa de isocronas (Maidment, 1993). El HUD de Clark es un procedimiento un poco más elaborado que permite tener en cuenta un tiempo de respuesta de la cuenca. En este procedimiento es necesario colocar un embalse lineal en cada unidad de producción o celda, la precipitación neta sobre la celda ingresa al embalse cuya respuesta se traslada a la salida de la cuenca teniendo en cuenta el respectivo desfase en el tiempo del mapa de isocronas. Francés y Benito (1995)

obtuvieron mejores resultados con este procedimiento que aplicando el hidrograma unitario de isocronas distribuido y lo implementaron en el modelo Palancia.

Los métodos de tránsito hidrológico se basan en esquemas conceptuales muy simples para hacer la representación hidrológica del flujo en el cauce. Se tienen varios modelos de este tipo, tales como: el método del pulso, el método de Muskingum, cascada de Muskingum, etc.

Los modelos hidráulicos (de base física) incluyen aproximaciones de las ecuaciones para el flujo no estacionario en canales abiertos (ecuaciones de Saint Venant o de Navier Stokes) y métodos para su solución numérica, ya que por tratarse de sistemas de ecuaciones hiperbólicas no lineales, aún no es posible su solución analítica. La mayoría de los métodos de solución de las ecuaciones de flujo se basa en la linealización de las mismas lo que en algunos casos puede ser fuente de errores importantes. Además, estos modelos requieren para su operación la información de las características geométricas e hidráulicas de cada uno de los tramos a través de toda la cuenca. La dificultad de obtener esta información obliga a agregar en grandes tramos a lo largo de los cuales se suponen las características constantes.

En la práctica, en la mayoría de los casos, las aplicaciones corresponden a simplificaciones de las ecuaciones de Saint-Venant. Una primera simplificación de estas ecuaciones es conocida como la ecuación de la onda difusiva. Esta ecuación, cuando analiza la evolución del hidrograma de crecida en tramos largos del cauce, produce resultados comparables a los que producen las ecuaciones completas de Saint-Venant.

Otra simplificación de las ecuaciones es la ecuación de la onda cinemática, la cual se obtiene cuando se considera que la pendiente de la línea de energía es igual a la pendiente del terreno. La aplicabilidad de esta ecuación depende de la validez de esta simplificación en las ecuaciones de flujo. En este caso, la relación entre el área de la sección de flujo y el caudal es única, y la celeridad de la onda cinemática se puede expresar en función de las características de la sección, la pendiente del terreno y la rugosidad. Ésta es, sin lugar a dudas, la ecuación más utilizada.

En términos generales la mayoría de los métodos supone linealidad o simplifica asumiendo linealidad de las ecuaciones de flujo. En algunos casos reales se evidencia una dinámica no lineal especialmente durante eventos significativamente grandes y en cauces relativamente pendientes donde el flujo se concentra en uno o varios frentes de onda. La suposición de linealidad en estos casos puede producir estimados de caudales y niveles de magnitud inferior a los reales. Esta consideración, muchas veces, puede tener consecuencias desastrosas.

Para la modelación del flujo a través de la red de drenaje aún se tienen importantes asuntos sin resolver adecuadamente y entre ellos tenemos:

- La representación adecuada de las características de la forma de la sección para todos y cada uno de los elementos de la red de drenaje.
- La no-linealidad del flujo en los cauces (mayor aún en los cauces de montaña) debido a la dependencia de la velocidad en el cauce con la magnitud del caudal.
- La posibilidad de formación de frentes de onda (debido a la no linealidad) donde no son válidas la mayoría de las linealizaciones y discretizaciones de las ecuaciones de flujo.
- La manera como en los cauces naturales la sección del cauce se va ajustando al flujo. La verdadera forma del cauce dada la capacidad de socavación del flujo.
- La ubicación real del fondo durante el evento. La incorporación de sedimentos y la relación de la rugosidad en el cauce a la magnitud del flujo. La resistencia al flujo como un elemento que depende de la magnitud de la crecida.

2.8 MODELOS CAJA NEGRA Y MODELOS CON SENTIDO FÍSICO

De acuerdo con lo que sugiere cada uno de los autores de los distintos modelos que se han encontrado en la literatura, en términos generales, se puede concluir que todos los modelos son útiles, precisos y adecuados para lo que fueron concebidos y que en todos los casos su autor está muy satisfecho de su trabajo y lo presenta orgulloso en las publicaciones de la literatura técnica.

Entre los términos calificativos que utilizan los autores está “conceptual”, “con base física”, “con sentido físico” y de “caja negra”.

Algunos de estos términos se pueden prestar a equívocos. En términos generales todos los modelos que se han presentado en esta revisión de literatura son conceptuales, pues cada uno de ellos se basa en una representación conceptual de la cuenca hidrográfica y de su respuesta. Así, se puede decir que los modelos de base física y de caja negra son conceptuales.

Los modelos de caja negra consideran la cuenca como un sistema y tratan de reproducir la respuesta del sistema ante un estímulo mediante un proceso de calibración de los parámetros. Cuando se utilizan estos modelos se supone que se tiene información suficiente para su calibración. Estos modelos matemáticos no pretenden simular ni

representar ningún proceso físico en la cuenca y se los valora en la medida que producen buenos resultados en la verificación de datos distintos de la calibración y en que sean parsimoniosos (tengan muy pocos parámetros). En este caso se utiliza el apelativo de “caja negra” con modestia para que el modelo se tome como es, evitar discusiones y evitar crear falsas expectativas.

El calificativo “con base física”, “con sentido físico” es presentado con orgullo como un símbolo de calidad del modelo. Un gran número de autores argumenta que una de las grandes cualidades de su modelo es que parte de una representación conceptual que se relaciona con la física de los procesos que en la cuenca determinan la producción y transferencia de la escorrentía. Esta relación entre el esquema conceptual y la física de los procesos en la cuenca es bastante relativa y al respecto (base física o sentido físico) se pueden identificar varios tipos de modelos.

Algunos autores no se complican mucho y dicen que su modelo representa la cuenca con unos elementos conceptuales que se pueden asociar a elementos físicos existentes en la cuenca o que se intuyen en la respuesta de la cuenca. En este caso no se habla de base física sino de “sentido físico”. En el fondo y bajo este contexto se puede decir que todos los modelos conceptuales tienen sentido físico.

Otros se empeñan en mostrar que las ecuaciones incluidas en su modelo equivalen a la simplificación de unas ecuaciones muy complejas que a su parecer representan los procesos determinantes en la producción o transferencia de escorrentía.

Muchos autores construyen su modelo para representar los procesos que cada uno de ellos considera importantes en la cuenca, con unas ecuaciones que él considera adecuadas y, por lo tanto, fundamentan la calidad de su modelo en esta representación física. Desde este punto de vista, la “base física” parece un aspecto subjetivo. Es de anotar, que los procesos determinantes de la escorrentía en todas las cuencas, no se dan de la misma manera, ni se pueden representar por las mismas ecuaciones.

Otros argumentan que, para evitar subjetividades, lo importante es representar exhaustivamente todos los procesos con las ecuaciones de conservación de masa, cantidad de movimiento y/o energía a través de toda la cuenca incluyendo su superficie y el subsuelo. Para ello utilizan ecuaciones de la microfísica y relaciones empíricas desarrolladas a pequeña escala en laboratorio o de mediciones puntuales en el campo. Las ecuaciones y parámetros obtenidos para esta micro-escala muchas veces se aplican directamente a otras escalas como la de cuenca o la de ladera y algo similar ocurre con la escala temporal. En estos modelos el manejo tridimensional de las ecuaciones diferenciales no lineales es bastante complejo y por lo tanto estos modelos sólo obtienen una solución numérica aproximada mediante esquemas lineales.

A la escala de la cuenca es muy difícil contar con la información acerca de la gran cantidad de parámetros del modelo. Esta información nunca se tiene en su totalidad y, por tanto, se recurre a completarla mediante un proceso de calibración y verificación. La calibración del modelo se realiza mediante técnicas de optimización. Es muy posible que las combinaciones óptimas de los parámetros del modelo obtenidas por calibración no correspondan a la realidad en la cuenca y por lo tanto en esta aplicación el modelo pierde su sentido físico y en realidad se convierte en un modelo caja negra con muchos parámetros (poco parsimonioso).

Paradójicamente, estos modelos en los que se puso más rigor en la física para su formulación, generalmente se utilizan en las aplicaciones (si no se tiene mucho cuidado) como modelos de caja negra. En estos casos es mucho más eficiente utilizar directamente un modelo de caja negra con pocos parámetros que se haya calibrado con una muestra suficiente que incluya escenarios con condiciones muy similares a aquellas en las que se espera utilizar el modelo.

Cuando las cuencas no están muy instrumentadas o su instrumentación es reciente y por lo tanto no se dispone de información suficiente para la calibración de los parámetros del modelo, no es admisible la utilización de modelos de caja negra ya que, para condiciones de operación distintas de las que se consideraron en la calibración el modelo, puede producir resultados con grandes errores. En este caso se requiere de un modelo más robusto.

En Hidrología es de gran importancia el manejo de las escalas, y es claro que en las distintas escalas espacio-temporales no todos los procesos son igualmente determinantes, ni todas las variables son efectivas. Un modelo distribuido conceptual adaptado para representar a la escala adecuada los procesos físicos determinantes de la respuesta hidrológica durante un evento de crecida, puede ser una solución suficientemente precisa y posiblemente económica y fácil de utilizar.

El hecho de que el modelo se base en una representación conceptual adecuada de los procesos físicos que determinan la producción y transferencia de los distintos componentes de la escorrentía a la escala adecuada, constituye casi que una garantía de su robustez.

En la revisión de literatura aún no se ha encontrado un modelo en el que un analista conocedor de la cuenca o de la región pueda representar los procesos determinantes de la producción y la transferencia de la escorrentía a la escala de la ladera y de la cuenca, con unas ecuaciones que él considere adecuadas para la cuenca y para las escalas espacial y temporal que sean de su interés y que se pueda parametrizar de acuerdo con las características físicas de la cuenca.

3 MARCO CONCEPTUAL DEL MODELO

3.1 INTRODUCCIÓN

La formulación de un modelo hidrológico requiere de la construcción de un marco conceptual donde puedan encajar las distintas componentes de modelo para representar los distintos procesos en las escalas espaciales y temporales adecuadas.

En este capítulo, se presentan los elementos del marco conceptual. La formulación detallada de las distintas componentes conceptuales del modelo se presenta en los capítulos 4 y 5.

3.2 ASPECTOS GENERALES

Antes de proceder a la formulación del marco conceptual de un modelo precipitación - escorrentía se deben considerar algunos elementos claves, cuya importancia se analiza a continuación. Éstos se relacionan con la adecuación a la escala de la cuenca, el carácter distribuido del modelo, y la robustez, sencillez y facilidad operativa del mismo.

3.2.1 LA NECESIDAD DE UN MODELO DISTRIBUIDO

Todo parece indicar que un modelo distribuido permite obtener mejores resultados ya que, por un lado, permite considerar la distribución espacial de la lluvia y, por el otro, permitiría considerar aspectos que afectan la distribución espacial de la producción de escorrentía y su propagación.

Cuando se dispone de una red de pluviógrafos en tiempo real y/o de información procedente de radar o de satélite, se espera que un modelo distribuido produzca un mejor resultado en la simulación de la crecida, ya que, este modelo permite incluir la variabilidad espacial y temporal de la precipitación. El modelo distribuido puede considerar con una precisión razonable la localización de la tormenta y la porción de cuenca que ésta cubre y, por lo tanto, estos elementos no hacen parte de la incertidumbre existente en los resultados.

La distribución espacial de las características topográficas de la cuenca y la topología de la red de drenaje pueden tener importancia en la respuesta hidrológica de la cuenca. Un modelo distribuido considera un gran número de elementos correspondientes a pequeñas unidades de área. En la modelación en cada uno de estos elementos, se puede tener en cuenta la influencia de los rasgos topográficos y morfológicos dominantes en la producción o transferencia de escorrentía.

Las características de las laderas, de la cobertura, del suelo, del subsuelo y de los cauces son variables a lo ancho y a lo largo de la cuenca. Un modelo distribuido permite considerar unos rasgos dominantes en las propiedades de cada una de las unidades areales en que se divide la cuenca. Estos rasgos pueden ser distintos para las diferentes unidades de área en las que, además, se obtienen distintas combinaciones cuando se tienen varias características de diferente tipo.

Las actividades antrópicas en algunas zonas de una cuenca pueden alterar ciertos elementos determinantes de la respuesta hidrológica. Un modelo distribuido conceptual puede permitir el análisis de los distintos elementos que influyen en la respuesta hidrológica, y que pueden ser modificados mediante la intervención humana en la cuenca o en parte de ella. Éste puede ser el caso de la modificación de la vegetación y el uso del suelo. Con una calibración adecuada, el modelo distribuido permite obtener una aproximación cuantitativa de la modificación de la respuesta hidrológica de la cuenca, ante eventos de precipitaciones extremas, a causa de estas intervenciones. Así, se pueden analizar los efectos sobre la respuesta de la cuenca ocasionados por diversos tipos de intervenciones, tanto las que la afectan positivamente (sería el caso de las medidas de mitigación), como las que la afectan de forma negativa (deforestación, incendios forestales, urbanización, etc.). Esta información sería de gran valor para definir las medidas de mitigación de este impacto y posiblemente se podría utilizar nuevamente el modelo para evaluar la efectividad de estas medidas.

Un modelo completamente distribuido permite obtener simultáneamente los caudales en diferentes puntos de la cuenca. En estos casos el modelo puede servir para una mejor evaluación del riesgo en los distintos sitios de la cuenca, lo cual sería de gran ayuda para la definición de usos del suelo o para la definición de especificaciones de diseño de diversos tipos de obras de infraestructura. En algunos casos es importante la coherencia del modelo en los distintos puntos de la cuenca. Así, un modelo distribuido permite la obtención de la evolución temporal de las crecidas sobre los elementos de la red de drenaje en toda la cuenca y durante el mismo período de análisis.

En resumen, el modelo “distribuido” permite considerar:

- La variabilidad espacio temporal de las tormentas.

- Las características geomorfológicas de la cuenca.
- La variabilidad espacial de las características del suelo.
- La estructura de la red de drenaje (Topología).
- La variabilidad espacial de las características geométricas e hidráulicas de los cauces.
- El estado del sistema en cualquier punto de la cuenca y en cualquier momento, como puede ser el caudal que circula en los distintos elementos de la red de drenaje.

3.2.2 LA REPRESENTATIVIDAD DEL MODELO

El modelo debe basarse en la representación conceptual a la escala adecuada de los procesos físicos determinantes en la cuenca.

Es importante que el modelo pueda incluir esquemas conceptuales que representen la producción de escorrentía en la ladera a la escala de la ladera. Es conveniente que posibilite la representación de distintos esquemas de escorrentía sin que necesariamente se tenga que suponer un esquema hortoniano.

Igualmente, el modelo debe considerar la interdependencia entre las características hidráulicas del flujo y la magnitud del mismo. Esto último con el fin de no considerar necesariamente que la velocidad en los cauces es constante en el tiempo, como lo hacen los esquemas lineales.

Puede pensarse que, el hecho de que el modelo se base en una representación conceptual correcta de los procesos que determinan la producción y transferencia de los distintos componentes de la escorrentía a la escala adecuada, constituye una buena garantía de la robustez del modelo. Es muy posible que un modelo de caja negra con pocos parámetros, al ser calibrado con una extensa base de datos de tormentas e hidrogramas, produzca muy buenos resultados en la verificación y con toda seguridad tiene un mejor desempeño en términos de parsimonia que un modelo con sentido físico. Pero el comportamiento de este modelo difícilmente será el adecuado cuando no se dispone de una base de datos de calibración o cuando las características de un evento sean distintas a las de la calibración. Se espera que un modelo con sentido físico sea significativamente más robusto.

3.2.3 LA UTILIDAD DE UN MODELO SENCILLO

Es importante que el modelo permita obtener unos mejores resultados sin que se requiera una excesiva cantidad de parámetros. Desde el punto de vista operativo, el modelo debe ser sencillo y ágil para garantizar tiempos cortos de ejecución. Debe tenerse en cuenta, además, que en la búsqueda de sencillez el modelo no pierda su representatividad y no caiga en la trivialidad.

La sencillez y la agilidad de la operación del modelo son claves en el caso de utilizar el modelo para predicción. Si el modelo es muy complejo se gasta en su operación gran parte del tiempo considerado como ventana de pronóstico, dejando muy poco tiempo para las decisiones y las acciones que pueden mitigar los efectos de la crecida. En el caso de simulación es frecuente hacer un análisis de sensibilidad de los distintos elementos que inciden en la respuesta hidrológica, y si el modelo no es ágil, no es posible considerar distintos escenarios. Así, el modelo terminará siendo inútil y los técnicos recurrirán a modelos agregados desaprovechando la información distribuida. Desde este punto de vista se debe buscar la configuración de un modelo sencillo y robusto. Una prueba de que aún no se tiene un modelo distribuido adecuado para aplicaciones sencillas de ingeniería es el uso, aún generalizado, de los modelos HEC-1 y TR-55.

En cuencas de montaña, donde los tiempos de respuesta son inferiores a un día, para fines de pronóstico sólo se utilizan los modelos semi - distribuidos basados en esquemas lineales y aún no se ha desarrollado un modelo totalmente distribuido que sea consistente, robusto y ágil.

3.2.4 EL CAMPO DE PRECIPITACIONES SOBRE TODA LA CUENCA

Para el diseño del modelo se supone que, para su operación, se dispone del campo de precipitación sobre toda la cuenca a una resolución espacio temporal determinada. Así concebido el modelo requiere como datos de entrada campos de precipitación obtenidos de radar o de la interpolación previa de registros puntuales. En algunos casos es posible que estos campos de precipitación estén discretizados de una forma que no coincide exactamente con la discretización de la cuenca y, por lo tanto, es necesario obtener la información en los puntos definidos de la cuenca interpolando los valores discretos del campo de precipitación. Cuando la distancia entre los puntos es muy pequeña, y dada la continuidad espacial de la variable a esta escala, la interpolación se puede hacer mediante una técnica sencilla en función de la distancia.

3.2.5 COMPATIBILIDAD Y VERSATILIDAD DEL MODELO

Gracias al desarrollo continuo de algoritmos para el procesamiento de capas de información digital del terreno, cada día es más fácil el manejo de la información de distinto tipo contenida en mapas digitales y en cualquier formato.

El modelo debe ser muy versátil y compatible para que pueda incorporar la mayor parte de la información disponible que puede ser de muy distinto tipo:

- Información cuantitativa, procedente de mediciones de buena precisión (datos duros).
- Información cualitativa, o cuantitativa procedente de mediciones indirectas, o de precisión relativamente baja (datos blandos).
- Información distribuida sobre toda la cuenca o parte ella.
- Información puntual procedente de medición o estimación
- Parámetros de validez regional.

Una buena fuente de información la constituyen los mapas, fotos aéreas, imágenes de satélite, entre otros, por lo que se debe configurar el modelo para que pueda recibir esta información gráfica previamente digitalizada. Es importante, además, que el modelo pueda ser utilizado con resultados aceptables en condiciones de información escasa.

3.2.6 MODELO EN CONSTRUCCIÓN PERMANENTE

Generalmente, en la Hidrología no se puede tener toda la información que se necesita, y desde el punto de vista operativo muchas veces el ingeniero se ve obligado a obtener resultados cuantitativos a partir de menos información de la que él quisiera. También es cierto que no se aprovecha la información disponible, que un gran número de estudios hidrológicos son aplicaciones puntuales y que los estudios posteriores se diferencian de los anteriores en que posiblemente tienen más registros para la calibración de los parámetros. En muy pocas situaciones el proceso de modelación ayuda a un conocimiento constructivo y dinámico de los sistemas que se simulan, que pueda ser capitalizado para estudios posteriores.

En condiciones de escasez de información es muy importante estructurar adecuadamente las capas de información disponible para que en un proceso constructivo, a medida que se obtienen las estimaciones de la respuesta hidrológica para distintos fines, se vaya mejorando la información para obtener mejores resultados en el futuro.

Muchas veces las dificultades en la modelación hidrológica radican en que no se está utilizando un modelo adecuado a las características locales de la cuenca. En este caso el principal problema no es la estimación de los parámetros si no la estructura del modelo, la cual puede estar muy bien para otras cuencas pero que no representa adecuadamente los procesos determinantes de la escurrimiento en la cuenca de interés. En la Hidrología actual no se puede pretender hacer representaciones de la respuesta hidrológica de las cuencas mediante recetas ubicuas y sin mas información que algunos datos globales tomados de la cartografía y algunos registros de precipitación y de caudal.

El desarrollo de los modelos hidrológicos y la operación de los mismos debe ser un proceso de aprendizaje. Además de ser una herramienta que produce unos resultados útiles para la toma de decisiones, el modelo debe ayudar a responder preguntas y a mejorar el conocimiento continuo de la cuenca y de los procesos que ocurren en su interior.

Para el desarrollo de modelos hidrológicos que nos ayuden al conocimiento de la Hidrología se hace necesario un cambio de actitud y no es posible seguir considerando que:

- Un modelo es válido para cualquier cuenca en cualquier región del mundo.
- En una cuenca, un modelo conceptual es válido en todas las escalas espacio – temporales.
- La calibración de un modelo es definitiva y/o la calibración automática permite obtener los mejores parámetros.
- Sólo se cuenta con la información obtenida de registros y mediciones cuantitativas y por lo tanto la información cualitativa no es utilizable en la modelación.
- La información puntual es válida para toda la cuenca, o por el contrario, ésta no tiene ningún valor.

En la Hidrología, como en todas las ciencias, cada día se tienen nuevos conceptos, nuevas interpretaciones de la realidad y nuevas maneras de representarla y es importante que el modelo permita introducir nuevas ecuaciones que atiendan más adecuadamente a los procesos que realmente ocurren en la cuenca, es decir, un modelo en construcción permanente. Esto indica que se debe tener una mente inquieta y abierta a aprender de las cuencas y del contacto que se tiene a través de la modelación.

3.3 MARCO CONCEPTUAL

De acuerdo a lo expuesto en el primer apartado de este capítulo, es claro que el modelo debe ser distribuido y que debe basarse en una representación conceptual realista y acorde con la escala de la cuenca.

Para la formulación del modelo es razonable y necesario empezar por una definición de la representación conceptual de la cuenca hidrográfica y de la red de drenaje. Igualmente se debe tener clara y bien definida la cantidad, calidad y la resolución de la información con que se cuenta y/o con la que se pretende alimentar al modelo, tanto como datos de entrada, como de condiciones iniciales.

Una vez definidos estos elementos se procede a definir un marco conceptual en que se hará la representación de los procesos determinantes de la producción de la escorrentía en la cuenca y de su tránsito por la red de drenaje. En este punto es conveniente hacer una evaluación realista de las posibilidades de obtener unos buenos estimados para los parámetros en que se apoya la representación de los distintos procesos en el modelo.

La cuenca hidrográfica es un sistema tridimensional donde simultáneamente se tienen muchos procesos que tienen distinta relevancia en las distintas escalas espacio temporales. Se puede decir que, desde el punto de vista funcional, la cuenca hidrográfica está compuesta por subcuencas, laderas y cauces. En las laderas y subcuencas se producen todos los componentes de la escorrentía y en los cauces se desplazan aguas abajo hasta la salida de la cuenca. Se considera que la respuesta hidrológica se puede conceptualizar como flujo y almacenamiento en laderas y subcuencas, y flujo y almacenamiento en los elementos de la red de drenaje.

Para la representación de la cuenca se han considerado los siguientes elementos estructurales: las subcuencas, las laderas y los cauces de la red de drenaje que conforman la cuenca en el ámbito local y las unidades de ambiente geomorfológico homogéneo en las que se haya inmersa en el ámbito regional. Para cada uno de estos elementos se tienen las siguientes definiciones:

- Se define unidad de paisaje (ambiente geomorfoclimático) como una región donde se tienen características climáticas, geológicas, geomorfológicas e hidrológicas que, en términos globales, son similares y coherentes entre sí y la variabilidad espacial de las mismas a nivel local se puede asociar a las características morfológicas locales (topografía) y a la cobertura superficial (el suelo, la vegetación, uso del suelo).
- En toda la región es posible caracterizar las condiciones climáticas medias como la combinación de condiciones regionales y condiciones locales (efecto de la altitud, la orientación de la celda y la vegetación).

- Los cauces corresponden a una incisión permanente en el terreno que en condiciones de cuasi-equilibrio dinámico se han formado por la acción del flujo de escorrentía que pasa a través de ellos. La red de drenaje está formada por cauces de muy distinto tamaño y se considera que cubre toda la cuenca. La conforman elementos de distintas características: cauces perennes, cauces efímeros y los surcos o microcauces.
- Los cauces perennes o permanentes son los que llevan agua que ha estado almacenada en la cuenca durante períodos de tiempo relativamente largos. Para que el cauce sea perenne se requiere que drene un área significativamente grande y que tenga suficiente capacidad de almacenamiento.
- Se considera entonces que el área drenada ya es una subcuenca. Se puede definir así a la subcuenca como aquella fracción de la cuenca cuya área drenada acumulada excede un umbral definido para el respectivo ambiente geomorfológico.
- Los cauces efímeros, al igual que los perennes constituyen una cicatriz permanente en el terreno (desprovistas de vegetación) pero no llevan agua todo el tiempo ya que sólo lo hacen durante el período de lluvias y se secan completamente cuando ha pasado cierto tiempo después de haber cesado la lluvia. Se puede esperar que la red de drenaje, como incisión permanente en el terreno y en condiciones de cuasi-equilibrio dinámico, se forma a partir de un umbral de área drenada. Estas incisiones se han formado por la acción de la escorrentía superficial y subsuperficial producidas en la ladera, en la medida que ésta tenga suficiente caudal y pendiente.
- En un ambiente geomorfoclimático predefinido, se define a la ladera como a una fracción de la subcuenca cuya área drenada no es lo suficientemente grande como para producir un flujo capaz de hacer una incisión importante que corte la capa superior del terreno para incorporar el flujo subsuperficial.
- Los surcos o microcauces son incisiones someras en la superficie del terreno sobre las que, durante las tormentas, se desarrolla la escorrentía superficial en la ladera. La red de drenaje sobre las laderas está formada por pequeños surcos o incisiones presentes en la microtopografía del terreno.
- Se considera que se pueden identificar y delimitar los distintos ambientes geomorfoclimáticos existentes en la región de interés. En un ambiente geomorfoclimático determinado las subcuencas y las laderas tienen características físicas y morfológicas homogéneas y definidas.

Por otra parte, Se considera que en cada ambiente geomorfoclimático se pueden establecer los siguientes modelos de validez regional:

- Modelo conceptual para representar la producción de las distintas componentes de la esorrentía en la ladera.
- Modelo conceptual para la transferencia del flujo a través de la red de drenaje.
- Modelo para obtener los parámetros para la transferencia del flujo en la red de drenaje (apoyado en la Geometría Hidráulica, etc).
- Modelo Geomorfo-bio-climático para relacionar las características físicas de la ladera y su cobertura con los parámetros del modelo de producción.

De los cuatro modelos anteriores, los dos primeros explícitamente conforman el modelo hidrológico, pero los otros dos modelos conceptuales están implícitos en la conceptualización y parametrización de los primeros.

Además, se parte de que se tiene o se puede adquirir el suficiente conocimiento de la cuenca y de la región para definir o parametrizar globalmente estos modelos.

La respuesta hidrológica se obtiene en función de la información de la precipitación sobre la cuenca y los modelos ya descritos. En realidad el modelo precipitación - esorrentía, es un algoritmo que articula de forma ordenada todos estos elementos.

3.4 DISCRETIZACIÓN DE LA CUENCA

Considerando la importancia y la necesidad de que el modelo sea distribuido, es importante definir la forma en que se realiza la subdivisión de la cuenca, es decir, el tipo de discretización y el tamaño de los elementos constitutivos.

Para la definición del tipo de discretización, en la presente tesis se tuvieron en cuenta varios aspectos de la facilidad operacional que da la elección de celdas rectangulares y preferiblemente cuadradas que son:

- La facilidad que desde el punto de vista topológico da el manejo de la malla de celdas donde cada una de ellas se puede definir mediante los índices de fila y de columna.
- La facilidad de conversión de información digital y gráfica a mapas digitales en formato ráster con un tamaño de celda compatible con el que se ha discretizado la cuenca.
- La facilidad para el cambio de escalas.
- Las posibilidades de pre-procesar los mapas en SIG comerciales en formato ráster.

- La facilidad de adaptar la información a un formato compatible con algunos de los SIG más comúnmente utilizados (GRASS, Idrisi, etc.).
- La comodidad con el manejo del álgebra de mapas.

Se puede pensar que métodos vectoriales como los métodos basados en polígonos irregulares pueden hacer una discretización más precisa de la cuenca y de los distintos elementos en los que se pretenda hacer una discretización. Para la escala que se pretende trabajar con el modelo, se considera que un aumento en la precisión no justifica el incremento en la complejidad topológica y necesariamente operativa que introducirían en el modelo otros tipos de representación (vectorial o triangular). Además, se puede argumentar en este caso que se puede mejorar la precisión disminuyendo el tamaño de las celdas y que ésto se puede hacer en la medida que se obtenga con ello importantes ganancias.

Se parte de que se dispone de información suficiente acerca de la topografía y que mediante la discretización en celdas rectangulares con un tamaño adecuado se puede obtener un modelo de elevación digital para identificar las características morfométricas de la cuenca.

En la representación de la cuenca por celdas rectangulares, el tamaño de las celdas debe estar relacionado con el tamaño característico de las laderas y con el esquema conceptual para la representación del flujo en las celdas. Además, las celdas deben ser tan pequeñas como se requiera para introducir la variabilidad espacial de la precipitación en cada intervalo de tiempo, representar la variabilidad espacial de la “cobertura” del suelo y diferenciar el tiempo de respuesta desde distintas unidades de producción de escorrentía.

3.5 ESTRUCTURA GENERAL PARA LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA

En términos generales, se considera implícitamente que los principales procesos de producción de escorrentía ocurren en las celdas y la transferencia se hace a través de la red de drenaje.

Como producción de escorrentía se considera al conjunto de procesos que ocurren para que la precipitación que cae sobre el terreno se incorpore al flujo en la red de drenaje superficial. Para la modelación hidrológica distribuida la cuenca hidrográfica se representará mediante un conjunto de celdas rectangulares, donde las celdas se consideran las unidades de producción de escorrentía.

La mayoría de los esquemas conceptuales de escorrentía se basan en representar el suelo como un conjunto de varios tanques de almacenamiento. En cada intervalo de tiempo, para cada celda se distribuye la precipitación entre los distintos tanques y en función del volumen almacenado en cada uno de ellos se determina su contribución a la escorrentía y finalmente se realiza el balance para actualizar el volumen almacenado en cada uno de los tanques.

La posibilidad de representar la traslación del flujo sobre los distintos elementos de la red de drenaje, abre las puertas a la formulación de esquemas conceptuales en donde las distintas componentes de la escorrentía se pueden incorporar a la red de drenaje superficial partiendo desde distintos elementos funcionales y no únicamente desde la celda. Como elementos funcionales se pueden definir la subcuenca, la ladera y la celda.

Es claro que el flujo subsuperficial se realiza en la capa superior de suelo y que en la base de la ladera se incorpora al caudal del cauce. También es claro que el flujo base sólo se produce a partir de un tamaño determinado de la unidad de análisis. Este tamaño es tal que la subcuenca tenga capacidad para almacenar escorrentía para formar el flujo base.

Una vez definido para un ambiente geomorfológico el umbral de área drenada acumulada en que ya se tiene una subcuenca, en el esquema discreto de celdas, la subcuenca se definiría a partir de una celda de salida de subcuenca que tiene un área drenada mayor o igual a este umbral. Una subcuenca está formada por todas las celdas que drenan hacia la celda de salida y son denominadas celdas interiores de subcuenca.

De un modo similar, habiendo definido una ladera como una fracción de la subcuenca que excede un umbral de área, en el esquema discreto de las celdas una ladera estaría definida a partir de una celda de salida que tiene un área drenada mayor o igual a este umbral. Una ladera está formada por todas las celdas que drenan hacia la celda de salida y son denominadas celdas interiores de ladera.

El flujo que se drena a través de los surcos se forma a partir de un área significativamente pequeña; en la representación por celdas se considera que esta área puede ser representada por una sola celda (en la mayoría de los casos). Cuando se tienen representaciones muy finas con celdas muy pequeñas esta área puede ser representada por un número determinado de celdas acumuladas.

En cada celda se pueden representar adecuadamente los distintos procesos hidrológicos mediante relaciones sencillas, entre los estímulos que recibe la celda, los parámetros asociados a las características de la celda y unas variables de estado. Se asume que las relaciones funcionales que se establecen, son válidas para la escala temporal.

3.6 LA RED DE DRENAJE VIRTUAL

La estructura de la red de drenaje es equivalente a la estructura de conexión de las celdas entre sí, la cual se basa en las direcciones de flujo entre las celdas. Cuando el área drenada es muy pequeña, en las laderas e incluso al interior de la celda donde la red de drenaje está formada por pequeños surcos o incisiones en la microtopografía, se supone que hay un canal equivalente y representativo de la red de drenaje en la respectiva celda. Este canal articulado con los de las celdas vecinas constituye una pequeña red de drenaje que se considera representativa de la red de drenaje de la ladera.

Con estos elementos se construye una red de drenaje superficial virtual que conecta superficialmente todo el conjunto de celdas que representan la cuenca hidrográfica. Esta red de drenaje virtual tiene un elemento (cauce) representativo para cada celda y sus características geométricas e hidráulicas dependen del área drenada a través de la celda y de su pendiente local.

Para las componentes de la escorrentía que todavía no alcanzan la red de drenaje superficial y que discurren por el interior del suelo (en la celda, ladera y subcuenca), también se define la trayectoria del flujo, con dos componentes: una componente vertical determinada por la gravedad y una componente horizontal que tiene las mismas direcciones de flujo que se determinan en la red de drenaje superficial. En este caso se supone que hay una coincidencia de las divisorias de aguas superficiales, subsuperficiales y de aguas subterráneas.

Conceptualmente, hacia aguas arriba y a nivel de subcuenca, la red de drenaje se bifurca en escorrentía superficial y subterránea. De un modo similar aguas arriba al nivel de la ladera, la red de drenaje de escorrentía superficial se bifurca en dos ramificaciones: una para el flujo subsuperficial y la otra para el flujo superficial. Estas ramas son análogas en cuanto a dirección de flujo. Es por ello que, de un modo general, se puede hablar de una red de drenaje virtual tridimensional para toda la cuenca.

3.7 EL MODELO HIDROLÓGICO

Para la representación de los procesos hidrológicos en la cuenca, el modelo hidrológico se compone de dos submodelos conceptuales, uno de producción de escorrentía y el otro de translación. El primer submodelo se encarga de representar la producción de las distintas componentes de la escorrentía (cualquiera que sea su naturaleza) a nivel local (celda, ladera o subcuenca). El segundo submodelo trata de representar el viaje de la escorrentía (producida a nivel local), que se va agregando aguas abajo en la red de

drenaje, hasta que llega a los distintos puntos de interés. Estos submodelos se presentan con detalle en los capítulos 4 y 5 respectivamente.

En el modelo hidrológico se articulan estos dos submodelos entre sí con el módulo que permite la entrada de información espacialmente distribuida acerca de la lluvia y de los parámetros hidrológicos de la cuenca, y un módulo que permite la salida de resultados.

4 SUBMODELO DE LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA

4.1 INTRODUCCIÓN

En la presente tesis, se desarrolló un modelo hidrológico que consta de dos submodelos: uno encargado de simular la producción de las distintas componentes de la escorrentía y el otro encargado de transferirlas como flujo sobre los cauces que forman la red de drenaje de la cuenca. Antes de proceder a la presentación del submodelo de producción de escorrentía, se considera importante hacer una descripción general de la escorrentía (apartado 4.2). En esta descripción se presentan las distintas componentes de la escorrentía y los diferentes mecanismos para la formación y el desarrollo de cada una de ellas.

También se ha considerado pertinente hacer un análisis de los elementos que se deben incluir en la representación conceptual de la producción de escorrentía (apartado 4.2.4). Con los elementos que se han considerado importantes se ha configurado el modelo distribuido subdividiendo el terreno en celdas rectangulares (cuadradas) y en cada celda se incluyen varios elementos de almacenamiento, uno para cada una de las distintas componentes de la escorrentía tal como se describe en el apartado 4.3. En el apartado 4.4 se presentan las relaciones funcionales para la representación de cada una de las componentes de la escorrentía.

4.2 LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA Y LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA CUENCA

4.2.1 LA ESCORRENTÍA

La parte del volumen de agua de la tormenta que se alcanza a convertir en caudal durante la crecida se conoce como escorrentía. De un modo un tanto simplista, se puede decir que el volumen de agua de una tormenta se divide en tres partes. Una primera parte se queda adherida a las hojas y a las superficies expuestas a la lluvia. Se puede considerar que esta parte, conocida como interceptación, se evapora y no hace parte del caudal de la crecida. Una segunda parte ingresa al interior del suelo bajo la acción de la

gravidad y la succión capilar. Una vez allí, cuando el contenido de agua supera la capacidad de almacenamiento capilar, bajo la acción de la gravedad puede tomar distintos caminos hasta llegar a un cauce y/o a un sitio de almacenamiento. El resto del volumen fluye por la superficie de la ladera hacia un cauce.

De acuerdo a los procesos que determinan el camino que sigue el agua hasta llegar a los cauces se han definido distintos tipos de escorrentía. Ellos son:

- **Escorrentía por exceso de infiltración o “escorrentía hortoniana”.** Cuando la intensidad de la tormenta excede la capacidad de infiltración del suelo, se asume que la cantidad en exceso fluye por la superficie de las laderas de la cuenca (Horton, 1933). Este flujo que se presenta en una delgada capa sobre la superficie de la ladera y tiene velocidades entre 200 – 500 m/h, se considera que ocurre principalmente en ambientes áridos o donde se ha talado la vegetación natural (Kirby y Chorley, 1967).

En muchas zonas es poco probable la generación de escorrentía por exceso de infiltración en toda la cuenca puesto que las capacidades de infiltración son muy superiores a las intensidades máximas de la lluvia. Por ejemplo, los suelos delgados con buena vegetación en regiones húmedas y templadas usualmente tienen altas capacidades de infiltración. Weynman (1973) reportaba valores de 200 mm/h en las laderas de Mendip (Inglaterra) donde la máxima intensidad de la precipitación era de 70 mm/h. Betson (1964) sugería que la escorrentía superficial puede ser generada sólo en una pequeña parte de la cuenca. Particularmente la escorrentía por exceso procede de áreas con suelos impermeables con delgados horizontes orgánicos y de áreas con alto contenido de humedad antecedente cercanas a los cauces o concavidades de la superficie del terreno (Anderson y Burt, 1978). Además, la variabilidad de la distribución espacial de la capacidad de infiltración y del contenido de humedad es mucho mayor que lo que podía vislumbrar la teoría de la escorrentía por exceso de infiltración.

- **Escorrentía superficial sobre el suelo saturado o “escorrentía de Dunne”.** Cuando el suelo está saturado, el agua que cae directamente de la lluvia se convierte directamente en escorrentía superficial, independientemente de que la cantidad de lluvia exceda la capacidad de infiltración (como lo requiere la escorrentía Hortoniana – Horton, 1945) (Dunne y Black, 1970; Dunne *et al.*, 1975). El agua que satura el suelo puede tener distinta procedencia: la lluvia que se ha infiltrado en el sitio, la escorrentía superficial procedente de las partes altas de la ladera, la escorrentía subsuperficial procedente de la infiltración aguas arriba en la ladera, el agua procedente de los ríos aguas abajo que pasa al suelo en la interacción acuífero - río, el aumento del nivel freático en los acuíferos, etc.

- **Escorrentía de retorno del flujo subsuperficial o interflujo.** (Dunne *et al.*, 1975). El agua infiltrada aguas arriba en la ladera y que fluye a través del subsuelo puede retornar a la superficie como flujo superficial ya sea por la saturación del suelo o por la baja transmisividad de la capa de suelo en la que fluía y por lo tanto encuentra mejores condiciones de circulación sobre la superficie (Anderson y Burt, 1990). Es decir que, en un punto de la cuenca como agua disponible para la escorrentía superficial se tiene: la lluvia que cae sobre el sitio, el flujo de escorrentía superficial procedente de aguas arriba y el posible retorno del flujo en el subsuelo al flujo superficial.
- **Crecida subsuperficial o “Subsurface Stormflow”.** Es la escorrentía subsuperficial de gran magnitud. Los experimentos de Whipkey (1965) demostraron la posible existencia de un flujo lateral subsuperficial en presencia de una discontinuidad en la permeabilidad dentro del perfil del suelo. En ambientes húmedos especialmente en laderas muy pendientes donde los suelos son delgados, permeables y tienen desarrollado un horizonte de suelo muy marcado, el interflujo puede alcanzar velocidades importantes de más de 0.4 m/h (Weynman, 1973). Debido a ésto ha sido considerado por muchos autores como un gran contribuyente a la generación del caudal pico. Los picos resultantes son necesariamente más retrasados y atenuados que aquellos generados por escorrentía superficial, a menos que los macroporos y estructuras no capilares en el suelo se integren en un sistema natural de tubos subsuperficiales (Jones, 1971) dentro de los cuales es posible que se tengan velocidades del orden de 200 m/h.
- **Saturación de cuñas de interflujo.** El aumento del nivel en el agua de interflujo significa un crecimiento del área saturada durante la lluvia. Ésto sin que necesariamente haya saturación en las capas inferiores del suelo (Weynman, 1973).
- **Flujo a Pistón.** Hewlett y Hibbert (1967), sugieren que en la zona saturada por el interflujo en algunos casos tiene una respuesta muy rápida (similar en la escala de tiempo a la que se observa en los hidrogramas del flujo en los cauces) probablemente a causa del desplazamiento de la humedad existente en el suelo en una especie de flujo Pistón. Este flujo sería insuficiente para constituir el caudal pico de la crecida pero su papel principal es el incremento del tamaño de las áreas con la capa de suelo saturada sobre las que puede ocurrir el flujo superficial en las inmediaciones de las corrientes (Anderson y Burt, 1990). Además, el agua almacenada en la ladera puede mantener recesión del flujo durante el estiaje en un período prolongado a medida que la cuña saturada se contrae (Hewlett y Hibbert, 1963; Anderson y Burt, 1977).

4.2.2 LA IMPORTANCIA RELATIVA DE LAS DISTINTAS FORMAS DE ESCORRENTÍA

En algunas circunstancias puede ser predominante un tipo específico de escorrentía sobre los demás. Este predominio depende de las características de la tormenta como intensidad y duración, y de las características del terreno como espesor del suelo, estructura, permeabilidad, macro y micro porosidad, existencia de estratos, pendiente, posición en la ladera y condiciones de humedad antecedente.

Es el caso de la escorrentía subsuperficial a la que, en los últimos años se le ha atribuido una gran importancia relativa a los volúmenes que a través de ella hacen parte de la respuesta hidrológica de la cuenca. La importancia de este proceso, en cuencas húmedas de regiones de clima moderado, ha sido prácticamente confirmada por mediciones y observaciones de campo de distintos investigadores. Por lo general, se considera que en cuencas áridas su importancia relativa es prácticamente nula. En términos generales estos conceptos pueden estar respaldados por la interacción entre clima y vegetación para la formación del suelo, a través del cual se presenta este flujo. Para la modelación hidrológica, no parece conveniente partir de estas generalizaciones que se basan en observaciones en condiciones climáticas y geológicas predeterminadas y generalmente extremas.

En zonas muy húmedas con altas pendientes, la lixiviación limita el desarrollo de los suelos y de las plantas, además, las condiciones de humedad y temperatura favorecen la meteorización de las formaciones que los soportan. Éste es el caso de cierto tipo de rocas cristalinas que se transforman en arcillas. Durante las tormentas prácticamente toda el agua de las laderas discurre lentamente por una pequeña capa de suelo en la que, a medida que avanza el tiempo, aumenta el nivel de agua freática hasta que cesa la tormenta. Empieza entonces a disminuir el agua almacenada en la capa de suelo que recubre las laderas a medida que hace parte del flujo de los elementos que constituyen la red de drenaje. En el caso de tormentas suficientemente intensas se puede alcanzar el umbral de estabilidad de esta capa y tanto el agua almacenada como el suelo que la contenía se mueven hacia la red de drenaje donde siguen su camino aguas abajo. A partir de este momento se presenta escorrentía superficial sobre las laderas desnudas. En este caso, paradójicamente, el flujo subsuperficial en vez amortiguar la respuesta hidrológica se podría decir que funciona como un acumulador para la concentración de dicha respuesta.

Igualmente en las zonas húmedas, en algunos casos se realizan perturbaciones importantes en la cobertura por la actividad humana en la zona (explotaciones mineras o forestales). En estos casos es mucho mayor la importancia relativa de la escorrentía superficial.

En zonas áridas con formaciones geológicas de importante permeabilidad secundaria una gran parte del agua de escorrentía fluye a través de fisuras, grietas o canales subterráneos y una menor cantidad fluye sobre la superficie. En este caso una componente de la escorrentía que se traslada por el subsuelo puede constituir una parte importante de la respuesta de la cuenca y esta componente puede tener una respuesta tan rápida como la que se presenta en otras cuencas sobre la superficie.

4.2.3 LAS TRAYECTORIAS PREFERENCIALES DEL FLUJO

En muchos modelos hidrológicos se considera que la ladera se puede representar como una combinación de planos inclinados sobre los que se supone que el flujo se distribuye uniformemente mientras fluye hacia otros elementos o hasta que pasa a un elemento de la red de drenaje.

Tradicionalmente se plantea que la escorrentía superficial se distribuye uniformemente y a lo ancho de la ladera. Sin embargo, en la realidad se observa que en distancias muy cortas la escorrentía superficial se concentra en los pequeños surcos que tiene la microtopografía.

La escorrentía superficial fluye entre pequeños surcos donde, además, el agua transporta pequeñas partículas de suelo. A medida que circulan el agua y sus sedimentos se van erosionando los pequeños surcos. En la mayoría de los casos, éstos se han formado gracias a la concentración del flujo, lo que constituye un proceso de retroalimentación que garantiza su crecimiento y la disminución de las distancias que recorren las gotas hasta encontrar uno de estos surcos.

A medida que se va desarrollando el surco, las posibilidades de infiltración del agua que fluye sobre él son menores porque los sedimentos que transporta el agua pueden ir sellando los sitios por donde se infiltra. En el largo plazo, la colmatación acumulada provee condiciones más desfavorables para la infiltración. Desde este punto de vista se puede pensar que la infiltración ocurre muy cerca de donde cae la lluvia ya que una vez que el agua fluye sobre la ladera y se concentra en los elementos incipientes de la red de drenaje tiene menos posibilidades de infiltrarse. Se puede considerar, además, que aguas abajo cada vez hay menos posibilidades para la infiltración.

En realidad el proceso no es tan simple por que hay que tener en cuenta las interacciones bióticas y químicas que se tienen en la capa superficial del terreno. En

pueden sellar los caminos para el paso del agua al interior de la roca y a la vez estos caminos se van agrandando con el paso del agua para formar verdaderas redes kársticas en el subsuelo. En este caso también se favorece la idea de los caminos preferenciales del flujo.

Si el agua se infiltrara no se formarían surcos y sería muy extraña la escorrentía superficial. Cuando la capacidad de infiltración del suelo es muy alta y éste es bien drenado, por lo general no se tiene escorrentía superficial y ella no modela la microtopografía de la ladera. En estos casos la forma del paisaje está determinada por el flujo del agua por el interior del suelo. Tal situación se presenta en algunos terrenos que yacen sobre morrenas o en suelos cubiertos con cenizas volcánicas. En este caso también es clara la existencia de caminos preferenciales.

En este punto hay que agregar que, en condiciones naturales, el flujo al interior del suelo se desarrolla principalmente a través de conductos que tienen un tamaño muy superior (muchas veces varios ordenes de magnitud) al tamaño medio de los granos de suelo que es lo que determina la microporosidad (Beven y German, 1982). Estos conductos por los que se desarrolla el flujo se conocen como macroporos y son pequeños orificios, grietas, fracturas y discontinuidades en el suelo que determinan una especie de red de canales. El flujo a través de los macroporos no cumple necesariamente la ley de Darcy, y la conductividad hidráulica de la estructura de macroporos puede ser varios ordenes de magnitud superior a la que tendrían las partículas del suelo homogéneo. Los macroporos están relacionados con la estructura y textura del suelo que en gran medida se deben a su interacción con el clima y la biota. Los macroporos también constituyen caminos preferenciales que se articulan en la ladera con todos los otros.

En muchos casos la capa superior del suelo yace sobre otra con menor conductividad y sobre la superficie de contacto de estas capas se desarrolla el flujo subsuperficial. Los razonamientos para la existencia de una microtopografía en la superficie del terreno son igualmente válidos en esta superficie de contacto, por lo tanto, se considera su existencia y de hecho la de unos caminos preferenciales donde se concentra el flujo. El flujo subsuperficial se concentra en las depresiones en una especie de canales subterráneos lo que retroalimenta la formación de otras depresiones.

Así, el agua en el subsuelo de un modo similar al agua en la superficie, arrastra pequeñas partículas que van sellando los conductos por los que se presenta la percolación. Se considera que, a medida que el agua se va concentrando en estos cauces por el interior del suelo, tiene menos posibilidades de percolar hacia el acuífero al interior del suelo.

Un planteamiento similar nos puede ayudar a pensar que las pérdidas por percolación profunda son prácticamente cero a menos que las condiciones geológicas sean tales que ameriten una consideración distinta.

En términos generales, se propone aquí un esquema conceptual que se basa en el supuesto de que el agua rápidamente encuentra un camino preferencial definido sobre la red de drenaje virtual tridimensional, a través del que fluye hacia la salida de la cuenca.

4.2.4 LA REPRESENTACIÓN CONCEPTUAL DE LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA

En la conceptualización de la cuenca para la modelación hidrológica se considera la escorrentía dividida en varias componentes. Algunos esquemas conceptuales consideran tres componentes asociadas al tiempo de respuesta y se refieren a escorrentía rápida, intermedia y lenta. Otros esquemas se refieren a los distintos caminos que puede tomar el agua: flujo superficial, interflujo, flujo subsuperficial y flujo base.

En la literatura se encuentran muchos esquemas conceptuales para representar la producción de escorrentía. La mayoría de ellos coincide en una representación esquemática que incluye varios tanques de almacenamiento interconectados entre sí. Estos esquemas se han utilizado con éxito tanto en modelos conceptuales agregados de simulación continua (Stanford, Sacramento, Tankmodel, GR-3, etc.) como en modelos que se pueden considerar distribuidos (Watflood, DVSM, SLURP, etc). En términos generales, en todos estos modelos se utiliza un grupo de tanques para representar conceptualmente la producción de escorrentía en lo que se puede considerar una unidad de respuesta hidrológica o HRU.

La mayoría de los esquemas conceptuales funcionan bien y los supuestos en que se basan son razonables y responden a las necesidades para los que fueron desarrollados. En realidad, todos ellos no dejan de ser arbitrarios y reflejan la idea que tiene su autor de la dinámica de los procesos en la cuenca.

En nuestro caso, se podría adoptar uno de los modelos que se ofrecen en la literatura para evitar la argumentación de un nuevo esquema conceptual. Lo cierto es que para la representación de la producción de la escorrentía en la cuenca, se desea incluir algunos conceptos y criterios que, aunque no son nuevos y muchos ya han sido incluidos en los modelos hidrológicos conceptuales, en su conjunto no se encuentran en ningún modelo de la literatura revisada hasta el momento. Menos aún incorporados en un modelo distribuido que cuenta con un módulo para la transferencia del flujo como el que se presenta en el capítulo 5.

Para la representación de los procesos se considera que, dadas las diferencias entre las distintas cuencas hidrográficas de distintos ambientes geomorfológicos y la variedad de formas en que pueden presentarse los distintos procesos, es ingenuo pensar que un solo esquema conceptual es adecuado para todas las cuencas hidrográficas de montaña. Por lo tanto, es importante disponer de una herramienta de modelación suficientemente flexible que se pueda ajustar a las condiciones específicas de cada cuenca para la modelación distribuida de crecidas.

4.3 CONFIGURACIÓN DEL MODELO

4.3.1 ELEMENTOS BÁSICOS PARA LA FORMULACIÓN DEL MODELO CONCEPTUAL

Para la configuración del modelo, los elementos básicos que se han tenido en cuenta para la representación de la producción de escorrentía son los siguientes:

- La estructura del modelo debe ser adecuada a las características de la cuenca para que los resultados sean más robustos y coherentes. Ésta debe ser definida por el analista de acuerdo al conocimiento de la cuenca y la región.
- Para la definición de la estructura del modelo y su aplicación en una cuenca específica, se pueden tener en cuenta tanto elementos teóricos y conceptuales como algunos elementos obtenidos de la experiencia y procedentes muchas veces de análisis regionales.
- Se puede plantear una superestructura donde al analista pueda estructurar fácilmente un modelo adecuado y coherente con las condiciones de la cuenca de interés.
- El modelo debe tener una estructura tal que se pueda aplicar a cuencas con distintas condiciones geológicas, geomorfológicas y climáticas, donde la importancia relativa de los procesos no sea la misma e incluso las relaciones funcionales para representar los procesos no necesariamente sean iguales.
- En todo momento y bajo cualquier circunstancia el modelo debe ser coherente con la ecuación de conservación de masa (ecuación de continuidad).
- En los distintos procesos que conforman la producción y la propagación de escorrentía cualquier inestabilidad en las condiciones de flujo favorece la concentración de flujo. El flujo de la escorrentía tiende a realizarse por caminos preferenciales. De estos caminos, los más notorios son los cauces.

- Para la escorrentía superficial, los caminos preferenciales los determina la microtopografía.
- El flujo en el interior del suelo ocurre principalmente a través de los macroporos y no necesariamente es Darciano.
- De un modo similar se espera que el flujo subsuperficial se desarrolle a través de caminos preferenciales. En algunos casos estos caminos se relacionan con el desarrollo de la red de drenaje (formación de cauces por tubificación y desmoronamiento posterior, o por “*sapping*” o arrastre de partículas y desmoronamiento en el sitio en el que el flujo sale del suelo hacia la superficie).
- El modelo debe tener en cuenta la evapotranspiración para la actualización del almacenamiento de agua capilar en el suelo. Esto mejora la simulación de las recesiones y la simulación de las tormentas complejas.
- La mayor parte del volumen de los caudales de crecida no necesariamente procede de escorrentía superficial y es posible que en muchos casos sea formado en casi su totalidad por flujo subsuperficial y flujo subterráneo.
- El flujo base se incorpora a la corriente a partir de un umbral mínimo de área drenada.
- Algunas relaciones entre características morfológicas de la cuenca pueden ayudar a parametrizar relaciones para la producción de escorrentía. Es el caso de la relación entre la densidad de drenaje y el área de la cuenca que se conoce como la longitud de mantenimiento. En un esquema conceptual simple para obtener el flujo base, este parámetro se puede asociar a la longitud del acuífero libre (Wesselling, 1959).
- Se supone que se dispone de información suficiente de los campos de precipitación y de temperatura durante el período de la simulación. La discretización espacial puede ser mayor que el tamaño de las celdas y el valor en precipitación en cada una de las celdas se puede obtener por interpolación.
- Se supone que se dispone de mapas con la información, sobre toda la cuenca, de la distribución de los parámetros que son variables en el espacio y que se pueden considerar estacionarios. Estos mapas se han preparado previamente.

Estos elementos se articulan en un modelo distribuido que pueda incorporar distintos esquemas conceptuales para la representación de la producción de escorrentía.

4.3.2 ESQUEMA CONCEPTUAL DE LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA EN LA CUENCA

La representación de la producción de escorrentía se hace mediante esquemas conceptuales simples adaptados a la escala de la celda y al intervalo de tiempo que se considera en la modelación de eventos (entre 1 y 0.1 hora).

De acuerdo con lo presentado en el capítulo 3 se ha dividido la cuenca en celdas rectangulares (cuadradas) y cada celda se considera de hecho una HRU. Dependiendo de la discretización, una celda corresponde a una porción de ladera o de cuenca que puede tener un área entre 100 y 50 000 m². Los procesos determinantes de la producción de escorrentía en cada celda (interceptación, detención, infiltración, evaporación y evapotranspiración, recarga del acuífero y escorrentía superficial y subsuperficial, retorno del flujo base y flujo en los cauces de la red de drenaje) se pueden representar como el flujo y el almacenamiento del agua en un sistema de varios tanques de almacenamiento interconectados entre sí. Ésto para todas y cada una de las celdas.

En un esquema bastante general, cada celda consta de cinco elementos de almacenamiento (o tanques) conectados entre sí y conectados con los de otras celdas para representar la escorrentía. Estos elementos están dispuestos jerárquicamente en cinco niveles de arriba hacia abajo, y cada uno de los cuales tiene un significado en la representación del proceso de escorrentía, así:

- El elemento que representa el agua capilar que se almacena en la capa superior del suelo y su cobertura (hasta la zona de influencia de las raíces). De este elemento sólo es posible la salida del agua mediante la evapotranspiración. La capacidad máxima de este tanque (conocido como almacenamiento estático o capilar) debe ser como mínimo la lámina máxima de interceptación más el agua útil en el suelo capilar y una fracción del almacenamiento gravitacional.
- Un elemento de almacenamiento que representa el agua que se aloja en la superficie de la ladera mientras fluye sobre ella (a través de los surcos de la microtopografía) hasta su ingreso a un cauce de la red de drenaje. De este elemento sale la componente de la escorrentía directa sobre la ladera.
- El elemento que representa el agua gravitacional que se almacena en la zona saturada de la capa superior del suelo mientras fluye como flujo subsuperficial.
- El almacenamiento que representa el agua gravitacional almacenada en la parte inferior del suelo, que produce el flujo base.

- El almacenamiento de agua mientras fluye por un canal equivalente o representativo de los elementos de la red de drenaje en la celda.

De estos cinco elementos de almacenamiento en que se representa la celda, los cuatro primeros se utilizan para la representación de la producción de escorrentía y el quinto forma parte del submodelo de transferencia de escorrentía, que se analizará con detalle en el capítulo 5.

De los cuatro elementos que se utilizan para la representación de la producción de escorrentía, el agua almacenada en el primer nivel no participa en la escorrentía, mientras que en cada uno de los otros niveles se produce una componente de la escorrentía. Cada elemento de la celda pasa su componente de la escorrentía a la celda vecina aguas abajo o al elemento que representa un canal de la red de drenaje. En los elementos de la red de drenaje se concentra el flujo de escorrentía con el procedente de los canales aguas arriba.

Es posible que en muchas cuencas se pueda representar la producción de la escorrentía mediante tres tanques, teniendo solamente uno para el almacenamiento en la zona saturada del suelo. Pero en muchas cuencas de montaña es clara la existencia de una capa superior de suelo que, respecto a la conductividad hidráulica del suelo y a su capacidad de almacenamiento de agua gravitacional, tiene marcadas diferencias (más de un orden de magnitud) con el substrato inferior. El agua se almacena en la capa superior a través de la que fluye por la ladera hacia la red de drenaje en forma de flujo subsuperficial.

Para representar el flujo entre los elementos del esquema conceptual del modelo, es importante tener la posibilidad de utilizar relaciones funcionales acordes con la dinámica de la producción de escorrentía en la cuenca de interés. Así, el modelo debe ofrecer distintas relaciones funcionales para permitir que el modelo se pueda adaptar para representar adecuadamente la producción de escorrentía en gran variedad de cuencas hidrográficas. A esta estrategia de modelación se le ha dado el nombre de **Simulación Hidrológica distribuida Abierta (SHIA)**.

4.3.3 ESQUEMA GENERAL DE INTERCONEXIÓN HORIZONTAL

De acuerdo con lo presentado en el capítulo 3, en el proceso de producción de escorrentía en una unidad de paisaje, las distintas componentes se incorporan a la red de drenaje procediendo de áreas de producción de diferente tamaño, lo que involucra distintas escalas espaciales en la modelación, así:

- El área mínima requerida para la presencia de un flujo base procedente del acuífero y por encima de la cual los cauces son perennes, determina un umbral de área que se asocia con el tamaño de las subcuencas. Por debajo de este umbral de área el flujo subterráneo se transfiere en la ladera hacia la celda vecina de acuerdo a la dirección definida previamente para el flujo.
- El área mínima para que el flujo subsuperficial salga a la red de drenaje, se asocia a un umbral de área tal que el flujo subsuperficial encuentra un cauce que corresponde a una incisión suficientemente profunda en el terreno. Por debajo de este umbral de área el flujo subsuperficial se transfiere de una celda a otra aguas abajo en la dirección predefinida del flujo.
- El área máxima de drenaje para la transferencia del flujo superficial en la ladera de una celda a otra, se define como umbral de área de flujo superficial, a partir del cual la transferencia es hacia los elementos de la red de drenaje.

En la mayoría de las cuencas de montaña el agua discurre una corta distancia por la ladera hacia pequeños surcos presentes en la microtopografía en los que se concentra. Estos surcos, de hecho, son formas incipientes de la red de drenaje. Al parecer, el área por debajo del cual se mantiene el flujo superficial en la ladera es muy pequeña y por lo general puede ser inferior al área de la celda. En este caso el umbral es uno y desde este punto de vista su definición puede parecer innecesaria.

En general, para los distintos niveles de almacenamiento relacionados con la producción de las distintas componentes de la escorrentía se define un umbral de área en número de celdas.

Para cada uno de los niveles se definen celdas interiores y celdas de salida. Las celdas interiores son aquellas que tienen un área acumulada inferior a la que se considera como representativa del umbral de salida en su respectivo nivel. En las celdas interiores estos tanques se conectan con sus equivalentes aguas abajo. En la celda de salida para un nivel determinado, el tanque correspondiente se conecta a la red de drenaje.

En cada celda, en los elementos de almacenamiento donde se produce cada una de las componentes de escorrentía, la transferencia horizontal se hace a la celda aguas abajo y a su elemento de almacenamiento correspondiente al mismo nivel, siempre que no se haya superado o igualado el umbral de área respectivo. Cuando se iguala o supera este umbral, esta celda entrega lo que produce en este nivel a un elemento canal de la red de drenaje.

En la Figura 4.1. se presenta un esquema de las celdas y los niveles para la producción de las distintas componentes de la escorrentía. En ella, en los elementos interiores hay

continuidad en el nivel hacia aguas abajo y en los elementos con descarga exterior se identifica discontinuidad en el nivel aguas abajo.

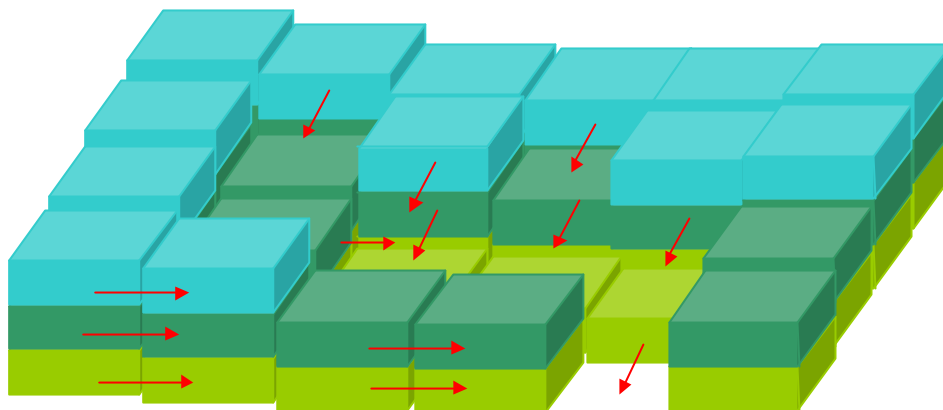


Figura 4.1. Esquema de las celdas y su conexión con los elementos en la ladera

4.3.4 LA INTERCONEXIÓN DE LOS ELEMENTOS EN LA CELDA

Teniendo en cuenta el tipo de cobertura y el estado de humedad de la misma, el agua de la precipitación puede pasar a incrementar la humedad del suelo o puede ser excedente para: hacer parte de la escorrentía directa, fluir a través del suelo en forma de flujo subsuperficial o percolar a los almacenamientos subterráneos de donde una fracción de ella, puede hacer parte del flujo base.

Con base en los modelos conceptuales encontrados en la literatura, para la interconexión de los elementos al interior de las celdas se exploraron distintas posibilidades.

El concepto de los caminos o trayectorias preferenciales implica que en una celda, una partícula hace su trayectoria horizontal por un solo nivel y que la mayor parte de la trayectoria vertical la hace cerca del sitio donde ocurrió la precipitación. Se asume así que en una celda el agua que ingresa a un nivel sale de la celda (hacia otra celda o hacia un elemento de la red de drenaje) por el mismo nivel, es decir, que dentro de la celda no se dan cambios de nivel. Para representar la producción de escorrentía cada celda tiene cuatro elementos de almacenamiento que representan: el almacenamiento capilar en el suelo (zona superior) de donde el agua sólo sale por evaporación o por difusión ($T0$), el almacenamiento del agua mientras fluye por la superficie de la ladera ($T1$), el almacenamiento gravitacional en el suelo (zona superior) donde ocurre el flujo subsuperficial ($T2$) y el almacenamiento en la parte inferior del suelo o acuífero ($T3$).

En la Figura 4.2. se presenta un esquema del modelo. En ella puede observarse la disposición de los elementos de almacenamiento que reciben el agua de un conducto distribuidor. El modelo consta de varios elementos: conducto distribuidor, nodos de derivación, tanques, descargas de tanques, conductos de traslación y nodos de convergencia. El proceso se explica a continuación.

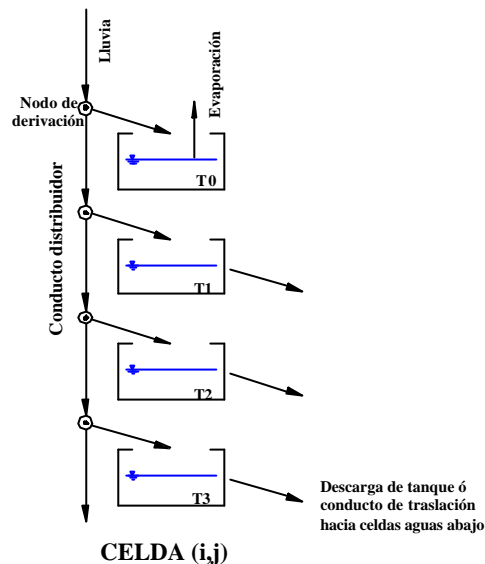


Figura 4.2. Esquema de conexión de los elementos en la celda (i,j).

El agua de la lluvia se conduce por el canal de distribución del que va saliendo hacia los tanques a través de los nodos de derivación.

La cantidad de agua que se deriva en cada nodo y la que continua hacia los niveles inferiores por el conducto distribuidor se puede estimar con distintas ecuaciones dependiendo de las características de la cuenca y de la información disponible. Para este cálculo se han desarrollado diferentes algoritmos que consideran, todos ellos, la ecuación de continuidad y relaciones empíricas o conceptuales en las que se involucran parámetros relacionados con características de la cuenca. La cantidad que se deriva en cada uno de los nodos de la celda puede depender de la cantidad de agua disponible, el estado del almacenamiento del tanque y de la capacidad del conducto distribuidor aguas abajo del nodo. Este último se puede relacionar con la conductividad en el subsuelo en la celda.

La descarga en cada uno de los tanques está en función del volumen almacenado y de las características de la celda que se puedan asociar con el tiempo de permanencia del agua en un elemento de almacenamiento temporal.

Los tanques reciben agua procedente de los nodos de derivación o de los tanques de las celdas de aguas arriba.

4.3.5 LA CONEXIÓN DE LAS CELDAS CON OTRAS CELDAS

Combinando los criterios para la conexión de los elementos al interior de la celda con los criterios para la conexión entre celdas, se ha estructurado un modelo que aunque es relativamente simple está estructurado en varias escalas espaciales.

En la Figura 4.3. se pretende ilustrar la red de drenaje virtual tridimensional. El agua se almacena mientras fluye por los elementos de la red, de esta manera todo el conjunto de la red de drenaje tridimensional constituye el almacenamiento dinámico en la cuenca.

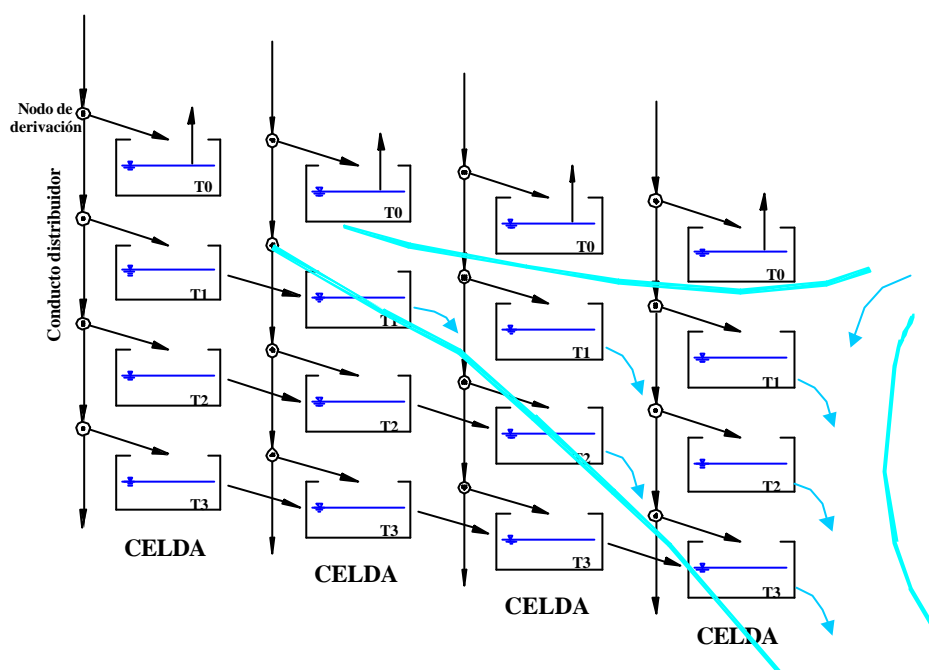


Figura 4.3. Esquema de la conectividad de los elementos de almacenamiento en la celda, la ladera, la subcuenca y los elementos de la red de drenaje.

En cada intervalo de tiempo, en cada celda se distribuye la precipitación a los distintos almacenamientos donde, en función del volumen almacenado en cada uno de ellos, se determina su contribución a la escorrentía. Dependiendo del nivel, la escorrentía pasa a las celdas aguas abajo o a los cauces de la red de drenaje superficial donde se integran las distintas componentes de la escorrentía con la procedente de las celdas aguas arriba. El modelo actualiza la cantidad de agua almacenada en la cobertura al considerar la evapotranspiración en la misma, la cual es función de la cantidad almacenada y de la tasa de evapotranspiración potencial. Finalmente, se realiza el balance para actualizar el volumen almacenado en cada uno de los tanques. El mismo proceso se repite en las celdas de aguas abajo, hasta cubrir toda la cuenca. Luego se repite toda la operación para un nuevo intervalo de tiempo.

El flujo entre los tanques es función del agua almacenada en ellos, por lo que las variables de estado son los volúmenes almacenados en cada uno de los tanques.

La función que relaciona el flujo con estas variables de estado, depende del esquema conceptual adoptado, del tipo de tanque y de las características morfológicas de la celda e hidrológicas del suelo en la misma.

En el apartado siguiente se presentan, con más detalle, las relaciones funcionales para el flujo entre los almacenamientos y hacia la red de drenaje. Se presenta, además, distintas formas en que se pueden representar los procesos que se han incluido en esta primera versión del modelo.

4.4 LAS RELACIONES FUNCIONALES PARA LA REPRESENTACIÓN DEL FLUJO

En este apartado se presentan las relaciones funcionales para representar el flujo entre los elementos del esquema conceptual del modelo SHIA. Para cada proceso se ofrecen distintas relaciones funcionales lo que permite que el modelo se pueda adaptar para representar adecuadamente las condiciones de producción de escorrentía en una gran variedad de cuencas hidrográficas.

4.4.1 EL ALMACENAMIENTO CAPILAR EN EL SUELO Y LAS PÉRDIDAS POR EVAPOTRANSPIRACIÓN

En cada intervalo de tiempo y sobre todas y cada una de las celdas se tiene la información de la lámina de precipitación. De acuerdo con la configuración del modelo esta precipitación entra al conducto distribuidor del que se deriva una cantidad para el primer almacenamiento o tanque.

El primer almacenamiento, denominado almacenamiento capilar o estático (T_0), representa el agua que transita por la cuenca y que sólo sale de ella por evapotranspiración, por lo tanto no hace parte de la escorrentía. Este almacenamiento representa la interceptación, la detención del agua en charcos y el agua que se retiene en el suelo por las fuerzas capilares.

Se supone que este tanque tiene una capacidad máxima igual a la suma de la capacidad de almacenamiento de “agua útil” en el suelo y la capacidad de la cobertura de la superficie para almacenar agua. Esta última por lo general está relacionada con la cobertura vegetal. La capacidad de almacenamiento de “agua útil” está relacionada con la cantidad de agua que hay que agregar a una columna de suelo muy seco (que tiene un contenido de humedad igual al punto de marchitez) hasta alcanzar el mayor almacenamiento capilar posible sin que el agua fluya por la acción de la gravedad (en el que se tiene un contenido de humedad igual a la capacidad de campo).

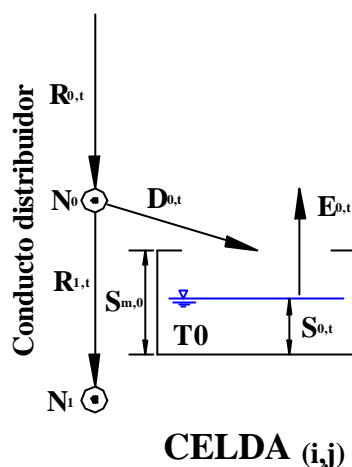


Figura 4.4. Esquema del almacenamiento capilar.

El modelo supone que es posible disponer o preparar mapas con valores de la capacidad máxima de almacenamiento estático en el suelo para todas y cada una de las celdas.

4.4.1.1 La derivación de agua hacia el almacenamiento estático

La cantidad de agua que se deriva del primer nodo del conducto distribuidor N_0 para ingresar al almacenamiento estático depende del contenido de humedad del suelo (representado por la cantidad de agua almacenada en el tanque), de las características del suelo (representado parcialmente por la capacidad máxima del tanque y por un parámetro que se relaciona con la facilidad con que el agua puede ingresar al almacenamiento capilar) y de la cantidad de lluvia (agua disponible en el conducto distribuidor).

Para la representación del tanque $T0$ se consideran las siguientes variables:

$R_{0,,t}$ cantidad de lluvia en el intervalo de tiempo Dt

$D_{0,,t}$ es el volumen de agua que se deriva hacia el almacenamiento capilar de la celda durante el intervalo de tiempo Dt

$S_{0,t}$ el volumen de agua en el almacenamiento capilar de la celda al final del intervalo en el tiempo t

$S_{0,t-Dt}$ el volumen de agua en el almacenamiento capilar de la celda al final del intervalo $t - Dt$ que es el inicio del intervalo en el tiempo t

Sm_0 es la capacidad máxima de almacenamiento en $T0$

$E_{0,t}$ cantidad de agua evaporada

Para la determinación de $D_{0,t}$ se consideran los siguientes criterios básicos:

Restricción por la lluvia. Dada la estructura del modelo y la conservación de masa no puede ingresar más agua que la existente en el conducto distribuidor $R_{0,t}$: $D_{0,t} \leq R_{0,t}$.

Restricción por saturación. A este almacenamiento no puede ingresar una cantidad superior a la que corresponde al espacio disponible en el almacenamiento capilar del suelo: $D_{0,t} \leq Sm_0 - S_{0,t-Dt}$.

Restricción por capacidad máxima de infiltración. Se considera que durante el intervalo de tiempo no puede ingresar al suelo una cantidad de agua mayor que un volumen máximo predefinido que depende de las características del suelo y del tamaño del intervalo de tiempo. La máxima tasa de flujo puede ingresar cuando el suelo está muy seco (cuando la humedad es cercana al punto de marchitez permanente de las plantas).

Respecto a las características del suelo este volumen máximo está asociado a la succión capilar y a su relación con la permeabilidad del suelo. La importancia de este parámetro es reducida en la modelación, aún cuando las condiciones antecedentes del suelo sean tales que esté muy seco ya que sólo es efectivo al inicio de la lluvia y cuando la lluvia es suficientemente intensa durante estos períodos.

Restricción por capacidad de infiltración. La cantidad de agua que puede ingresar al almacenamiento capilar durante un intervalo de tiempo depende de la succión capilar que es función del tipo de suelo y del contenido de humedad (la cantidad de agua almacenada).

Así, a medida que se va llenando este almacenamiento capilar va disminuyendo el volumen que puede ingresar durante el intervalo. El volumen que puede ingresar durante un intervalo se puede relacionar inversamente con el volumen de agua en el almacenamiento capilar al inicio del intervalo ($S_{0,t-Dt}$), también se puede interpretar que ese volumen se relaciona directamente con el espacio disponible en este almacenamiento ($Sm - S_{0,t-Dt}$).

A medida que crece el tamaño del intervalo de tiempo, decrece la tasa media de flujo al interior del suelo. Por ésto es importante que los parámetros del modelo no dependan directamente del intervalo de tiempo y así, para una cuenca determinada, el modelo sea operativo y consistente ante pequeños cambios en el intervalo de tiempo en la simulación.

La cantidad de agua que puede entrar a $T0$ en un intervalo de tiempo depende del tamaño del intervalo pero no linealmente. En muchas expresiones para la tasa de

infiltración se identifican dos términos, uno de ellos variable con el tiempo y el otro constante. Se puede pensar que el primero corresponde al flujo que ingresa al almacenamiento capilar en el suelo y que el segundo corresponde al flujo que ingresa al almacenamiento gravitacional en el suelo. El primer término es decreciente con el tiempo, de tal suerte que disminuye a medida que se va llenando el almacenamiento capilar y para este término se encuentran relaciones de muy distinta naturaleza. Varios autores (Philip, Hall, Collins y George – citados por Singh, 1988) coinciden en presentar la componente de la infiltración variable en el tiempo mediante una relación potencial con un exponente cercano a -0.5.

Kirkby (1975) observó que los detalles del flujo en medio no saturado no tienen ninguna influencia en la forma de las hidrógrafas y al respecto, es suficiente identificar adecuadamente el volumen y la velocidad media del flujo.

A continuación se presentan algunos esquemas conceptuales y empíricos que consideran los criterios presentados anteriormente.

Kirkby (1980) presentó un modelo de infiltración para un modelo hidrológico simplificado (agregado) en el que se podía representar la escorrentía superficial controlada por la infiltración y controlada por la saturación. Para representar la escorrentía controlada por saturación propuso un tanque con una capacidad Sm_0 , cuyo drenaje tiene una tasa de flujo constante igual a f_0 . El máximo volumen que puede ingresar al suelo hasta alcanzar la saturación V_{sat} es:

$$V_{sat} = (f_0 \Delta t + Sm_0 - S_0) \quad (4-1)$$

Los modelos de tanque que consideran una capacidad máxima son adecuados para representar la escorrentía controlada por saturación. Para complementar este esquema de tanque y para poder representar la escorrentía controlada por la infiltración, Kirkby (1980) propuso la siguiente ecuación para la capacidad de infiltración f_{inf} :

$$f_{inf} = f_0 + \frac{B}{S_0} \quad (4-2)$$

Donde B es una constante característica del suelo. Esta ecuación de infiltración tiene bastante similitud y en algunas condiciones puede ser equivalente a la ecuación de infiltración de Green y Ampt o a la ecuación de Philip. Los dos términos en la ecuación de infiltración de Kirkby se pueden interpretar así: el primero corresponde a una componente gravitacional de la tasa de infiltración mientras que el segundo corresponde a una componente capilar. Para adaptar la ecuación de Kirkby a nuestro modelo se considera que al almacenamiento estático sólo ingresa la segunda componente:

$$f_{\text{inf}} - f_0 = \frac{dS_0}{dt} = B / S_0 \quad (4-3)$$

Integrando para el periodo Dt se tiene que, de acuerdo con la capacidad de infiltración, el volumen que podría ingresar al almacenamiento estático $D_{0,t} \text{ (infiltración)}$ se obtiene de la siguiente ecuación:

$$D_{0,t \text{ (infiltración)}} = \left(S_{0,t-\Delta t}^2 + 2B\Delta t \right)^{1/2} - S_{0,t-\Delta t} \quad (4-4)$$

El volumen máximo que puede ingresar al suelo en el intervalo de tiempo se tiene cuando $S_{0,t-Dt}$ es cero. Él depende de la magnitud del intervalo de tiempo y es igual a $K_0 * Dt^{1/2}$, donde $K_0 = (2B)^{1/2}$.

Además, por condiciones de saturación, el volumen máximo que puede ingresar al almacenamiento estático $D_{0,t \text{ (saturación)}}$ es igual a:

$$D_{0,t \text{ (saturación)}} = (Sm_0 - S_{0,t-\Delta t}) \quad (4-5)$$

El volumen que ingresa al almacenamiento estático del suelo será el menor entre el volumen de lluvia en el intervalo de tiempo $R_{0,t}$ y los valores de $D_{0,t \text{ (infiltración)}}$ y $D_{0,t \text{ (saturación)}}$ y se expresa de la siguiente manera:

$$D_{0,t} = \text{Min} \left\{ R_{0,t}, \left[(S_{0,t-\Delta t}^2 + K_0^2 \Delta t)^{1/2} - S_{0,t-\Delta t} \right], (Sm_0 - S_{0,t-\Delta t}) \right\} \quad (4-6)$$

La expresión anterior atiende a los criterios especificados para la derivación del flujo al almacenamiento capilar. Esta ecuación requiere de la información contenida en el mapa de Sm_0 y de un parámetro K_0 que inicialmente se puede considerar como característico del suelo en las unidades de paisaje.

Cuando el almacenamiento inicial es cero esta ecuación es equivalente a la ecuación de Philip (1958). Se puede interpretar que $(8B)^{1/2}$ es equivalente a la sorptividad (s) de Philip que distintos autores relacionan con características físicas del suelo (Reynolds *et al.*, 1985 y Scotter *et al.*, 1988; citados por Bohne *et al.*, 1993).

De un modo similar, para la infiltración en la “zona capilar” se puede plantear una aproximación de la ecuación de Holtan (1961), quien sugería que la tasa de infiltración por encima de la tasa constante f_0 era proporcional al espacio disponible para almacenar agua infiltrada en el suelo, o lo que él denominaba infiltración potencial. Se puede interpretar que este razonamiento es válido para el almacenamiento capilar y por lo tanto es posible considerar válida la siguiente ecuación:

$$f_{\text{inf}} - f_0 = C(Sm_0 - S_0)^{p_0} \quad (4-7)$$

donde C y p_0 son constantes. Por lo que:

$$D_{0,t}(\text{infiltración}) = \left[(Sm_0 - S_{0,t-\Delta t})^{1-p_0} + (p_0 - 1)C\Delta t \right]^{1/(1-p_0)} + Sm_0 - S_{0,t-\Delta t} \quad (4-8)$$

Singh (1988) mostraba que, dependiendo del valor de p_0 esta ecuación podía ser análoga a otras ecuaciones empíricas. En este contexto p_0 (mayor que 1) no es en realidad un parámetro del modelo si no un elemento que define la estructura del mismo, una vez se ha seleccionado la función con la que se pretende representar la infiltración. Así el volumen que ingresa al almacenamiento estático del suelo será:

$$D_{0,t} = \text{Min} \left(R_{0,t}, \left((Sm_0 - S_{0,t-\Delta t})^{1-p_0} + (p_0 - 1)C\Delta t \right)^{1/(1-p_0)} + Sm_0 - S_{0,t-\Delta t} \right) (Sm_0 - S_{0,t-\Delta t}) \quad (4-9)$$

La constante C se puede relacionar con K_0 , el máximo volumen que puede ingresar al almacenamiento capilar en la celda durante el intervalo de tiempo cuando $S_{0,t-\Delta t}$ es igual a cero, y en este caso mediante la siguiente ecuación:

$$K_0 = \left((Sm_0)^{1-p_0} + (p_0 - 1)C\Delta t \right)^{1/(1-p_0)} + Sm_0 \quad (4-10)$$

En la modelación hidrológica se han utilizado otras relaciones empíricas que, dependiendo de las características del suelo y de la información disponible, pueden ser bastante interesantes. La primera es la más elemental que es posible formular y se refiere a que el agua derivada corresponde al mínimo entre el agua existente en el conducto distribuidor, el que se requiere para llenar el tanque de almacenamiento capilar, y el máximo que puede ingresar al suelo durante un intervalo de tiempo K_0 , de la siguiente forma:

$$D_{0,t} = \text{Min}(R_{0,t}, K_0, (Sm_0 - S_{0,t-\Delta t})) \quad (4-11)$$

En este caso, a menos que se llene el almacenamiento capilar, no se deja pasar nada a la escorrentía. En la realidad puede haber escorrentía sin que necesariamente se haya llenado el almacenamiento capilar en el suelo y más aún cuando es posible que el flujo en el suelo se desarrolle preferiblemente a través de la red de macroporos.

Se propone entonces una expresión en la que, aunque no se haya llenado el almacenamiento capilar, se deja pasar agua por el conducto distribuidor para las distintas componentes de la escorrentía. La cantidad de agua que se deja pasar corresponde a una fracción de la lluvia que está relacionada con el estado del almacenamiento capilar tal que, cuando este almacenamiento esté muy lleno deje pasar mucho, y cuando esté muy vacío deje pasar poco. Este efecto se logra con las siguientes ecuaciones:

$$R_1 = R_0 \left(\frac{S_0}{Sm_0} \right)^{p_1} \quad D_0 = R_0 \left(1 - \left(\frac{S_0}{Sm_0} \right)^{p_1} \right) \quad (4-12)$$

Este esquema ha sido utilizado por varios modelos conceptuales agregados y/o distribuidos. Es el caso del modelo HBV (Bergström, 1995) en el que p_1 puede tomar valores entre 1 y 3 y es un parámetro que define el analista. Otro caso es el de los modelos GR-3J y GR-3H (Arnaud y Lavabre, 1996) en los que p_1 es igual a 2.

En este caso se debe controlar que no se derive una cantidad mayor que la cantidad que falta en el almacenamiento estático para llegar al máximo y que durante el intervalo de tiempo no ingrese al suelo una cantidad superior a un volumen máximo. Así las ecuaciones quedan:

$$D_{0,t} = \text{Min} \left(R_{0,t} \left(1 - \left(\frac{S_{0,t-\Delta t}}{Sm_0} \right)^{p_1} \right), K_0, Sm_0 - S_{0,t-\Delta t} \right) \quad (4-13)$$

En este esquema se considera que la cantidad de agua que puede ingresar al suelo depende del déficit en el almacenamiento estático y de la cantidad de agua disponible. El parámetro p_1 de la ecuación anterior debe tener validez regional o al menos tener el mismo valor dentro de una unidad de paisaje. Esta ecuación es económica respecto a los parámetros y prácticamente, con el mapa de capacidad de almacenamiento estático en el suelo, se puede realizar este paso de la modelación.

Se tienen así varias ecuaciones que permiten representar la infiltración en función de la cantidad de agua almacenada en el suelo y dos parámetros Sm_0 y K_0 (Ecuaciones 4-6, 4-9, 4-11 y 4-13). El parámetro K_0 se asocia a la máxima cantidad de agua que puede ingresar al suelo durante el intervalo de tiempo Δt , se supone que se presenta al inicio del intervalo cuando el suelo está muy seco (humedad al punto de marchitez permanente) y se tiene la máxima succión capilar en el suelo. Este parámetro se puede asociar a algunas características del suelo ya sean regionales o locales. Cuando se asocia a características regionales, el valor de K_0 es el mismo para todas las celdas y se asume como un parámetro global del modelo. Cuando se asocia a características locales es necesario preparar un mapa con este parámetro.

De acuerdo con la ecuación de continuidad, en el conducto distribuidor aguas abajo sigue una cantidad de agua R_1 :

$$R_{1,t} = R_{0,t} - D_{0,t} \quad (4-14)$$

4.4.1.2 La salida de agua del almacenamiento capilar

Aunque muchos modelos de eventos no consideran la evapotranspiración, por considerarla insignificante durante el evento, en la adaptación al modelo distribuido se introdujo este elemento por considerar que puede permitir una mejor representación de las tormentas complejas, y en general, una mejor representación de las condiciones iniciales y de las recesiones largas. El almacenamiento capilar en el suelo (S_0) en cada celda se actualiza al restar la evapotranspiración real ($E_{0,t}$), de la siguiente forma:

$$S_{0,t+\Delta t} = S_{0,t} - E_{0,t} \quad (4-15)$$

La evapotranspiración del agua almacenada en el suelo depende de la disponibilidad de agua, de la disponibilidad de energía y de la eficiencia de la cobertura en cada celda para realizar este proceso.

La evapotranspiración real E_0 depende de la cantidad de agua disponible, así cuando hay déficit de agua en el suelo la evapotranspiración es menor que la evapotranspiración potencial Evp . Varios autores han utilizado una expresión en la que se obtiene un estimado de la evaporación real a partir de la evapotranspiración potencial y de la relación entre la humedad del suelo q y la humedad del suelo a la capacidad de campo q_{cc} , de la forma:

$$E_{0,t_{real}} = Evp \left(\frac{q}{q_{cc}} \right)^{b_0} \quad (4-16)$$

En los modelos GR-2 y GR-3 del CEMAGREF (Michel, 1989) se utiliza una expresión muy similar a la anterior y el parámetro b_0 tiene un valor de 0.5. Igualmente el modelo HBV (Bergström, 1995) utiliza una expresión equivalente cuando el $b_0 = 1$. Singh y Dickinson (1975) obtienen buenos resultados con b_0 igual a 0.7.

En el modelo, la relación entre la humedad del suelo y la capacidad de campo equivale a la relación entre el agua que se encuentra en el almacenamiento estático y la capacidad máxima para ese almacenamiento, así:

$$E_0 = Evp \left(\frac{S_0}{Sm_0} \right)^{b_0} \quad (4-17)$$

Para la estimación de la evapotranspiración el modelo incluye la ecuación 4-17.

En cada una de las celdas, se dispone previamente de un estimado de la evapotranspiración potencial. Este valor se obtiene mediante la utilización de una

expresión que considera la disponibilidad de energía y la eficiencia de la cobertura para la realización de este proceso.

Además, en el modelo se tiene en cuenta que el valor de la evapotranspiración real no puede ser mayor que el agua disponible para evaporación en este almacenamiento estático, así:

$$E_{0,t} = \text{Min} \left\{ \left[\text{Evap} \left(\frac{S_{0,t-\Delta t}}{Sm_0} \right)^{b_0} \right] (S_{0,t-\Delta t}) \right\} \quad (4-18)$$

En la formulación del modelo se parte de que se cuenta con información adecuada acerca del campo de evapotranspiración potencial sobre toda la cuenca y durante todo el evento. Este campo es procedente de un módulo externo y por lo tanto constituye un dato de entrada al modelo.

La variabilidad espacio temporal de la evapotranspiración potencial a la escala de la cuenca y del evento no es muy grande si se compara con la magnitud de otras variables involucradas en la modelación y, por lo tanto, el campo puede ser estacionario para las escalas de tiempo de los eventos.

4.4.2 EL ALMACENAMIENTO DEL FLUJO SUPERFICIAL EN LA LADERA (RESPUESTA RÁPIDA)

En este modelo el almacenamiento del flujo superficial ($T1$) representa el almacenamiento del agua mientras fluye superficialmente por la ladera.

De acuerdo con lo propuesto en el modelo, el agua que no ingresa al almacenamiento estático $T0$, y por lo tanto se convertirá en escorrentía, sigue su camino por el conducto de distribución, donde en los nodos siguientes se va derivando hacia los almacenamientos de las distintas componentes de la escorrentía.

En el esquema de la Figura 4.5. se ilustra el segundo nodo en el que hay una derivación hacia el almacenamiento del flujo superficial en la ladera.

En este almacenamiento se representa el agua mientras fluye por la ladera y, al respecto, se pretende que tanto la cantidad almacenada como el tiempo de residencia sean coherentes con las laderas reales en la cuenca. Se considera que el flujo en la ladera ocurre en una delgada capa que se va concentrando en una pequeña red de surcos y pequeñas depresiones o canales hasta que pasa a los elementos de la red de drenaje.

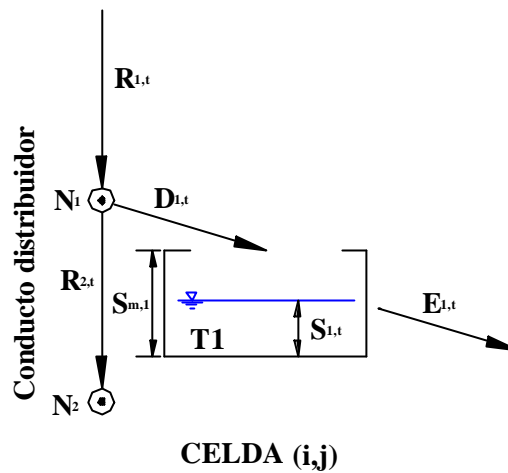


Figura 4.5. Esquema de almacenamiento sobre la superficie de la ladera cuando se presenta escorrentía superficial.

Para la representación del tanque $T1$ se consideran las siguientes variables:

$R_{1,,t}$ cantidad de agua excedente del almacenamiento capilar

$D_{1,,t}$ es el volumen de agua que se deriva hacia el almacenamiento del flujo superficial de ladera en el intervalo de tiempo Dt

$S_{1,,t}$ el volumen de agua en el almacenamiento del flujo superficial de ladera de la celda al final del intervalo en el tiempo t

Sm_1 es la capacidad máxima de almacenamiento del flujo superficial de ladera

$E_{1,,t}$ cantidad de agua que sale por escorrentía superficial

4.4.2.1 La derivación hacia el almacenamiento superficial

El almacenamiento del flujo superficial se alimenta del flujo derivado del conducto distribuidor en N_1 . La cantidad que se deriva para escorrentía superficial depende de la capacidad del suelo para dejar pasar el agua gravitacional y del estado del almacenamiento en la capa superior del suelo.

La capacidad para dejar pasar el agua gravitacional se puede asociar a la conductividad hidráulica en la capa superior del suelo (en condiciones de saturación). En este caso nos referimos a una conductividad en la que se tiene en cuenta tanto la macroporosidad como la microporosidad. Se supone entonces que mientras no se tengan otras limitantes se puede dejar pasar al almacenamiento en la capa superior del suelo tanta agua como lo indica esta conductividad hidráulica del suelo. Hay que recordar que del flujo en el canal

distribuidor ya se ha derivado previamente cierta cantidad de agua para el almacenamiento estático en el suelo y por lo tanto parece razonable considerar que la conductividad del suelo es la conductividad saturada.

Se supone que la capa superior del suelo a la escala de la celda tiene una conductividad hidráulica representativa o característica y que se asocia al tipo de suelo y su estructura, lo cual está estrechamente relacionado con la posición de la celda en la ladera, la cobertura vegetal y el uso y manejo del suelo. Se supone que a nivel regional, es posible hacer unos mapas con la información de la conductividad del suelo a la escala de la celda y que estos mapas son representativos de la variabilidad espacial de la conductividad máxima de la capa superior del suelo. Se supone, además, que se cuenta con un mapa en el que se tiene la conductividad hidráulica de la parte superior del suelo para todas y cada una de las celdas.

La cantidad de agua que sigue por el conducto distribuidor R_2 se relaciona con la capacidad del suelo para dejar pasar el agua a su interior k_s (una conductividad del suelo asociada a la cobertura) multiplicada por el área de la celda A_{celda} y por el intervalo de tiempo Dt y con el flujo excedente del almacenamiento capilar R_1 de acuerdo a la siguiente expresión:

$$R_2 = \text{Min}(R_1, k_s \Delta t A_{celda}) \quad (4-19)$$

$$D_1 = R_1 - R_2 \quad (4-20)$$

La suma de lo que se deja pasar al almacenamiento gravitacional R_2 con lo que se derivó para el almacenamiento estático D_0 corresponde a la infiltración y las pérdidas. El resultado de esta combinación es equivalente a lo se podría obtener de ecuaciones conceptuales y empíricas para la estimación de la infiltración.

4.4.2.2 La escorrentía superficial

Para el flujo superficial en cada celda se supone que la ladera se puede representar por un canal equivalente. Este canal es tal que si se pone toda la escorrentía superficial a pasar a través de él, al final del período tenemos la misma cantidad almacenada que se tiene en la realidad sobre la ladera, entre los pequeños surcos de la microtopografía. Se supone que las características de este canal equivalente se pueden determinar en función de las características de la celda (morfológicas y de cobertura) y que en este canal se puede aplicar la ecuación de continuidad.

La ecuación de continuidad en el canal que representa el almacenamiento superficial se expresa así: el cambio en el almacenamiento durante el intervalo $S_{1,t} - S_{1,t-Dt}$ es igual al volumen que ingresa $D_{1,t}$ menos el que sale por escorrentía $E_{1,t}$, lo cual se expresa como:

$$S_{1,t} - S_{1,t-\Delta t} = D_{1,t} - E_{1,t} \quad (4-21)$$

Considerando $S_{1,t}^*$ a la cantidad de agua disponible, igual a la cantidad almacenada en el período anterior más la que ingresa en el período. Esta cantidad debe ser igual a la que sale más la que queda en el almacenamiento, así:

$$S_{1,t} + E_{1,t} = S_{1,t}^* \quad (4-22)$$

El volumen que sale durante el intervalo $E_{1,t}$ se puede expresar como el producto del área de la sección del canal A , la velocidad del flujo $v_{1,t}$ y el intervalo de tiempo Δt , así:

$$E_{1,t} = Av_{1,t}\Delta t \quad (4-23)$$

El área de la sección del canal se expresa en términos del volumen de agua almacenado en el canal equivalente $S_{1,t}$ dividido por la longitud media de la trayectoria de la escorrentía superficial sobre la ladera DL :

$$A = \frac{S_{1,t}}{\Delta L} \quad (4-24)$$

Se considera que esta longitud es un parámetro regional. Reemplazando las expresiones 4-23 y 4-24 en la ecuación 4-22 se tiene la siguiente expresión para el volumen almacenado en el canal equivalente durante el intervalo:

$$S_{1,t} + S_{1,t}v_{1,t} \frac{\Delta t}{\Delta L} = S_{1,t}^* \quad (4-25)$$

o la siguiente expresión para el volumen de escorrentía superficial:

$$E_{1,t} + E_{1,t} \frac{\Delta L}{v_{1,t}\Delta t} = S_{1,t}^* \quad (4-26)$$

Cuando DL es mayor que la longitud de la celda Dx , significa que para recorrer la distancia DL se deben atravesar varias celdas, y al dividir DL por Dx se tiene el número de celdas que recorre el flujo superficial antes de ingresar a un elemento de la red de drenaje.

Para la velocidad del flujo se consideran distintas posibilidades. Una de ellas es asumir que la velocidad es estacionaria y constante sobre toda la cuenca y determinar como parámetro del modelo un valor entre 1 y 0.01 m/s. Otra posibilidad es definir que la velocidad del flujo es estacionaria pero diferente en las distintas celdas de acuerdo a la pendiente s_o y a la cobertura. Así se tendría una expresión del tipo:

$$v_1 = C_{cb} s_0^{1/2} \quad (4-27)$$

donde C_{cb} es un coeficiente asociado a la cobertura. En los casos anteriores, en que la velocidad no varia con la cantidad de agua almacenada en el canal equivalente, éste se comporta como un embalse lineal. Lo que se obtiene despejando la escorrentía de la ecuación 4-26 así:

$$E_{1,t} = K_{r,1} S_{1,t}^* \quad (4-28)$$

donde,

$$K_{r,1} = 1 - \frac{\Delta L}{v_1 \Delta t + \Delta L} \quad (4-29)$$

La mayoría de los autores recomiendan la utilización de una ecuación de flujo uniforme como la ecuación de Manning en la que se supone que la pendiente de la línea de energía s_f es similar a la del terreno s_o . Varios autores se han referido a una relación potencial entre el radio hidráulico R y el área de la sección transversal del flujo A sobre superficies naturales así:

$$R = x A^{e_1} \quad (4-30)$$

donde x y e_1 son parámetros que dependen del tipo de superficie. De este modo, la ecuación para la velocidad queda:

$$v_{1,t} = \frac{x}{n} A^{(2/3)e_1} s_0^{1/2} \quad (4-31)$$

donde n es el coeficiente de rugosidad de Manning. Los valores propuestos para x y e_1 por distintos autores se presentan en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Valores típicos de los parámetros x y e_1 , según el tipo de superficie

Tipo de superficie	x	e_1
Lámina de flujo con profundidad constante ($w = A_{celda} / DL$)	$(1/w)$	1.00
Flujo sobre surcos de sección triangular, pendiente lateral $1/z$ y número de canales por unidad de ancho N	$N(z/(4z^2 + 1))^{0.5}$	0.50
Para surcos (Foster y Lane, 1981)	0.50	0.64
Para surcos con pendientes del 6% (Foster <i>et al.</i> , 1984)	0.44	0.53
Flujo sobre surcos (Moore y Burch, 1986)	Variable	0.50
Flujo sobre terreno natural (Parsons <i>et al.</i> , 1994)	0.038	0.315

Engman (1986) presenta diferentes valores para el coeficiente de rugosidad n para distintos tipos de cobertura. Estos coeficientes incluyen el efecto de las gotas de lluvia, obstáculos como la hojarasca y el material del terreno. En algunos casos el flujo es laminar y el coeficiente de rugosidad depende del número de Reynolds.

El valor de e_1 es un parámetro regional que se define en la configuración inicial del modelo. Se puede considerar que el coeficiente de rugosidad n es conocido para todas y cada una de las celdas. En este primer desarrollo del modelo puede ser suficiente considerar que es un parámetro conocido y constante y que tiene validez regional en la unidad de paisaje.

Reemplazando la expresión de $v_{1,t}$ en la ecuación de continuidad y expresando A en términos de $S_{1,t}$ y DL se obtiene la siguiente ecuación no lineal para S :

$$\left(s_0^{1/2} \frac{x\Delta t}{n} \right) \left(\frac{S_{1,t}}{\Delta L} \right)^{2e_1/3+1} + S_{1,t} - S_{1,t}^* = 0 \quad (4-32)$$

En esta ecuación se obtiene $S_{1,t}$ numéricamente y reemplazando se obtiene el valor de la escorrentía superficial en la celda $E_{1,t}$.

Sobre las laderas muy pendientes la energía del flujo se disipa por varios mecanismos: la fricción con la superficie sobre la que fluye, pequeños frentes de onda que se desplazan como resaltos hidráulicos móviles y el choque de las masas de agua contra el terreno a medida que va cayendo por una especie de escalones que hacen parte de la microtopografía del mismo.

Cuando se considera que la energía se disipa únicamente por fricción, se obtienen velocidades muy grandes y flujos altamente supercríticos que pueccatdes mse tinsaltazan

En casos como los anteriores en que la velocidad del flujo está bastante ligada al número de Froude se puede expresar por una expresión del tipo:

$$v_{1,t} = g^{1/2} \mathbf{x}^{1/2} S_{1,t}^{(1/2)e_1} \quad (4-33)$$

donde g es la aceleración de la gravedad.

Todas las expresiones obtenidas para la velocidad se pueden representar por la siguiente expresión:

$$v_{1,t} = a_1 S_{1,t}^{b_1} S_o^{c_1} \quad (4-34)$$

donde a_1, b_1 y c_1 son parámetros obtenidos de las ecuaciones que se consideran válidas para el modelo o incluso pueden ser parámetros validados empíricamente en la región.

Reemplazando en la ecuación de continuidad se tiene:

$$\left(a_1 S_o^{c_1} \frac{\Delta t}{\Delta L} \right) S_{1,t}^{b_1} + S_{1,t} - S_{1,t}^* = 0 \quad (4-35)$$

Conocido el valor de $S_{1,t}$ se reemplaza en la ecuación de continuidad para obtener la escorrentía superficial que produce la celda durante el intervalo $E_{1,t}$.

Las laderas sobre las que se presenta el flujo superficial tienen longitudes que, dependiendo de las características morfológicas de la región, pueden estar entre 5 y 200 metros, siendo 50 metros un valor representativo del tamaño de una ladera en una cuenca mediterránea. La longitud media de la ladera es un parámetro regional y se puede estimar con base en las líneas de drenaje y el área de la cuenca. Cuando la longitud de la celda excede la longitud media de la ladera, el ancho de la ladera se estima como el área de la celda dividido por la longitud media de la ladera. Cuando la longitud de la ladera es mayor que la de la celda, se debe definir al modelo un número de celdas acumuladas para que el flujo superficial pase de las celdas al cauce. Cuando una celda drena un área inferior a este umbral debe entregar el flujo superficial a la celda inmediatamente aguas abajo en la dirección del flujo.

Para la entrega del flujo superficial a los canales de la red de drenaje virtual o a la celda aguas abajo, se requiere determinar si, una vez se ha salido de la celda, se supera el umbral para la existencia de elementos definidos de la red de drenaje. Este umbral está relacionado con un valor que toma el producto de la pendiente elevada a un exponente, multiplicada por el área que se drena a través de la celda elevada a un exponente, y el valor crítico ha sido definido previamente en estudios geomorfológicos regionales. Si en la celda se excede este valor, la escorrentía superficial se entrega al canal de la red de

drenaje en la misma celda. Si todavía no se alcanza el umbral la celda entrega el flujo en ladera al almacenamiento de flujo superficial de la celda ubicada aguas abajo en la ladera.

4.4.3 EL ALMACENAMIENTO DE AGUA GRAVITACIONAL EN LA CAPA SUPERIOR DEL SUELO (RESPUESTA INTERMEDIA)

El modelo considera que el almacenamiento gravitacional en el suelo se puede dividir en dos partes: una capa superior donde por lo general se tiene una mayor permeabilidad y una capa inferior donde se tienen permeabilidades más bajas (trayectorias más largas, menores gradientes) y la respuesta es más lenta.

El almacenamiento en la capa superior de suelo T_2 representa el almacenamiento del agua mientras fluye lateralmente a través de la capa superior del suelo y hacia la red de drenaje. En esta representación se pretende que, tanto la cantidad almacenada como el tiempo de residencia, sean coherentes con lo que en realidad ocurre en las laderas de la cuenca durante los eventos de crecida. El tanque representa el flujo subsuperficial que, a través de la capa superior del suelo, se desarrolla inicialmente sobre una delgada capa que fluye lateralmente hacia abajo en la ladera y se va concentrando en pequeñas depresiones, grietas o pequeños conductos por el interior de esta capa, hasta que sale a los elementos de la red de drenaje.

En el esquema de la Figura 4.6. se ilustra el tercer nodo N_2 donde hay una derivación hacia el almacenamiento de la capa superior del suelo en la que se da el flujo subsuperficial en la ladera.

Para la representación del tanque T_2 se consideran las siguientes variables:

$R_{2,t}$ cantidad de agua que ingresa al suelo como agua gravitacional

$R_{3,t}$ cantidad de agua que puede percolar o seguir hacia la zona inferior del suelo

$D_{2,t}$ el volumen de agua que se deriva hacia el almacenamiento gravitacional en el intervalo de tiempo Dt

$S_{2,t}$ el volumen de agua en el almacenamiento gravitacional de la celda al final del intervalo en el tiempo t

Sm_2 es la capacidad máxima de almacenamiento gravitacional

$E_{2,t}$ cantidad de agua que sale por escorrentía subsuperficial

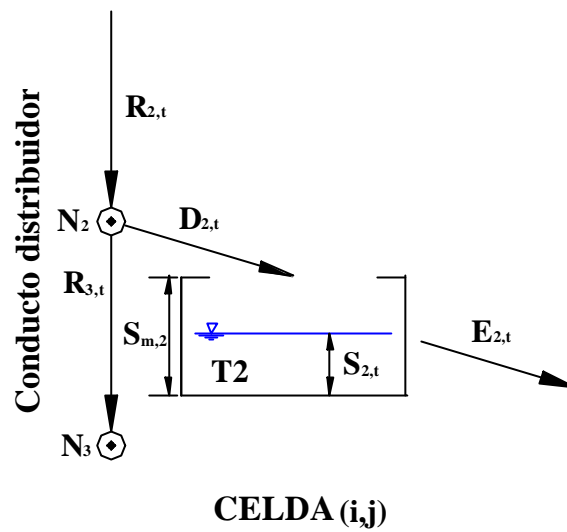


Figura 4.6. Esquema del almacenamiento gravitacional en la capa superior del suelo donde se tiene flujo subsuperficial.

4.4.3.1 La percolación

De acuerdo con lo propuesto en el modelo, (en el intervalo de tiempo Δt), se tiene una cantidad de agua gravitacional R_2 que se mueve verticalmente hacia el interior del suelo. De esta cantidad, una parte R_3 podrá percolar o seguir hacia la zona inferior del suelo, mientras que el resto del agua se deriva al almacenamiento superior del suelo donde se convertirá en escorrentía subsuperficial, así:

$$R_3 = \text{Min}(R_2, K_2) \quad (4-36)$$

Donde K_2 es la máxima cantidad de agua que puede continuar hacia la zona inferior del suelo durante el intervalo de tiempo. Esta cantidad se puede asociar a la conductividad hidráulica en la capa inferior del suelo (subsuelo) en condiciones de saturación y en este caso se conoce como capacidad de percolación k_p . K_2 se expresa, entonces, como:

$$K_2 = k_p \Delta t \quad (4-37)$$

De un modo similar a lo supuesto para la capa superior, en esta capacidad de percolación se incluye tanto la permeabilidad primaria como la secundaria o, en otras palabras, el efecto de la microporosidad (en condiciones de saturación) tanto como el de la macroporosidad.

En zonas de montaña donde la capa superior del suelo yace sobre formaciones rocosas, la capacidad de percolación depende del tipo de roca, del estado de meteorización y de la fracturación de las rocas. En este caso, para estimar la cantidad que puede pasar por

percolación se tienen en cuenta la densidad, el tamaño, la abertura y la conectividad de las fracturas.

Se supone igualmente que la capa inferior del suelo a la escala de la celda tiene una capacidad de percolación representativa o característica y que se asocia al tipo de subsuelo y su estructura, lo cual puede estar estrechamente relacionado con las características geológicas (litológicas y estructurales) y geomorfológicas de las capas inferiores del suelo. En algunos casos la capacidad de percolación y su variabilidad espacial se pueden inferir por características del relieve, algunos rasgos morfológicos, el desarrollo de la vegetación, el uso y manejo del suelo y la producción de flujo base aguas abajo. Se supone que, a escala regional, es posible hacer unos mapas con la información de la capacidad máxima de percolación a la escala de la celda y que estos mapas son representativos de su variabilidad espacial. Se supone, además, que se cuenta con un mapa en el que se tiene esta información para todas y cada una de las celdas.

4.4.3.2 La derivación hacia el almacenamiento subsuperficial

La cantidad de agua que se deriva del conducto distribuidor para escorrentía subsuperficial depende de la cantidad de agua que ha ingresado al suelo R_2 y de la que puede percolar hacia el nivel inferior R_3 , y de acuerdo con la ecuación de continuidad, es la siguiente:

$$D_2 = R_2 - R_3 \quad (4-38)$$

4.4.3.3 La escorrentía subsuperficial

Para la producción de escorrentía subsuperficial en la ladera se hace una formulación análoga a la ecuación de la onda cinemática, que ha sido utilizada por varios autores para el flujo subsuperficial (Beven, 1984).

Esta formulación se basa en dos ecuaciones: la ecuación de continuidad y una ecuación que relaciona la velocidad del flujo con el nivel del flujo. La ecuación de continuidad puede escribirse así:

$$S_{2,t-\Delta t} + D_{2,t} + \sum_j E_{2,t,j} = S_{2,t} + E_{2,t} \quad (4-39)$$

Donde $\sum E_{2,t,j}$ es la escorrentía que recibe el almacenamiento en la celda en cuestión procedente de las celdas vecinas aguas arriba. Se supone que durante el intervalo de tiempo Δt el flujo a la salida es constante y que está relacionado con que, durante todo el intervalo, el almacenamiento en la celda $S_{2,t}$ sea constante. El volumen de escorrentía subsuperficial $E_{2,t}$ se puede obtener como la velocidad del flujo a la salida v_t por el área

de la sección transversal y por Dt . El área de la sección se obtiene como el volumen almacenado en la celda $S_{2,t}$ dividido por la longitud de la celda Dx , así:

$$E_{2,t} = S_{2,t} v_t \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (4-40)$$

Reemplazando en la ecuación anterior se tiene que:

$$S_{2,t} (1 + v_t \frac{\Delta t}{\Delta x}) = D_{2,t} + \sum_j E_{2,t,j} + S_{2,t-\Delta t} \quad (4-41)$$

En esta ecuación los términos de la derecha son conocidos y, de hecho, para cada celda se han acumulado en la variable de estado S_2^* que representa la suma del volumen de agua existente al inicio del intervalo más el volumen de agua que entra al almacenamiento durante el intervalo de tiempo, así:

$$S_{2,t} (1 + v_{2,t} \frac{\Delta t}{\Delta x}) = S_{2,t}^* \quad (4-42)$$

o

$$E_{2,t} (1 + \frac{\Delta x}{v_{2,t} \Delta t}) = S_{2,t}^* \quad (4-43)$$

De acuerdo a la ley de Darcy se tiene que la velocidad del flujo en la ladera de suelo saturado es:

$$v_t = k_s \text{sen}(a) \quad (4-44)$$

Donde k_s es la conductividad hidráulica para suelo saturado y a es el grado de inclinación de la ladera. La conductividad hidráulica del suelo saturado en condiciones naturales puede variar con la profundidad a lo largo del perfil de suelo $k_s(z)$ y por lo tanto el caudal de flujo subsuperficial por unidad de ancho es q_{ss} , Ésto se expresa mediante:

$$q_{ss} = \left(\int_D^{Z_s} k_s(z) dz \right) \text{sen}(a) \quad (4-45)$$

donde D es la profundidad de la capa superior del suelo y Z_s es la profundidad del nivel freático. Así, la velocidad media en el perfil se obtiene de dividir el caudal Q_{ss} por el área de la sección transversal A_s , así:

$$v_t = Q_{ss} / A_s = A_{celda} q_{ss} / S_{2,t} \quad (4-46)$$

La ecuación que relaciona la escorrentía con el volumen de agua disponible durante el intervalo de tiempo no necesariamente es lineal y depende de la ecuación usada para relacionar la velocidad media del flujo con el nivel del agua en el suelo.

Cuando la conductividad hidráulica es constante en todo el perfil del suelo, la velocidad media del flujo es independiente del nivel de flujo y el caudal se relaciona linealmente con el volumen almacenado en el suelo, así:

$$C_2 = k_s \cdot \text{sen } a \quad (4-47)$$

$$E_{2,t} \left(1 + \frac{\Delta x}{C_2 \Delta t}\right) = S_{2,t}^* \quad (4-48)$$

$$S_{2,t} \left(1 + \frac{\Delta t}{\Delta x} C_2\right) = S_{2,t}^* \quad (4-49)$$

Beven (1983) reporta que en muchos perfiles de suelo los valores medidos de la conductividad hidráulica saturada se ajustan bastante bien a la relación:

$$k_s(z) = k_{s0} \cdot e^{-fz} \quad (4-50)$$

Donde z es la profundidad a partir de la superficie del suelo, k_s es la conductividad hidráulica saturada del suelo a la profundidad z , k_{s0} es la conductividad hidráulica saturada del suelo en la superficie y f es una constante que se relaciona con la disminución de la conductividad con la profundidad. La tasa de flujo subsuperficial se puede obtener integrando la función de conductividad entre la profundidad a la que se encuentra el nivel del agua almacenada gravitacionalmente en la capa superior del suelo Z_s y la profundidad de la capa superior del suelo D , así:

$$q_{ss} = \left(\frac{k_{s0}}{f}\right) \cdot \text{sen}(a) \cdot (e^{-fZ_s} - e^{-fD}) \quad (4-51)$$

Haciendo algunas simplificaciones (Beven, 1986), esta expresión puede llegar a ser equivalente a la siguiente expresión para el flujo subsuperficial propuesta en el modelo TOPMODEL (Beven y Kirkby, 1979):

$$q_{ss} = k_s \cdot \tan(a) \cdot e^{S_i/m} \quad (4-52)$$

En este caso q_{ss} es el flujo subsuperficial por unidad de ancho en la ladera, S_i es el déficit del almacenamiento en el suelo para alcanzar la saturación y m es un parámetro dependiente de la capacidad.

Considerando que la porosidad efectiva h es constante en el perfil de suelo, $z = (Sm_2 - S_{2,t})/(hA_{celda})$ y $D = (Sm_2)/(hA_{celda})$ donde $h = qs - qcc$ y qs es el contenido volumétrico de agua en condiciones de saturación y qcc es el contenido de agua a la capacidad de campo. A partir de la ecuación 4-51 se obtiene la velocidad media para el perfil de flujo subsuperficial en términos de las variables utilizadas en el modelo, así:

$$v_{2,t} = \frac{k_{s0} \cdot \text{sen}(a) e^{-fSm_2/(hA_{celda})}}{f} \cdot \left(\frac{e^{fS_{2,t}/(hA_{celda})} - 1}{S_{2,t}} \right) \quad (4-53)$$

Reemplazando esta ecuación en la ecuación de continuidad (4-42) se obtiene una relación no lineal para el volumen almacenado en la capa superior del suelo, el cual se puede obtener mediante la solución numérica de la ecuación. Este volumen puede reemplazarse en la ecuación 4-40 para obtener el resultado de la escorrentía en la celda.

Otra ecuación para representar el flujo subsuperficial se basa en la forma simplificada de las ecuaciones de Richards que gobiernan el flujo Darciano en suelo saturado y no saturado presentadas por Suzuki (1984) y que en varias aplicaciones han mostrado un buen desempeño para cuencas de bosques en montañas de Japón (Kubota y Sivapalan, 1995). En esta formulación presentan una ecuación de continuidad y una ecuación para el flujo lateral en la ladera. En estas ecuaciones se incluye tanto el flujo en la zona saturada, como el flujo en la zona no saturada. La ecuación de continuidad es equivalente a la ecuación 4-43 y para el flujo lateral se tiene la siguiente ecuación:

$$q_{2,t} = \int_0^D k(z) \text{sen}(a) dz \quad (4-54)$$

Considerando que durante un intervalo de tiempo el volumen que se transfiere lateralmente por la ladera en su mayor parte se hace a través de la zona saturada, se puede partir la integral para las dos zonas de la siguiente forma:

$$q_{2,t} = \int_0^{h_s} k_s(h) \text{sen}(a) dh + \int_{h_s}^D k(h) \text{sen}(a) dh \quad (4-55)$$

Se asume que la primera componente de esta ecuación, es decir, el flujo lateral en la zona saturada, representa al flujo de la escorrentía subsuperficial de agua freática en la ladera. En este caso h es creciente desde el fondo de la capa superior del suelo en que $h = 0$ hasta la superficie donde $h = D$. El flujo lateral en la zona saturada se expresa, entonces, de la forma:

$$q_{2,t} = \int_0^{h_s} k_s(h) \text{sen}(\mathbf{a}) dh \quad (4-56)$$

Y se supone que la conductividad saturada varía con la profundidad de acuerdo a un parámetro adimensional b , así:

$$k_s(h) = k_{s0} \left(\frac{h}{D} \right)^b \quad (4-57)$$

Reemplazando:

$$q_{2,t} = \int_0^{h_s} k_{s0} \left(\frac{h}{D} \right)^b \text{sen}(\mathbf{a}) dh \quad (4-58)$$

$$q_{2,t} = \frac{k_{s0} \text{sen}(\mathbf{a})}{(b+1)D^b} h_s^{b+1} \quad (4-59)$$

En este caso, suponiendo h constante, $h_s = S_{2,t}/(hA_{celda})$ y $D = Sm_2/(hA_{celda})$, para la velocidad media del flujo se tiene:

$$v_{2,t} = \frac{k_{s0} \text{sen}(\mathbf{a})}{hA_{celda}(b+1)Sm_2^b} S_{2,t}^{b+1} \quad (4-60)$$

El parámetro b depende del tipo de suelo y en muchos casos puede ser un parámetro de validez regional. En una aplicación en una cuenca de montaña y cubierta de bosques, Kubota y Sivapalan (1995) toman para b un valor de 2.0.

En otros casos la escorrentía a través de la capa superior del suelo en la ladera ocurre como un flujo lateral a través de una estructura de macroporos (Germann, 1990). Según Germann, para el flujo lateral en la ladera se puede hacer una formulación de la ecuación de la onda cinemática, combinando la ecuación de continuidad (ec.4-43) con una ecuación que relaciona la tasa de flujo por unidad de ancho en la sección transversal (q_2) con el nivel del flujo a través de la capa de suelo, así:

$$q_{2,t} = b_1 h^a \text{sen}(\mathbf{a}) \quad (4-61)$$

por lo cual:

$$v_{2,t} = \frac{b_1}{(hA_{celda})^a} S_{2,t}^{a-1} \text{sen}(\mathbf{a}) \quad (4-62)$$

Donde a es un exponente adimensional. Germann (1990) sugiere que $a = 2.5$, y b_1 es una conductancia lateral.

Tanto a partir de la ecuación de Suzuki (1984), como a partir de la expresión de Germann (1990) se llega a expresiones para el flujo en función del nivel del almacenamiento de la forma potencial:

$$q_{2,t} = a_2 S_{2,t}^{b_2} \quad (4-63)$$

$$v_{2,t} = a_2 S_{2,t}^{b_2-1} \quad (4-64)$$

Donde a_2 es un parámetro local que depende de características del suelo y de la pendiente en la celda, mientras que b_2 es un parámetro regional para toda la cuenca o parte de ella. La ecuación de continuidad queda así:

$$S_{2,t} \left(1 + a_2 S_{2,t}^{b_2-1} \frac{\Delta t}{\Delta x} \right) = S_{2,t}^* \quad (4-65)$$

Como:

$$E_{2,t} = a_2 S_{2,t}^{b_2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (4-66)$$

Entonces:

$$S_{2,t} = E_{2,t}^{1/b_2} \left(\frac{\Delta x}{a_2 \Delta t} \right)^{1/b_2} \quad (4-67)$$

Igualmente, el valor de la escorrentía subsuperficial durante el período se puede obtener como:

$$E_{2,t} \left(1 + E_{2,t}^{(1-b_2)/b_2} \left(\frac{\Delta x}{\Delta t a_2} \right)^{1/b_2} \right) = S_{2,t}^* \quad (4-68)$$

En definitiva, en el modelo se pueden incorporar tres relaciones para el flujo subsuperficial: lineal, exponencial y potencial. El analista puede seleccionar la ecuación que considere conveniente dependiendo de las características de los suelos en la región y de la forma en que varía la permeabilidad del suelo con la profundidad.

Se supone que se tiene un mapa de la conductividad hidráulica saturada en la superficie k_{s0} y un mapa con el valor de la pendiente para todas y cada una de las celdas. También se supone que se cuenta con información acerca de capacidad máxima del suelo para

almacenar agua gravitacional Sm_2 . En algunos suelos la capacidad máxima gravitacional se puede relacionar con la capacidad máxima de la capa superior del suelo para almacenar agua capilar. En un apartado anterior se consideró la importancia de contar con los mapas de estos parámetros. Con esta información se puede calcular, en cada una de las celdas, el parámetro a_2 de la ecuación para el flujo de subsuperficial.

La capa superior del suelo tiene una capacidad máxima Sm_2 . Cuando, durante el flujo, el nivel $S_{2,t}$ alcanza este valor se tienen condiciones de saturación. Así dependiendo de la ecuación con que se representa el flujo y de las características del suelo en la celda se tiene un valor crítico $S_{2,cr}^*$ a partir del cual se tienen excedentes de flujo subsuperficial por saturación y que pasan a la superficie o que simplemente no pueden ingresar al suelo.

Para la ecuación lineal:

$$S_{2,cr}^* = Sm_2 \left(1 + a_2 \frac{\Delta t}{\Delta x}\right) \quad (4-69)$$

Para la ecuación potencial:

$$S_{2,cr}^* = Sm_2 \left(1 + a_2 Sm_2^{b_2-1} \frac{\Delta t}{\Delta x}\right) \quad (4-70)$$

Cuando el valor del volumen disponible S_2^* excede el valor crítico $S_{2,cr}^*$ la diferencia es igual al volumen excedente por saturación $E_{2,t(saturación)}$, así:

$$E_{2,t(saturación)} = S_{2,t}^* - S_{2,cr}^* \quad (4-71)$$

Este volumen excedente por saturación es parte de la escorrentía que se produce en la celda y en el modelo se entrega directamente al elemento de la red de drenaje en la celda. Cuando se tienen excedentes de flujo el volumen disponible para el flujo subsuperficial $S_{2,t}^*$ en las ecuaciones de flujo se debe reemplazar por el valor crítico $S_{2,cr}^*$.

La escorrentía subsuperficial se ha dividido en 2 componentes: uno de saturación que pasa directamente al cauce y el otro de flujo subsuperficial. La componente de flujo subsuperficial se pasa al cauce sólo cuando la celda tiene un área acumulada mayor que el umbral considerado para la ladera y en caso contrario este volumen se traslada al tanque T2 de la celda aguas abajo.

4.4.4 EL ALMACENAMIENTO SUBTERRÁNEO (RESPUESTA LENTA)

El almacenamiento subterráneo se ha representado por un tanque T3 donde se considera el almacenamiento del agua gravitacional mientras fluye a través del interior del suelo

hacia la red de drenaje, en lo que se podría considerar como el acuífero, y de donde sale para formar el flujo base.

De un modo similar a lo planteado anteriormente para los otros almacenamientos, en esta representación se pretende que, tanto la cantidad almacenada como el tiempo de residencia, sean coherentes con lo que en realidad ocurre en los acuíferos de la cuenca, ya sea que allí el suelo esté formado por depósitos de materiales granulares, medios porosos, sistemas kársticos o sistemas de fracturas.

Para la representación del tanque $T3$ se consideran las siguientes variables:

$D_{3,t}$ es el volumen de agua que se deriva hacia el almacenamiento subterráneo de la celda durante el intervalo de tiempo Dt

$S_{3,t}$ el volumen de agua en el almacenamiento subterráneo de la celda al final del intervalo en el tiempo t

$S_{3,t-Dt}$ el volumen de agua en el almacenamiento subterráneo de la celda al final del intervalo $t-Dt$ que es el inicio del intervalo en el tiempo t

$\Sigma E_{3,t,j}$ es la escorrentía que recibe el almacenamiento en la celda procedente de las celdas vecinas aguas arriba

En el esquema de la Figura 4.7. se ilustra este almacenamiento en el tanque $T3$ que recibe agua del conducto de distribución en el nodo N_3 . El volumen de agua que durante el intervalo de tiempo ingresa por percolación $R_{3,t}$ se lleva por el conducto distribuidor hasta el nudo N_3 donde se tiene la posibilidad de que una cantidad de agua siga hacia las pérdidas subterráneas $R_{4,t}$ y que el resto $D_{3,t}$ sea derivado hacia el almacenamiento subterráneo $T3$.

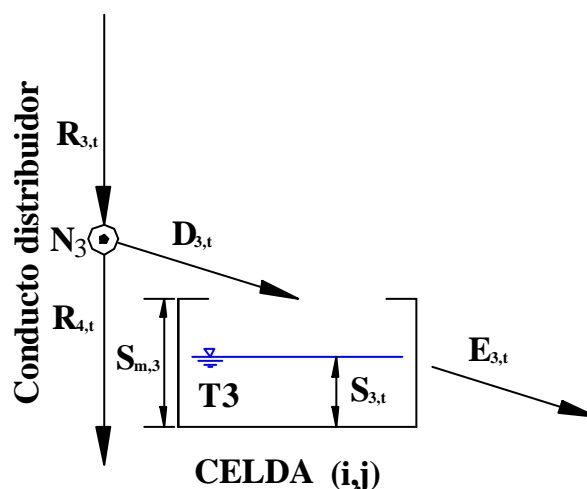


Figura 4.7. Esquema del almacenamiento de agua gravitacional en la parte inferior del suelo.

4.4.4.1 Las pérdidas por “percolación profunda”

En el modelo se ha contemplado la posibilidad de que parte del agua que llega al acuífero no se incorpora al flujo base en la cuenca. En la mayoría de las cuencas naturales estas pérdidas son una parte muy pequeña del agua que circula a través de la cuenca, y por lo tanto se puede asumir que estas pérdidas son cero.

En algunos casos se tienen condiciones geológicas y/o de intervención humana en la cuenca en las que la magnitud de estos volúmenes de flujo es importante y por lo tanto se deben tener en cuenta para la modelación. En algunas situaciones la explotación de acuíferos involucra grandes volúmenes de agua y una buena parte del agua, que de otro modo haría parte del flujo base, fluye hacia los sitios de explotación.

4.4.4.2 La derivación hacia el almacenamiento subterráneo

La cantidad de agua que se deriva del conducto distribuidor para el flujo subterráneo depende de la cantidad de agua que ha percolado y de la cantidad que pasa a las pérdidas y de acuerdo con la ecuación de continuidad es la siguiente:

$$D_3 = R_3 - R_4 \quad (4-72)$$

En la mayoría de los casos, $R_4 = 0$ y la totalidad del agua que percola pasa al almacenamiento subterráneo.

4.4.4.3 El flujo subterráneo y la producción del flujo base (escorrentía de respuesta lenta)

Para la representación del flujo a través del almacenamiento subterráneo, en cada una de las celdas se utiliza la ecuación de continuidad y una ecuación que relaciona la tasa de flujo que sale de este almacenamiento con la cantidad de agua almacenada.

En la celda la ecuación de continuidad puede escribirse así:

$$S_{3,t-1} + D_{3,t} + \sum_j E_{3,t,j} = S_{3,t} + E_{3,t} \quad (4-73)$$

Los términos de la izquierda de la ecuación 4-73 corresponden al volumen de agua que estaba en el elemento más toda el agua que ingresa al elemento durante el intervalo de tiempo y procedente del conducto distribuidor en la celda. Estos elementos no dependen del valor que tome la variable de estado $S_{3,t}$ y se pueden calcular previamente. El valor acumulado corresponde a la variable $S_{3,t}^*$, así:

$$S_{3,t} + E_{3,t} = S_{3,t}^* \quad (4-74)$$

El volumen de flujo subterráneo ($E_{3,t}$) que sale de la celda, se puede expresar en términos de un caudal medio por unidad de ancho (q_3), multiplicado por el intervalo de tiempo Δt y por el ancho de la celda Δx . Esta tasa de flujo equivale al producto de la velocidad media del flujo subterráneo en la celda por la altura de la sección de flujo. El área de la sección de flujo puede expresarse en función del volumen almacenado en la celda $S_{3,t}$ y de las dimensiones de la celda, por lo que:

$$E_{3,t} = q_{3,t} \Delta x \Delta t = S_{3,t} v_t \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (4-75)$$

y por lo tanto la ecuación de continuidad puede tomar la siguiente expresión:

$$S_{3,t} + q_{3,t} \Delta x \Delta t = S_{3,t}^* \quad (4-76)$$

Para la relación almacenamiento - descarga en los modelos hidrológicos se han utilizado esquemas lineales y/o potenciales con varios exponentes, los que, en términos generales, se pueden representar por la siguiente expresión:

$$q_{3,t} = a_3 S_{3,t}^{b_3} + c_3 \quad (4-77)$$

Donde a_3 , b_3 y c_3 son constantes.

En muchas aplicaciones la ecuación se asume como completamente empírica y en otros casos la ecuación procede del análisis de las ecuaciones del flujo en esquemas teóricos y los parámetros a_3 , b_3 y c_3 están relacionados con las características del suelo y del acuífero.

A continuación se presentan algunos esquemas conceptuales del almacenamiento en el suelo y las ecuaciones que se obtienen para relacionar el flujo en el suelo con el volumen almacenado.

En un acuífero libre y donde se considere válidas las aproximaciones de Dupuit-Forchheimer (el flujo horizontal y uniforme en un plano vertical y la velocidad del flujo son función de la pendiente de la superficie del flujo -ésto es válido siempre que la pendiente de la superficie de flujo sea relativamente pequeña), donde h es la altura del nivel freático sobre el fondo del acuífero, el flujo por unidad de ancho en la dirección x vendrá definido por:

$$q_x = -k_{sa} h \frac{dh}{dx} \quad (4-78)$$

donde k_{sa} es la conductividad hidráulica saturada en el acuífero. En una celda de longitud Δx , a una distancia x del cauce donde drena el acuífero, integrando la ecuación 4-78 se

puede obtener una relación entre el caudal del flujo por unidad de ancho con el nivel en cada uno de los extremos de la celda, así:

$$q_x = \frac{k_{sa}}{2\Delta x} (h_{x+\Delta x}^2 - h_x^2) \quad (4-79)$$

Si el acuífero drena a un cauce totalmente penetrante con una lámina de agua H_c , para un sitio en el acuífero localizado a una distancia x del cauce donde el flujo se incorpora a un cauce, la relación entre el nivel del flujo y la tasa de flujo está dada por:

$$q_x = \frac{k_{sa}}{2x} (h_x^2 - H_c^2) \quad (4-80)$$

o

$$q_x = \frac{k_{sa}}{x} \frac{(h_x + H_c)}{2} (h_x - H_c) \quad (4-81)$$

Cuando $(h_x - H_c)$ es muy pequeña comparada con h_x se puede suponer que $k_{sa}(h_x + H_c)$ es constante e igual a la transmisividad $T = k_{sa}H_c$ así se obtiene la siguiente expresión en la que h se relaciona linealmente con q :

$$q_x = \frac{T}{x} (h_x - H_c) \quad (4-82)$$

Cuando el cauce no es completamente penetrante, la distancia entre el fondo del acuífero y el fondo del cauce es H_0 . h es el nivel por encima del fondo del cauce, y en este caso, el espesor de la sección del flujo en el acuífero es igual a $h + H_0$. Se tiene entonces:

$$q = -k_{sa} (H_0 + h) dh / dx \quad (4-83)$$

Integrando se tiene:

$$q_x = \frac{k_{sa}}{x} (H_0 + \frac{h_x}{2} + \frac{H_c}{2}) (h_x - H_c) \quad (4-84)$$

cuando $H_0 \gg h_x$ máximo, asumiendo que $T = k_{sa}H_0$ se tiene:

$$q_x = \frac{T}{x} (h_x - H_c) \quad (4-85)$$

Las ecuaciones 4-79, 4-81, 4-82, 4-84 y 4-85 son relaciones del nivel de la superficie del flujo con la descarga, y todas ellas tienen una estructura similar en términos de las variables del modelo donde el nivel de la superficie se puede expresar en función del

volumen almacenado. Si L_c es la distancia entre el cauce y la celda considerando el sitio donde en la celda se tiene un nivel que corresponde al nivel medio del flujo se tiene:

$$x = L_c \quad (4-86)$$

$$h_x = S_3 / \Delta x^2 h \quad (4-87)$$

A la salida de la celda $q_x = q_3$ y $x = L_c$.

Reemplazando h_x y x en las ecuaciones para q_x se obtienen relaciones para q_3 que, en términos generales, las describe la siguiente expresión:

$$q_3 = a_3 S_{3,t}^{b_3} - c_3 \quad (4-88)$$

En la Tabla 4.2 se presentan los parámetros a_3 , b_3 y c_3 .

Con los valores de a_3 , b_3 y c_3 en la ecuación 4-88 se tienen varias ecuaciones para el flujo subterráneo que corresponden a soluciones simplificadas de esquemas teóricos donde se pueden relacionar fácilmente el flujo y el almacenamiento subterráneo.

En todos los casos los parámetros a_3 , b_3 y c_3 se pueden obtener a partir de características del suelo en la celda y en la ladera, a la posición de la celda en la ladera y en la subcuenca, y al nivel del flujo en el cauce que recibe el flujo base. A excepción de este último (el nivel del flujo en el cauce, H_c) los otros elementos son estacionarios y pueden obtenerse de antemano para todas y cada una de las celdas.

Durante los picos de la crecida, los valores de H_c son muy grandes y no sólo pueden inhibir el flujo si no que pueden generar un flujo en la dirección contraria. Sin embargo, considerando la lentitud de la respuesta del flujo subterráneo, la variación de H_c no parece tener mucha importancia hidrológica y menos aún en las cuencas de montaña donde el flujo en los cauces no está controlado por las condiciones imperantes aguas abajo y el tiempo que se tienen niveles altos en los cauces es relativamente corto.

La importancia de la representación del flujo subterráneo en la modelación de crecidas está en reproducir adecuadamente las recesiones del flujo en los cauces y que éste sea coherente con el volumen de agua que ha ingresado al almacenamiento subterráneo.

Tabla 4.2. Parámetros a_3 , b_3 y c_3 según el tipo de acuífero

Tipo de acuífero	a_3	b_3	c_3
Acuífero libre horizontal uniforme con cauce totalmente penetrante	$\frac{k_{sa}}{2\Delta x^4 h^2 L_c}$	2	$\frac{k_{sa}}{2L_c} H_c^2$
Acuífero libre horizontal cuando H_c es muy grande $H_c \gg S_3/(2hDx^2)$ $T = k_s H_c$	$\frac{T}{\Delta x^2 h L_c}$	1	$\frac{TH_c}{L_c}$
Acuífero libre horizontal cuando H_c es muy pequeño $S_3/(2hDx^2) \gg H_c$	$\frac{k_{sa}}{2\Delta x^4 h^2 L_c}$	2	0
Acuífero libre horizontal uniforme con cauce parcialmente penetrante y cuando $H_o \gg (S_3/(2hDx^2) + H_c/2)$ $T = k_s H_o$	$\frac{T}{\Delta x^2 h L_c}$	1	$\frac{TH_c}{L_c}$
Acuífero libre horizontal uniforme con cauce parcialmente penetrante, cuando H_c es muy pequeño y cuando $H_o \gg (S_3/(2hDx^2))$ $T = k_s H_o$	$\frac{T}{\Delta x^2 h L_c}$	1	0
A partir de una solución simplificada para el flujo no estacionario en un acuífero libre horizontal (Singh, 1988) (ecuación para el flujo que produce el acuífero con relación al almacenamiento medio)	$\frac{3T}{\Delta x^2 h L_c}$	1	$\frac{3TH_c}{L_c}$
A partir de una solución simplificada para el flujo no estacionario en un acuífero libre horizontal, obtenida por Kraijenhoff Van de Leur (1958) y Venetis (1969). (ecuación para el flujo que produce el acuífero con relación al almacenamiento medio)	$\frac{Tp^2}{4\Delta x^2 h L_c}$	1	$\frac{Tp^2 H_c}{4L_c}$

Durante la recesión se puede asumir que el caudal Q que pasa por el cauce en donde llega el flujo q_3 que circula a través de la celda se puede relacionar con este caudal. Se supone que cuando los caudales Q son bajos respecto a la media es porque en las laderas los almacenamientos están bajos y el caudal q_3 que producen es bajo. Algo similar se tiene cuando los niveles son relativamente altos. Se puede suponer que la

relación entre Q y q_3 es lineal, tal que en toda la subcuenca en el tiempo t el rendimiento del caudal base es constante, así:

$$\frac{Q_t}{A_{sc}} = \frac{q_{3,t}\Delta x}{A_{acc}} \quad (4-89)$$

donde A_{sc} es el área de la subcuenca aguas arriba del cauce en el sitio en el que éste recibe el aporte de las aguas subterráneas de la celda y A_{acc} es el área acumulada aguas arriba de la celda. Además, la Geometría Hidráulica permite relacionar la profundidad del flujo en el cauce con el caudal. De acuerdo con la evidencia empírica, el exponente del caudal en la relación con la altura toma valores entre 0.40 y 0.55 (Leopold *et al.*, 1964). Para efectos de este análisis se puede asumir que es igual a 1/2; la constante se puede expresar en términos del área de la cuenca elevada a un exponente que es cercano a 1/4, la gravedad g y una constante adimensional K , que es de validez regional; así, se tiene para $H_{c,t}^2$ la siguiente expresión:

$$H_{c,t}^2 = K \frac{A_{sc}^{3/4}}{g^{1/2} A_{acc}} q_3 \Delta x \quad (4-90)$$

Reemplazando en la ecuación para el flujo en un acuífero libre horizontal y con un cauce penetrante:

$$q_3 = \frac{k_s}{2L_d} (h_x^2 - K \frac{A_{sc}^{3/4}}{\sqrt{g} A_{acc}} q_3 \Delta x) \quad (4-91)$$

o

$$q_3 = \left(\frac{k_s \sqrt{g} A_{acc}}{2L_c \sqrt{g} A_{acc} + k_s K A_{sc}^{3/4} \Delta x} \right) h_x^2 \quad (4-92)$$

La relación entre q_3 y h solo depende de la conductividad del suelo k_s y de un coeficiente que es estacionario, por lo tanto, es constante para cada celda y depende de la posición de la celda en la ladera y de la posición del cauce en la subcuenca. El mapa de este coeficiente puede prepararse previamente mediante el procesamiento del Modelo de Elevación Digital, MED. La expresión para la componente subterránea de la escorrentía, queda:

$$E_3 = \left(\frac{k_s \sqrt{g} A_{acc} \Delta t}{(2L_c \sqrt{g} A_{acc} + k_s K A_{sc}^{3/4} \Delta x) \Delta x^3 h} \right) S_{3,t}^2 \quad (4-93)$$

Seguendo un procedimiento similar se puede reemplazar el valor de H_c en otras relaciones de q_3 y S_3 de donde se puede despejar q_3 . Con la expresión obtenida para q_3 en función de S_3 y la ecuación de continuidad se tiene un sistema con dos ecuaciones y dos incógnitas. En algunos de esos sistemas la solución se obtiene mediante la solución numérica.

En las cuencas reales difícilmente se encuentran las condiciones teóricas que permitieron obtener estas expresiones, por lo que algunos parámetros se deben interpretar como equivalentes o promedios. Además, se puede introducir un factor de corrección a manera de parámetro de calibración, del cual se debe buscar su variación en las distintas unidades de paisaje a nivel regional con el fin de mejorar la representación.

Reemplazando la ecuación 4-93 en la ecuación de continuidad:

$$S_{3,t}^2 + K^* S_{3,t} - K^* S_{3,t}^* = 0 \quad (4-94)$$

$$K^* = \left(\frac{h(2\sqrt{g}L_c A_{acc} + k_s K A_{sc}^{3/4} \Delta x) \Delta x^3}{\sqrt{g} k_s A_{acc} \Delta t} \right) \quad (4-95)$$

La raíz positiva de la solución de la ecuación es:

$$S_{3,t} = -K^* + \sqrt{K^{*2} + 4K^* S^*} \quad (4-96)$$

El volumen de flujo subterráneo que sale de la celda durante el intervalo de tiempo es:

$$E_{3,t} = S_{3,t}^* + K^* - \sqrt{K^{*2} + 4K^* S^*} \quad (4-97)$$

La expresión obtenida en este caso no es lineal.

En otros casos, las condiciones del acuífero son tal que los parámetros a_3 , b_3 y c_3 (Tabla 4.2) reemplazados en la ecuación 4-88 y ésta en la ecuación 4-79 producen una expresión lineal para el flujo subterráneo en función del volumen almacenado en el acuífero. Ésto coincide con la representación tradicional del flujo subterráneo en el acuífero como un embalse lineal (Lembke, 1886, citado por Polubarinova-Kochina, 1962; Kraijenhoff Van de Leur, 1958; Brutsaert, 1994; etc.).

La escorrentía subterránea fluye al almacenamiento subterráneo de la celda inmediatamente aguas abajo excepto cuando a través de una celda se drena un área que excede el umbral de área definido para el flujo base, caso en el que la celda entrega la escorrentía subterránea E_3 a la red de drenaje que es representada en la celda por el tanque $T4$.

Es conveniente precisar que se ha supuesto que la dirección del flujo, que determina la pendiente superficial, es la misma que se obtendría del gradiente piezométrico. Por lo tanto la dirección del flujo E_3 aguas abajo en la ladera se puede obtener directamente de la pendiente superficial.

La transferencia del flujo E_3 aguas abajo en la ladera, hace que el modelo distribuido haga una mejor representación del flujo subterráneo que los modelos simples que consideran embalses lineales o no lineales. En este caso el agua que recarga las distintas celdas en el interior del suelo en la ladera y en la subcuenca tiene que recorrer distintas distancias para salir a los cauces como flujo.

Se supone que se representa el flujo subterráneo mediante una relación lineal entre q_3 y S_3 , que todas las celdas tienen la misma recarga y que en todas las celdas la conductividad es la misma. Si se agregan las celdas que están a una misma distancia (en números de celdas) del cauce de la red de drenaje en un solo embalse (la superposición lineal lo permite), tendríamos el acuífero representado por unos embalses lineales cada uno de los cuales recibe una fracción de la recarga relacionada con la cantidad de celdas que lo conforman y un coeficiente de descarga relacionado con la conductividad del suelo, el tamaño de las celdas y la distancia hasta la red de drenaje. La relación del coeficiente de descarga con la distancia es una relación no lineal, lo que hace que los distintos embalses agregados tengan coeficientes de distintos ordenes de magnitud. Desde el punto de vista operativo estos embalses son equivalentes a los que se utilizarían en la modelación del acuífero por el método de los autovalores propuesto por Sahuquillo (1983) y Andreu y Sahuquillo (1987).

Cuando el tamaño de la ladera o la subcuenca es inferior a lo que determina el umbral para que se entregue flujo base al cauce, los elementos de cauce presentes en estas celdas no reciben flujo base y corresponden a corrientes efímeras en las que en los estiajes los caudales son iguales a cero. Cuando la celda tiene un área acumulada mayor a la requerida por el umbral, el cauce recibe una escorrentía subterránea procedente de la misma celda y de algunas de las celdas aguas arriba.

5 SUBMODELO DE TRASLACIÓN DE LA ESCORRENTÍA

5.1 INTRODUCCIÓN

En el capítulo anterior se define la formulación del modelo SHIA para simular, de una forma flexible y abierta, la producción de las distintas componentes de la escorrentía: escorrentía superficial en celdas y laderas, escorrentía subsuperficial en laderas y escorrentía subterránea en laderas y subcuencas.

En este capítulo se presenta la formulación del modelo hidráulico y geomorfológico para la simulación del flujo de la escorrentía a través de los canales de la red de drenaje y que corresponde al submodelo de transferencia.

En un primer apartado se presenta la descripción de algunos elementos que se consideran determinantes de la dinámica del flujo en la red de drenaje.

Teniendo en cuenta las características del flujo, de los cauces y de la cuenca (su variabilidad espacial y temporal), la información que se puede tener sobre todos estos elementos y las posibilidades de modelación a la escala de interés, se definen unos conceptos básicos que constituyen los puntos de partida para la formulación del modelo.

Se procede entonces a la formulación de las ecuaciones de flujo que en este caso son la ecuación de continuidad y una relación entre la velocidad del flujo y el caudal.

5.2 EL FLUJO EN LA RED DE DRENAJE

Durante las crecidas el agua procedente de las distintas componentes de la escorrentía en la cuenca, acompañada del sedimento que ha podido arrastrar, se concentra en los cauces que forman la red de drenaje, a través de los cuales y por la acción de la gravedad se dirige a la salida de la cuenca.

Durante el evento, a medida que aumenta el flujo aumentan los esfuerzos sobre los contornos del cauce. Este aumento puede producir la movilización de material y la deformación de la sección. El material movilizadodurante las crecidas, una vez se reestablecen las condiciones normales de flujo, descansa en los contornos del cauce

(lecho y bancas). Leopold, Wolman y Miller (1964) reportan la medición en un cauce de arena y durante una crecida encontraron una profundización del lecho del mismo orden de magnitud de la sobre elevación del nivel respecto al nivel original del lecho.

Una parte del material movilizado se incorpora al fluido modificando su densidad y viscosidad y la otra se desplaza en las inmediaciones del nuevo fondo de la sección. A medida que va pasando la crecida y el flujo no tiene la capacidad de seguir transportando tanto material, una parte de éste se deposita en el fondo del cauce. Así, una vez pasado el evento, el cauce puede tener unas características de la sección similares a las iniciales. La observación del fondo del cauce antes y después de los eventos, en muchas oportunidades puede inducir erróneamente a pensar que las características del cauce son constantes.

La socavación del cauce durante la crecida posiblemente es mayor en aquellos eventos donde se presenta un gran frente de onda, el cual se puede asociar en su capacidad de arrastre a un resalto hidráulico móvil.

La presencia de grandes cantidades de material en suspensión en el flujo, puede implicar modificaciones importantes en las propiedades del fluido como son la densidad y la viscosidad, lo que puede alterar su comportamiento dinámico. Al modificar la densidad, si las tasas de variación espacial y temporal de esta densidad no son muy grandes, no debe afectar mucho la dinámica del flujo puesto que en todos los elementos de la ecuación de conservación de la cantidad de movimiento interviene la densidad y el efecto se cancela. Sin embargo, la modificación de la densidad del fluido de hecho modifica la densidad aparente de los sólidos en el fondo y puede modificar sensiblemente la capacidad de transporte y la competencia del flujo. Además, si se tiene material disponible para el transporte, la incorporación de más material al flujo retroalimenta este proceso.

A partir de ciertos valores en la concentración de sedimentos se empieza a modificar la viscosidad del fluido que aumenta a medida que aumenta la concentración. Mientras el flujo sea turbulento la dinámica del flujo no depende de la viscosidad, pero el incremento en la viscosidad puede causar la modificación del número de Reynolds, hasta la zona de transición donde si se puede afectar sensiblemente la resistencia al flujo.

Casos notorios se presentan, con alguna frecuencia, en zonas áridas donde se tiene una gran cantidad de material disponible en la superficie, que puede ser incorporado por la escorrentía y se forman flujos de lodo.

5.3 PUNTOS DE PARTIDA PARA LA MODELACIÓN

Para la modelación del flujo en la red de drenaje se han desarrollado métodos de distinta naturaleza y nivel de complejidad, que lógicamente requieren de distinta calidad y cantidad de información y de costo computacional. Se encuentran desarrollos desde algunos que incluyen la solución completa de las ecuaciones de Saint Venant o de Navier Stokes, hasta métodos hidrológicos basados en esquemas lineales tan simples como el del hidrograma unitario.

Para la formulación de un método es importante analizar la utilidad, las limitaciones y la aplicabilidad de los distintos métodos y así llegar a proponer uno suficientemente útil, sencillo, preciso y fácil de aplicar.

En cuencas de montaña y a escala de la cuenca se puede considerar que en la red de drenaje, prácticamente, toda la energía potencial se disipa por fricción en los cauces y que la fracción de energía potencial que se transforma en energía cinética es una fracción muy pequeña. Esta fracción es comparable (si no es menor) al error acumulado que se podría obtener mediante la aplicación rigurosa del método más complejo y preciso que incluyera la ecuación de conservación de energía, incluso disponiendo de la mejor información de campo que se puede obtener en la actualidad.

Para hacer esta afirmación se tienen en cuenta los siguientes elementos donde pueden existir grandes incertidumbres y posibles errores durante el cálculo:

- Dada la extensión de la red de drenaje y de la heterogeneidad de los cauces que la forman, es muy difícil y costoso obtener información directa de la forma de todos los elementos que constituyen la red de drenaje e incluir esta información en la modelación.
- El flujo y el cauce están acoplados de tal manera que la forma del cauce se ajusta continuamente a las condiciones del flujo.
- En la interacción del fluido y los sólidos transportados se disipa una gran cantidad de energía, otro tanto ocurre a causa de la interacción de los sólidos entre sí. Esta energía disipada aún no se puede estimar con precisión.
- La linealización de las ecuaciones no permite tener en cuenta la no linealidad del flujo que es un elemento predominante en los cauces más pendientes.
- Como en todas las técnicas numéricas de solución de ecuaciones diferenciales no lineales, la discretización espacial y temporal introduce un error. Adicionalmente, se debe tener en cuenta la dispersión numérica del error debido a la imprecisión en cada

uno de los cálculos, en cada una de las celdas y en cada uno de los intervalos de tiempo.

Bajo esta perspectiva parece que no tiene mucho sentido práctico representar el flujo mediante el balance energético a través de toda la red de drenaje. Una reflexión similar se puede hacer cuando se incluye la ecuación de la conservación de cantidad de movimiento y parece más razonable apoyarse en un análisis de estos elementos a la escala de la cuenca.

Para las cuencas de montaña, y con bastante aproximación, a la escala de la cuenca se deben tener en cuenta los siguientes elementos para proponer un modelo de flujo en la red de drenaje:

- A todas y cada una de las celdas en que se ha discretizado la cuenca le corresponde un elemento de red de drenaje virtual.
- La dirección del flujo en cada elemento de la red de drenaje virtual ha sido determinada en un procesamiento previo al modelo en el que se han construido los mapas de direcciones de flujo y de celdas acumuladas. Estas direcciones determinan la conexión entre los elementos de la red de drenaje virtual.
- En cada uno de estos elementos se debe cumplir el principio de conservación de masa (ecuación de continuidad).
- En cada uno de los elementos de la red de drenaje la pendiente de la línea de energía es aproximadamente igual a la pendiente del terreno.
- En cada tramo la cantidad de movimiento se ajusta en todos los elementos de la red de tal forma que las aceleraciones no son importantes y a nivel local sólo se presentan las aceleraciones requeridas para que la nueva velocidad y las deformaciones en la sección del cauce sean tales que la resistencia al flujo alcance a contrarrestar a la acción de la fuerza de la gravedad.
- La resistencia al flujo es función de características del cauce y del flujo.
- La sección de los cauces ha sido modelada por el flujo. Las características generales de la sección de un cauce están relacionadas con las crecidas que pasan con cierta frecuencia a través de él.
- La sección del cauce se modifica (tanto en la profundidad de la lámina de agua como en las características del cauce en sí) hasta que su nueva forma produce una resistencia al flujo similar a la acción de la gravedad.

- La velocidad del flujo en la que se presenta esta condición de cuasi-equilibrio se puede obtener por medio de expresiones como las de Chezy o Manning.
- El coeficiente de rugosidad se puede obtener de acuerdo al radio hidráulico de la sección del flujo y el tamaño de los sedimentos, de acuerdo a expresiones como las de Strickler, Keulegan, Limerinos, Kennedy, Hey, etc.
- La forma del cauce depende del ambiente geomorfológico y climático (unidad de paisaje), del trabajo que se ha hecho sobre él y del flujo. En un mismo ambiente geomorfológico el trabajo que se ha hecho sobre un cauce depende del área de la cuenca que drena. Se puede decir que la forma del cauce es regionalizable en función del área de la cuenca y del caudal de acuerdo a un modelo de la red de drenaje.

En los siguientes apartados se presenta la forma en que se articulan estos elementos.

5.4 LAS ECUACIONES DEL FLUJO

La ecuación de continuidad puede plantearse para cada elemento de la red de drenaje de la siguiente manera:

Durante un intervalo de tiempo, al tramo del cauce asociado a una celda ingresan las componentes de la escorrentía superficial, subsuperficial y subterránea que en la celda se hayan incorporado a la red de drenaje y el flujo procedente de los afluentes de la red de drenaje.

El cambio en el volumen almacenado en un elemento de la red de drenaje durante un intervalo de tiempo expresa la diferencia entre el volumen almacenado al final del periodo anterior S_{t-1} y el volumen almacenado al final del periodo S_t . Este cambio del almacenamiento en el elemento es igual a la diferencia entre el volumen que ingresa al elemento durante el intervalo $\sum I_{j,t}$ y el volumen que sale del elemento durante el intervalo O_t , así:

$$S_t - S_{t-1} = \sum_j I_{j,t} - O_t \quad (5-1)$$

S_t es una variable de estado, para la cual es conocido su valor para el tiempo $t-1$ y se evalúa para el tiempo t . Se supone que el flujo no está controlado aguas abajo y, por lo tanto, se considera que el volumen de agua que ingresa al elemento es conocido mientras que el volumen que se entrega aguas abajo O_t está estrechamente relacionado con el valor que toma esta variable de estado de almacenamiento S_t .

Se supone que el canal es prismático, es decir que la sección es constante en toda la longitud del elemento y el almacenamiento en el cauce se distribuye con una sección constante en toda la longitud. Se establecen las siguientes relaciones:

$$S_t = A_t \Delta x, \quad A_t = Q_t / v_t, \quad \Rightarrow S_t = \frac{Q_t \Delta x}{v_t} \quad (5-2)$$

El volumen de flujo que sale del elemento durante el intervalo de tiempo se puede expresar en términos del caudal al inicio y al final del mismo, mediante:

$$O_t = (c_1 Q_{t-1} + c_2 Q_t) \Delta t \quad (5-3)$$

Considerando además (en aras de la simplicidad), que el volumen que sale del elemento lo hace como un caudal constante durante el intervalo de tiempo y que el valor representativo para el mismo es el del tiempo t entonces, $c_1 = 0$ y $c_2 = 1$, por lo tanto:

$$O_t = Q_t \Delta t \quad (5-4)$$

Reemplazando:

$$Q_t \frac{\Delta x}{v_t} - S_{t-1} = \sum_j I_{j,t} - Q_t \Delta t \quad (5-5)$$

$$Q_t \left(\frac{\Delta x}{v_t} + \Delta t \right) = S_{t-1} + \sum_j I_{j,t} \quad (5-6)$$

En esta ecuación basta con conocer la velocidad del flujo en el tiempo t para conocer el caudal. En realidad lo anterior no es tan simple por que v_t y Q_t no son independientes. Para obtener los valores de v_t y Q_t se requiere de otra ecuación que relacione estas dos variables.

5.5 LA VELOCIDAD DEL FLUJO CONSTANTE (APROXIMACIÓN LINEAL A LA SOLUCIÓN)

Una primera aproximación al valor del caudal, y así al de la fracción del volumen que se almacena en la celda, se tiene suponiendo que la velocidad del flujo es independiente de la cantidad de flujo. Así, en la ecuación del flujo para cada celda el coeficiente del caudal es una constante y se puede relacionar el caudal con el almacenamiento mediante una relación lineal, así:

$$Q_t = a \left(\sum_j I_{j,t} + S_{t-1} \right) \quad (5-7)$$

Cada canal se representa como un embalse lineal donde es necesario especificar el coeficiente de descarga a , que vendrá definido por:

$$a = \frac{v}{\Delta x + v\Delta t} \quad (5-8)$$

Un primer nivel de simplificación consiste en suponer una velocidad constante para toda la cuenca. Para la determinación de la velocidad constante se tiene en cuenta el tiempo de concentración estimado para la cuenca y la longitud del cauce principal.

Calculando los caudales para todas las celdas hacia aguas abajo hasta la salida de la cuenca y haciendo el cálculo para todos los intervalos de tiempo se obtiene finalmente el hidrograma de la crecida en la salida de la cuenca. En este caso se está representando la red de drenaje mediante una red de cascadas de embalses lineales y es análoga a la cascada de embalses lineales desiguales discutida por Maddaus y Eagleson (1969), Bravo *et al.* (1970) y Singh (1988), pp 229 -233.

Este procedimiento es equivalente a una forma del Hidrograma Unitario Distribuido (HUD). En el HUD la escorrentía que se produce en cada celda toma un tiempo determinado para hacer parte de la escorrentía en la salida y este tiempo es independiente de la magnitud del flujo. Este esquema se ha denominado HUD con velocidad constante (HUDVC).

El tiempo de viaje se puede obtener a partir de la longitud del recorrido, en la dirección del flujo desde cada celda hasta la salida, y la velocidad del flujo (que en este caso es constante). El tiempo de viaje para todas las celdas se puede presentar en un mapa de isocronas de la cuenca

Otra simplificación, supone una velocidad para los elementos de la red de drenaje y otra distinta para los de las laderas (Garrote y Brass, 1995). La identificación de un elemento como perteneciente a la ladera o a la red de drenaje depende de que se haya excedido un umbral crítico en las condiciones para la incisión del cauce (Montgomery y Dietrich, 1988). Este umbral se puede definir en función de las características del suelo, de la pendiente local y del área acumulada que se drena a través del elemento.

5.6 RELACIONES DE LA GEOMETRÍA HIDRÁULICA PARA LA VELOCIDAD DEL FLUJO Y EL CAUDAL

5.6.1 LA GEOMETRÍA HIDRÁULICA

En los cauces naturales se puede relacionar el caudal en el cauce con la forma de la sección y la velocidad en la misma a partir de las relaciones de Geometría Hidráulica, que son relaciones potenciales cuyos parámetros previamente han sido validados empíricamente en la región.

La Geometría Hidráulica como tal, fue propuesta por Leopold y Maddock (1953) quienes relacionaron las características geométricas de la sección (profundidad y y ancho w) y las características hidráulicas del flujo (velocidad en la sección v y caudal en el cauce Q) mediante relaciones potenciales, así:

$$y = bQ^b, \quad w = cQ^e, \quad v = pQ^I \quad (5-9)$$

Los parámetros b , c , p , b , e y I son constantes. La ecuación de continuidad y la homogeneidad dimensional exigen que $bcp = 1$ y $b + e + I = 1$. Mediante evidencias empíricas se han determinado dos grupos de valores para estos coeficientes y exponentes que han sido denominados “para la estación” y “para aguas abajo”.

Los valores “para aguas abajo” representan las variaciones de las características de la sección, comparando aguas abajo secciones con caudales de una misma importancia relativa. Se supone que los caudales con una misma importancia relativa indican que se están considerando características de los cauces en iguales condiciones de importancia geomorfológica. La mayor evidencia empírica para las relaciones de “aguas abajo” se refiere al caudal a sección llena ya que, en teoría, a éste es al que responde la forma del cauce de la mayoría de las corrientes naturales. Como sección llena se conoce a la sección del cauce expuesta como una cicatriz permanente en el terreno. En algunos ambientes geomorfológicos el caudal responsable de la forma del cauce no necesariamente es el que llena la sección. Para evitar confusiones se habla en estos casos del caudal dominante Q_d .

El caudal dominante posee una frecuencia relativamente alta (desde el punto de vista geomorfológico) y una buena capacidad de transporte. La combinación de estos dos elementos induce a pensar que la mayor parte del trabajo geomorfológico lo realizan caudales de este orden de magnitud. Los caudales mayores son más esporádicos y no actúan en forma repetitiva y, aunque eventualmente pueden hacer grandes modificaciones en el cauce, la erosión local y la deposición en períodos de aguas

relativamente bajas van borrando estas huellas a medida que se establece vegetación permanente y se forma suelo. Los caudales menores y más frecuentes utilizan sólo una porción del cauce, tienen muy poca capacidad de transformarlo y su trabajo es muy lento; en el resto del cauce las transformaciones son menores, no se alcanza a establecer vegetación permanente ni a formar suelo, y estas transformaciones son borradas por la ocurrencia de eventos del orden de magnitud del caudal dominante.

El caudal dominante se ha asociado a periodos de retorno entre 1.5 y 10 años dependiendo de las condiciones morfológicas y climáticas regionales (Richards, 1982).

Leopold, Wolman y Miller (1964) establecen que para una zona con condiciones climáticas y morfológicas homogéneas existe una relación entre el caudal a sección llena (Q_b) en un sitio y el área de la cuenca que drena a través de este sitio (L). Así: $Q_b \propto L^j$, que se puede expresar como:

$$Q_b = kL^j \quad (5-10)$$

Los parámetros k y j son constantes de validez regional. En distintas regiones del mundo, donde se ha analizado esta expresión, se han obtenido valores para el exponente (j) entre 0.65 y 0.80. Leopold, Wolman y Miller proponen 0.75 como valor promedio de gran aplicabilidad.

La expresión anterior se puede reemplazar en las relaciones de Geometría Hidráulica. Para aguas abajo se obtienen las siguientes ecuaciones para las dimensiones del cauce a sección llena 'aguas abajo' y de validez en regiones homogéneas:

$$y_b = b_1 k L^{j_1} \quad (5-11)$$

$$w_b = c_1 k L^{j_e} \quad (5-12)$$

$$v_b = p_1 k L^{j_{11}} \quad (5-13)$$

Estos coeficientes y exponentes son constantes (el índice 1 se refiere a los coeficientes aguas abajo).

5.6.2 LA ECUACIÓN DEL FLUJO CONSIDERANDO DIRECTAMENTE LA GEOMETRÍA HIDRÁULICA SIMPLIFICADA (LINEAL)

En DIHMA (1996) se ha propuesto que en cualquier sitio de la cuenca se puede suponer que el valor de la velocidad del flujo a sección llena es representativo de las velocidades

durante todo el evento, y ésto para la mayoría de las crecidas. Así, el campo de velocidades de flujo sobre toda la cuenca se puede obtener utilizando la relación de la Geometría Hidráulica “para aguas abajo” mediante la expresión que representa la velocidad del flujo en función del caudal a sección llena, el cual a su vez se puede expresar en términos del área de la cuenca aguas arriba, con lo que la ecuación del flujo 5-6 queda:

$$Q_t = \left(\frac{p_1 k N^{I1} \Delta t}{p_1 k N^{I1} \Delta t + \Delta x} \right) \left(\sum_j I_{j,t} + S_{t-1} \right) \quad (5-14)$$

Esta expresión es una relación lineal entre el caudal y el volumen disponible para el flujo durante el intervalo de tiempo y en la que el coeficiente es:

$$a = \left(\frac{p_1 k N^{I1} \Delta t}{p_1 k N^{I1} \Delta t + \Delta x} \right) \quad (5-15)$$

Para cada celda este coeficiente es constante y se obtiene en función del área de la celda y de parámetros geomorfológicos regionales. El campo de velocidades considerado en este caso es variable espacialmente pero estacionario en el tiempo. La ecuación del flujo es lineal y su solución es equivalente a la utilización del HUD.

5.6.3 LA GEOMETRÍA HIDRÁULICA GENERALIZADA

Adimensionalizando las relaciones de Geometría Hidráulica en un sitio (estación), respecto a los valores para el caudal a sección llena, se tiene:

$$\frac{y}{y_b} = \frac{Q^{b2}}{Q_b^{b2}} \quad (5-16)$$

$$\frac{w}{w_b} = \frac{Q^{e2}}{Q_b^{e2}} \quad (5-17)$$

$$\frac{v}{v_b} = \frac{Q^{I2}}{Q_b^{I2}} \quad (5-18)$$

Reemplazando los elementos geométricos o hidráulicos asociados al caudal dominante por los valores obtenidos de las expresiones aguas abajo en función del área de cuenca drenada, se llega a las siguientes expresiones donde se relacionan los elementos geométricos con el área drenada y el caudal en el sitio:

$$y = K_y \Lambda^{j(b1-b2)} Q^{b2} \quad (5-19)$$

$$w = K_w \Lambda^{j(e1-e2)} Q^{e2} \quad (5-20)$$

$$v = K_v \Lambda^{j(I1-I2)} Q^{I2} \quad (5-21)$$

donde:

$$K_y = \frac{b_1}{k^{b2-1}}, \quad K_w = \frac{c_1}{k^{e2-1}}, \quad K_v = \frac{p_1}{k^{I2-1}} \quad (5-22)$$

Cuando la integridad de la cuenca se puede considerar dentro de una región homogénea (unidad de paisaje), los coeficientes y exponentes que aparecen en estas ecuaciones se pueden considerar constantes para todos los elementos de la red de drenaje en una cuenca.

La aplicabilidad de las relaciones de la Geometría Hidráulica “en la estación” es discutible para regiones geográficas muy grandes dada su gran variabilidad, incluso algunos autores han criticado su falta de sentido (Knighthon, 1975; Richards, 1977; Rhodes, 1977). En el caso de regiones muy grandes, ésta se subdivide en varias unidades de paisaje y para cada una de ellas se tienen los grupos de parámetros. Así se tienen distintos grupos de parámetros para las distintas regiones (unidades de paisaje) al interior de la cuenca.

5.6.4 LA ECUACIÓN DEL FLUJO (NO LINEAL) CONSIDERANDO DIRECTAMENTE LA GEOMETRÍA HIDRÁULICA GENERALIZADA

De acuerdo con lo presentado en el apartado anterior, la velocidad del flujo en un elemento de la red de drenaje (v) se puede expresar en términos del área de la cuenca aguas arriba (L) y del caudal que pasa a través del elemento (Q) de acuerdo a la ecuación 5-21. Reemplazando esta expresión en la ecuación del flujo, esta última quedaría así:

$$Q_t + \left(K_v^{-1} \Lambda^{j(I2-I1)} \frac{\Delta x}{\Delta t} \right) Q_t^{1-I2} = \left(\sum_j I_{j,t} + S_{t-1} \right) / \Delta t \quad (5-23)$$

Donde $I1$, $I2$ y j son exponentes empíricos y K_v está formado por coeficientes empíricos. Todos estos elementos son constantes para todas las celdas ya que deben tener validez regional. Empíricamente se han obtenido valores de cada uno de ellos para diferentes regiones y varían en el siguiente rango:

- I_1 entre 0.05 y 0.20
- I_2 entre 0.34 y 0.55
- j entre 0.65 y 0.80

En el caso de $I_2 = 0.50$ se tiene la siguiente ecuación de estado:

$$Q_t + \left(K_v^{-1} \Lambda^{j(0.5-I_1)} \frac{\Delta x}{\Delta t} \right) Q_t^{0.50} = \left(\sum_j I_{j,t} + S_{t-1} \right) / \Delta t \quad (5-24)$$

Se puede obtener fácilmente la solución analítica para Q_t , así:

$$Q_t = \frac{1}{4\Delta t^2} \left(\left(-K_v^{-1} \Lambda^{j(0.5-I_1)} \Delta x \right) + \left(K_v^{-2} \Lambda^{2j(0.5-I_1)} \Delta x^2 + 4\Delta t \left(\sum_j I_{j,t} + S_{t-1} \right) \right)^{1/2} \right)^2 \quad (5-25)$$

Para otros valores de I_2 la solución de la ecuación se puede obtener numéricamente.

En realidad, la velocidad del flujo en cualquier sitio de la cuenca depende del caudal, la forma de la sección, la pendiente y la rugosidad. En esta simplificación se supone que la forma de la sección, la pendiente y parcialmente la rugosidad están dadas en el área acumulada.

5.7 LA VELOCIDAD Y LA RESISTENCIA AL FLUJO

5.7.1 RELACIONES PARA FLUJO “UNIFORME”

Para la velocidad del flujo en los cauces se han planteado distintas ecuaciones de naturaleza empírica o semi empírica, que relacionan la velocidad (v) con el radio hidráulico de la sección (R), con la pendiente s_f y con un coeficiente que se asocia a la resistencia al flujo en el canal y que depende de las características del mismo. De estas ecuaciones las más comunes son:

- Ecuación de Manning donde el parámetro n es el coeficiente de rugosidad:

$$v = \frac{1}{n} R^{2/3} s_f^{1/2} \quad (5-26)$$

- Ecuación de Chezy donde C es un coeficiente de conductividad:

$$v = C\sqrt{Rs_f} \quad (5-27)$$

- Ecuación de Darcy Weisback donde f es el factor de fricción:

$$v = \sqrt{\frac{8g}{f} Rs_f} \quad (5-28)$$

Entre el coeficiente de rugosidad n , el coeficiente de conductividad C y el factor de fricción f se tiene la siguiente relación de equivalencia:

$$n = R^{1/6} \sqrt{\frac{f}{8g}} = \frac{R^{1/6}}{C} \quad (5-29)$$

La ecuación de Manning ha sido más ampliamente utilizada que las otras debido posiblemente a la existencia de tablas y ayudas para obtención del coeficiente de rugosidad n . Ya a principios del siglo XX, Ramser (1929) presentó una serie de fotografías de canales con valores típicos del coeficiente de rugosidad n de Manning. Scobey (1939) complementó este trabajo con más fotografías. En 1955 el U.S. Department of Agriculture publicó una tabla con valores de n para diferentes tipos de material.

En las condiciones de flujo de la onda cinemática, no existen aceleraciones dentro del intervalo tanto para Δx como para Δt . Ésto quiere decir que durante todo el periodo Δt y a lo largo de todo el trayecto Δx la pendiente de la línea de energía es igual a la pendiente del terreno $s_f = s_o$.

Utilizando la ecuación de Manning y suponiendo que el canal es suficientemente ancho, se da que $R_t = y_t$, entonces:

$$v_t = \frac{R_t^{2/3} s_o^{1/2}}{n} \quad (5-30)$$

Reemplazando en la ecuación de continuidad se tiene:

$$Q_t \left(1 + \frac{n}{y^{2/3} s_o^{1/2}} (\Delta x / \Delta t) \right) = \frac{1}{\Delta t} \left(\sum_j I_{j,t} + S_{t-1} \right) \quad (5-31)$$

En el caso de tener información adecuada de la pendiente, del coeficiente de escorrentía y de la geometría del cauce se podría configurar una expresión para estimar la profundidad en función del caudal. Cuando se trata de modelación hidrológica a escala

cuenca es difícil pretender que se disponga de información de todos estos elementos en cada una de las celdas, por lo tanto se hace necesario recurrir a la Geometría Hidráulica.

5.7.2 LA PENDIENTE DE LA LÍNEA DE ENERGÍA

En los cauces naturales en aguas bajas, la pendiente de la línea de energía oscila en la dirección del flujo ante la formación de elementos de disipación local, pero nunca se aleja en forma significativa de la del terreno. A medida que aumenta la descarga, por lo general, la pendiente de la línea de energía se uniformiza en un alineamiento cerca a la pendiente del terreno.

La pendiente del terreno se puede obtener directamente del MED. Con datos en formato ráster se puede obtener un mapa de pendientes donde la pendiente en cada celda se obtiene simplemente restando a la elevación de la celda la de la celda aguas abajo y dividiendo por la distancia entre los centros de las celdas. El modelo propone que la pendiente de los elementos de la red de drenaje virtual es la misma pendiente que tienen las celdas en el MED. En algunos casos, cuando la pendiente del terreno es muy pequeña, el MED no tiene la resolución adecuada y el mapa de pendientes no tiene una precisión adecuada para su utilización en las ecuaciones de la Hidráulica. En este caso se puede refinar el mapa de pendientes introduciendo información adicional procedente de mediciones en el campo o relaciones empíricas geomorfológicas que se puedan considerar válidas en la unidad de paisaje de acuerdo a las características regionales y locales.

Sobre la evolución aguas abajo de la pendiente del canal, distintos autores han propuesto relaciones empíricas para canales en equilibrio a la escala de tiempo hidrológica y geomorfológica.

Hack (1957) y Brush (1961) relacionan la pendiente con la longitud del río desde la divisoria L de la forma $s = mL^x$ y sugieren que el coeficiente m y el exponente x dependen de la litología.

Leopold, Wolman y Miller (1964) presentan una extensión de la Geometría Hidráulica a otros elementos hidráulicos y morfológicos como la pendiente de la línea de energía que, para el caso “aguas abajo”, consideran muy similar a la pendiente del terreno. Estos autores presentan una relación de Geometría Hidráulica similar a las ya presentadas en un apartado anterior. Proponen así, que la pendiente de la línea de energía aguas abajo, se puede representar por el caudal elevado a una potencia $s_f = rQ^q$. Reportan además, que para el caudal a sección llena con evidencia empírica en cuencas de los Estados Unidos obtienen buenos ajustes cuando el exponente q es igual a -0.4.

Cheetham (1980), con base en datos publicados por Leopold y Wolman (1957), obtuvo una relación que, al parecer, se puede aplicar en ríos de tierras áridas: $s_f = 0.2463Q_b^{-0.497}$. De acuerdo con lo presentado en un apartado anterior, el caudal a sección llena puede obtenerse a partir del área drenada.

Varios autores relacionan la pendiente con el caudal y con el diámetro del sedimento: Lacey (1930), Blench (1957, 1969) presentan expresiones empíricas obtenidas en el contexto de la teoría del régimen que inicialmente se basó en las características de canales de riego en la India. Los trabajos posteriores de Bray (1979) y Kellerhals (1967) presentan expresiones para cauces con lechos de grava. Schöberl (1988) obtiene una expresión similar para la pendiente de equilibrio en cauces con el lecho acorazado. Angel y Mesa (1990) hacen un análisis de la pendiente de equilibrio con elementos de las ecuaciones del flujo y de la Geometría Hidráulica.

En algunos casos en que la resolución del MED no sea adecuada para la estimación de la pendientes, se puede hacer una estimación de la pendiente para todos los elementos de la red de drenaje a partir de relaciones empíricas, validadas en una región, en función de la altitud del elemento y del área drenada a través del mismo.

5.7.3 LA ECUACIÓN DEL FLUJO EN TÉRMINOS DE ELEMENTOS DE LA GEOMETRÍA HIDRÁULICA Y DE LA RUGOSIDAD DEL CAUCE

Cuando se trabaja con modelos digitales del terreno se dispone de información de la pendiente, y para los otros elementos se pueden hacer importantes aproximaciones a partir de la Geometría Hidráulica.

La forma de la sección de flujo en cada uno de los elementos que conforman la red puede obtenerse a partir de las relaciones de la Geometría Hidráulica presentadas en el apartado anterior. Allí, se presentó la siguiente forma para obtener la profundidad del flujo en función del área de la cuenca drenada y del caudal:

$$y = K_y \Lambda^{j(b_1-b_2)} Q^{b_2} \quad y \quad K_y = \left(\frac{b_1}{k^{b_2-1}} \right)^{1/2} \quad (5-32)$$

Así, para la velocidad en función del área de la cuenca, de la pendiente del cauce y del caudal se obtiene la siguiente ecuación:

$$v_t = \frac{\left(K_y \Lambda^{j(b_1-b_2)} Q^{b_2} \right)^{2/3} s_0^{1/2}}{n} \quad (5-33)$$

Reemplazando la ecuación anterior en la ecuación del flujo se tiene una ecuación no lineal para Q:

$$Q_t \left(1 + \frac{n}{(K_y \Lambda^{j(b_1-b_2)} Q^{b_2})^{2/3} s_0^{1/2}} (\Delta x / \Delta t) \right) = \frac{1}{\Delta t} \left(\sum_j I_{j,t} + S_{t-1} \right) \quad (5-34)$$

5.8 LA ECUACIÓN DE LA “ONDA CINEMÁTICA GEOMORFOLÓGICA”

En el apartado anterior se presentó una expresión para la velocidad en términos de las relaciones de la Geometría Hidráulica y del coeficiente de rugosidad del cauce.

Para el coeficiente de rugosidad se tiene un buen número de ecuaciones que lo relacionan con el diámetro del sedimento o con la rugosidad relativa. En el estudio de la Geomorfología se han establecido expresiones bastante interesantes que relacionan el diámetro del sedimento representativo de la rugosidad con características del flujo.

5.8.1 LA RUGOSIDAD Y EL DIÁMETRO

En la Hidráulica Fluvial se utilizan distintas expresiones para obtener el coeficiente de rugosidad en función de un tamaño representativo del material del lecho. Así, se tienen varias ecuaciones que relacionan el coeficiente de rugosidad de la ecuación de Manning con el diámetro del sedimento y con el radio hidráulico en la sección.

Strickler (1923), con base en un estudio de algunos canales naturales en Suiza con grandes tamaños de sedimento, presentó la siguiente expresión:

$$n = \frac{d_{50}^{1/6}}{21} \quad (5-35)$$

Varios autores e investigadores han revisado, validado o reinterpretado la ecuación de Strickler. En términos generales se conoce como la ecuación de Strickler a una relación entre el coeficiente de rugosidad n y el diámetro característico del material del lecho d , así:

$$n = \frac{d_m^{1/6}}{K} \quad (5-36)$$

Donde K es un factor de escala. Estas ecuaciones presentan la facilidad de usar el diámetro característico de las partículas directamente de las curvas granulométricas, evitando el uso de tablas, gráficas y fotografías. Se han propuesto distintos valores para el factor K y para el diámetro característico se han tomado valores de distinta importancia relativa en la granulometría de la muestra (d_{50} , d_{75} , d_{84} , d_{90}), presentados en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Valores de los parámetros d , m y K en la ecuación 5-36

Autor	d	K	m	Observaciones
Strickler, 1923	d_{50}	21.10	6.00	
Lacey, 1930 -1946	d_{med}	39.50	8.00	5 pie ³ /s < Q < 5000 pie ³ /s 0.15 mm < d < 0.40 mm
Keulegan, 1938	d_{50}	38.50	6.00	
Keulegan, 1938	d_{65}	24.00	6.00	
Meyer – Peter y Müller, 1948	d_{90}	26.00	6.00	
Keulegan, 1949	d_{90}	40.00	6.00	
Lane y Carlson, 1954	d_{75}	21.00	6.00	
Lane, 1955	d_{50}	24.00	6.00	
Chow, 1959	d_{65}	24.00	6.00	
Henderson, 1966	d_{75}	26.45	6.00	
Henderson, 1966	d_{50}	24.15	6.00	
Mostafa y McDermid, 1971	d_{50}	\sqrt{g}/C	6.00	
Simons y Senturk, 1977	d_{50}	25.70	6.00	
Raudkivi, 1967	d_{50}	24.33	6.00	
Garde y Ranga Raju, 1977	d_{50}	21.00	6.00	
Bray, 1979	d_{50}	16.82	5.60	
Bray, 1979	d_{50}	17.83	5.60	
Bray, 1979	d_{90}	20.20	6.25	
Jaeggi, 1986	d_{90}	20-22	6.00	para $y/d_{90} > 10$
Yen, 1992	d_{90}	26.00	6.00	
Posada y Posada, 1998	d_{50}	$p\sqrt{g}$	6.00	$p=6.44$ para ríos de montaña en Colombia

C_m es una variable adimensional que depende del número de Froude y de la relación entre el tamaño medio de las partículas del lecho (d_{50}) y del espesor de la subcapa laminar (δ).

La evidencia empírica de muchos autores apunta a un tipo de expresión bastante simple que, en términos generales, produce resultados bastante similares. La gran mayoría de ellos coincide en que el exponente para el diámetro característico $1/m$ es $1/6$ y el hecho de que ellos utilizan diámetros característicos de distinta importancia relativa en la muestra puede ayudar a explicar una parte de las diferencias que exhiben los

coeficientes. La otra parte de las diferencias tal vez se debe a las condiciones experimentales específicas de cada uno de los autores.

Otros modelos para la resistencia al flujo, asumen que en el cauce el perfil de velocidades en la sección de flujo sigue una distribución de tipo logarítmico. La forma de esta distribución es similar a la expresada inicialmente por Von Karman - Prandtl (con base en la teoría sobre la longitud de mezcla de Prandtl para flujo turbulento). Reemplazando esta expresión en la ecuación de resistencia al flujo se obtiene una expresión de tipo logarítmico para el coeficiente de fricción. Utilizando la ecuación que relaciona al factor de fricción f con el coeficiente de rugosidad de Manning n se obtienen expresiones logarítmicas para esta última.

Keulegan (1938) propone las siguiente expresiones:

$$\frac{v}{v^*} = 6.25 + 5.75 \log(R / k_s)$$
$$\frac{v}{v^*} = \sqrt{\frac{8}{f}} = \frac{R^{1/6}}{n\sqrt{g}} \quad n = \frac{R^{1/6}}{(6.25 + 5.75 \log(R / k_s))\sqrt{g}} \quad (5-37)$$

donde v^* es la velocidad de fricción y k_s es la rugosidad absoluta. Otros autores proponen ecuaciones parecidas, con las que se puede obtener el coeficiente de rugosidad con una estructura similar y que, en términos generales, se pueden representar por la ecuación:

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = C + B \log(D / k) \quad (5-38)$$

Para las ecuaciones de este tipo se tiene la siguiente representación general:

$$n = \frac{R^{1/6}}{\sqrt{8g/f}} \quad \Rightarrow \quad n = \frac{R^{1/6}}{\left(C + B \cdot \log\left(\frac{D}{k}\right) \right) \sqrt{8g}} \quad (5-39)$$

Donde D es una longitud representativa de la sección del cauce (el radio hidráulico o la profundidad), k es una longitud representativa de la rugosidad de la superficie y B y C son coeficientes experimentales constantes. Algunos valores propuestos por diferentes autores para estos coeficientes se presentan en la Tabla 5.2.

Tabla 5.2. Valores propuestos para los coeficientes B , C , D y k

Autor	B	C	D	k	Observaciones
Keulegan, 1938	2.209	2.0329	R	k_s	
Einstein y Barbarossa, 1952	2.033	$2.033\log(12.27x)$	R	d_{65}	x es un factor de corrección velocidad
Simons y Richardson, 1966	2.086	1.923	R	d_{85}	
Limerinos, 1969	2.000	1.160	R	d_{84}	
Senturk, 1976	2.298	2.121	R	d_{65}	
Bray, 1979	2.360	0.248	h	d_{50}	
Hey, 1979	0.382	0.000	h	d_{84}	
Hey, 1979	2.030	$2.030\log(3.5/a)$	R	d_{84}	$a=11(R/h_{max})^{-0.314}$ $1.10 < a < 13.46$
Cano, 1988	a	$-a \log(1.352 a)$	$4R$	d_{50}	$a=5.7798k^{0.139633}$ k entre 0.54 y 1.00

Según Garde y Ranga Raju (1977), cuando la relación entre el radio hidráulico y el valor medio de la rugosidad absoluta (R/k_s) tiene valores entre 7.5 y 250 la ecuación de Keulegan es equivalente a:

$$n = \frac{k_s^{1/6}}{24} \quad (5-40)$$

Para expresar la rugosidad absoluta k_s en términos de un diámetro característico de los sedimentos, en la literatura se tienen distintas relaciones que se presentan en la Tabla 5.3.

Tabla 5.3. Relaciones entre rugosidad k_s y el diámetro de los sedimentos

Autor	k_s
Meyer-Peter y Müller, 1948	$0.9d_{90}$
Einstein, 1942	d_{65}
Irmay, 1949	d_{100}
Hey, 1979	$3.5d_{84}$ Para ríos con lecho de grava

Dependiendo de la distribución granulométrica de los sedimentos, algunas de las expresiones anteriores pueden llegar a ser muy similares entre sí. Reemplazando los valores de la rugosidad absoluta en la ecuación 5-41 se obtienen valores muy similares a los que se presentan en las ecuaciones del tipo de la Strickler y así se relacionan los dos tipos de ecuaciones.

El coeficiente de rugosidad n de Manning se puede obtener en función del diámetro característico de los sedimentos en el lecho del cauce y para ello se tienen muchas

expresiones de las que se puede decir que en algunos rangos son equivalentes. El diámetro característico para cualquiera de estas ecuaciones se obtiene de un análisis granulométrico de los sedimentos en el fondo y en los depósitos laterales.

Dado el nivel de precisión que se maneja en la simulación hidrológica y la dificultad de obtener información muy precisa sobre toda la cuenca, se puede considerar que los dos tipos de ecuaciones que relacionan el coeficiente de rugosidad con el diámetro son adecuados para fines de simulación hidrológica de cauces naturales, donde en muchos de los casos los dos tipos de ecuaciones son equivalentes.

En aquellos casos en que el lecho es muy estable y se conocen adecuadamente las características granulométricas del material del lecho, se puede estimar el coeficiente de rugosidad para el flujo en los canales de la red de drenaje, usando las expresiones anteriores. Se recomienda en este caso utilizar las ecuaciones que hayan sido calibradas en canales con condiciones similares a los que conforman la red de drenaje. En la mayoría de los casos, para el nivel de precisión que se tiene en la simulación hidrológica, se puede considerar que las ecuaciones más generales producen resultados aceptables.

Jarret (1984), reconociendo la dificultad de encontrar la rugosidad en canales naturales de alta pendiente, correlacionó la pendiente y el radio hidráulico en estos casos y encontró que:

$$n = 0.32s^{0.38}R^{-0.16} \quad (5-41)$$

5.8.2 EL DIÁMETRO DEL MATERIAL DEL LECHO

La determinación del diámetro del lecho en todos los cauces de la red de drenaje puede ser una tarea bastante difícil y costosa.

En Geomorfología se han planteado varias teorías sobre los mecanismos que determinan la variación del diámetro medio del sedimento en la dirección aguas abajo de la corriente (selectividad en el transporte y deposición por competencia del flujo, abrasión y fracturación). Al respecto se han propuesto distintas relaciones cuantitativas entre el diámetro del sedimento y algunas características morfológicas de la cuenca.

El diámetro y la longitud del cauce. De acuerdo con Morisawa (1968) y Knighon (1980) se puede considerar que el diámetro disminuye aguas abajo y que el diámetro (d) se puede relacionar exponencialmente con la longitud del cauce (L), así:

$$d = Ce^{-aL} \quad (5-42)$$

Donde C y a son constantes.

La longitud del cauce principal en función del área de la cuenca. Se tienen varias expresiones.

A partir de datos de muchas cuencas, Hack (1957) encontró una relación entre la longitud del cauce (L) y el área de la cuenca (Λ) en que $L = 1.4\Lambda^{0.6}$. Esta expresión se conoce como la ley de Hack y ha despertado gran interés, pues el exponente que se obtiene de analizar los datos reales es distinto del que se esperaría en la relación de un área y una longitud que sería 0.5. Una expresión similar es presentada por Leopold, Wolman y Miller (1964) en la que el exponente es un poco mayor. Dicha relación es: $L \approx \Lambda^{0.64}$.

Reemplazando en la ecuación para el diámetro (5-42) y reemplazando este valor en la ecuación de Strickler se tiene que:

$$d = Ce^{-k'\Lambda} \quad n = 0.047C^{1/6}e^{-0.1667k'\Lambda} \quad (5-43)$$

Diámetro en función de la pendiente. Considerando que si el tramo tuviese otro diámetro representativo tendría una pendiente distinta y viceversa, se puede relacionar el diámetro en función de la pendiente y el área drenada. Hack (1957) presentó una expresión que relaciona la pendiente del perfil del cauce en cuasi-equilibrio dinámico con el diámetro del sedimento y el área drenada y es la siguiente:

$$s_0 = 18d_{50}^{0.6} / \Lambda \quad (5-44)$$

Despejando de la ecuación anterior se obtiene el diámetro, y reemplazando en la ecuación de Strickler se tiene otra forma de obtener el valor del coeficiente de rugosidad de Manning, así:

$$d_{50} = (s_0\Lambda/18)^{5/3} \quad n = 0.021(s_0\Lambda)^{0.277} \quad (5-45)$$

Otras investigaciones presentan resultados para la pendiente en función del caudal y del diámetro del sedimento, así:

- Bray (1979) : $s_o = 0.095d_{50}^{0.586}Q^{-0.33}$, para ríos con lecho de grava en Alberta.
- Pickup y Warner (1976): $s_o = 0.013d_{95}^{0.425}Q^{-0.584}$, para ríos tropicales.
- Kellerhals (1967): $s_o = 0.086d_{90}^{0.92}Q^{-0.4}$, en cauces con lechos de grava bastante estables (cuasi –fijos) en cuencas de montaña.

De cualquiera de estas ecuaciones puede despejarse el diámetro del sedimento en función de la pendiente y del caudal y (aprovechando algunas relaciones de la Geometría

Hidráulica) este último se puede expresar en términos del área drenada. Las expresiones obtenidas para el diámetro en términos del área y del caudal tienen una estructura bastante similar a la ecuación 5-45. En términos generales se puede considerar que a nivel regional, a la escala de unidad de paisaje, es posible obtener una relación para obtener la rugosidad de los cauces (de lecho fijo) en función de la pendiente local y del área de la cuenca drenada. Ésto de acuerdo a una expresión del tipo:

$$n \approx \Lambda^{s^1} s_0^{s^3} \quad (5-46)$$

5.8.3 EL DIÁMETRO DE LAS PARTÍCULAS EN EL LECHO MÓVIL

En muchos casos el diámetro representativo del material del lecho no es independiente de la magnitud del flujo. En algunos casos, cuando en el lecho se encuentran mezclas muy heterogéneas de material, el diámetro representativo de la rugosidad en un momento dado es aquel que el flujo ya no es capaz de incorporar, o sea, que es ligeramente mayor al diámetro del material que está en estado de movimiento incipiente. De un modo similar este diámetro se puede considerar como aquel que genera la condición de no transporte.

Durante las crecidas, ocurren importantes removilizaciones del material del lecho y la rugosidad efectiva queda determinada por el diámetro de aquellas partículas que el flujo no es capaz de incorporar.

Con este planteamiento pueden obtenerse algunas relaciones entre los distintos elementos hidráulicos y morfológicos para determinar el diámetro efectivo en la sección a partir de expresiones para la iniciación del movimiento o para condiciones de no transporte.

El esfuerzo cortante crítico y el diámetro del material que inicia el movimiento. El diámetro de las partículas que no son transportadas por el flujo y la rugosidad que ellas proveen pueden calcularse a partir de expresiones que relacionan el diámetro de las partículas que están a punto de iniciar el movimiento (movimiento incipiente) con el esfuerzo cortante crítico en el lecho.

De acuerdo con la ecuación de Shields de iniciación del movimiento de material del lecho para materiales granulares de tamaño grande y uniforme se da:

$$\frac{t_c}{(\mathbf{r}_s - \mathbf{r})gd} = 0.056 \quad (5-47)$$

donde r_s es la densidad del sedimento, r es la densidad relativa del sedimento (aproximadamente 2.65) y t_c es el esfuerzo crítico ($t_c = g$ y s). Reemplazando se tiene:

$$d = 10.8 y_s \quad (5-48)$$

Varios investigadores han reportado valores para el umbral de Shields entre 0.03 y 0.06. Komar (1987) y Miller *et al.* (1977) recomiendan como valor general 0.045. Igualmente Yalin y Karahan (1979) sugieren que 0.045 es el valor más adecuado para este umbral.

Los estudios de Milhous (1973), Church (1978) y Carling (1983) muestran que, para el atrapamiento de los granos en depósitos naturales con mezcla de distintos tamaños, los valores medidos se alejan de la curva de Shields. Komar (1988) muestra como los valores medios del diámetro del sedimento se ajustan al valor de 0.045 propuesto por Miller *et al.* (1977). Cuando el material está bien gradado el número de Shields puede tomar valores tan bajos como 0.03 y se puede tomar este valor para obtener el diámetro efectivo (Neill, 1967; Church, 1972; Hey, 1988).

En corrientes con lechos activos de grava la función de Shields para la iniciación del movimiento toma valores de 0.03 (Grant, 1997). A partir de este valor, en la función de Shields se puede despejar el diámetro y se obtiene $d = 20.2 y_s$. Reemplazando esta expresión para el diámetro en la ecuación de Strickler y suponiendo que $k = 24$, se relaciona el parámetro de rugosidad de la ecuación de Manning con la pendiente y la profundidad del cauce, $n = 0.077(y_s)^{1/6}$.

En la Tabla 5.4 se presentan los valores obtenidos por diferentes autores para coeficientes y exponentes de las ecuaciones que relacionan el diámetro y la rugosidad con la pendiente y la profundidad del flujo.

Church (1978), encontró que la relación entre esfuerzo cortante y diámetro de la partícula, para partículas mayores de 7 mm, era diferente a la relación de Shields y recomienda la utilización de la ecuación simplificada: $t_c = 1.78d$. Esta ecuación es recomendada por Graf (1988) para partículas relativamente grandes. Otra función que, según Graf, cubre un amplio rango de datos procedentes de varios ambientes e incluye el más amplio rango de partículas, es la ecuación de Baker y Ritter (1975) que establece que $t_c = 0.03d^{1.49}$ (recalculada por Williams, 1984). Costa (1983) propone la siguiente ecuación que relaciona el esfuerzo cortante crítico con el diámetro de las partículas más grandes que puede arrastrar el flujo: $t_c = 26.6d^{1.21}$.

Tabla 5.4. Coeficientes y exponentes de las ecuaciones que relacionan el diámetro y la rugosidad con la pendiente y la profundidad del flujo obtenidos a partir de distintos valores de la relación de Shields.

Autor	Número Shields	Expresión para el diámetro			Expresión para la rugosidad		
		Coef.	Exponentes		Coef.	Exponentes	
			y	s_f		y	s_f
Neill, 1967	0.030	20.202	1.00	1.00	0.0688	0.167	0.167
	0.035	17.316	1.00	1.00	0.0670	0.167	0.167
	0.040	15.152	1.00	1.00	0.0655	0.167	0.167
Miller <i>et al.</i> , 1977	0.045	13.468	1.00	1.00	0.0643	0.167	0.167
Meyer-Peter y Müller, 1948	0.047	12.895	1.00	1.00	0.0638	0.167	0.167
Shields, 1936	0.056	10.823	1.00	1.00	0.0620	0.167	0.167
Komar, 1988	0.060	10.101	1.00	1.00	0.0613	0.167	0.167

Con las anteriores expresiones se obtienen los coeficientes y los exponentes de las ecuaciones que relacionan el diámetro y la rugosidad con la pendiente y la rugosidad del flujo. Estos coeficientes y exponentes se presentan en la Tabla 5.5.

Tabla 5.5. Coeficientes y exponentes de las ecuaciones que relacionan el diámetro y la rugosidad con la pendiente y la profundidad del flujo, considerando que el esfuerzo cortante crítico se relaciona no linealmente con el diámetro del sedimento.

Autor	Expresión para el diámetro			Expresión para la rugosidad		
	Coef.	Exponentes		Coef.	Exponentes	
		y	s_f		y	s_f
Church, 1978	5.506	1.00	1.00	0.0554	0.1667	0.1667
	10.521	0.67	0.67	0.0617	0.1119	0.1119
Costa, 1983	19.702	0.83	0.83	0.0685	0.1377	0.1377

Condición de no transporte. Para considerar la formación de un acorazamiento en el lecho como elemento de control para el transporte de sedimentos y la profundización del cauce, se puede calcular el tamaño de grano que es estable a una profundidad determinada utilizando la siguiente función de carga de fondo de Einstein (1942):

$$y = \frac{g_s - g_f}{g_f} \frac{d}{ys} \quad (5-49)$$

Con una densidad del sedimento de 2.65 veces la del fluido y para una condición de no transporte en la cual $y = 30$ se obtiene para el diámetro y para la rugosidad que

$d = 18.182 y s$. Con este valor en la ecuación de Strickler se puede obtener que $n = 0.0762(y s)^{1/6}$. Un resultado similar se obtiene cuando se calcula con otras ecuaciones de transporte para la condición de no transporte y se presenta en la Tabla 5.6.

Tabla 5.6. Coeficientes y exponentes de las ecuaciones que relacionan el diámetro y la rugosidad con la pendiente y la profundidad del flujo, de acuerdo a la condición de no transporte en distintas expresiones para transporte de sedimentos.

Autor	Expresión para el diámetro			Expresión para la rugosidad		
	Coef.	Exponentes		Coef.	Exponentes	
		y	s		y	s
Einstein, 1942	18.182	1.00	1.00	0.0676	0.1667	0.1667
Meyer-Peter y Müller, 1948	12.895	1.00	1.00	0.0638	0.1667	0.1667
Schoklitsch, 1949	9.155	1.00	1.00	0.0603	0.1667	0.1667

La competencia y la velocidad el flujo. El concepto de competencia del flujo se refiere al tamaño máximo que es capaz de transportar el flujo durante una crecida. El mayor campo de aplicación de este concepto está en la Paleohidrología para la evaluación de crecidas de las que no se tienen registros históricos. En estos casos se relaciona el tamaño máximo observado en los depósitos con las características de flujo.

En el contexto de la competencia se ha relacionado el peso de las partículas que puede transportar el flujo con la velocidad elevada a una potencia. Brahms (citado por Scheidegger, 1991) sugería que el peso W es proporcional a la velocidad a la sexta potencia ($W \approx v^6$). Considerando que se puede asociar la magnitud del elemento con un diámetro representativo, el peso se puede expresar en términos de un diámetro al cubo y por lo tanto la relación entre este diámetro d y la velocidad v es cuadrática ($d \approx v^2$). Costa (1983) presenta una expresión empírica prácticamente equivalente a la expresión anterior, la cual es $v = 0.18d^{0.49}$.

La velocidad máxima permisible. En el diseño de canales se considera que hay una velocidad del flujo a partir de la cual se presenta el arrastre del material que recubre el fondo del canal y que tiene un diámetro determinado. Esta velocidad es conocida como velocidad máxima permisible o velocidad de socavación.

Varios autores han presentado ecuaciones que relacionan la velocidad media del flujo a partir de la cual se presenta el arrastre de las partículas de cierto tamaño v_{perm} con el diámetro de las partículas y la profundidad del flujo:

Shamov (1954) propuso que:

$$v_{perm} = 4.6y^{1/6}d^{1/3} \quad (5-50)$$

y Neill (1967) propuso que:

$$\frac{v_{perm}^2}{[(r_s/r)-1]d} = 2.5\left(\frac{h}{d}\right)^{1/5} \quad (5-51)$$

En la literatura se encuentran ecuaciones similares que relacionan el diámetro de las partículas con la velocidad máxima en el fondo. Mavis *et al.* (1937) propone que:

$$v_b = \frac{1}{2}d^{4/9}\sqrt{\frac{r_s}{r}-1} \quad (5-52)$$

Si bien, la velocidad en el fondo es un concepto vago se puede asumir que es una fracción de la velocidad media del flujo.

En estas ecuaciones se puede reemplazar la velocidad por la expresión de Manning (o una fracción de ella) y con el coeficiente de rugosidad de Strikler ($K = 24$), y despejando se obtienen expresiones para el diámetro y para la rugosidad en función de la profundidad y de la pendiente. Los coeficientes y los exponentes se encuentran en la Tabla 5.7.

Tabla 5.7. Coeficientes y exponentes de las ecuaciones que relacionan el diámetro y la rugosidad con la pendiente y la profundidad del flujo, considerando expresiones para la velocidad máxima en el fondo del cauce.

Autor	Expresión para el diámetro			Expresión para la rugosidad		
	Coef.	Exponentes		Coef.	Exponentes	
		y	s		y	s
Costa, 1983. Competencia del flujo	9.940	1.02	0.75	0.0611	0.1692	0.125
Shamov, 1954. Velocidad máxima permisible	27.221	1.00	1.00	0.0723	0.1667	0.1667
Mavis <i>et al.</i> , 1937	9.195	1.09	0.82	0.0567	0.1818	0.1364

Generalización para la rugosidad en función de la pendiente y de la profundidad del flujo. En este apartado se han presentado diferentes relaciones empíricas entre el diámetro de las partículas y las características del flujo (profundidad y pendiente o velocidad) en condiciones de lecho móvil. Estas relaciones se refieren al tamaño máximo que tiene el material del lecho para que el flujo apenas sea capaz de transportarlo y, aunque han sido obtenidas desde distintas perspectivas, en todas ellas se encuentra una estructura similar y con todas ellas se obtienen resultados similares. Estas expresiones se han obtenido del análisis de datos experimentales procedentes de distintos tipos de cauces naturales y de canales de laboratorio. Se puede considerar entonces que en una unidad de paisaje se puede relacionar el coeficiente de rugosidad con la pendiente de la línea de energía y la profundidad del flujo, mediante una relación empírica del tipo:

$$n = \frac{1}{\Omega} y^{s_2} s^{s_3} \quad (5-53)$$

Donde c , s_2 y s_3 son exponentes constantes de validez regional para un tipo de unidad de paisaje.

5.8.4 LA VELOCIDAD DEL FLUJO

Reemplazando la ecuación 5-53 en la ecuación de Manning se obtiene la siguiente expresión para la velocidad del flujo en términos de la pendiente y la profundidad del flujo:

$$v = \Omega y^{\frac{2}{3} - s_2} s^{\frac{1}{3} - s_3} \quad (5-54)$$

Las ecuaciones obtenidas en este caso por diferentes autores, son bastante similares entre sí y sólo tienen pequeñas diferencias en los valores numéricos del coeficiente y de los exponentes de naturaleza empírica. En la Tabla 5.8 se presentan los coeficientes y exponentes correspondientes.

Estas ecuaciones para la velocidad, se caracterizan en que el exponente para la pendiente es cercano a 1/3 (sensiblemente diferente a 1/2) y por la inexistencia de una relación explícita de la velocidad con la rugosidad o con el diámetro.

Tabla 5.8. Coeficientes y exponentes de las expresiones para la velocidad del flujo en términos de la pendiente y la profundidad del flujo, obtenidas al hacer distintas consideraciones para la resistencia al flujo en la ecuación de Manning.

Autor	Coef.	Exponentes		Observaciones
	W	s^2 para y	s^3 para s_0	
Shields, 1936	16.137	0.500	0.333	Umbral de Shields 0.056
Miller <i>et al.</i> , 1977	15.554	0.500	0.333	Umbral de Shields 0.045
Komar, 1987	14.542	0.500	0.333	Umbral de Shields 0.030
Komar, 1987	16.323	0.500	0.333	Umbral de Shields 0.060
Komar, 1987	15.559	0.500	0.333	Umbral de Shields 0.045
Parker, 1979	14.863	0.500	0.333	Esfuerzo en el lecho a sección llena > 1.2 crítico
Einstein, 1942	14.800	0.500	0.333	Condición de no transporte
Meyer-Peter y Müller, 1948	15.672	0.500	0.333	Condición de no transporte
Schoklitsch, 1949	16.593	0.500	0.333	Condición de no transporte
Shamov (1954)	13.837	0.500	0.333	Velocidad crítica
Costa, 1983	14.603	0.529	0.362	Competencia del flujo
Costa, 1983	16.367	0.497	0.375	Competencia del flujo

En la literatura se encuentra una serie de relaciones empíricas que presentan características similares procedentes del análisis de mediciones en corrientes naturales. En todas ellas se expresa la velocidad en función del radio hidráulico (o la profundidad del flujo) y de la pendiente. En la Tabla 5.9 se presentan los coeficientes y los exponentes para estas expresiones.

Tabla 5.9. Coeficientes y exponentes de las expresiones para la velocidad del flujo en función de la pendiente y la profundidad del flujo obtenidas de relaciones empíricas.

Autor	Coeficiente	Exponentes		Observaciones
	W	s^1 para y	s^2 para s_0	
Jarret, 1984	3.125	0.827	0.120	A partir de la relación empírica para la rugosidad en ríos de montaña
Sugio, 1972	6.51 rízos 9.64 dunas 11.28 transición	0.540	0.270	Ecuación empírica para la velocidad obtenida de ríos en Japón. El coeficiente depende de las formas del lecho

Autor	Coeficiente	Exponentes		Observaciones
	W	s_1 para y	s_2 para s_0	
Dingman y Sharma, 1996	$1.564 W^{0.173}$	0.573	$0.0543 \log(s)$	A partir de una ecuación empírica para Q con W igual al ancho de la sección
Lacey, 1930	12.288	0.600	0.300	A partir de ecuaciones de la teoría del régimen obtenida de la observación de canales estables en la India
Lacey, 1946	10.800	$2/3$	$1/3$	Teoría del Régimen y a partir de la información de canales estables en la India
Sellers, 1965	10.800 9.330	0.570 0.670	0.286 0.333	Teoría del Régimen para cauces con transporte de lecho completamente desarrollado
Kellerhals, 1978	12.725	0.458	0.292	Teoría del régimen de canales estables y lecho de gravas (citado por Bray, 1979)
Parker, 1979	14.900	0.500	$1/3$	Hipótesis de que el esfuerzo en el lecho a sección llena es mayor a 1.2 esfuerzo crítico
Bray, 1982 Citado por Przedwojski, 1988	14.872	0.500	$1/3$	Para cauces con lechos de gravas. Válida para el caudal Q con un período de retorno (T_r) de 2 años
Bray, 1982 Citado por Ackers, 1988	9.600	$2/3$	$1/3$	En ríos con lecho de grava y para caudales relativamente altos se obtuvieron resultados comparables a los obtenidos a partir de la ecuación de Limerinos (donde el diámetro de los sedimentos es explícito)

Algunas de estas ecuaciones han sido criticadas por el valor que toma el exponente de la pendiente y por la ausencia de un coeficiente de rugosidad que se pueda relacionar con el diámetro de los sedimentos. Estas relaciones se constituyen en una evidencia empírica de la validez de la formulación que, para canales naturales, relaciona la rugosidad efectiva con la profundidad del flujo y la pendiente de la sección.

Todo parece indicar que en los canales naturales, cuando hay transporte del material del lecho, el mismo flujo define selectivamente el tamaño del material determinante de la rugosidad y la velocidad se puede estimar en función de la profundidad del flujo y de la pendiente del canal sin requerir de una definición explícita de la rugosidad.

En los canales acorazados, el diámetro que determina la rugosidad se puede considerar impuesto ya que el flujo no es capaz de movilizar el material del lecho. Algo similar se tiene en casi cualquier cauce cuando el caudal es muy bajo. En estos casos, la rugosidad se debe calcular en función del diámetro impuesto y éste se puede estimar a partir de las relaciones del diámetro con la pendiente y con la profundidad del flujo que si puede movilizarlo. En este caso las ecuaciones para el diámetro en movimiento incipiente o en condición de no transporte se refieren a la profundidad del flujo que es capaz de formar el canal que se conoce como flujo dominante y que se asocia a la sección efectiva y en algunos casos se considera como efectiva a la sección llena.

La pendiente será la del fondo del cauce y la profundidad del flujo será la de la sección efectiva asociada al caudal dominante o la sección llena (en algunos casos) y para esto las relaciones de Geometría Hidráulica vistas en el apartado anterior serán de gran utilidad. Con relaciones de la Geometría Hidráulica validadas en la región (unidad de paisaje) se puede expresar la profundidad del flujo en la sección efectiva o llena en función del área de la cuenca drenante.

Con fines prácticos, en el modelo se implementa la siguiente expresión general, válida tanto para lecho fijo como para lecho móvil y bastante flexible para la rugosidad. El analista determina los coeficientes y los exponentes que considere adecuados para esta ecuación de acuerdo a la información disponible y a las características de cada cuenca en particular.

$$n = \frac{1}{\Omega} \Lambda^{s^1} y^{s^2} s^{s^3} \quad (5-55)$$

5.8.5 LA VELOCIDAD DEL FLUJO EN UN ELEMENTO DE LA RED DE DRENAJE

Reemplazando en la ecuación de Manning el radio hidráulico y la rugosidad por las ecuaciones (5-21) y (5-55) respectivamente, se obtiene la siguiente expresión para la velocidad del flujo en función de la pendiente, el área acumulada y el caudal:

$$v = \Omega K_y^{(2/3)-s_2} \Lambda^{(2/3-s_2)j} [b_1-b_2]^{-s_1} Q^{(2/3-s_2)b_2} s_0^{(1/2)-s_3} \quad (5-56)$$

En este caso se puede expresar la velocidad en términos del caudal y de otros elementos como el área de la cuenca drenada a través de la celda y de la pendiente del terreno en cada celda. Estos dos elementos se pueden obtener de forma aproximada procesando el MED. En la ecuación anterior se considera además, que los otros elementos (coeficientes y exponentes) son constantes empíricas de validez regional.

5.8.6 “LA ECUACIÓN DE LA ONDA CINEMÁTICA GEOMORFOLÓGICA” OCG

Reemplazando la ecuación de la velocidad en la ecuación de continuidad se tiene una expresión no lineal para Q que está en términos del área de la cuenca y de las características morfométricas de la cuenca y del cauce. Dicha expresión es:

$$Q_t \left(1 + \frac{1}{\Omega K_y^{2/3-s_2} \Lambda^{j(b_1-b_2)(2/3-s_2)-s_1} Q^{b_2(2/3-s_2)} s_0^{1/2-s_3}} (\Delta x / \Delta t) \right) = \frac{1}{\Delta t} \left(\sum_j I_{j,t} + S_{t-1} \right) \quad (5-57)$$

O de forma más compacta:

$$Q_t + B Q_t^D = C \quad (5-58)$$

Donde:

$$D = 1 - (2/3 - s_2)b_2 \quad (5-59)$$

$$B = \frac{\Lambda^{s_1-j(b_1-b_2)(2/3-s_2)} s_0^{s_3-1/2}}{\Omega K_y^{2/3-s_2}} (\Delta x / \Delta t) \quad (5-60)$$

$$C = \frac{1}{\Delta t} \left(\sum_j I_{j,t} + S_{t-1} \right) \quad (5-61)$$

La ecuación resultante es una ecuación no lineal que puede resolverse numéricamente.

El exponente D depende de las características geomorfológicas regionales y es válido para toda la región ya que es independiente de las características locales del sitio de análisis y del tiempo. El coeficiente B es una función de las características locales del sitio en particular pero no del tiempo, por lo tanto es constante para el sitio. El término independiente C es variable en cada sitio de la cuenca y en cada tiempo.

Definiendo para la región geomorfológicamente homogénea los valores de los exponentes y coeficientes conocidos s_0 , L y los valores de ingreso de escorrentía de las celdas vecinas se puede obtener numéricamente el valor de Q .

Resolviendo secuencialmente esta ecuación en la dirección del flujo para cada una de las celdas en cada intervalo de tiempo se obtiene el caudal en todos y cada uno de los elementos que representan la red de drenaje.

Los valores de los exponentes y coeficientes de estas expresiones se consideran conocidos para la región. En caso de no ser así, se pueden utilizar valores medios reportados en la literatura (por ejemplo en Leopold, Wolman y Miller, 1964; Richards 1982).

6 APLICACIONES DEL MODELO

6.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan varias aplicaciones del modelo desarrollado (modelo hidrológico conceptual y distribuido para la simulación de crecidas) donde se observa el funcionamiento del modelo en cuencas de distinto tipo y con distinto nivel de información disponible sobre la cuenca y el evento. En estas aplicaciones se utilizan distintas configuraciones del modelo.

En el primer apartado se presenta la aplicación en una cuenca teórica en la que se analizan escenarios ficticios, y en los tres apartados siguientes se presenta la aplicación del modelo a cuencas reales con eventos de crecida reales. Se observa el comportamiento del modelo para representar crecidas en las cuencas del Alto Palancia, en el Barranco de Arás y en la cuenca experimental del Réal Collobrier. En estas tres cuencas se cuenta con distinto nivel de información y se analizan los resultados obtenidos al intentar reproducir crecidas de las que se tiene información histórica con distinto nivel de resolución. Hay que resaltar que en todos los casos reales de aplicación hay carencias y limitaciones en la información disponible.

6.2 LA CUENCA TEÓRICA DE PEANO

6.2.1 GENERALIDADES

En el capítulo anterior se ha presentado un nuevo esquema para el modelo de transferencia denominado “Onda Cinemática Geomorfológica” OCG. Este esquema incluye una representación de la geometría de los cauces acorde con la geomorfología de la región y, además, considera elementos locales como la pendiente, la forma de la sección de flujo, y la magnitud misma del flujo para la estimación de la resistencia al flujo y de la velocidad del flujo.

Si bien, varios autores (Beven *et al.*, 1988, Sempere-Torres, 1990) coinciden en que la incertidumbre que se asocia al modelo de transferencia es relativamente poca, cuando se la compara con la asociada al modelo de producción, cualquier mejora en el modelo de

transferencia disminuye esta incertidumbre, y en los análisis de resultados se harán valoraciones más adecuadas de las fuentes de incertidumbre y de error. Además, la ganancia en mejorar el modelo de transferencia puede ser importante en cuencas pequeñas y de altas pendientes durante eventos significativamente intensos. En las cuencas más grandes los efectos de estas no linealidades se van difuminando a medida que aumenta el tamaño de la cuenca.

Específicamente se quiere analizar la importancia de que el modelo pueda considerar algunos aspectos de la variabilidad del campo de velocidades tanto espacial como temporal. Esto último le confiere un carácter no lineal al modelo de transferencia. Para observar el efecto de estas características en los resultados de la modelación se ha considerado conveniente comparar los resultados de aplicar el nuevo esquema del modelo de transferencia con otros esquemas más simplificados que tienen más limitaciones en la representación de la variabilidad espacial y temporal del campo de velocidades.

Para hacer la comparación de los distintos esquemas, éstos se aplican a la simulación del flujo que producen unos eventos ficticios sobre la red de canales de una cuenca teórica. La cuenca utilizada en este caso es conocida como “La cuenca de Peano” y tiene una red de canales fractal que se describe en el apartado siguiente.

6.2.2 DESCRIPCIÓN DE LA CUENCA DE PEANO

La red de canales fractal utilizada en este caso se conoce como el “árbol de Peano”. La construcción del árbol de Peano sigue un procedimiento repetitivo en el que un “iniciador” es recursivamente reemplazado por un “generador” creando elementos cada vez más pequeños. Teóricamente, esto podría hacerse hasta el infinito.

La construcción del árbol de Peano se hace siguiendo el siguiente procedimiento: se define un cuadrado y en su diagonal se traza una línea recta (iniciador) que toca sólo una de las esquinas del cuadrado y allí está la raíz del árbol (Figura 6.1-A). En la mitad de la diagonal se traza una perpendicular (generador) que se prolonga hasta las esquinas pero sin tocarlas y en este primer nivel quedan 4 segmentos (Figura 6.2-B). Cada uno de los segmentos se convierte en un iniciador sobre el que se traza un generador. Así, en el segundo nivel quedan 16 segmentos que se convierten en iniciadores a los que se trazan generadores, y así sucesivamente en cada nivel se multiplica el número de segmentos por cuatro y su longitud se reduce a la mitad (figuras 6.2-C y 6.2-D).

Considerando que el cuadrado es una cuenca, que el árbol de Peano es la red de drenaje y que la raíz del árbol es la salida de la cuenca, se tiene la cuenca de Peano. Esta

cuenca ha sido utilizada previamente en la modelación de redes de canales (Marani *et al.*, 1991 y Castro, 1998).

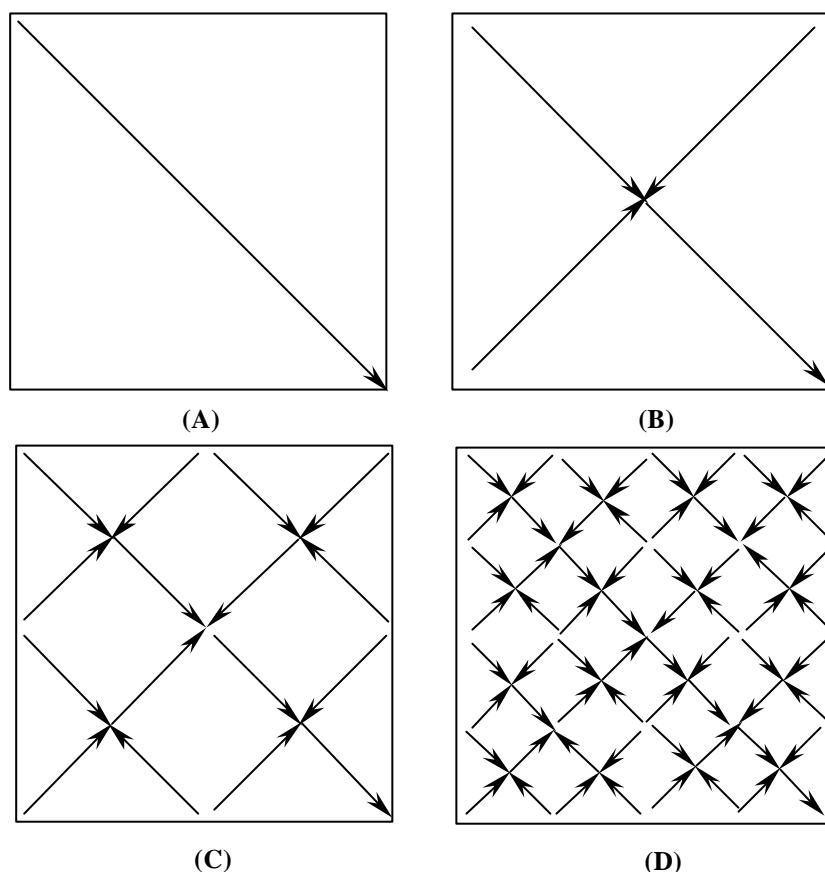


Figura 6.1. Pasos de la formación de la red de drenaje con la forma del árbol de Peano. A) Cuadrado que delimita la cuenca con el iniciador tocando el vértice inferior derecho. B) Se traza el primer generador que da origen a un árbol de nivel uno. C) Los tramos generados en el nivel uno se vuelven iniciadores y sobre ellos se trazan nuevos generadores dando origen a un árbol de nivel 2. D) Repitiendo el proceso se obtiene la red de drenaje formada por el árbol de nivel 3.

Para esta aplicación se configuró una cuenca de Peano como la que se ha descrito en el presente apartado pero en este caso de nivel 5 (32×32 elementos), 8 kilómetros de lado y un área de 64 km^2 . El área de influencia de cada elemento es $250 \times 250 \text{ m}^2$ y cada elemento tiene en su diagonal una longitud de 353.55 m.

Ordenando los cauces de acuerdo al método de Horton - Strahler se tiene que el tramo de salida es de orden 6. Para la conformación del MED de la cuenca teórica se siguió el siguiente procedimiento. Se definió la cota en el punto de salida y un incremento de nivel DZ para un canal de cualquier orden. Ésto determina que la pendiente de los canales es decreciente con el orden de un modo inverso al crecimiento de la longitud de los cauces

con el orden. En los casos en que siguiendo hacia aguas arriba por distintas trayectorias se obtienen distintas cotas para un mismo punto prevalece la más alta de ellas. En la Figura 6.2 se presenta el relieve de la cuenca de Peano, considerando un desnivel DZ de 10 metros. En este caso la diferencia de nivel entre el punto de salida y los elementos más alejados es de 80 m.

En esta aplicación se quiere ilustrar únicamente la incidencia del modelo de transferencia y sus prestaciones en los resultados de la simulación. Para evitar confusiones con el efecto del modelo de producción, se consideró que la cuenca de Peano era totalmente impermeable y que el agua de la lluvia sobre la ladera se traslada inmediatamente al cauce más cercano.

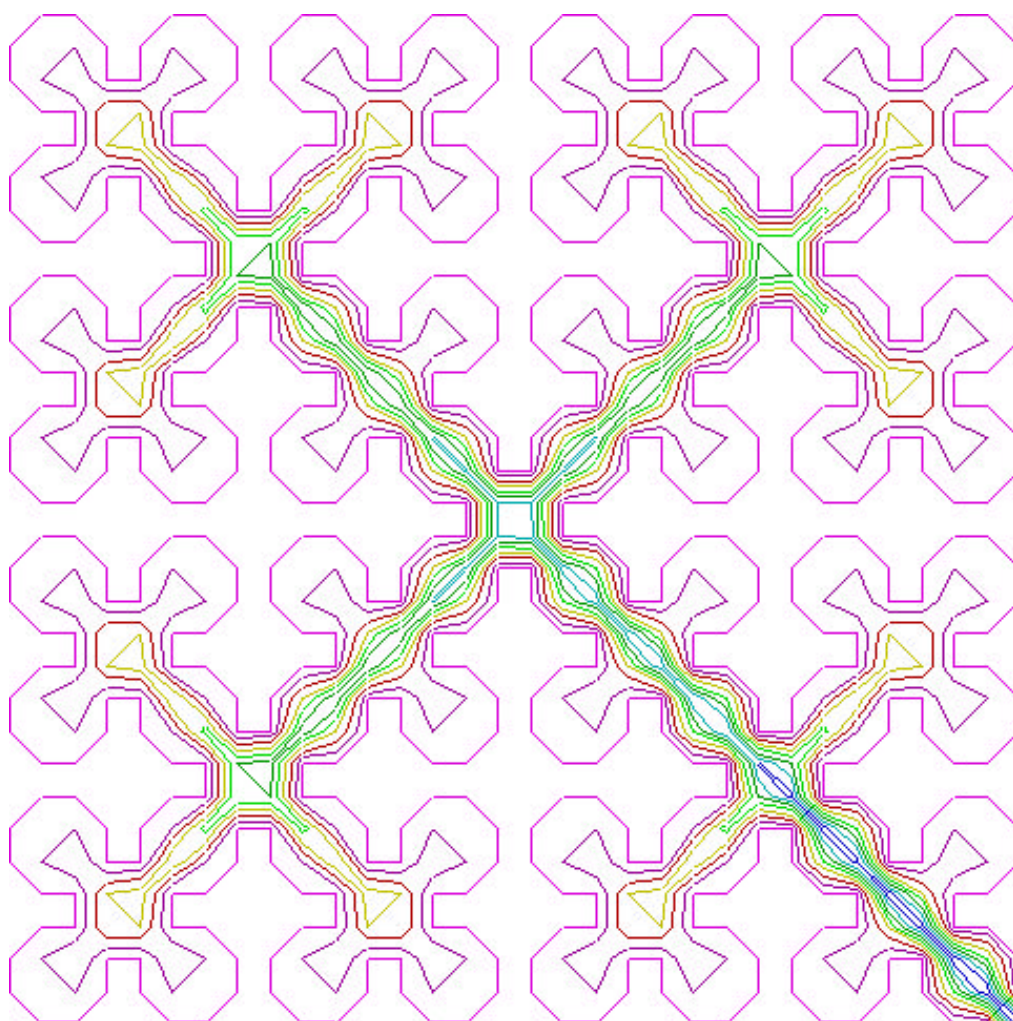


Figura 6.2. Relieve de la cuenca de Peano (curvas de nivel cada 10 m).

6.2.3 LOS ESQUEMAS DE TRANSFERENCIA DEL FLUJO A LA CUENCA DE PEANO

Se realiza la transferencia del flujo a través de los elementos de la red de drenaje de la cuenca de Peano mediante tres esquemas conceptuales distintos. Dos de ellos se basan en el concepto del Hidrograma Unitario Distribuido (HUD) y necesariamente consideran que el campo de velocidades es estacionario. El tercero es el esquema de la Onda Cinemática Geomofológica (OCG) que considera el campo de velocidades variable en el espacio y en el tiempo, relacionado con la posición del elemento en la cuenca y con el flujo que transporta.

Respecto a los esquemas que se basan en el HUD se tiene lo siguiente:

- El primero de estos esquemas es bastante simple, el flujo en cada celda se representa mediante las ecuaciones 5.7 y 5.8 y se asume que el campo de velocidades es uniforme sobre toda la cuenca. En este caso el valor de la velocidad constante la define el analista y para su determinación se tiene en cuenta el tiempo de concentración y la longitud del cauce principal. A este esquema se le ha denominado HUD con velocidad constante (HUDVC).
- El otro esquema considera que el campo de velocidades es variable en el espacio. En este esquema, denominado HUD con velocidad estacionaria (HUDVE), el campo de velocidades se distribuye espacialmente de acuerdo a los elementos (pendiente, rugosidad y forma de la sección transversal) que determinan la velocidad en cada uno de los elementos que constituyen la red de drenaje. En este caso se ha asumido que la velocidad representativa para las crecidas es la que se tiene en el cauce cuando el caudal es el que corresponde a la sección llena, y que la geometría de sección y la rugosidad del cauce se pueden obtener a partir de relaciones geomorfológicas y de geometría hidráulica en cada uno de los cauces, tal como se presentó en el capítulo anterior.

A continuación se presentan los resultados obtenidos con los tres esquemas para la cuenca de Peano y que permiten ilustrar la importancia de incluir distintos aspectos de la variabilidad espacial y temporal del campo de velocidades, la dependencia de la intensidad de la precipitación neta, el efecto de escala o la dependencia del área de la cuenca, la dependencia de la pendiente de la cuenca y la dependencia de la rugosidad.

6.2.4 EL EFECTO DE LA MAGNITUD DE LA PRECIPITACIÓN

Una primera comparación de las diferencias de los tres modelos, muy simple pero muy ilustrativa, es el hidrograma que se tiene a la salida de la cuenca cuando sobre toda la cuenca se tiene una lluvia de intensidad constante durante un periodo de tiempo.

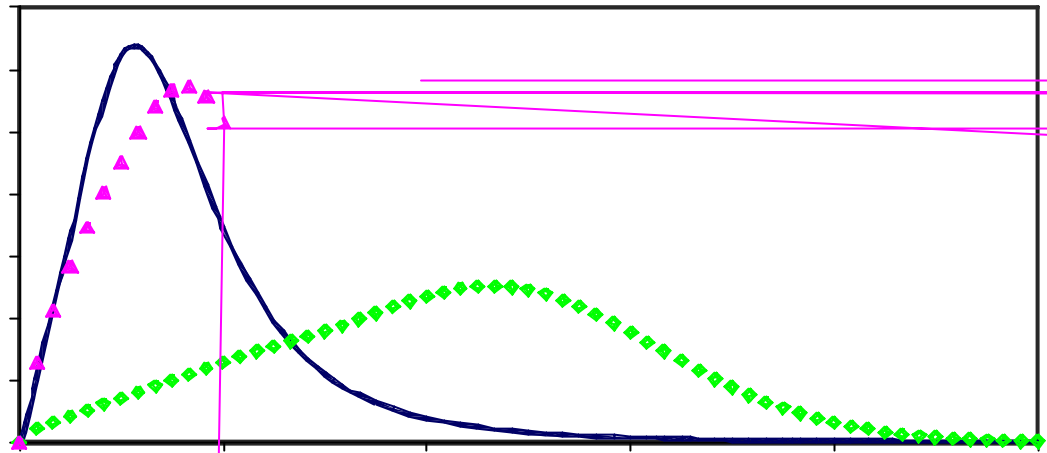
En esta comparación de resultados se quiere seguir los procedimientos que haría un analista utilizando los distintos métodos. Para la aplicación del modelo basado en HUD que considera la velocidad del flujo constante sobre toda la cuenca HUDVC, el valor de la velocidad se puede obtener a partir del tiempo de concentración estimado mediante ecuaciones empíricas como la de Kirpich y de la longitud del cauce principal. En este caso, analizando el resultado de diferentes ecuaciones empíricas se obtuvo un tiempo de concentración igual a 2.9 horas que dividiendo a la longitud del cauce principal nos da un valor de 1.1 m/s para la velocidad media del flujo en la cuenca de Peano. En el esquema de HUD que considera la velocidad estacionaria HUDVE se calcula la velocidad del flujo en cada una de las celdas mediante una expresión derivada de la Geometría Hidráulica y de la ecuación de Manning suponiendo que la velocidad del flujo es similar a la que se tendría en condiciones de sección llena. En esa ecuación se relaciona la velocidad del flujo con la pendiente local y el área drenada mediante coeficientes y exponentes empíricos, tal como se presentó en el capítulo anterior. En el caso del esquema OCG se estima la velocidad del flujo en cada una de las celdas y en cada uno de los intervalos de tiempo mediante una expresión que combina las relaciones de la Geometría Hidráulica con ecuaciones para la velocidad del flujo. En este caso se obtiene la velocidad en función de la magnitud del flujo, de la pendiente local y del área acumulada mediante una expresión con coeficientes y exponentes empíricos que fueron discutidos en el capítulo 5.

Con los tres esquemas para la modelación de la transferencia ya descritos, se simuló la transferencia del flujo a través de la red de drenaje de Peano cuando sobre ésta se tiene una lluvia de 5 minutos de duración y uniformemente distribuida sobre toda la cuenca. Se hizo la simulación con todos los métodos para distintas intensidades de lluvia neta: 10, 25, 50, 75, 100, 150, 200 y 250 mm/hora.

En la Figura 6.3 se presentan los resultados obtenidos mediante los distintos esquemas para el evento con una lámina de lluvia neta de 16.66 mm en 5 minutos (intensidad de lluvia de 200 mm/hora) y que se distribuye uniformemente sobre toda la cuenca. En la figura se observan diferencias importantes entre los hidrogramas, tanto en el caudal pico como en el tiempo al pico.

Las diferencias entre los resultados de los distintos modelos dependen de la intensidad de la lluvia neta que produce el evento. En las figuras 6.4 y 6.5 se presentan, para los distintos métodos, las relaciones de caudal pico y tiempo al pico con la intensidad de la lluvia.

En la Figura 6.4 se observa que para el modelo OCG la relación entre el caudal pico y la intensidad del evento que lo produce es no lineal, a diferencia de los resultados de los esquemas que se basan en el HUD en los que esta relación es lineal. En la Figura 6.5 se observa que en los resultados del modelo OCG el tiempo al pico disminuye con la intensidad del evento mientras que en los resultados de los modelos que se basan en el HUD el tiempo al pico es independiente de la intensidad del evento.



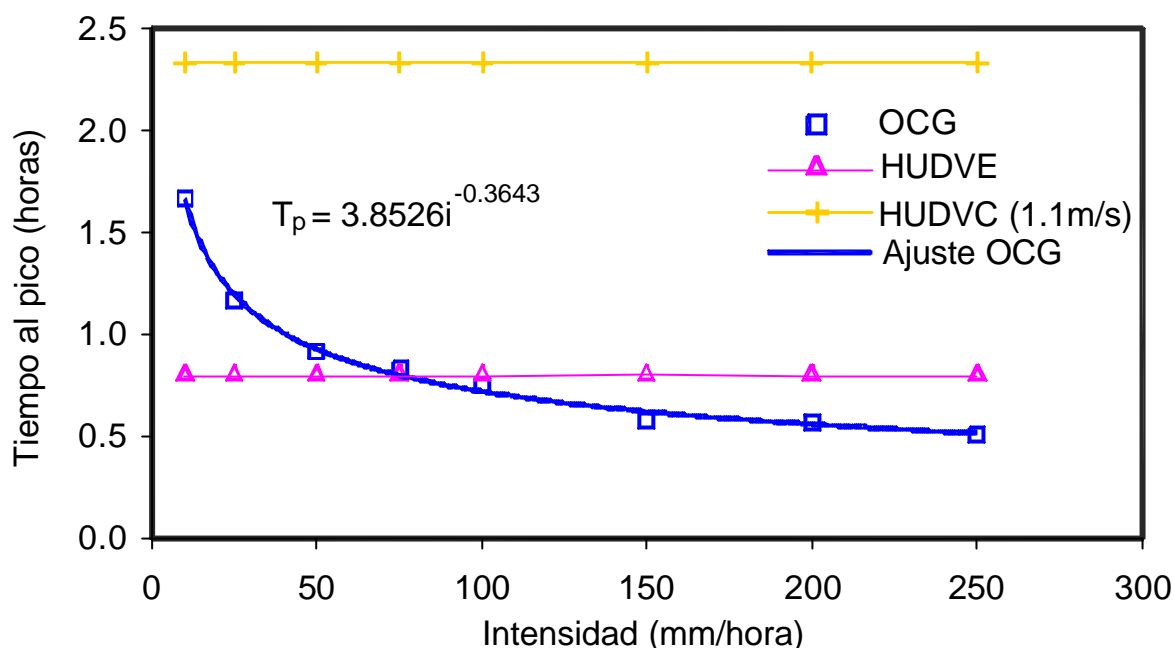


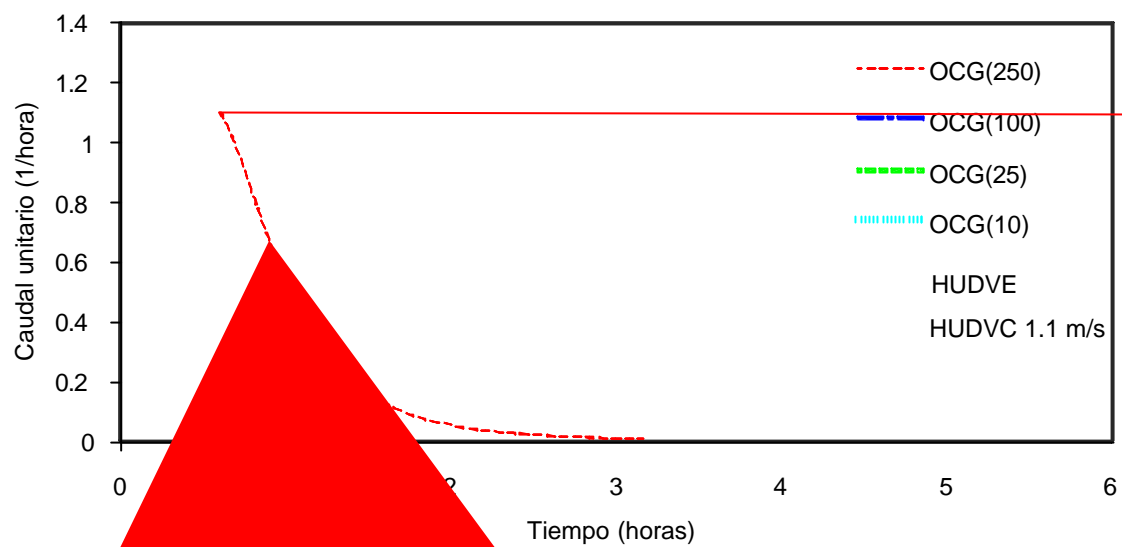
Figura 6.5. Relación entre el tiempo al pico obtenido en la cuenca de Peano y la intensidad de la lluvia que lo produce, $A=64 \text{ km}^2$.

Las diferencias entre los hidrogramas producidos por los distintos modelos son muy variables ya que dependen de la magnitud del evento. Para ilustrar estas diferencias se comparan los hidrogramas unitarios de 5 minutos de duración que se obtienen con los distintos métodos de transferencia. Para poder comparar posteriormente los resultados de aplicar los modelos en cuencas de distinta área y así tener en cuenta un factor de escala, se utiliza para el análisis el hidrograma unitario de caudales específicos, o sea, el hidrograma unitario dividido por el área de la cuenca.

En el caso del modelo OCG, que tiene en cuenta la relación no lineal entre caudal y la velocidad del flujo en los cauces, el hidrograma depende de la magnitud del evento, por lo tanto se obtiene un hidrograma unitario para cada intensidad de lluvia considerada. Ésto a diferencia del HUD que es único para la cuenca e independiente de la intensidad del evento. En la Figura 6.6 se presentan estos resultados. En ella se observa como, a medida que aumenta la intensidad de la lluvia, crece el caudal pico y disminuye el tiempo al pico.

Este tipo de no linealidad ya había sido ilustrada por Minshall (1960) para los hidrogramas unitarios de la cuenca experimental W-1, tal como lo presenta Singh (1988). La investigación de Minshall mostró la relación que puede haber entre la intensidad de la lluvia y el caudal pico del Hidrograma Unitario.

A manera de resumen, en la Figura 6.7 se presentan las curvas que para los modelos OCG relacionan el caudal pico o el tiempo al pico de los distintos HU obtenidos para la cuenca de Peano con distintas intensidades de lluvia.



Los resultados obtenidos con el modelo OCG para el tiempo al pico T_p y para el caudal pico q_p son bastante razonables si se tiene en cuenta la no linealidad del flujo ya que, a medida que aumenta el caudal, aumenta la velocidad y, por ende, disminuye el tiempo de viaje.

Varios autores han reportado evidencias del comportamiento no lineal del flujo en cuencas naturales. En 1952, Paynter (citado por Singh, 1988) indicó la posible existencia de efectos no lineales en las interrelaciones precipitación - escorrentía sugiriendo que ésto podía deberse a las variaciones estacionales y a la magnitud relativa de las crecidas. Minshall (1960), Amorochó (1961), Diskin (1964) y Overton (1967) coinciden en sus observaciones en que a medida que aumenta la magnitud de un evento, disminuye el tiempo de respuesta de la cuenca y se incrementa la descarga.

En 1962, Laurenson estudió una cuenca con un área de 89 km² cerca de Sydney, Australia y analizando 23 eventos midió la variación del tiempo de rezago (entendido como el tiempo de retraso entre los centroides de la precipitación efectiva y la escorrentía directa) con la descarga media y obtuvo la siguiente expresión:

$$T_L \approx Q_m^{-0.27} \quad (6-1)$$

Las observaciones en ésta y otras cuencas de la región fueron ampliadas por Askew (1968,1970) quien llegó a conclusiones similares y obtuvo para el exponente valores entre -0.19 y -0.33 .

Para los hidrogramas obtenidos de los modelos de HUD el tiempo de rezago es constante, no depende de los valores del caudal medio y se puede conocer con antelación conociendo la forma del HUD.

En los hidrogramas de la cuenca de Peano (con un área de 64 km²) obtenidos del modelo OCG se obtuvo el tiempo de rezago y el caudal medio. Para el análisis de estos resultados se consideró como el caudal medio durante la crecida al promedio de los caudales desde el inicio de la lluvia hasta el momento en que ya había salido de la cuenca el 99 % del volumen de la tormenta. La relación entre los valores del tiempo de rezago y el caudal medio durante la crecida se presentan en la Figura 6.8 donde también se presenta la ecuación de ajuste.

El valor obtenido en la ecuación de ajuste para el exponente de la relación entre el tiempo de rezago con el caudal medio de la crecida es 0.2521. Este valor es comparable a los valores obtenidos en cuencas naturales por Laurenson y por Askew (1968,1970). Pese a las limitaciones de este análisis podemos ver que en los resultados del modelo OCG se encuentran elementos que muestran un carácter no lineal de la respuesta de la cuenca y,

de cierto modo, esta no linealidad tiene rasgos muy similares a la observada en cuencas naturales.

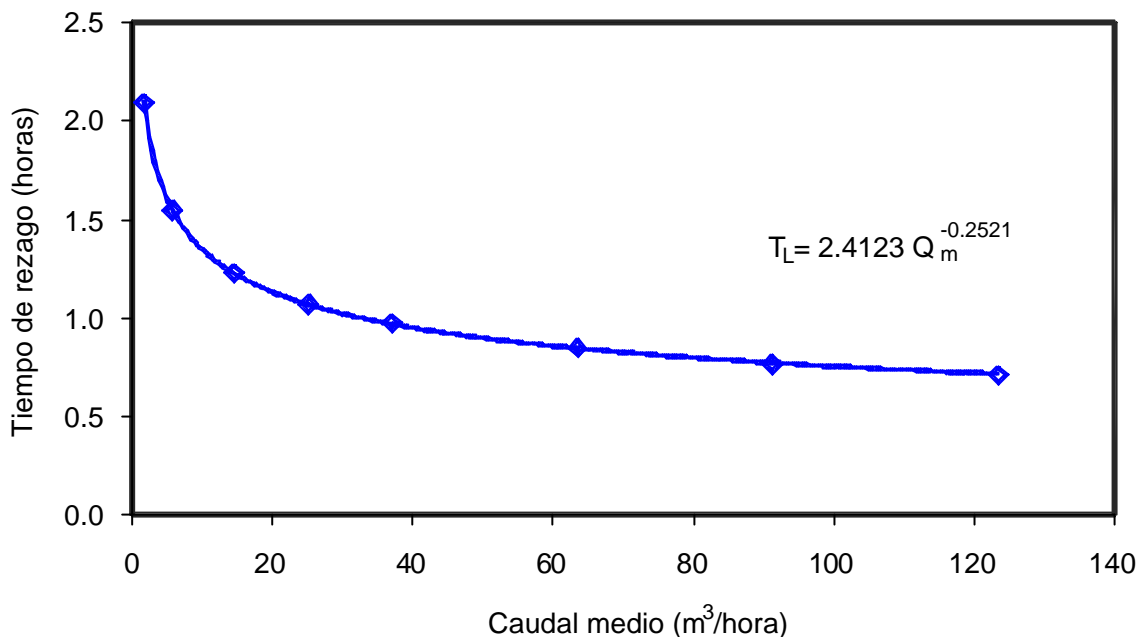


Figura 6.8. Curva de ajuste para la relación entre el tiempo de rezago y el caudal medio durante la crecida. Cuenca de Peano, $A=64 \text{ km}^2$.

También se observa que en muchos casos el efecto de la no linealidad (la diferencia entre el resultado del modelo lineal y el modelo no lineal) puede ser del mismo orden de magnitud que las variables involucradas y, por lo tanto, es importante considerarlo en la modelación.

6.2.5 EL EFECTO DE LA DURACIÓN DEL EVENTO

En el contexto de la linealidad, el hidrograma unitario de una duración determinada puede obtenerse directamente a partir de un evento de la misma duración o a partir de eventos de otras duraciones mediante procedimientos de convolución o deconvolución, según sea el caso. Cuando se tiene una lluvia uniforme y suficientemente prolongada, tal que su duración excede el tiempo de concentración, el hidrograma resultante crece hasta el tiempo de concentración, y a partir de allí sigue constante hasta que cesa la lluvia y empieza la recesión. La rama ascendente de un hidrograma de este tipo tiene forma de S y, si su resolución es adecuada, a partir de ella se puede obtener el hidrograma unitario para cualquier duración. El procedimiento es simple, basta desplazar en el tiempo (un intervalo igual a la duración del hidrograma unitario requerido) a la rama ascendente del hidrograma (curva S) y restar sus ordenadas a las de la curva S inicial. Esta diferencia se

divide por el valor de la intensidad de la lluvia con que se obtuvo el hidrograma en S, y el valor obtenido se divide por la duración que se quiere para el hidrograma unitario.

Cuando la no linealidad es determinante de los procesos en la cuenca se tiene que los hidrogramas “unitarios” obtenidos de tormentas de la misma intensidad pero de duraciones diferentes son diferentes.

Hasta el momento sólo se han mostrado resultados del hidrograma “unitario” de cinco minutos obtenido directamente de una lluvia de cinco minutos de duración. La no linealidad que el modelo OCG considera para la respuesta de la cuenca determina que para lluvias de otras duraciones los resultados del modelo producen hidrogramas unitarios diferentes.

Para ilustrar ésto, para cada intensidad de lluvia se comparan los hidrogramas unitarios de cinco minutos de duración obtenidos directamente a partir de un evento de cinco minutos de duración, con los hidrogramas unitarios de cinco minutos de duración obtenidos a partir de una lluvia con la misma intensidad pero con una duración muy superior al tiempo de concentración.

Sobre toda la cuenca se distribuyó uniformemente una lluvia neta con intensidad constante, con una duración suficientemente larga y se aplicó el modelo de transferencia para obtener el hidrograma en la salida. El hidrograma obtenido a la salida de la cuenca es un hidrograma en S y a partir de éste se obtuvo el hidrograma unitario de 5 minutos de duración.

La comparación gráfica de estos hidrogramas unitarios se presenta en la Figura 6.9. En esta gráfica se observa que, como efecto lógico de la no linealidad para una misma intensidad de lluvia, los hidrogramas obtenidos a partir de las precipitaciones con mayor duración son sensiblemente mayores, y que en este caso las diferencias son muy significativas.

Suponiendo que en la realidad los caudales en la red de drenaje se comportan como lo indica el modelo OCG, ¿Qué tan representativos pueden ser los resultados obtenidos con los modelos basados en el HUD?. Estos resultados de múltiples hidrogramas nos hacen pensar en la poca validez que podrían tener los hidrogramas unitarios obtenidos a partir de los caudales observados en las cuencas, cuando para la obtención del HU en la base de datos disponible sólo se tienen crecidas moderadas, o cuando, pese a tener algunos eventos de distinta magnitud, los resultados se mezclan con técnicas de optimización que supuestamente producen el “único” hidrograma unitario.

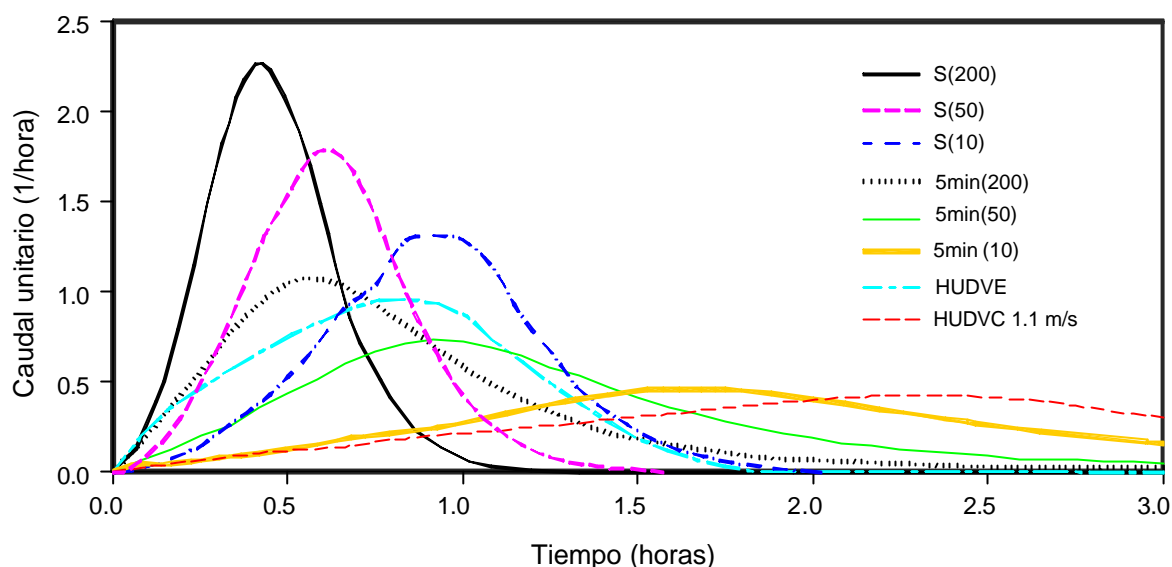


Figura 6.9. Comparación de los hidrogramas unitarios de lluvias de distinta duración. Cuenca de Peano, $A=64 \text{ km}^2$. Hidrograma Unitario de 5 minutos de duración.

6.2.6 LA INFLUENCIA DE LA SUPERFICIE DE LA CUENCA

El modelo distribuido permite obtener resultados en distintos puntos de la red de drenaje. Se obtuvieron resultados para subcuencas con superficies de 1, 4, 16, y 64 km^2 . Dada la autosimilaridad del árbol de Peano estas subcuencas tienen una estructura similar a la cuenca original. Además, la utilización del hidrograma unitario por unidad de área de la cuenca permite comparar los resultados obtenidos por cada uno de los modelos en cuencas de distinta área superficial y observar el efecto de la escala.

En las figuras 6.10 y 6.11 se ilustran los valores del caudal pico y el tiempo al pico de los hidrogramas unitarios obtenidos con el modelo OCG para cuencas de distinta área superficial. En ellas se observa un comportamiento muy similar en todos los aspectos a lo descrito en los subapartados anteriores. En las distintas curvas obtenidas del esquema OCG para distintas intensidades de lluvia se observa que la relación entre caudal al pico y el área de la subcuenca tiene una estructura similar para todas las intensidades de lluvia. Se observa que el caudal pico por unidad de área obtenido con una misma intensidad de lluvia disminuye a medida que aumenta el área de la subcuenca para la que fue obtenido.

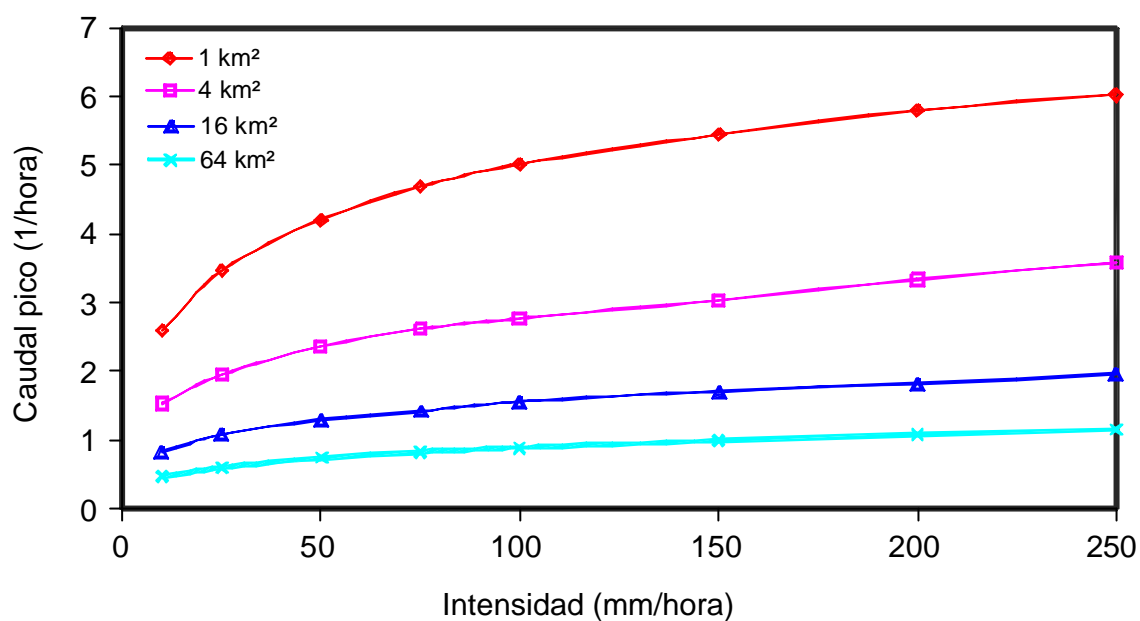


Figura 6.10. Relación entre el caudal pico y la intensidad de la lluvia neta para el modelo OCG. Subcuencas de la cuenca de Peano, caudal pico de los Hidrogramas Unitarios de 5 minutos de duración.

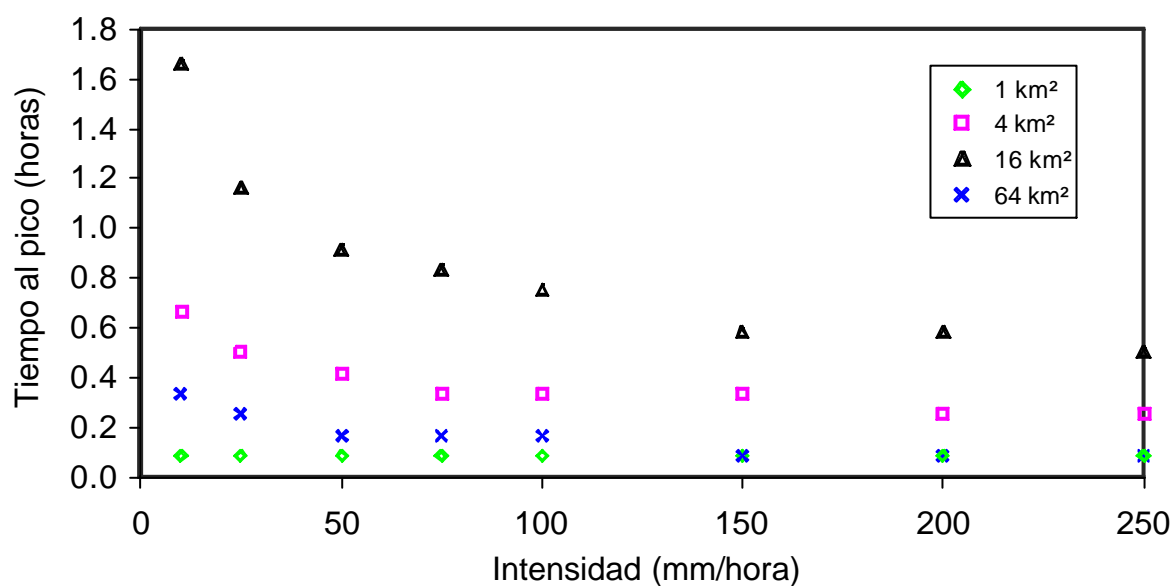


Figura 6.11. Relación entre el tiempo al pico y la intensidad de la lluvia neta para el modelo OCG. Subcuencas de la cuenca de Peano. Tiempo al pico de Hidrogramas Unitarios de 5 minutos de duración.

Este tipo de no linealidad con el área se presenta en todos los modelos y se ilustra más claramente en la Figura 6.12. Allí se presentan las relaciones entre el caudal pico y el

área de la subcuenca obtenidas con los distintos modelos (y con el modelo OCG para varias intensidades de lluvia). La no linealidad se debe a que, para el caudal pico producido por una lluvia de una duración determinada en las cuencas pequeñas, contribuye un mayor porcentaje del área de la cuenca que en las más grandes puesto que los tiempos de viaje hasta la salida son más cortos en las cuencas más pequeñas. Así la no linealidad está relacionada con la manera como se obtiene la velocidad del flujo y, por lo tanto, se tienen diferencias entre los distintos modelos tal como se observa en la Figura 6.12.

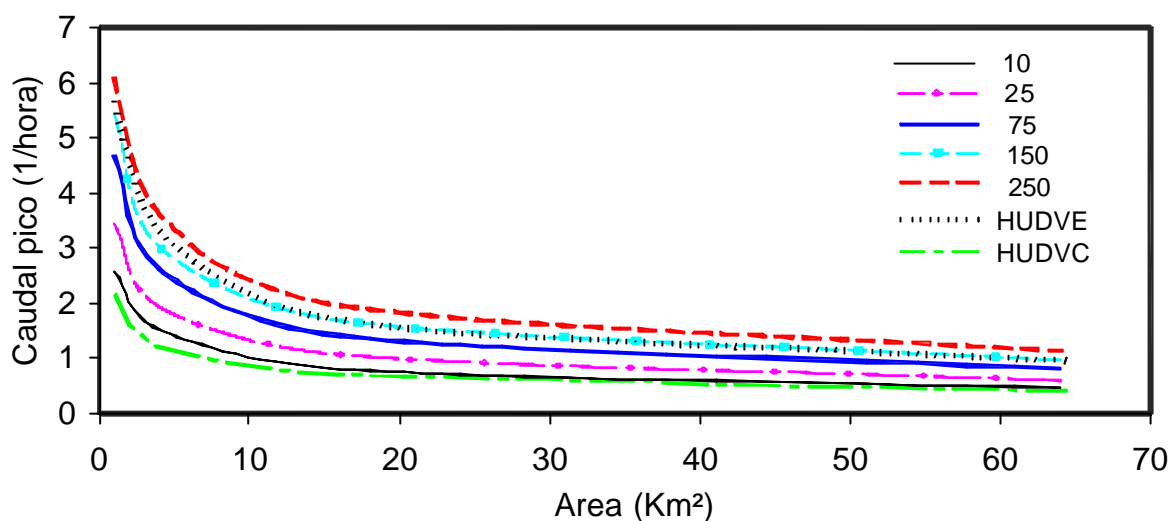


Figura 6.12. Relación entre el caudal pico y el área de las subcuencas de Peano para los distintos esquemas. Para el esquema OCG se presentan los valores obtenidos para distintas intensidades de la lluvia neta. Hidrogramas Unitarios de 5 minutos de duración.

Una explicación similar tiene la relación entre el tiempo al pico y el área de la subcuenca y que se presenta en la Figura 6.13. Este tipo de no linealidad no se presenta cuando se consideran hidrogramas con una duración mayor que el tiempo de concentración de todas las cuencas consideradas.

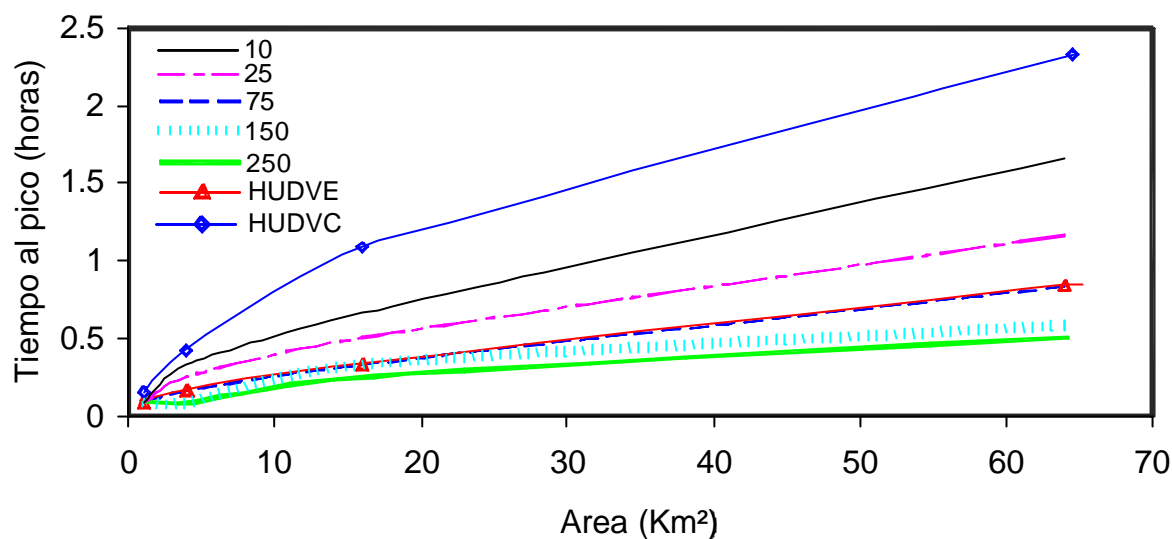


Figura 6.13. Relación entre el tiempo al pico y el área de las subcuencas de Peano para los distintos esquemas. Para el esquema OCG se presentan los valores obtenidos para distintas intensidades de la lluvia neta. Hidrogramas Unitarios de 5 minutos de duración.

En los hidrogramas analizados se observa que el caudal pico y el tiempo al pico dependen conjuntamente del área de la cuenca y de la intensidad y duración del evento. Con los datos de todos los hidrogramas obtenidos en la cuenca de Peano para las distintas intensidades y para una duración de cinco minutos se ajustaron las siguientes expresiones para el caudal pico y para el tiempo al pico:

$$Q_p = 0.0327 A^{0.585} I^{1.27} \quad (6-2)$$

$$T_p = 0.32 A^{0.54} I^{-0.31} \quad (6-3)$$

Puede observarse que los ajustes son casi excelentes y se ilustran en las figuras 6.14 y 6.15.

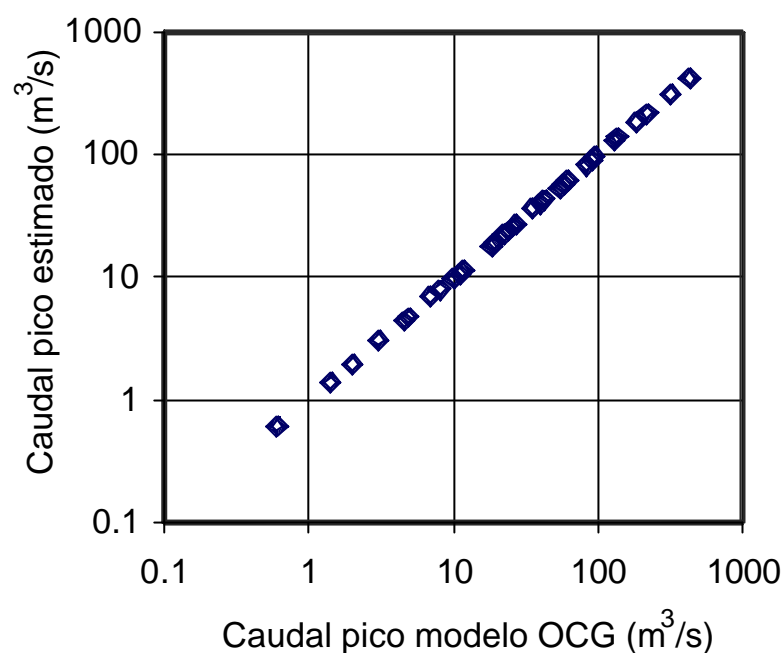


Figura 6.14. Caudal pico estimado mediante la ecuación 6-2 y el caudal pico de los hidrogramas obtenidos con el modelo OCG. Cuenca de Peano y subcuencas. Hidrogramas Unitarios de 5 minutos.

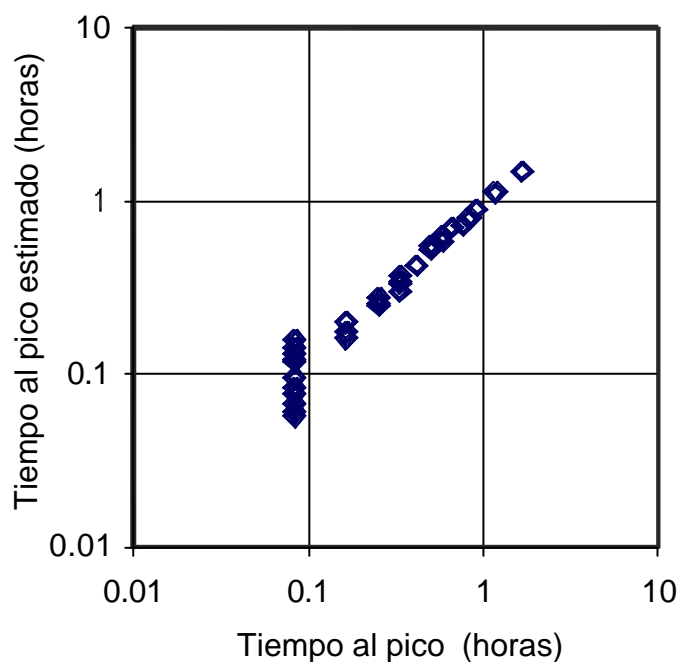


Figura 6.15. Tiempo al pico estimado mediante la ecuación 63 y el tiempo al pico de los hidrogramas obtenidos con el modelo OCG. Cuenca de Peano y subcuencas. Hidrogramas Unitarios de 5 minutos.

6.2.7 EL TIEMPO DE DESFASE O EL TIEMPO DE REZAGO

En todos los hidrogramas obtenidos por medio del modelo OCG para todas las subcuencas se obtiene el tiempo de rezago. La relación entre tiempo de rezago y el caudal medio durante el evento se presenta en la Figura 6.16. En esta figura se observa que para cada una de las subcuencas se puede ajustar una línea recta (en el espacio logarítmico) lo que indica que el tiempo de rezago es función del área de la subcuenca. Estas rectas prácticamente son paralelas entre sí, lo que indica que el exponente que relaciona el tiempo de rezago con el caudal medio prácticamente es el mismo para todas las subcuencas.

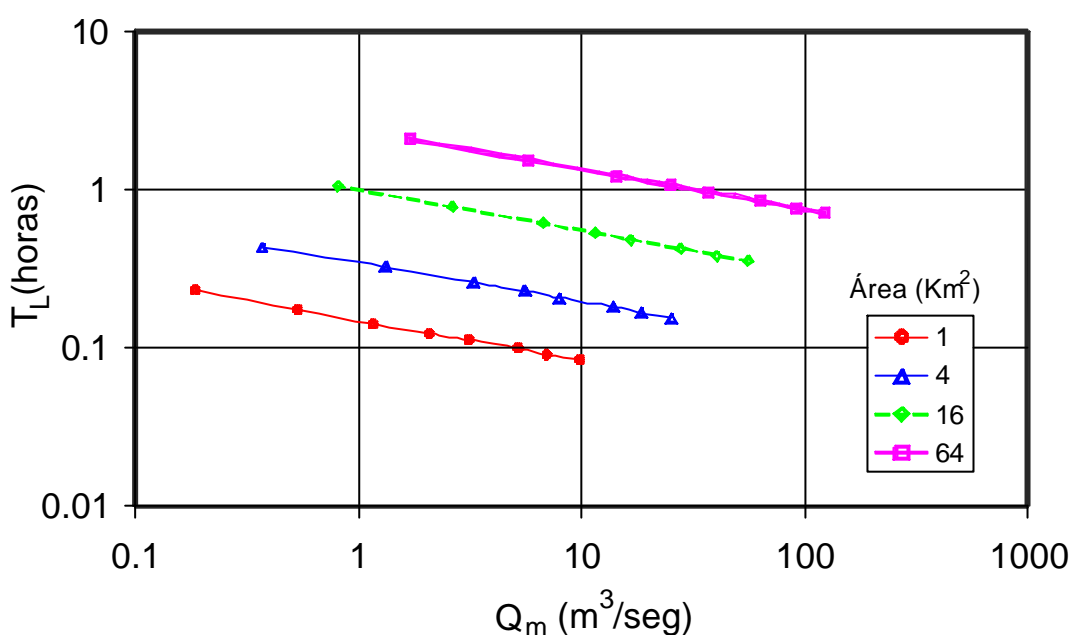


Figura 6.16. Relación el tiempo de rezago y el caudal medio durante la crecida para las subcuencas. El número indicador de cada línea se refiere al área de la cuenca en km². Cuenca de Peano y subcuencas. Tiempo de respuesta.

En la Figura 6.17 se presenta la variación del tiempo de rezago con el área de las subcuencas. Para cada una de las intensidades de lluvia que se utilizaron en la obtención del hidrograma unitario se observa un alineamiento casi recto en el espacio logarítmico y para las distintas intensidades se obtienen rectas casi paralelas entre sí.

La relación entre el tiempo de rezago y el área de la cuenca es fácil de intuir y, para esta relación, en la literatura se encuentran múltiples expresiones empíricas obtenidas de hidrogramas en cuencas naturales

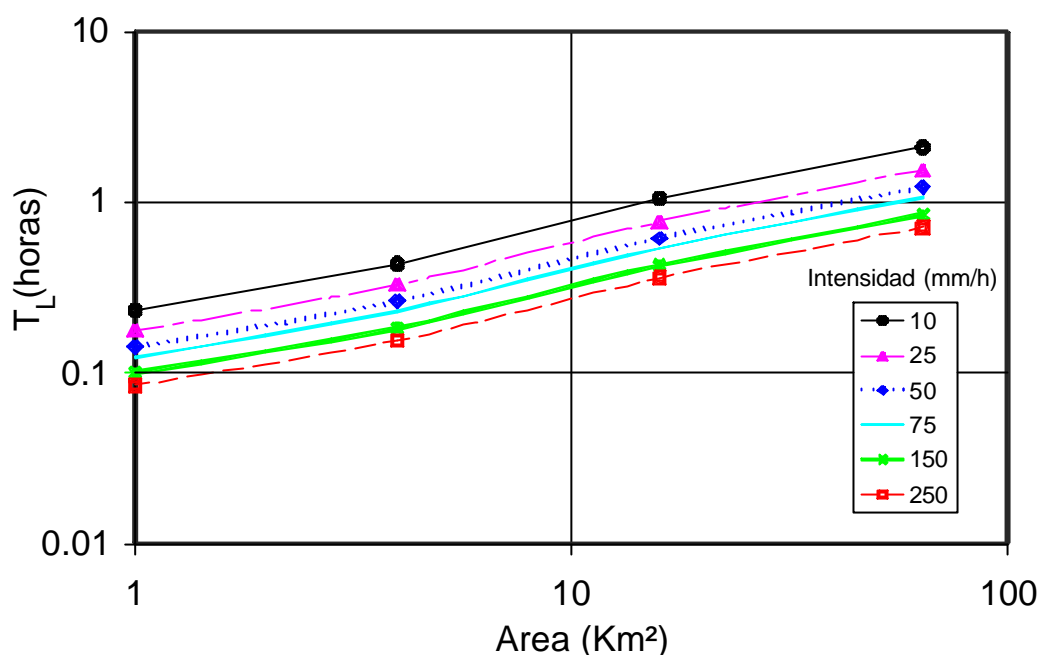


Figura 6.17. Relación entre el tiempo de retardo y el área de la respectiva subcuenca de Peano. El número indicador de cada línea se refiere a la intensidad en mm/h del evento de 5 minutos de duración para el que se obtuvo el hidrograma con el modelo OCG.

En hidrogramas obtenidos en cuencas naturales, algunos autores observan relaciones no lineales entre el tiempo de retardo, el área de la cuenca y un caudal representativo de la crecida, y proponen expresiones empíricas para relacionar estas variables.

Askew (1968, 1970), propuso la siguiente relación para el tiempo de retardo T_L (en horas), el área de la cuenca A (en millas cuadradas) y el caudal medio en Q (en pies cúbicos por segundos):

$$T_L = 8.28 A^{0.57} Q_m^{-0.23} \quad (6-4)$$

Meynink (1978) relaciona el tiempo de retardo con el área de la cuenca (A en km^2) y con el caudal pico por unidad de área (q_p en mm/hora) mediante la siguiente expresión:

$$T_L = 2.55 A^{0.345} q_p^{-0.3619} \Rightarrow T_L = 1.6 A^{0.706} Q_p^{-0.3619} \quad (6-5)$$

Boyd (1978) propuso la siguiente expresión para relacionar el tiempo de retardo (en horas) con el área de la cuenca (A en km^2) y el caudal pico (Q_p en m^3/s):

$$T_L = 2.12 A^{0.57} Q_p^{-0.23} \quad (6-6)$$

En los hidrogramas obtenidos con el modelo OCG, para todas las subcuencas y para las todas las intensidades, se obtuvieron los tiempos de retardo. Se analizó su relación con el

área de la cuenca y la relación del área de la cuenca y de un caudal representativo del evento, obteniendo las siguientes expresiones:

$$T_L = 0.15A^{0.66}Q_m^{-0.25} \quad (6-7)$$

$$T_L = 0.28A^{0.42}q_p^{-0.26} \quad (6-8)$$

$$T_L = 0.11A^{0.68}Q_p^{-0.26} \quad (6-9)$$

En estas expresiones los exponentes que dan un mejor ajuste son bastante similares a los encontrados en la literatura, lo que indica que en los resultados del modelo OCG en la cuenca de Peano y sus subcuencas se encuentra una no linealidad similar a la observada en algunas cuencas naturales.

En la Figura 6.18 se presenta el T_L de los hidrogramas obtenidos del modelo OCG y el T_L obtenido de la ecuación 6-9. Ésto permite ilustrar la calidad del ajuste.

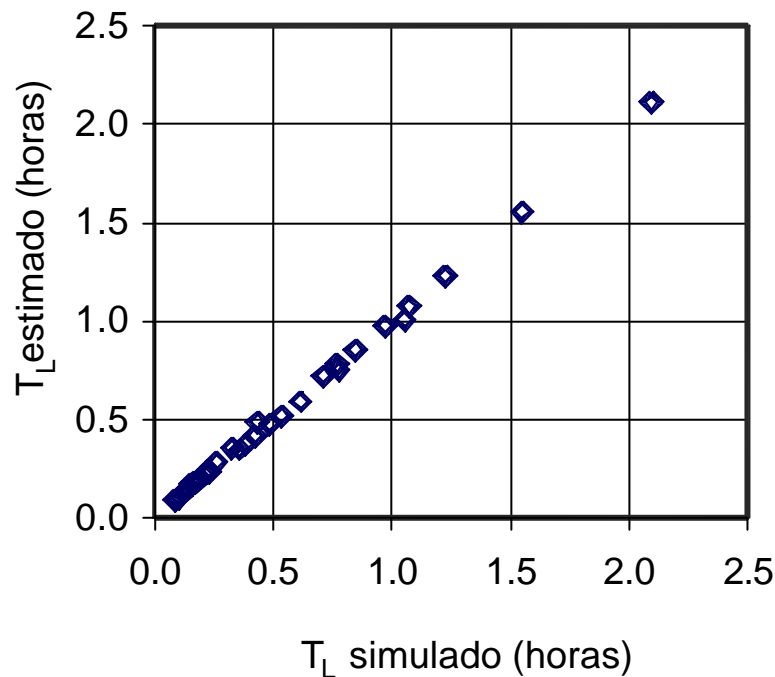


Figura 6.18. Tiempo de desfase T_L estimado mediante la ecuación 6-9 y el tiempo de desfase de los hidrogramas obtenido con el modelo OCG. Cuenca de Peano y subcuencas.

6.2.8 LA IMPORTANCIA DE UNA REPRESENTACIÓN ADECUADA DE LOS CAUCES DE LA RED DE DRENAJE

Muchos modelos hidrológicos, hacen la transferencia de la esorrentía mediante métodos hidráulicos en los que, para la estimación de la velocidad del flujo, se utilizan ecuaciones

para flujo uniforme como las ecuaciones de Manning, Darcy - Weisbach o Chezy. En estas ecuaciones se obtiene la velocidad en función del radio hidráulico, la pendiente de la línea de energía y de un parámetro de naturaleza empírica. En la ecuación utilizada en este caso, la de Manning, este parámetro es conocido como coeficiente de rugosidad.

En algunos modelos distribuidos no se da mucha importancia a la forma de los cauces y sus dimensiones se determinan arbitrariamente. Algo similar se tiene con la rugosidad del cauce a la que no se le da mucha importancia y en muchos casos se supone estacionaria e incluso constante en el espacio y en el tiempo para todos los cauces de la red de drenaje. En la formulación del modelo se consideró que este parámetro podría depender de las características del cauce y del flujo y por lo tanto era variable en la cuenca tanto en el espacio como en el tiempo.

Sobre la variabilidad espacial y temporal de este parámetro en la práctica de la modelación hidrológica se encuentran los siguientes casos:

- Como primer caso, se tienen los modelos que consideran que la rugosidad de los cauces es un parámetro único para todos los cauces de la red.
- En el segundo caso se tienen los modelos en que los principales elementos de la red tienen sus propios parámetros. En estos modelos el analista define para cada cauce el valor de la rugosidad que le determina su experiencia y el conocimiento de la cuenca.
- Un tercer caso es en el que se considera que en la red de drenaje hay una variabilidad espacial importante de la rugosidad de los cauces y que se puede relacionar con el área drenada y con la pendiente local.
- Un cuarto caso es en el que se considera que la rugosidad del flujo varía en el espacio y en el tiempo y que, a nivel regional, se puede proponer una relación empírica en función de la profundidad del flujo y de la pendiente media local. En este caso es posible considerar además (si se juzga conveniente), una variación espacial dependiente del área drenada.

Los casos tercero y cuarto, de los modelos hidrológicos sólo los incluye el modelo propuesto OCG. Los otros casos se pueden considerar como simplificaciones o casos particulares de este modelo.

En la formulación del modelo de transferencia, puede parecer excesivo el énfasis puesto en el análisis de la variabilidad espacial y temporal de la rugosidad del cauce. También puede parecer que se exagera cuando se insiste en buscar los medios para que la representación de la forma de la sección transversal de los cauces sea acorde con la forma que en la realidad tienen los cauces en la red de drenaje de la cuenca. En este

apartado se quiere ilustrar con un ejemplo teórico las diferencias que producen en los resultados distintas representaciones de la forma y de la rugosidad del cauce.

Para ilustrar la incidencia de la rugosidad en los resultados del modelo, en la Figura 6.19 se presentan los hidrogramas obtenidos con el modelo OCG, pero considerando que el coeficiente de rugosidad es constante para toda la cuenca. Lo anterior se hace para distintos coeficientes de rugosidad. Ésto permite ilustrar las posibles diferencias en los resultados ante una estimación errónea de la rugosidad, que pueden ser grandes si se tiene en cuenta el grado de incertidumbre que tiene el analista cuando para definir un valor explícito para el n de Manning en cuencas de montaña. En la misma figura se comparan estos hidrogramas con el obtenido con el modelo OCG donde se considera que el coeficiente de rugosidad es variable en función de la profundidad del flujo y de la pendiente del canal. En este caso el hidrograma obtenido con un coeficiente de rugosidad variable es bastante similar al obtenido para una rugosidad $n = 0.03$.

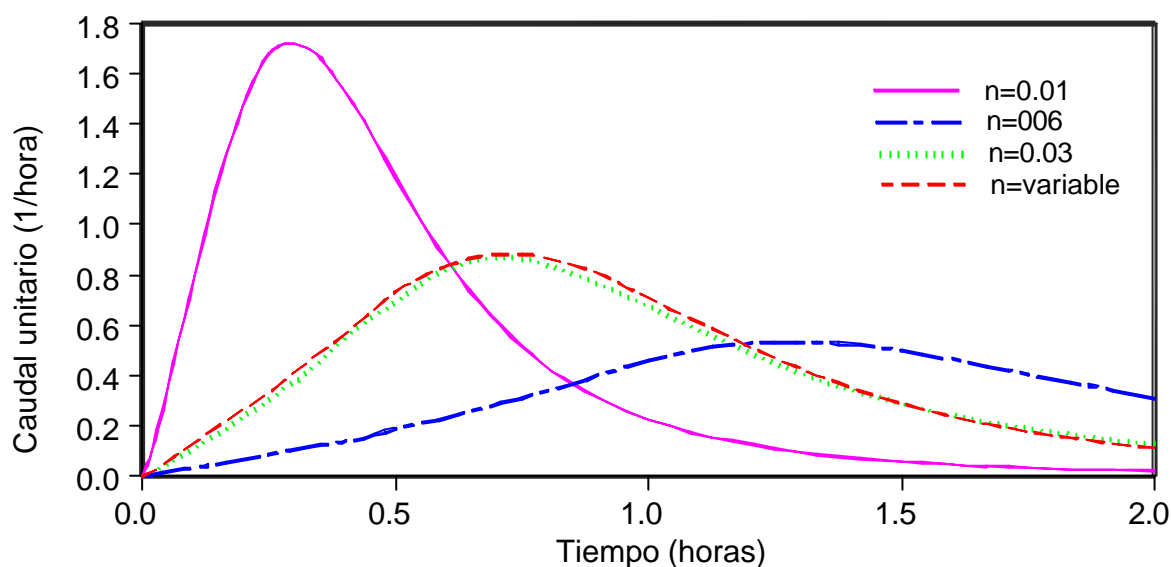


Figura 6.19. Hidrogramas unitarios de 5 minutos, obtenidos mediante un modelo de Onda Cinemática para la cuenca de Peano de 64 km², un evento de 5 minutos de duración y una intensidad de lluvia de 100 mm/h,. En este caso se comparan distintos coeficientes de rugosidad. El coeficiente de rugosidad variable se refiere a que se ha expresado en términos del nivel del flujo y de la pendiente del cauce como se presentó en el capítulo 5.

Acerca de la variación espacial y temporal de la forma y el tamaño de la sección transversal de los cauces, en la modelación distribuida se encuentran, entre otros, los siguientes casos:

- Algunos modelos distribuidos consideran que la forma de la sección transversal de los cauces en una gran parte de la cuenca es constante y que estos cauces tienen una rugosidad constante.

- Otros modelos consideran que el cauce tiene una forma geométrica definida con un ancho de la sección constante en el sitio, pero que el ancho varía progresivamente aguas abajo y que la rugosidad es constante.
- Otros modelos consideran que el ancho de la sección es variable con la posición en la cuenca y con el caudal, y consideran que la rugosidad es constante.

A continuación se comparan los resultados obtenidos al simular el flujo en la red de canales de la cuenca de Peano con el modelo de la Onda Cinemática haciendo distintas consideraciones para la forma de la sección transversal de los cauces y de la rugosidad de los mismos.

En las figuras 6.20 y 6.21 se presentan los hidrogramas unitarios obtenidos en las subcuencas de Peano de 64 km² y de 4 km² respectivamente y en cada subcuenca se consideraron cuatro casos A, B, C y D así:

- A - Sección de los cauces con forma rectangular y con ancho constante para toda la cuenca. Se supuso un ancho de 10 m para toda la cuenca y un coeficiente de rugosidad de Manning constante para toda la cuenca ($n = 0.03$).
- B - Sección de los cauces con forma rectangular y con el ancho variando aguas abajo en función del área de la cuenca. Se supuso que el ancho varía potencialmente de acuerdo al área de la cuenca elevada a un exponente de acuerdo a una relación obtenida de la geometría hidráulica de aguas abajo. La rugosidad se consideró constante ($n = 0.03$).
- C - Sección de los cauces de forma variable y acorde con la “Geometría Hidráulica Generalizada” (ver apartado 5.3). En la sección el ancho y el nivel del flujo varían en función del caudal y del área de la cuenca drenada. En este caso se consideró que la rugosidad es constante en toda la cuenca ($n = 0.03$).
- D - Sección de los cauces de forma variable y acorde con la “Geometría Hidráulica Generalizada” (ver apartado 5.3). En la sección el ancho, el nivel del flujo y la rugosidad varían en función del caudal y del área de la cuenca drenada.

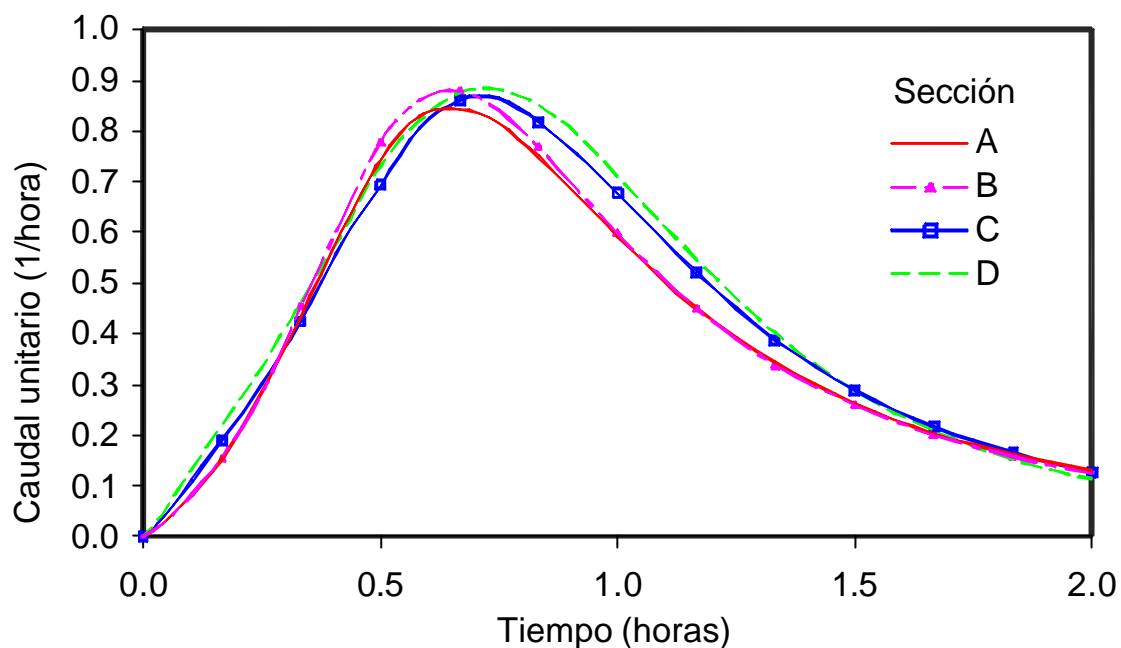


Figura 6.20. Hidrogramas unitarios de 5 minutos, obtenidos mediante un modelo de Onda Cinemática para la cuenca de Peano de 64 km² con un evento de 5 minutos de duración y una intensidad de lluvia de 100 mm/h. En este caso se comparan los resultados de hacer distintos supuestos acerca de la forma del cauce y la variación de sus dimensiones y de la rugosidad con el caudal y con la posición.

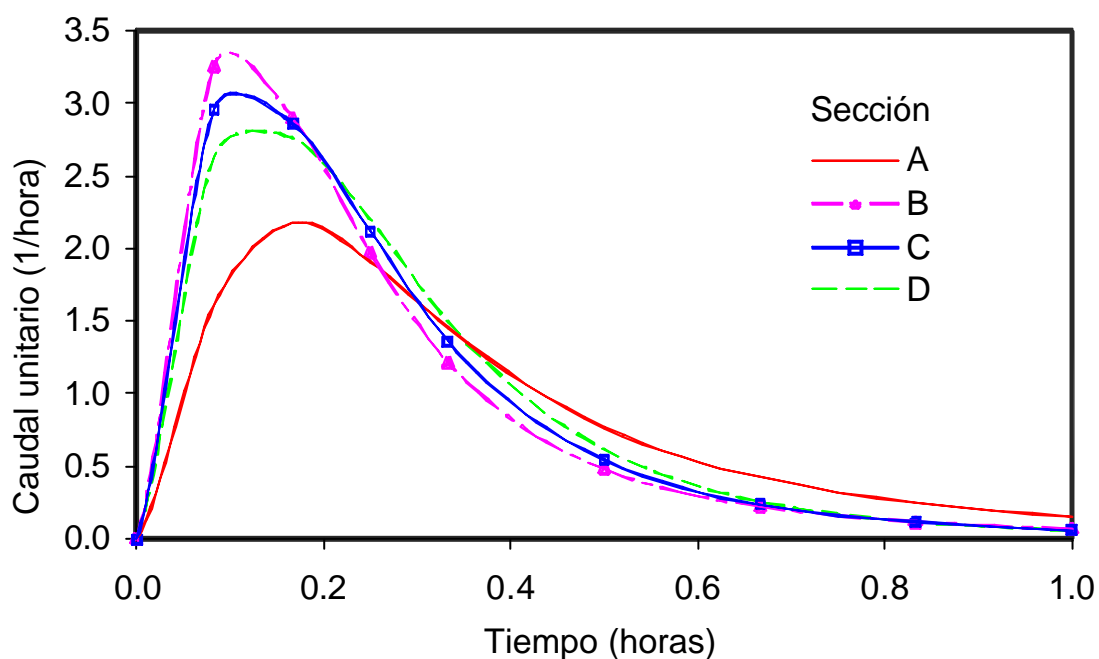


Figura 6.21. Hidrogramas unitarios de 5 minutos, obtenidos mediante un modelo de Onda Cinemática para la cuenca de Peano de 4 km² con un evento de 5 minutos de duración y una intensidad de lluvia de 100 mm/h. En este caso se comparan los resultados de hacer distintos supuestos acerca de la forma del cauce y la variación de sus dimensiones y de la rugosidad con el caudal y con la posición.

En la Figura 6.20 se presentan hidrogramas similares que se han obtenido, como resultado de distintas consideraciones acerca de la geometría de los cauces, en la cuenca de 64 km² (para un evento de intensidad determinada). En la Figura 6.21 se observa como estas consideraciones acerca de la geometría de los cauces, producen hidrogramas sensiblemente diferentes en la cuenca de 4 km². Estas diferencias muestran como los supuestos acerca de la forma del cauce y su variabilidad aguas abajo en estas aplicaciones del modelo, no necesariamente son adecuados para las distintas subcuencas de la cuenca. La coherencia espacial del modelo requiere que en todas las subcuencas las dimensiones de los cauces sean acordes con las que se tienen en la realidad.

6.2.9 ACERCA DE LA LINEALIDAD DE LA RESPUESTA HIDROLÓGICA

La hipótesis de linealidad está bastante arraigada en la práctica de la Hidrología. Varios investigadores (Lowing y Mein, 1981; Singh, 1988) coinciden en que el concepto del HU es muy útil al menos como herramienta práctica. Singh (*op. cit.*) sugiere que la hipótesis de linealidad es particularmente adecuada en el rango en que las crecidas se presentan en las cuencas naturales y que esta hipótesis es compatible con las matemáticas lineales cuyos métodos son sencillos y bien entendidos. Además, considera que el HU continuará gozando de gran popularidad hasta que se desarrollen métodos no lineales que sean prácticos, precisos, estables y no muy costosos.

Los resultados mostrados en este apartado ilustran que cuando se trata de inferir el valor de las caudales debidos a tormentas excepcionalmente grandes, utilizando para ello los hidrogramas debidos a aguaceros de una magnitud moderada, la hipótesis de linealidad puede producir resultados peligrosos. No estando del lado de la seguridad se debe buscar la utilización de otros métodos.

En este apartado se ha ilustrado como el modelo OCG, basado en ecuaciones de la Hidráulica y en relaciones de la Geomorfología produce resultados con una no-linealidad muy similar a la obtenida por varios autores en cuencas naturales. En este caso el desarrollo del modelo es un procedimiento sencillo y la operación del mismo es bastante fácil y ágil computacionalmente, y por lo tanto económica, y los resultados obtenidos son coherentes y estables. Por lo tanto, se presenta como una alternativa bastante atractiva para reemplazar en la práctica hidrológica a los esquemas basados en la hipótesis de linealidad.

6.3 LA CUENCA DEL ALTO PALANCIA - COMPARACIÓN DE DOS ESQUEMAS SIMPLIFICADOS PARA LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA

Algunos modelos distribuidos conceptuales, entre ellos el de mayor divulgación en el medio (el HEC – HMS), utilizan el método del SCS o Número de Curva (CN) para representar la producción de escorrentía. Para aplicar el método del SCS o Número de Curva a la modelación distribuida, dividen la cuenca en celdas rectangulares. Para cada celda se define el valor del Número de Curva y por ende el del almacenamiento máximo en el suelo. Con el valor de la precipitación en cada celda estiman la escorrentía mediante la expresión del SCS. El volumen de agua que no se convierte en escorrentía se infiltra al subsuelo en donde una parte se almacena como humedad del suelo y el resto pasa al almacenamiento subterráneo para formar el flujo base.

En este apartado se quiere comparar este método basado en el Número de Curva para la producción de escorrentía con una versión simplificada del modelo SHIA propuesto en el capítulo 4 y en la que representa la producción de la escorrentía mediante tanques interconectados entre si.

Se comparan dos modelos en lo referente al esquema con que se representa la producción de escorrentía y, para ser objetivos en esta comparación, para ambos casos se utiliza el mismo esquema para representar la transferencia de la escorrentía. Para la transferencia se utiliza un esquema de HUD conocido como el método de Clark modificado, en el cual la velocidad del flujo se considera estacionaria y por lo tanto el tiempo de viaje desde cada celda hasta la salida se puede plasmar en un mapa de isocronas. Este esquema permite, además, observar los hidrogramas de las distintas componentes de la escorrentía.

Para la comparación se utiliza la cuenca del Alto Palancia (hasta el embalse del Regajo) en la que ya se ha aplicado un modelo distribuido basado en el método del Número de Curva (Francés y Benito, 1995) y, por lo tanto, ya se disponía de una información básica como los mapas de elevación digital y de los valores del umbral de escorrentía (P_0) definido por Témez (1978) y obtenido a partir de los valores de CN y el mapa de isocronas. Esta información está discretizada en celdas de 100 m x 100 m.

La cuenca del Alto Palancia tiene un área de 477 km², por lo que puede clasificarse como una cuenca de tamaño medio, y vierte al embalse del Regajo. El punto más alto de la cuenca está a 1586 m y el embalse está a una altura de 405 m sobre el nivel del mar. La cuenca está compuesta por tres unidades morfológicas: al norte, la llanura del Toro; en la mitad oriental la subcuenca baja que se extiende alrededor del embalse, y por lo tanto, presenta una rápida respuesta; y al oeste, la subcuenca alta donde se encuentran las mayores altitudes (Sierra de Javalambre).

La cuenca dispone, en la actualidad, de 2 pluviógrafos del SAIH de la Confederación Hidrográfica del Júcar localizados en su interior, y de otros 6, que no están localizados al interior de la cuenca, pero que son utilizados para la obtención de la precipitación en la cuenca. Existe un punto de aforo de caudales en la presa del embalse. En él se han registrado hasta ahora 5 episodios de avenida importantes, aunque sólo se usan aquí 2 de ellos: el evento A, ocurrido el 28 de noviembre de 1989, con un caudal pico de 108 m³/s y el evento B, ocurrido el 26 de diciembre de 1989, con un caudal pico de 138 m³/s.

En esta cuenca se calibran ambos modelos con el evento A, un evento de tormenta relativamente complejo. Adicionalmente el evento B se usa para validación y los resultados obtenidos se presentan al final de este apartado.

Antes de mostrar y discutir los resultados obtenidos con cada uno de los modelos se hace una descripción de la configuración del respectivo modelo lo que ayuda a la interpretación de los resultados.

6.3.1 EL MODELO BASADO EN EL NÚMERO DE CURVA

Este modelo corresponde a una adaptación del modelo de Francés y Benito (1995) para la simulación continua durante la crecida y la recesión del flujo.

Previamente se ha dividido la cuenca en celdas rectangulares y para todas y cada una de las celdas se tienen dos capas de información, el umbral de escurrimiento ($P0$) y el mapa de isocronas.

En cada período de tiempo se obtiene el valor de la precipitación en todas y cada una de las celdas mediante la interpolación de los valores obtenidos en las estaciones de registro. Con el valor de la precipitación en cada celda y con el valor del umbral de escurrimiento, mediante la ecuación de Témez se obtiene el valor de la escurrimiento que se produce en cada una de las celdas durante el intervalo de tiempo.

La escurrimiento que produce cada una de las celdas se traslada hasta la salida mediante un HUD que se conoce como el hidrograma de Clark modificado. Éste consiste en que la escurrimiento de cada celda ingresa a un tanque de almacenamiento que se comporta como un embalse lineal, y la descarga de este tanque se traslada a la salida de la cuenca después de transcurrido un intervalo de tiempo igual al tiempo de viaje desde la celda a la salida de la cuenca. Agregando en la salida el agua procedente de todas las celdas de la cuenca para cada intervalo de tiempo, se va conformando el hidrograma de escurrimiento. La información del tiempo de viaje desde cada celda hasta la salida de la cuenca está contenida en el mapa de isocronas.

A diferencia del modelo Palancia (Francés y Benito, 1995), en este caso no se hace previamente la separación del flujo base, si no que se considera que una parte del agua que se infiltra (no se convierte en escorrentía) repone la humedad del suelo y el resto (una gran parte) pasa al acuífero para formar el flujo base y esta última porción en porcentaje es un parámetro de este modelo.

El acuífero es representado por un almacenamiento global para toda la cuenca el cual, se supone, se comporta como un embalse lineal cuyo coeficiente de descarga se obtiene por calibración.

El modelo requiere de dos mapas que son el de isocronas y el de umbral de escorrentía, $P0$ (figuras 6.22. y 6.23.) y de cuatro parámetros que son:

K_{P0} es un factor que corrige globalmente al mapa de $P0$ con dos fines; el primero como parámetro de calibración global para todas las celdas y el segundo como un elemento que introduce información de la humedad antecedente.

K_{cel} es un coeficiente de descarga del embalse lineal al que ingresa la escorrentía que se produce en cada celda y es un parámetro común para todas las celdas.

K_{rec} es un coeficiente de reparto que determina la cantidad del volumen de infiltración que recarga al acuífero y depende de las condiciones de humedad antecedente.

K_{ac} es el coeficiente de descarga del acuífero.

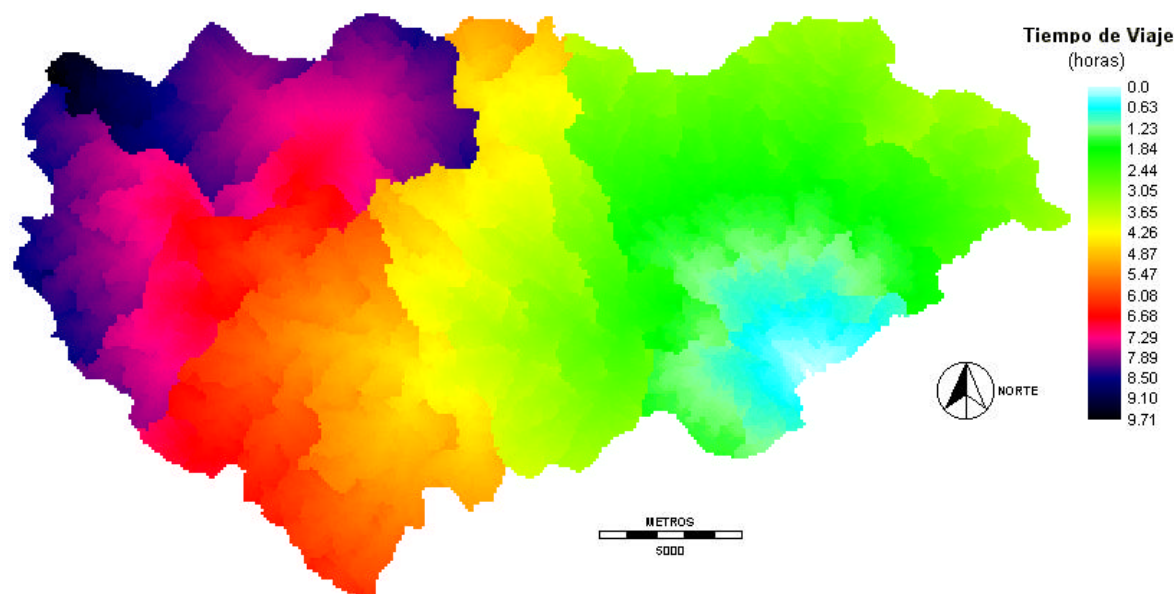


Figura 6.22. Cuenca del Alto Palancia hasta el embalse del Regajo. Mapa de isocronas (Adaptado de Francés y Benito, 1995).

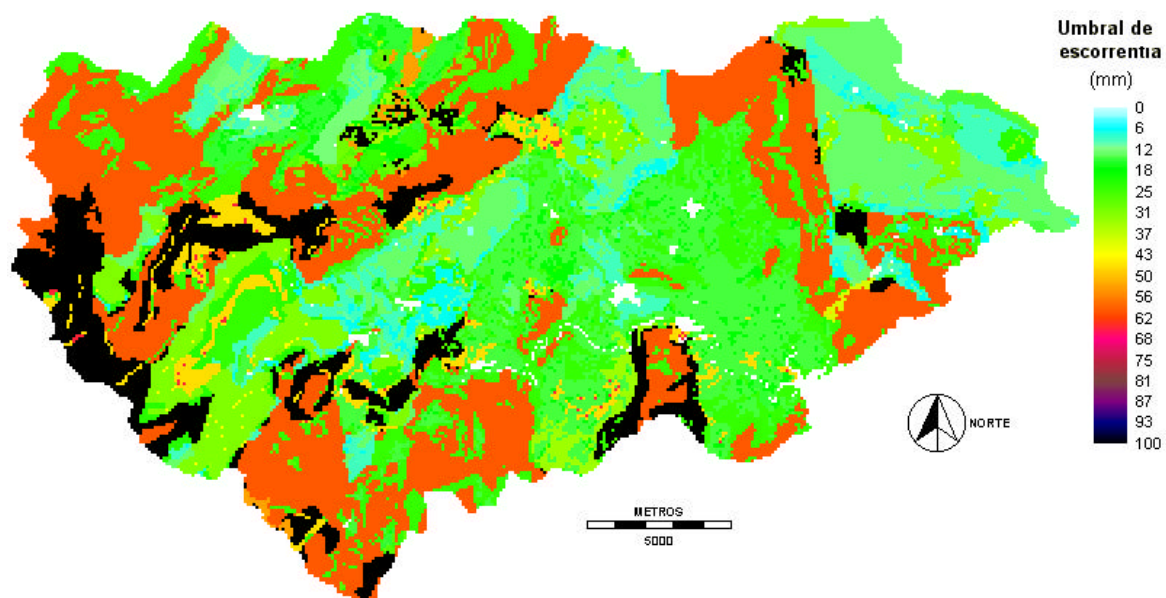


Figura 6.23. Cuenca del Alto Palancia hasta el embalse del Regajo. Mapa de umbrales de escorrentía, $P0$ (Adaptado de Francés y Benito, 1995).

Los caudales obtenidos en la calibración del modelo basado en CN, se muestran en la Figura 6.24. y los obtenidos en la validación se muestran en la Figura 6.25.

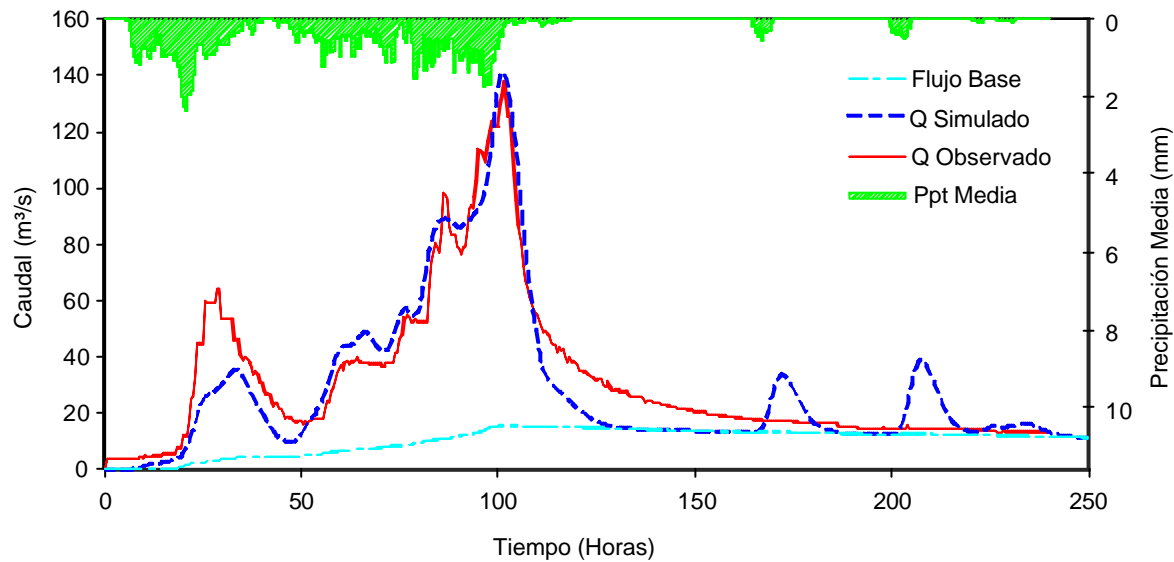
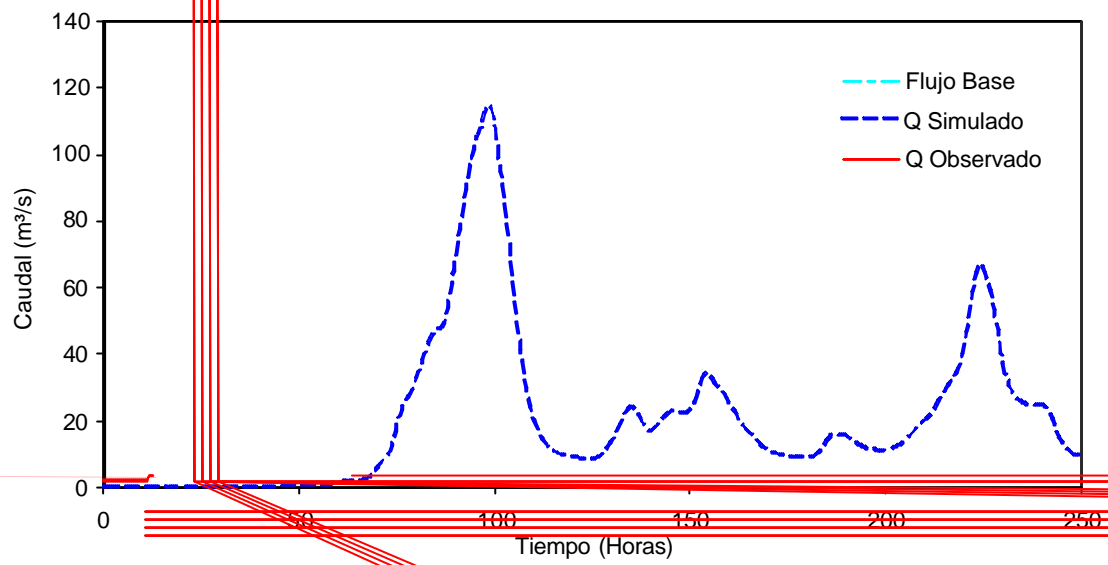


Figura 6.24. Río Palancia en embalse El Regajo. Evento A utilizado para calibración. Caudales observados y simulados con el modelo basado en el Número de Curva del SCS.



6.3.2 EL MODELO SHIA

En este caso se utiliza una versión simplificada del modelo SHIA presentado en el capítulo 4 y tiene las siguientes características:

- De los cuatro tanques, en el primero se permite la actualización de la humedad del suelo y en los otros tres se producen las distintas componentes de la escorrentía. Dos de ellos (escorrentía superficial y flujo base) se representan mediante embalses lineales, mientras que en el otro tanque se representa el flujo subsuperficial mediante un embalse cuadrático bastante simplificado.
- La humedad en el suelo (almacenamiento capilar) representada por el almacenamiento de un primer tanque, se actualiza para cada celda y en cada intervalo de tiempo, con el volumen que ingresa de la precipitación y el que sale por evapotranspiración. De la precipitación ingresa el menor valor entre la precipitación durante el intervalo y el déficit de humedad (almacenamiento capilar). La evapotranspiración en cada celda es el menor valor entre la humedad disponible y la evapotranspiración potencial. En todas las celdas la capacidad máxima del almacenamiento capilar Sm_0 se relaciona directamente con el umbral de escorrentía, $P0$.
- Una parte de los excedentes del almacenamiento capilar $R_{1,t}$ pasa al almacenamiento gravitacional. Esta parte es el menor valor entre $R_{1,t}$ y el valor de la conductividad hidráulica de la capa superior del suelo. En este caso se asume un mismo valor de la conductividad hidráulica para todas las celdas, y cuando $R_{1,t}$ es mayor, se tienen excedentes para escorrentía superficial. Los excedentes para escorrentía superficial se pasan a un embalse lineal que a la vez hace parte del modelo de transferencia del hidrograma de Clark modificado.
- Del agua que ingresa al almacenamiento gravitacional $R_{2,t}$ una fracción $R_{3,t}$ sigue hacia los niveles inferiores. Esta fracción es el menor valor entre $R_{2,t}$ y el valor de la conductividad hidráulica de la parte inferior del suelo. Cuando $R_{2,t}$ es mayor que la conductividad del suelo la diferencia recarga el tanque de almacenamiento donde se presenta la escorrentía subsuperficial. En este caso se ha utilizado una expresión que considera en la ecuación 4-68 un exponente $p3 = 2$ y haciendo algunas simplificaciones adicionales se llega a:

$$E_{2,t} = \frac{(S_{2,t}^*)^2}{S_{2,t}^* + B} \quad (6-10)$$

donde B es un parámetro que se relaciona con la conductividad del suelo.

- Se considera que toda el agua que pasa a la capa inferior del suelo llega al acuífero, que está representado por un embalse lineal y que tiene el mismo coeficiente de descarga para todas las celdas.
- El caudal se ha obtenido como la suma de las componentes de la escorrentía de cada celda en la salida, teniendo en cuenta para ello, el tiempo de viaje T acorde con el mapa de isocronas.
- Para el flujo subsuperficial se representa la ladera como un embalse no lineal donde la capacidad máxima es función de la cobertura.

El resto de los excedentes percolan a un acuífero, que en este caso se representa por un embalse lineal, de donde salen formando el flujo base.

Los resultados de la calibración del modelo SHIA se presentan en la Figura 6.26. y los resultados de la validación en la Figura 6.27.

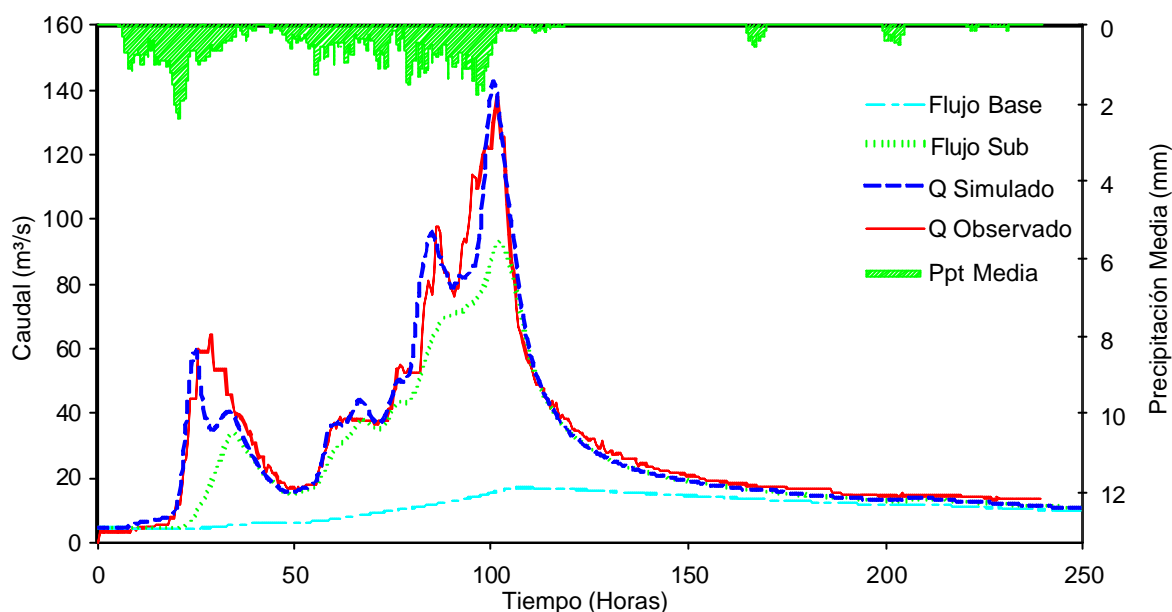


Figura 6.26. Río Palancia en el embalse El Regajo. Evento A utilizado para la calibración. Caudales observados y simulados con el modelo SHIA.

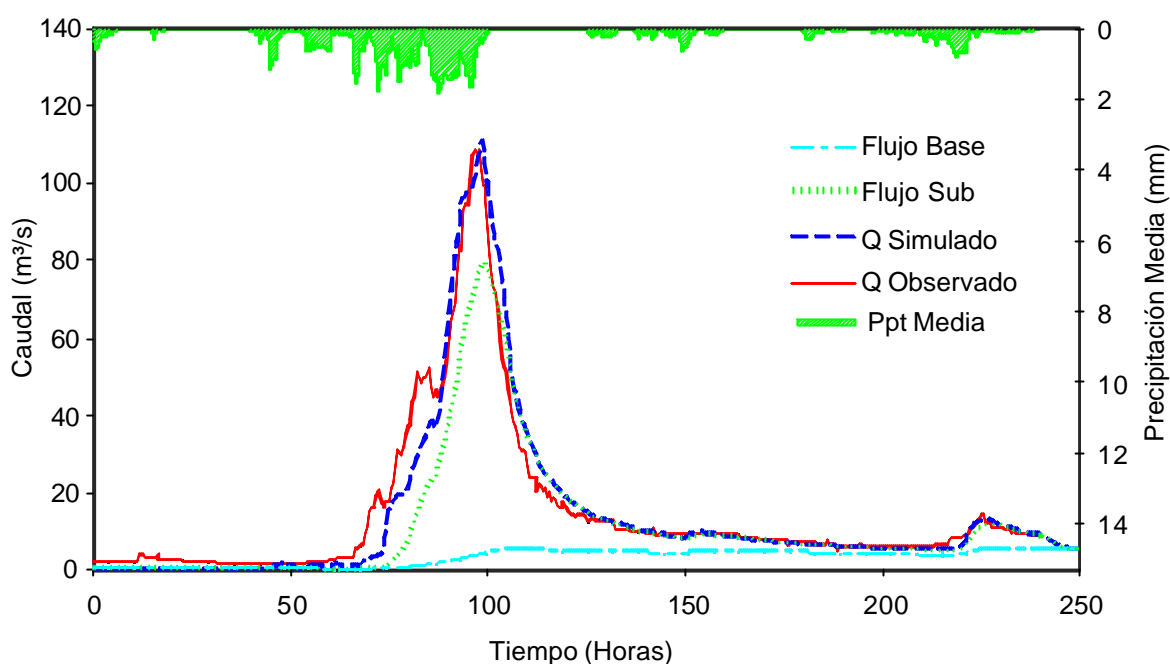


Figura 6.27. Río Palancia en el embalse El Regajo. Evento B utilizado para validación. Caudales observados y simulados con el modelo SHIA .

En la Figura 6.26 se observa lo siguiente:

- El modelo se calibra adecuadamente para simular bastante bien los caudales al pico y su respectivo tiempo al pico.
- La curvatura de la recesión es muy similar a la observada.
- La recesión se reproduce adecuadamente sin introducir nuevos picos donde no los hay.
- La importancia relativa de la escorrentía superficial es poca si se la compara con el flujo considerado como subsuperficial.

En el modelo SHIA se observa un buen desempeño. Para poder ser concluyentes en la evaluación del modelo se requiere del análisis de más eventos y es necesario completar la información de las características hidrológicas del suelo. Sin embargo, el modelo se ajusta bastante bien a eventos complejos y después de períodos secos nuevamente se ajusta bien a los valores. El hecho de que el modelo ajuste bien, con una información relativamente precaria de las condiciones de suelo, puede ser un indicio de que es robusto respecto a esta información.

En la comparación de los dos modelos (el modelo basado en el Número de Curva y el modelo SHIA) la diferencia entre ellos es clara y no hay duda acerca del mejor

desempeño del modelo SHIA, especialmente en lo referente a la recesión y en el manejo de múltiples picos en el caso de hidrogramas complejos.

6.4 LA CRECIDA DEL 7 DE AGOSTO DE 1996 EN EL BARRANCO DE ARÁS

El modelo desarrollado se aplicó al Barranco de Arás en Biescas (Huesca) para la “reconstrucción” de la riada del 7 de agosto de 1996. Ese día, el único pluviómetro de la zona de Biescas registró 160 litros de lluvia en una hora. Los especialistas han estimado que la intensidad de la lluvia alcanzó los 500 litros por hora durante un tiempo de 10 minutos en el Barranco de Arás.

El aguacero provocó una riada del orden de 500 metros cúbicos por segundo, que arrastró más de 10 000 toneladas de sedimentos. Al caer la avalancha, en el cono de deyección se superó la altura de los muros del cauce artificial construido en los años cincuenta y rompió, creando otra salida a través de la explanada ocupada por el camping Las Nieves junto a la confluencia del Arás con el río Gallego. En esta riada perdieron la vida 87 personas en el camping.

Para esta aplicación no se dispone de información de otros eventos para la calibración del modelo. Del evento se tiene una estimación de la precipitación con base en reflectividad del radar. Estos datos tienen cobertura sobre toda la cuenca en una malla con una resolución espacial de 2 km y una resolución temporal de 10 minutos. De los caudales no se tiene información cuantitativa precisa y sólo se dispone de estimativos del caudal pico a partir de las trazas dejadas por el flujo, y para el tiempo al pico se tiene un valor aproximado con base en el testimonio de las personas que presenciaron el evento. En estas condiciones, esta aplicación sólo es una reconstrucción hipotética del evento y la coherencia de los resultados con las observaciones sólo indica que las hipótesis son coherentes y pueden ser adecuadas.

Esta aplicación es interesante porque en este caso se tiene una cuenca real y un evento real con una buena resolución espacial y temporal de la información de la precipitación y, por lo tanto, se puede hacer un análisis de la sensibilidad del modelo en la cuenca y en algunas subcuencas para analizar la importancia de la resolución temporal del evento.

En la modelación de la crecida en el Barranco de Arás se utiliza un modelo distribuido que considera un modelo de producción de tanques muy simple, y para la comparación de sus resultados se implementan dos esquemas del modelo de transferencia del flujo a través de los elementos de la red de drenaje OCG y HUD. Aprovechando la alta resolución espacio-temporal de la información del campo de precipitación durante la tormenta, se utiliza este ejemplo para comparar los resultados obtenidos a partir de

información con distinta resolución temporal tanto para un modelo lineal como para un modelo no lineal.

6.4.1 EL MODELO DE ELEVACIÓN DEL TERRENO Y SU PROCESAMIENTO

La Confederación Hidrográfica del Ebro suministró unos ficheros de información topográfica digital de la zona (curvas de nivel digitalizadas en AUTOCAD). Después de hacer algunas correcciones se procesó esta información en el SIG IDRISI para obtener el modelo de elevación digital (MED) en formato ráster con celdas de 50 m x 50 m aproximadamente.

Mediante algoritmos desarrollados en el DIHMA y programados en FORTRAN90 para ordenador personal (PC) se corrigió el MED para que no tuviera sumideros y la red de drenaje fuese continua. Se procedió a obtener la cuenca del Barranco de Arás en el punto de afluencia al río Gallego. Esta tarea fue obtenida por un procedimiento automático a partir del modelo de elevación digital corregido de la zona. Para esta cuenca se obtuvieron además los mapas de: direcciones de flujo, pendientes y celdas acumuladas. En la Figura 6.28. se presenta el modelo de elevación digital corregido de la cuenca del Barranco de Arás.

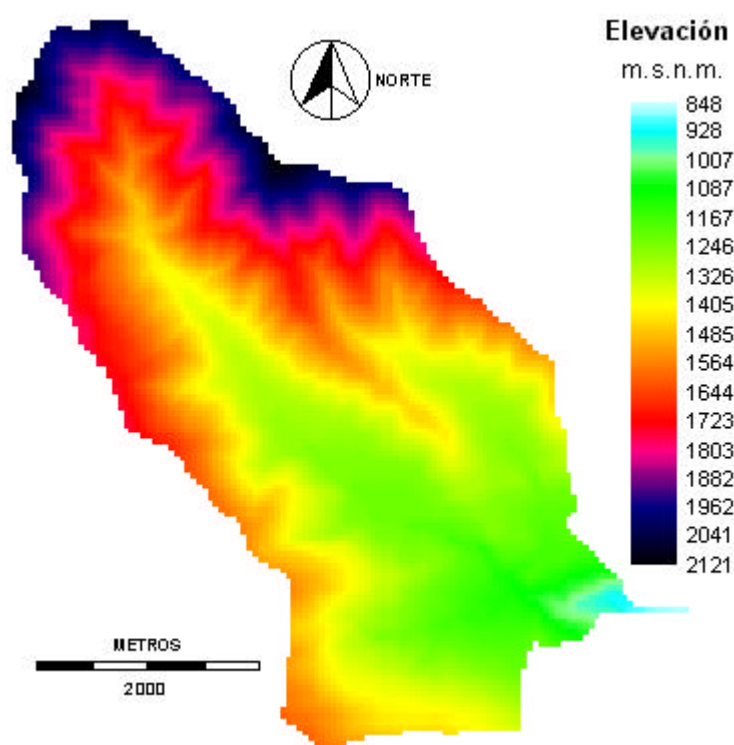


Figura 6.28. Modelo de elevación digital (MED) en la cuenca del Barranco de Arás.

6.4.2 ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS

Para construir el mapa de tipos de suelos se ha observado una fuerte correlación entre las características del suelo con la pendiente y con la altimetría. La pendiente es una característica morfológica determinante en los procesos de sedimentación y erosión y, además, es una característica determinante del uso del suelo ya que puede estimular algunos o inhibir otros. La altura es importante en cuanto determina zonas con más severidad en las condiciones climáticas las cuales afectan directamente al suelo y afectan su disponibilidad para algunos usos.

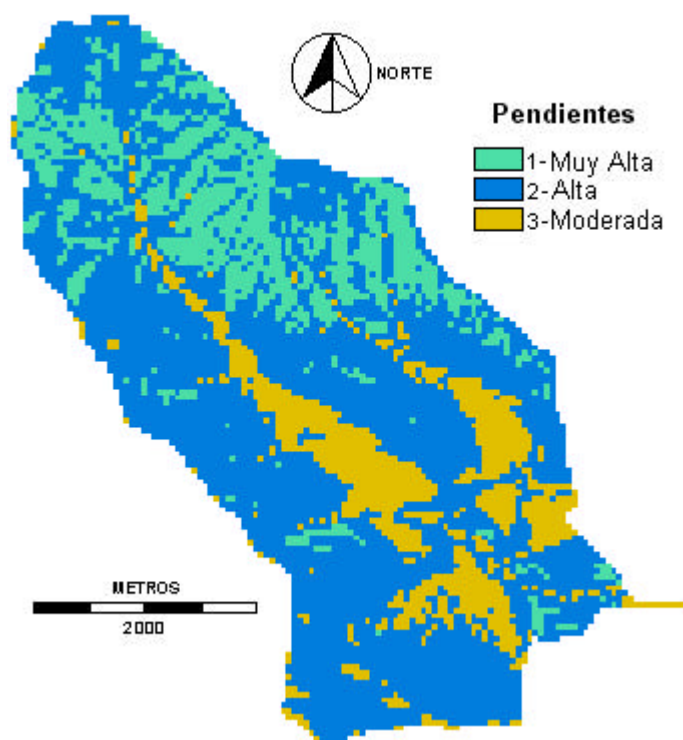


Figura 6.29. Mapa reclasificado de pendientes en la cuenca del Barranco de Arás.

Se reclasificó el mapa de pendientes en tres categorías: **1-** Muy alta $> 50\%$, **2-** Alta $10\% < \text{pendiente} < 50\%$, **3-** Moderada $< 10\%$, (Figura 6.29.). De un modo similar se reclasificó el mapa corregido de elevaciones en cuatro categorías decrecientes con la altura. Mediante la superposición de estos dos mapas, multiplicando los factores se obtiene un mapa de tipos de suelo. En la Figura 6.30 se presenta un mapa de suelos donde a cada celda le corresponde un número de identificación, el cual se les ha asignado en orden creciente de acuerdo a la mayor capacidad de almacenamiento.

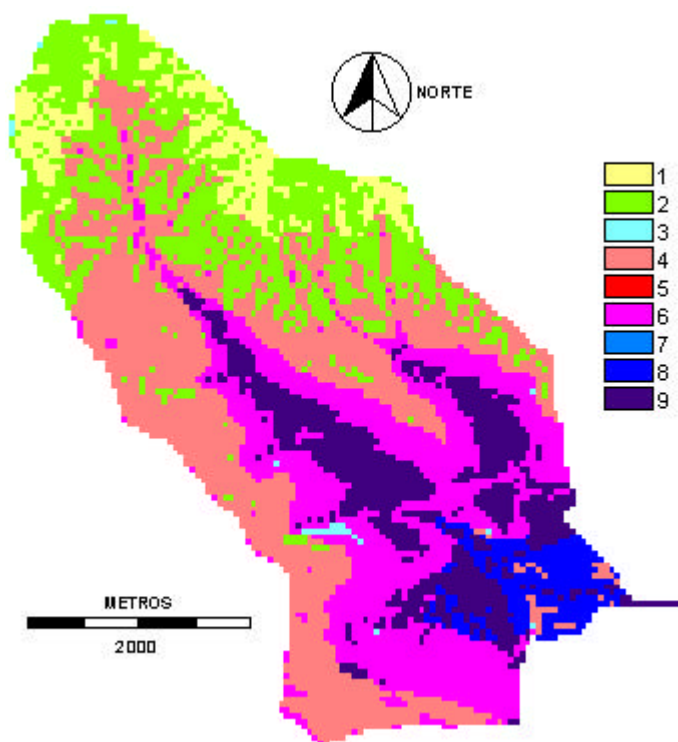


Figura 6.30. Mapa de suelos en la cuenca del Barranco de Arás.

6.4.3 LA PRECIPITACIÓN DURANTE EL EVENTO

La información de la precipitación durante este evento fue tomada del “Estudio documentado de las precipitaciones en la cuenca del Aras durante el episodio del 7 de agosto de 1996” realizado por el INM. En este estudio se presentan valores de la precipitación distribuidos espacialmente en una malla de 2 km x 2 km y en distintos grados de agregación temporal (24 horas, 3 horas, 1 hora y 10 minutos) para distintos intervalos. Estos valores de precipitación han sido estimados a partir de información de reflectividad de radar y de pluviómetros en la región.

Para la modelación distribuida de la cuenca del Barranco de Arás se utilizó la información de 6 nodos dentro de la misma y 8 nodos en sus inmediaciones, para un total de 14 nodos utilizados. En la Figura 6.31. se ilustra la posición de estos nodos respecto a la cuenca. El valor de la precipitación en cualquier celda dentro de la cuenca puede obtenerse al interpolar los valores de estos nodos.

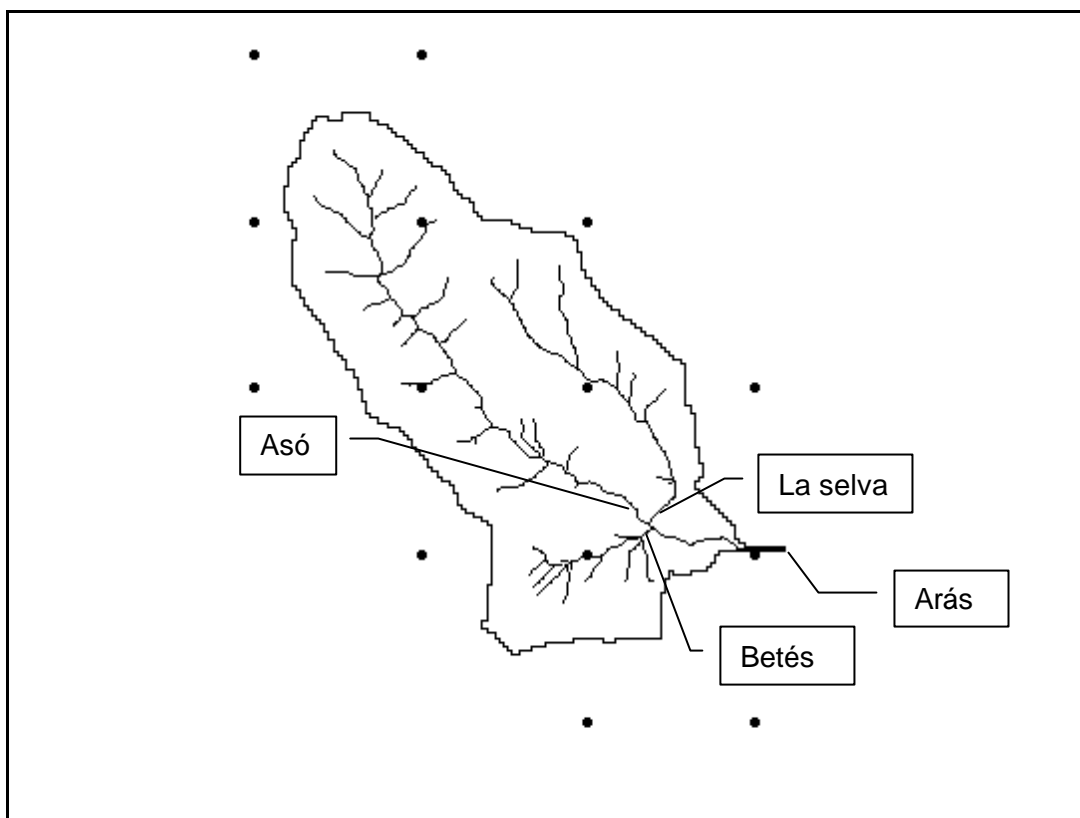


Figura 6.31. Cuenca del Barranco de Arás. Distribución espacial de los nodos con información de la precipitación de radar corregida.

Se preparó un fichero de precipitación del evento con información horaria en estos nodos. Esta información se ilustra gráficamente en la Figura 6.32.

Para el período de mayor intensidad de la lluvia (15:50 a 17:50 hora GMT) se tienen valores de la intensidad de la precipitación cada 10 minutos en datos radar. Para aprovechar este nivel de resolución se construyó una serie desde las 13:00 hasta las 21:00 horas, utilizando la intensidad de los datos horarios para corregir la precipitación y para completar la información en aquellos intervalos en los que no se tenían datos. En la Figura 6.33. se ilustran gráficamente los valores de la precipitación durante el periodo para intervalos de 10 minutos.

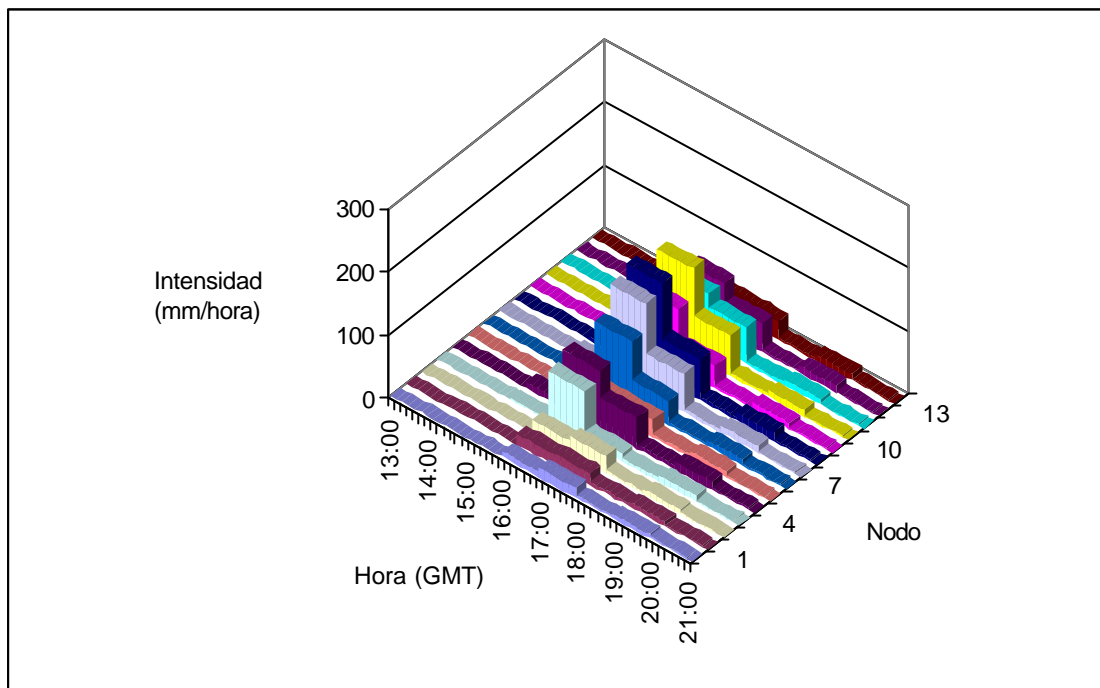


Figura 6.32. Representación gráfica de la precipitación en intervalos de una hora.

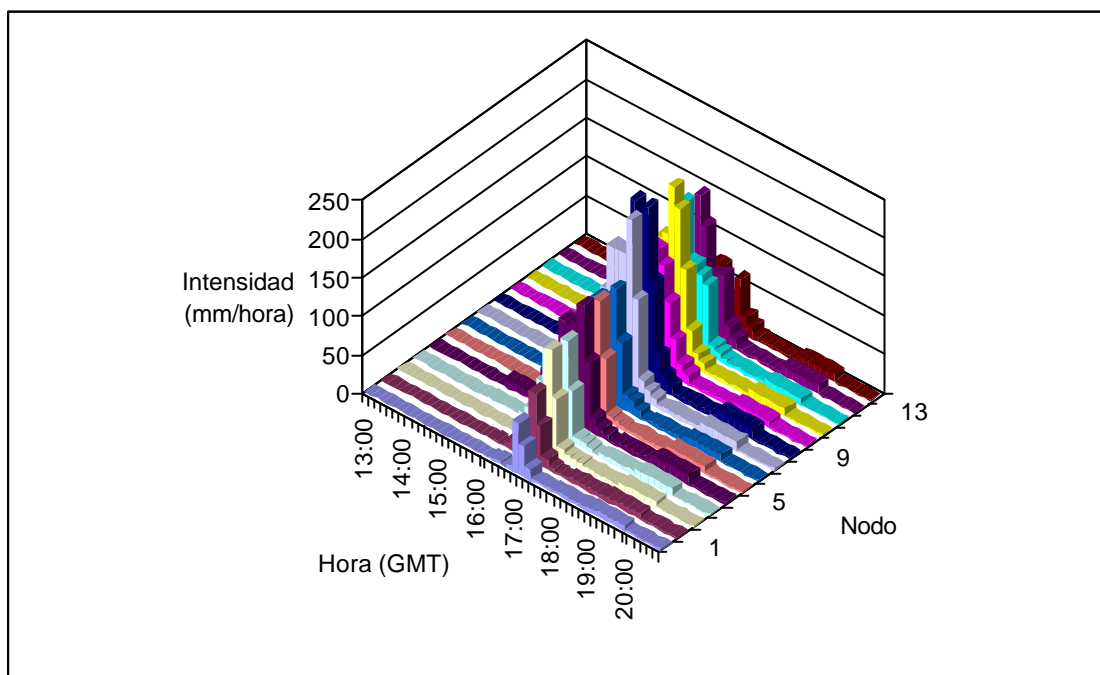


Figura 6.33. Representación gráfica de la precipitación en intervalos de 10 minutos.

6.4.4 RESULTADOS DEL MODELO

Para la operación del modelo SHIA y a modo de análisis de sensibilidad se plantean varios escenarios. Para ilustrar los posibles límites superiores se presentan los resultados

del modelo al suponer que toda la precipitación pasa a ser escorrentía superficial. En este caso se obtienen resultados con los dos esquemas de simulación del flujo en la red de drenaje (los modelos HUD y OCG) para la resolución horaria del evento (figuras 6.34. y 6.35.).

Se observa en estos resultados que los picos producidos por el modelo OCG son mayores que los obtenidos con el modelo HUD. Ambos son cercanos a los que se pueden inferir de las huellas dejadas por el evento aunque los resultados de esta simulación debían haber sido significativamente mayores a los inferidos, ya que una parte de la tormenta debió almacenarse en el suelo (la cuenca no es totalmente impermeable, ni se encontraba totalmente saturada al inicio del evento).

Además, en las dos simulaciones el tiempo del pico aparece a las 16:00 hora GMT mientras que el pico se reportó después de las 17:00 y cerca a las 17:30 hora GMT.

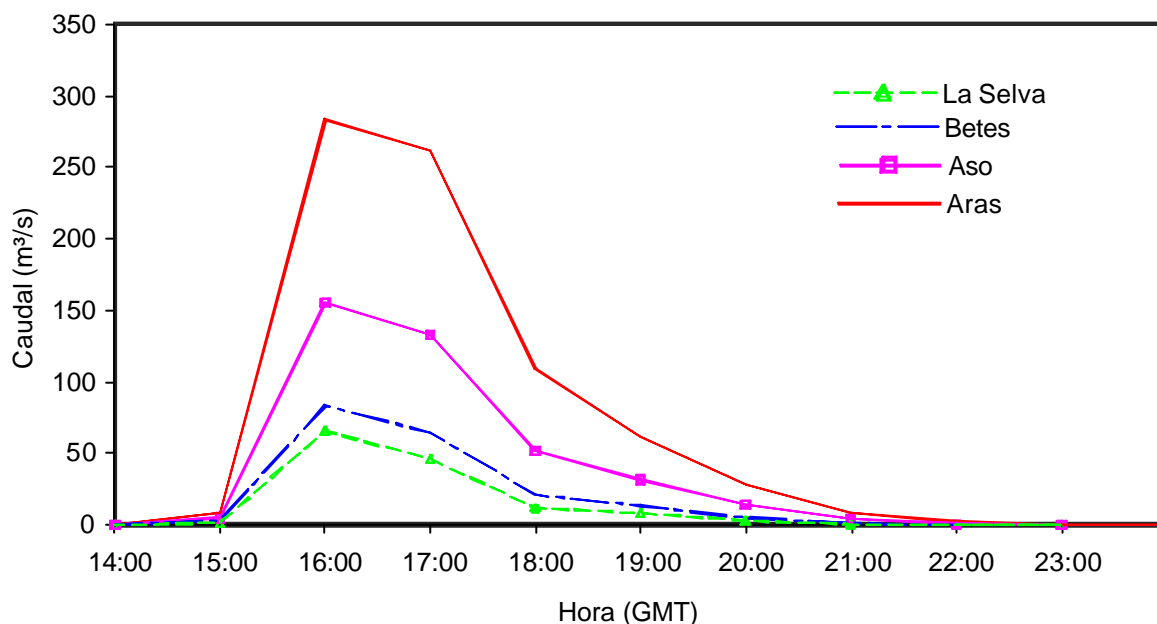


Figura 6.34. Resultados del modelo HUD, resolución horaria y suponiendo que la cuenca es impermeable.

Con estos resultados, parece que a partir de este evento no es posible producir los caudales reales. Este comportamiento puede deberse a que la resolución temporal del evento no es la adecuada.

Se procedió a observar el comportamiento de los modelos con la información del evento a intervalos de diez minutos. Los resultados se ilustran en las figuras 6.36. y 6.37.

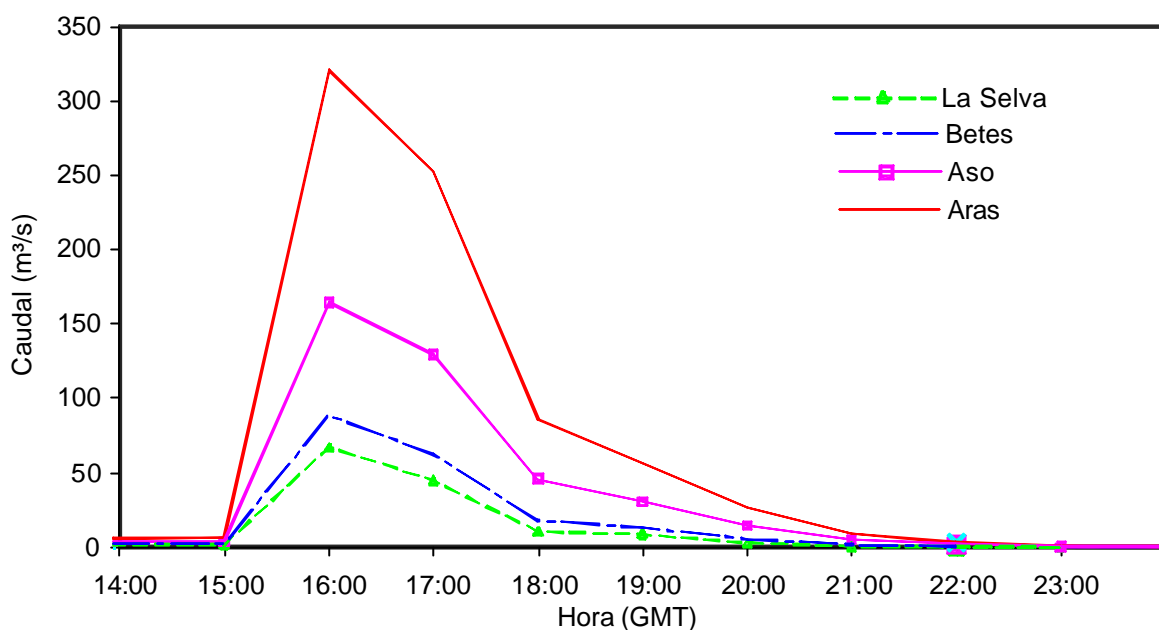


Figura 6.35. Resultados del modelo con el modelo OCG, resolución horaria y suponiendo la cuenca impermeable.

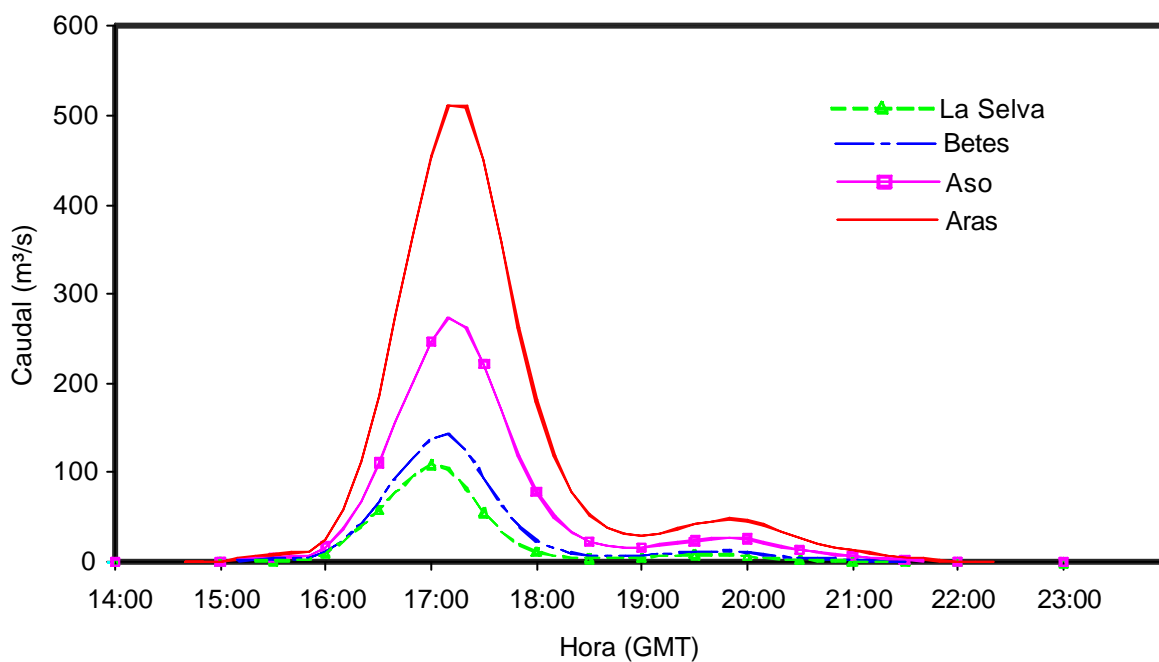


Figura 6.36. Resultados del modelo HUD con resolución 10 minutos y suponiendo la cuenca impermeable.

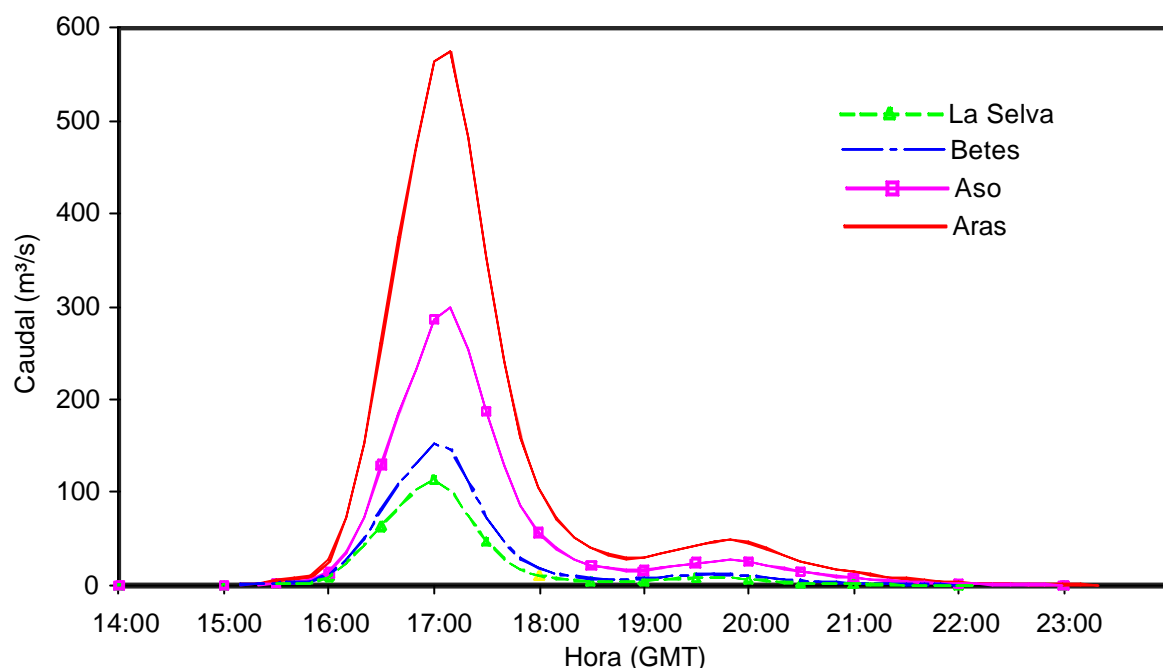


Figura 6.37. Resultados del modelo OCG, resolución 10 minutos y suponiendo la cuenca impermeable.

Con esta resolución en la discretización temporal de la precipitación se encuentran valores significativamente mayores que los inferidos de las trazas dejadas por el evento. Estos resultados indican que esta resolución temporal es adecuada para la modelación. Se observa que el modelo que hace la traslación del pico con la onda cinemática geomorfológica OCG presenta un mayor caudal pico y un tiempo al pico más rápido.

Asumiendo que el déficit de humedad en el suelo es de 20 mm, que en modelo SHIA los distintos almacenamientos de cada una de las celdas responden como embalses lineales, y que sus parámetros se relacionan con el tipo de suelo de la respectiva celda, se configura el submodelo de producción de escorrentía. Con una misma configuración para este submodelo de producción, se procedió a simular el evento con las dos variantes del submodelo de transferencia y los resultados se presentan en las figuras 6.38. y 6.39.

En los resultados de las figuras 6.38. y 6.39. se observa como el modelo OCG produce un pico mayor y un tiempo de respuesta ligeramente inferior que los obtenidos en los resultados de la simulación con el modelo HUD. En este caso se tiene una buena aproximación entre el tiempo al pico producido por los modelos y el tiempo reportado en los medios de comunicación.

Además, comparando los caudales obtenidos y los inferidos de las trazas del flujo se considera que los resultados del modelo de onda cinemática geomorfológica OCG pueden representar adecuadamente el evento del 7 de agosto de 1996 en el Barranco de Arás y sus afluentes.

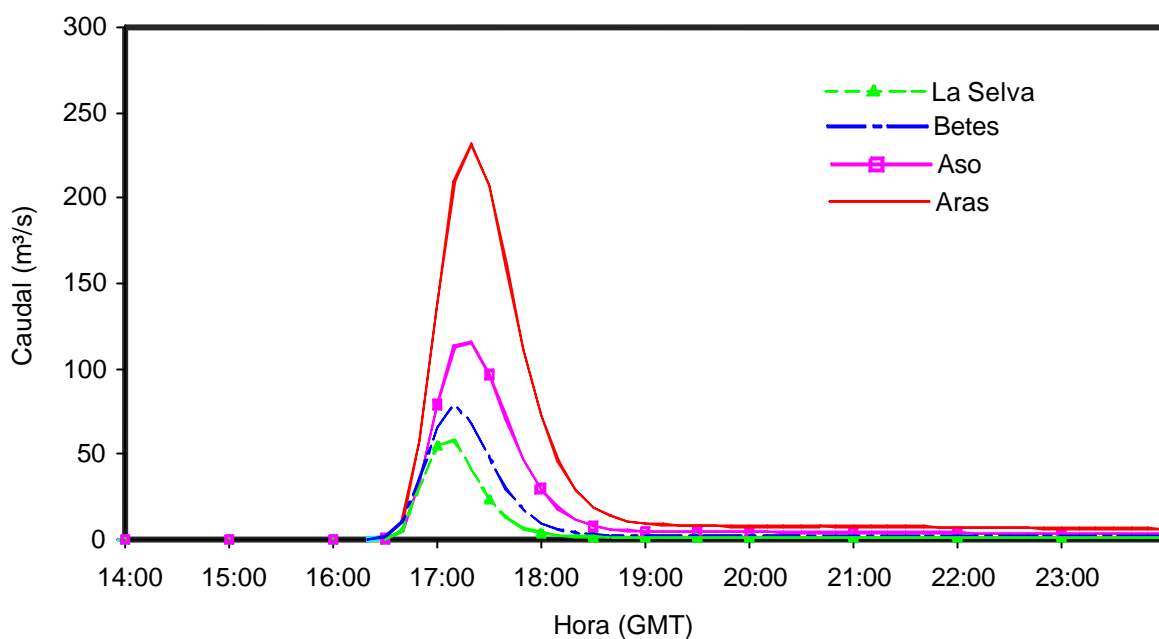


Figura 6.38. Resultados del modelo HUD, resolución de 10 minutos y 20 mm de déficit.

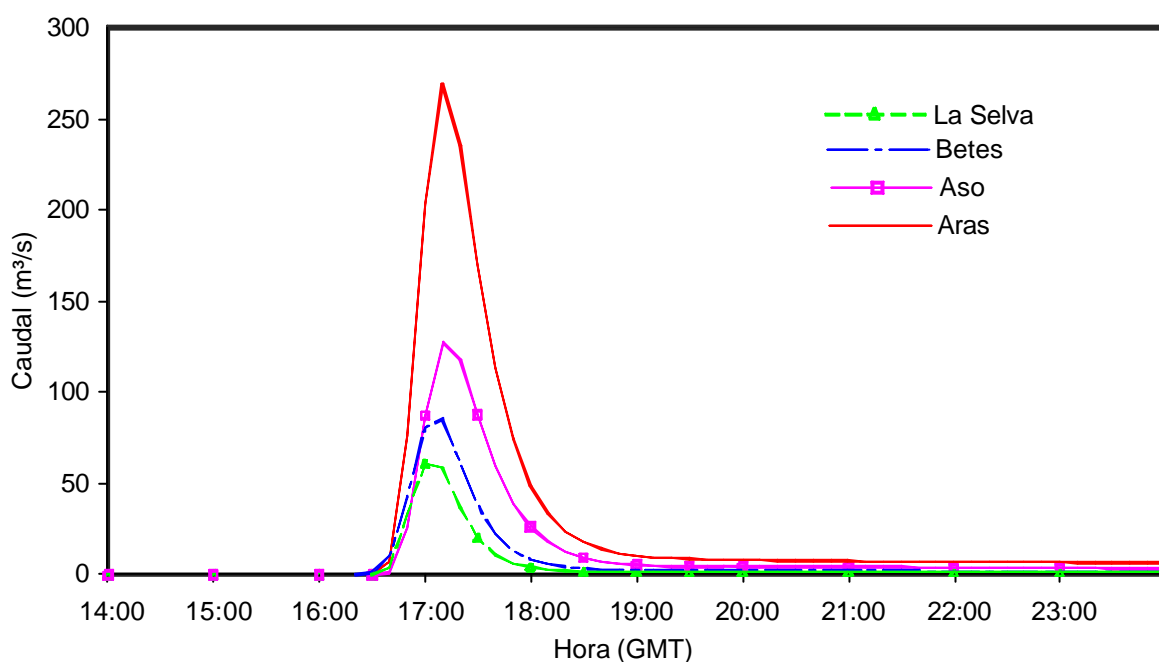


Figura 6.39. Resultados del modelo OCG, resolución de 10 minutos y 20 mm de déficit.

Aumentando la velocidad del flujo es posible obtener con el modelo HUD caudales similares a los obtenidos con el modelo OCG tal como se observa en la Figura 6.40., pero en este caso se ha tenido que utilizar una velocidad media del flujo en todas las celdas de la cuenca de 5.3 m/s. Esta velocidad, además de que no es realista, es significativamente superior a la obtenida de acuerdo con la estimación del tiempo de concentración que es de 3.4 m/s.

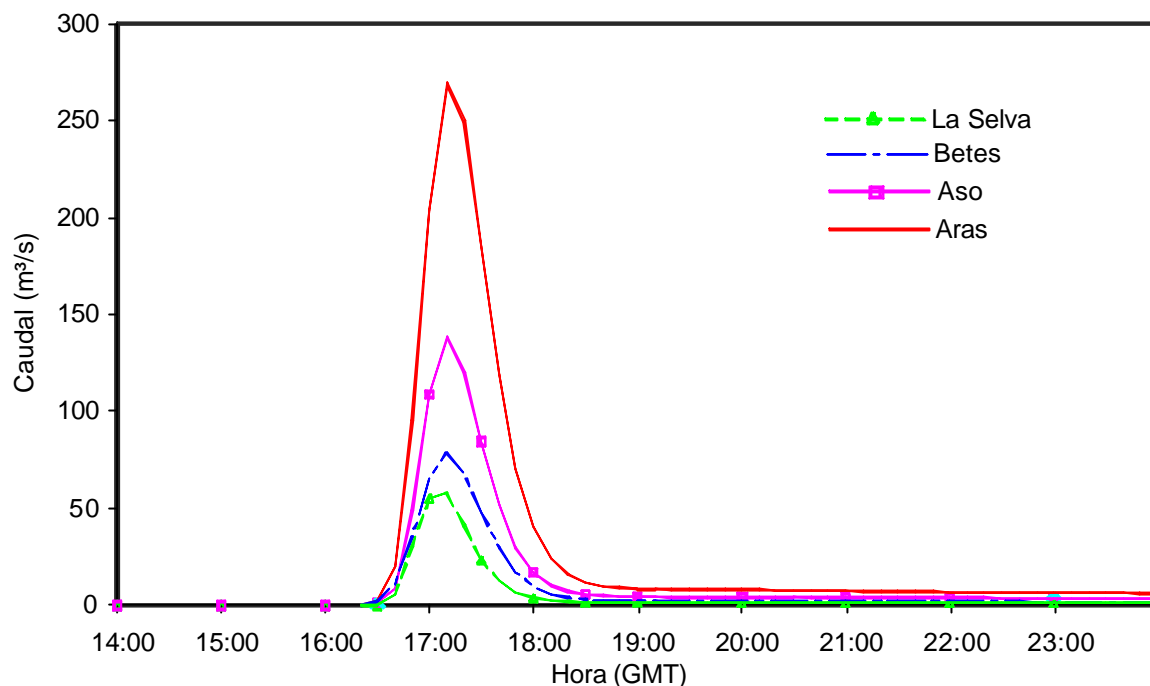


Figura 6.40. Resultados del modelo HUD considerando una velocidad tal que los resultados sean similares al del modelo OCG ($V = 5.3 \text{ m/s}$), resolución de 10 minutos y 20 mm de déficit.

Esta aplicación ha permitido ilustrar la importancia de la resolución temporal de la precipitación en los resultados del modelo y, además, se ha mostrado como el efecto de la resolución temporal de la información es menos fuerte en el esquema lineal del modelo de transferencia (HUD) que en el esquema no lineal del modelo OCG.

También se alcanza a ilustrar como en el modelo SHIA se pueden tener en cuenta las características del suelo y sus condiciones iniciales en lo referente al déficit de humedad. En este caso, para la distribución espacial de los parámetros de modelo, se hizo por medio de la clasificación de las celdas y a partir de características morfológicas del terreno.

6.5 LA CUENCA DEL RÉAL COLLOBRIER

En las aplicaciones del modelo presentadas hasta el momento ha sido necesario hacer simplificaciones significativas de algunos procesos. Todavía no se han utilizado todas las prestaciones del modelo para la simulación de una cuenca real y sólo ha sido posible comparar los resultados de distintas representaciones conceptuales de algunos de los procesos. En los casos considerados la información disponible era incompleta y por lo tanto las posibilidades de verificación bastante reducidas. Por estos motivos no tenía mucho sentido hacer representaciones más complejas. Las conclusiones obtenidas hasta el momento sólo tienen sentido en el marco de la comparación.

Para ver el funcionamiento del modelo y evaluar su desempeño como modelo con base física considerando las ecuaciones más adecuadas a las características de la cuenca, se requiere de una cuenca con una buena información donde se tenga un registro adecuado de varios eventos y donde sea posible evaluar la coherencia de los resultados obtenidos para la cuenca con los obtenidos para subcuencas en su interior. Ésto corresponde a una primera aproximación de la validación del modelo.

Para evaluar el comportamiento del modelo y su coherencia en la simulación de subcuencas en su interior se utilizó la cuenca del Réal Collobrier, que es una cuenca experimental situada en el macizo de Maures, en el sur de Francia. La cuenca del Réal Collobrier tiene una superficie de 70 km² y ha sido instrumentalizada por el CEMAGREF. Cuenta con 17 estaciones con registros pluviográficos y 11 estaciones con registros limnigráficos.

En esta aplicación se configura el modelo para la mejor representación posible de la producción de escorrentía en la ladera y las subcuencas. Con el ánimo de comparar resultados se implementa también para la cuenca y sus principales subcuencas el modelo HEC - HMS (Hydrologic Modelling System, versión actual del tradicional HEC-1).

6.5.1 EL MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL Y SU PROCESAMIENTO

El CEMAGREF suministró el mapa digital de curvas de nivel. Este mapa fue procesado para obtener un modelo de elevación digital en formato ráster, constituido por celdas rectangulares de 50 x 50 m. El modelo de elevación digital fue procesado para obtener los mapas de direcciones de flujo, pendientes y celdas acumuladas. En las figuras 6.41, 6.42, 6.43 y 6.44 se presentan algunos de los mapas utilizados en la simulación.

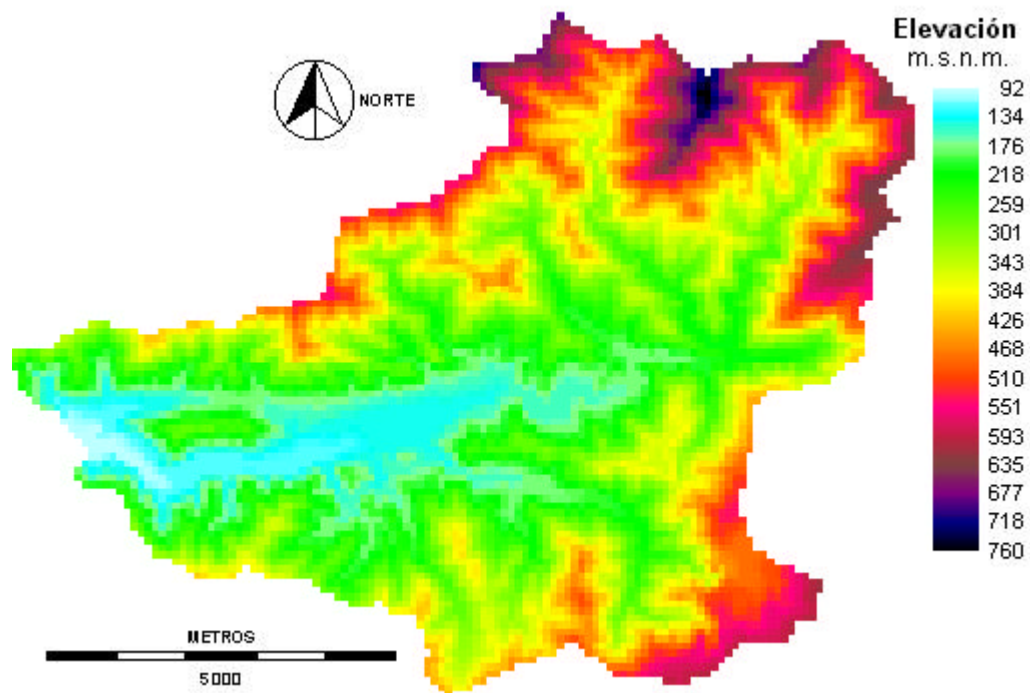


Figura 6.41. Cuenca del Réal Collobrier. MED (Modelo de Elevación Digital).

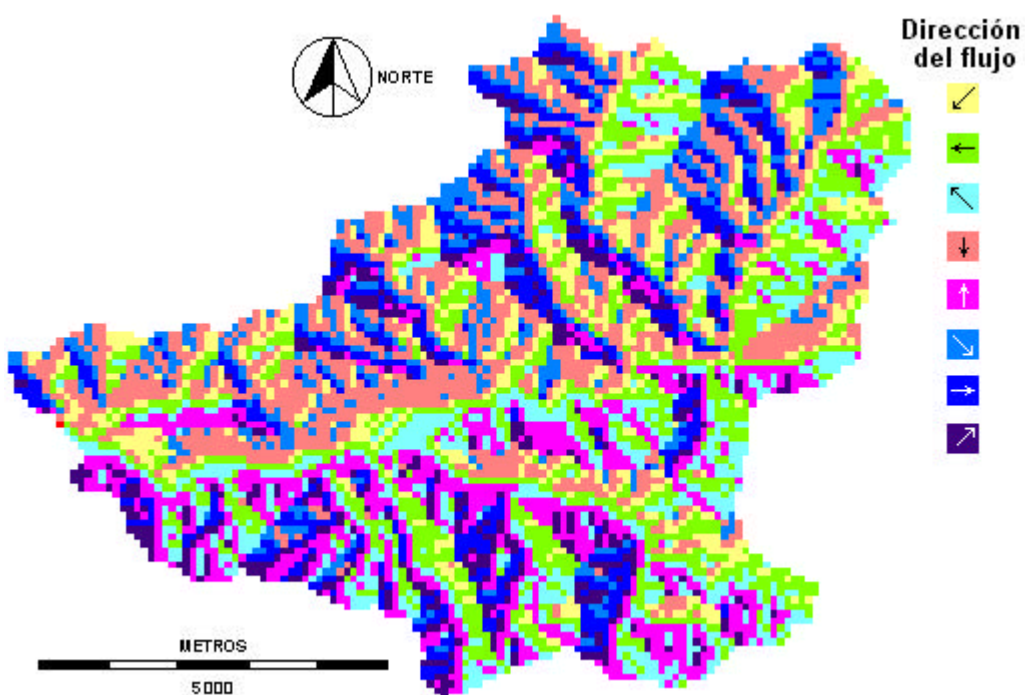


Figura 6.42. Cuenca del Réal Collobrier. Mapa de aspecto, orientación de la ladera (dirección del flujo).

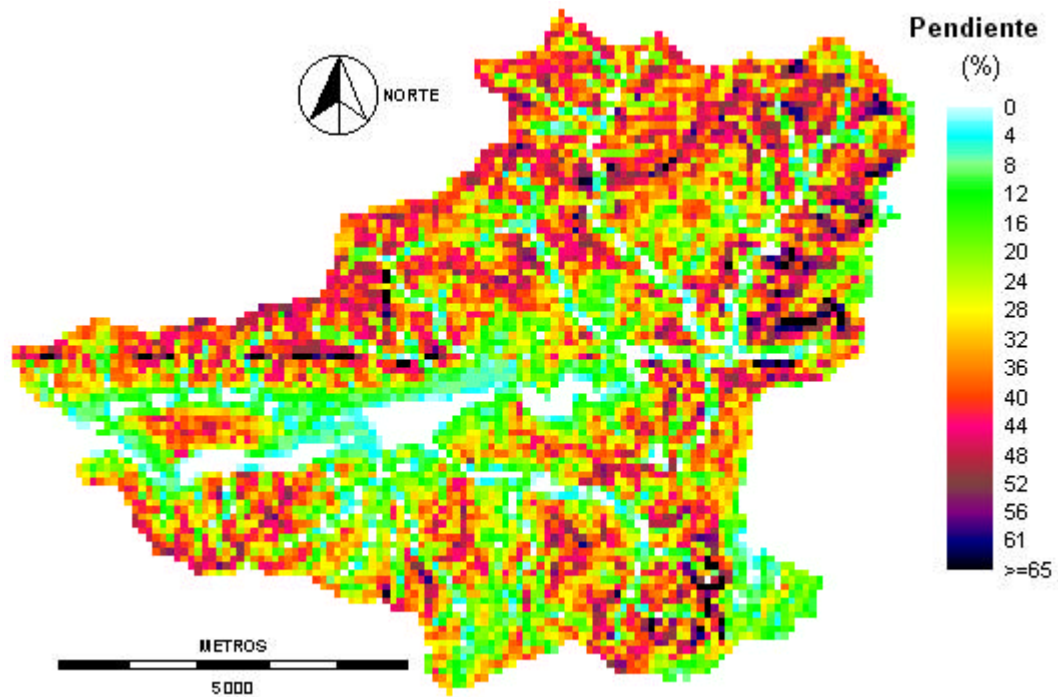


Figura 6.43. Cuenca del Réal Collobrier. Mapa de pendientes.

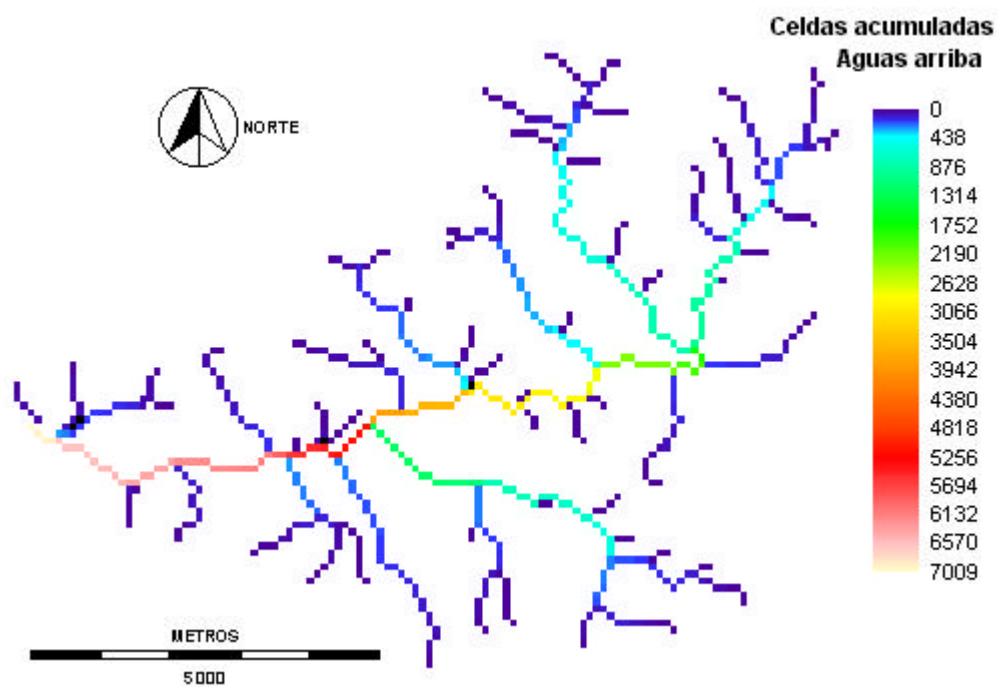


Figura 6.44. Cuenca del Réal Collobrier. Mapa de celdas acumuladas.

6.5.2 INFORMACIÓN DEL SUELO Y SU COBERTURA

El CEMAGREF suministró un mapa digital de vegetación y uso del suelo, obtenido del procesamiento de una imagen de satélite.

Adicionalmente se contó con un mapa geológico a escala 1:50.000 y un mapa con los valores de capacidad de almacenamiento hídrico en la subcuenca de Maurès (Curt, 1993), ambos mapas en papel. Esta información fue digitalizada y procesada en el DIHMA. Con base en esta información y en la obtenida directamente del reconocimiento en el campo, en el DIHMA se construyeron los mapas de capacidad de almacenamiento en el suelo (capilar - Figura 6.45 - y gravitacional - Figura 6.46 -) y los mapas de conductividad hidráulica saturada (en la superficie del suelo – Figura 6.47- y en la capa inferior del suelo – Figura 6.48 -) (DIHMA 1999, informe interno).

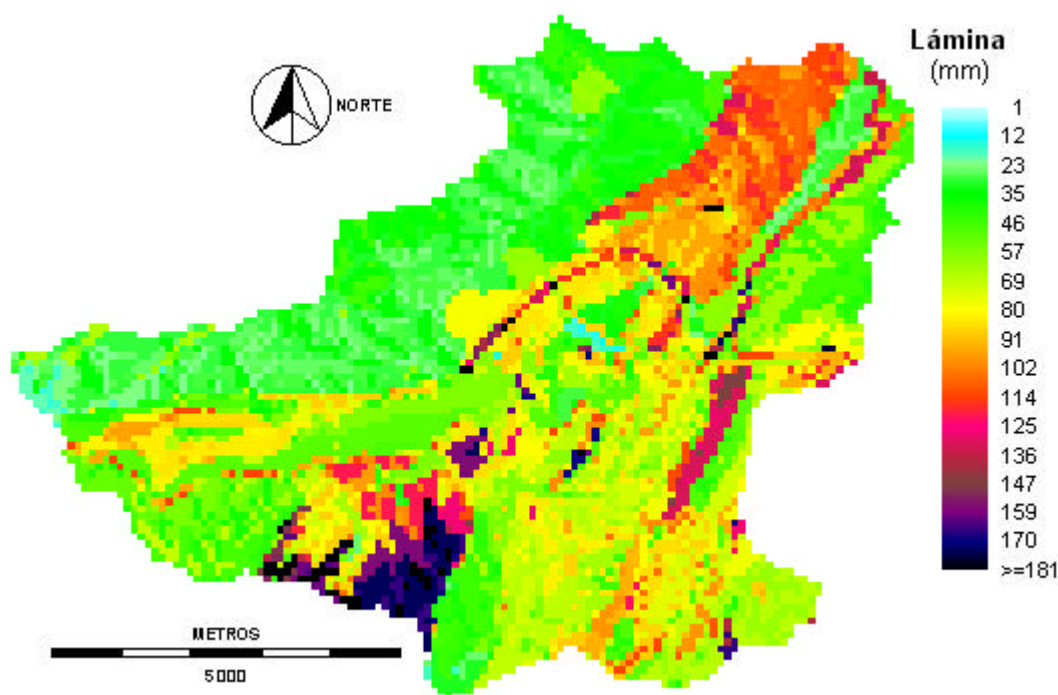


Figura 6.45. Mapa de capacidad de almacenamiento capilar en la superficie y en la zona activa del suelo (Mapa obtenido en el DIHMA, 1999).

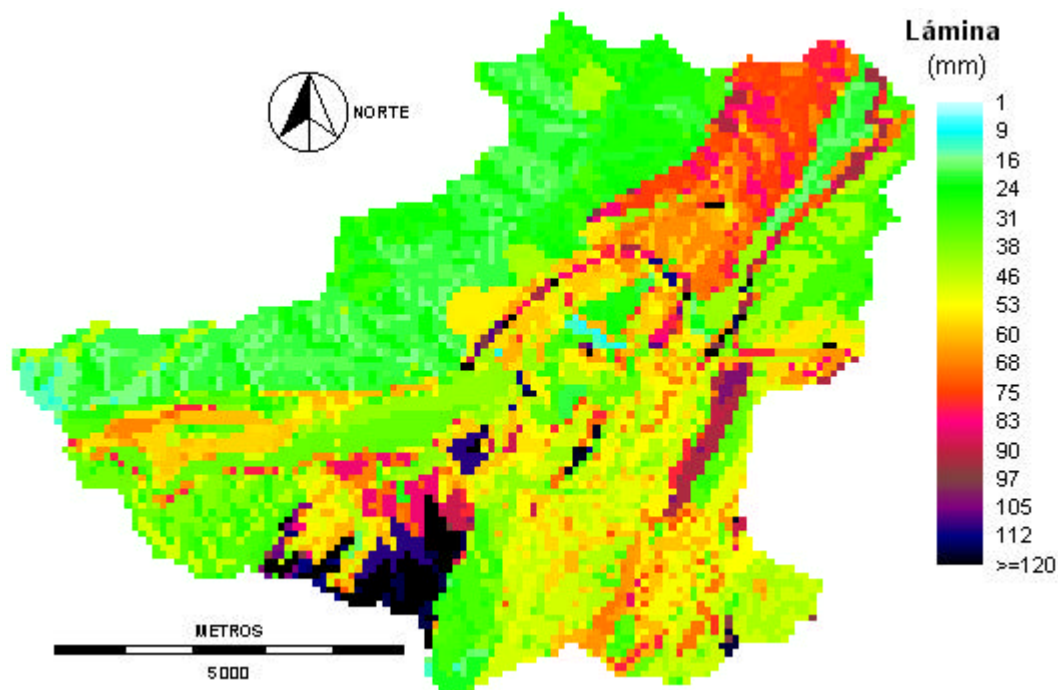


Figura 6.46. Mapa de almacenamiento gravitacional en la capa superior del suelo (Mapa obtenido en el DIHMA, 1999).

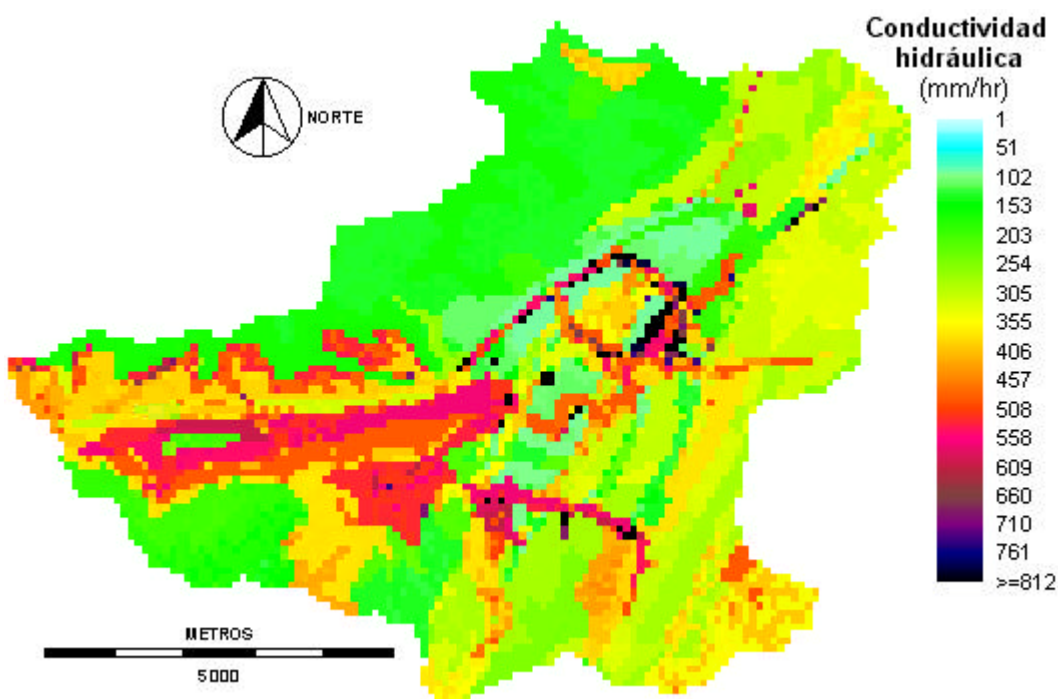


Figura 6.47. Mapa de conductividad hidráulica saturada en la capa superficial del suelo (Mapa obtenido en el DIHMA, 1999).

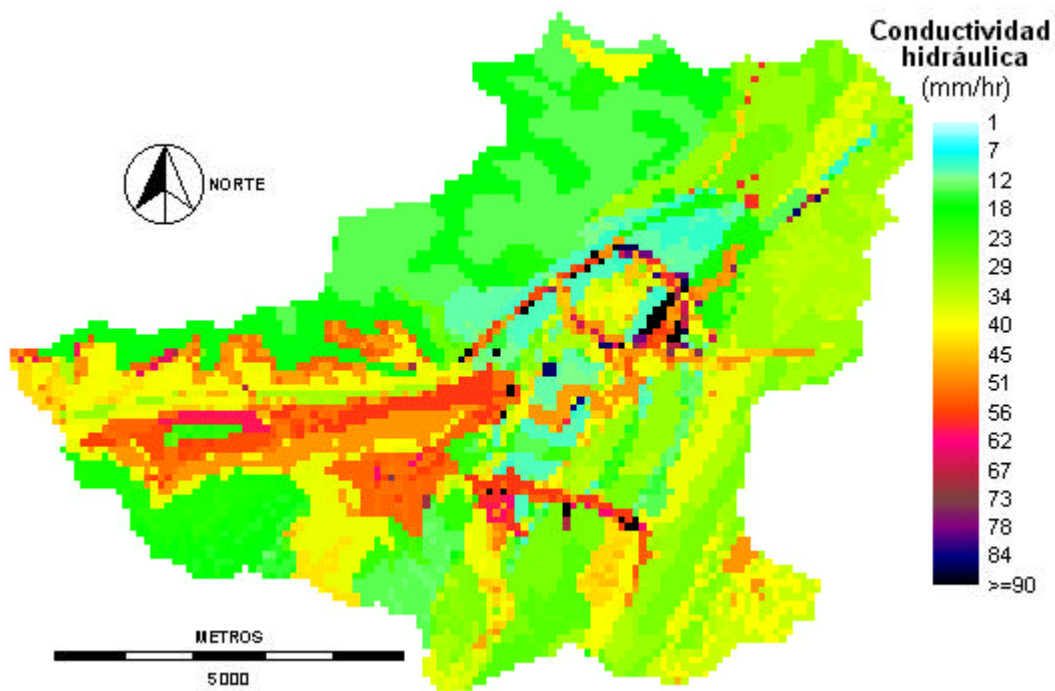


Figura 6.48. Mapa de conductividad hidráulica saturada para percolación en la parte inferior del suelo (Mapa obtenido en el DIHMA , 1999).

6.5.3 INFORMACIÓN DE LOS EVENTOS

Del gran número de eventos registrados por el CEMAGREF, se seleccionaron los que registraron una precipitación superior a 200 mm. Se cuenta con la siguiente información para cada evento:

- El registro pluviográfico en nueve estaciones (resolución horaria)
- El registro limnigráfico de tres estaciones: Pont de Fer, Maliere y Collobrières
- El registro de temperaturas durante los períodos de análisis en dos estaciones llamadas Lambert y Collobrières.
- En la Figura 6.49 se presenta la localización de las estaciones en la cuenca.

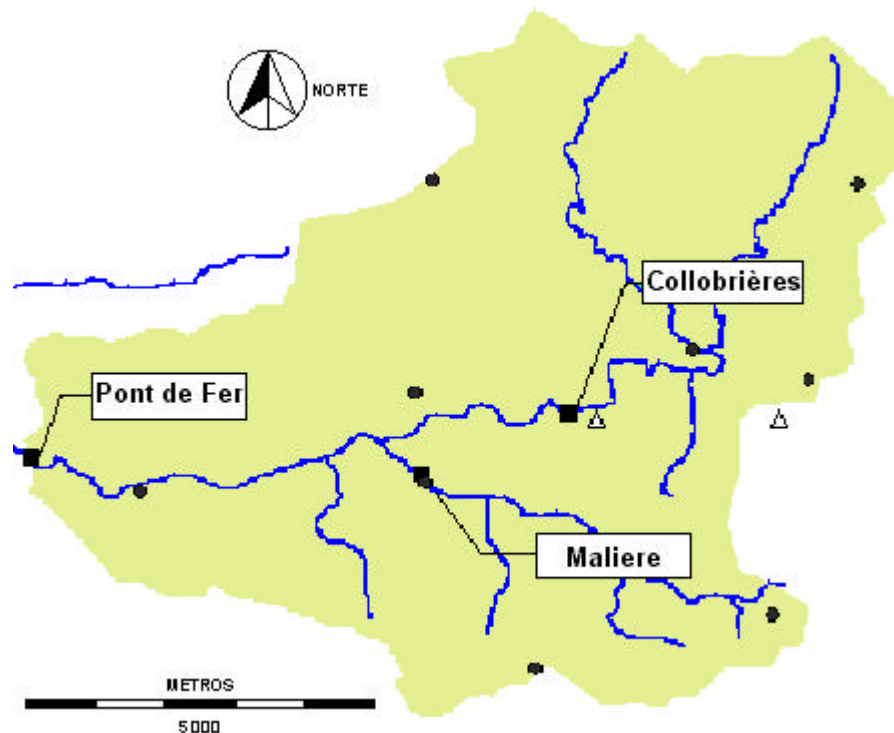


Figura 6.49. Localización de las estaciones de registro en la cuenca: pluviográficas (círculos), limnigráficas (cuadros) y de registro de temperatura (triángulos).

6.5.4 APLICACIÓN DEL MODELO SHIA-OCG (SIMULACIÓN HIDROLÓGICA ABIERTA - ONDA CINEMÁTICA GEOMORFOLÓGICA)

6.5.4.1 Configuración del modelo

Para la aplicación del modelo a la cuenca del R al Collobrier se define la siguiente configuración:

- El volumen de agua que ingresa al almacenamiento capilar en cada intervalo de tiempo se estima utilizando la ecuación 4-6. Esta ecuación tiene en cuenta la capacidad de infiltración y la capacidad de almacenamiento capilar del suelo.
- La evapotranspiración se estima utilizando la ecuación 4-7.
- La escorrentía superficial se representa utilizando la ecuación de la onda cinemática en la ladera tal como se presenta en la ecuación 4-35. Se considera que la longitud máxima del flujo superficial en la ladera es de 30 m.
- Para la escorrentía subsuperficial se considera que, en la capa superior del suelo, la permeabilidad varía con la altura desde la base de la capa superior mediante una

relación potencial (con un exponente que puede tomar valores entre 0 y 2), y por lo tanto, la escorrentía subsuperficial se puede representar mediante la ecuación 4-68.

- Para el flujo subterráneo se considera que el almacenamiento es un acuífero libre y que por lo tanto la producción de flujo base se hace utilizando la ecuación 4-96.
- Para el flujo a través de los cauces se utiliza el algoritmo de la onda cinemática geomorfológica OCG, ecuación 5-57.

6.5.4.2 Calibración del modelo SHIA

Para la calibración del modelo SHIA se utilizó únicamente el evento A, registrado en la estación de aforo de Pont de Fer, entre el 26 de enero y el 12 de febrero de 1974. Este evento en realidad corresponde a dos tormentas y sus respectivas crecidas espaciadas varios días. En la Figura 6.50 se presenta el gráfico de la precipitación durante el evento para las nueve estaciones de registro distribuidas en toda la cuenca.

Para la verificación del modelo se cuenta con información del mismo evento en dos subcuencas y de otros eventos en la cuenca y sus subcuencas. La información disponible de la precipitación tiene una resolución temporal horaria y, de acuerdo con lo ilustrado en el apartado anterior, esta resolución no es suficiente para obtener con precisión los valores del caudal al pico y del tiempo al pico en cuencas pequeñas.

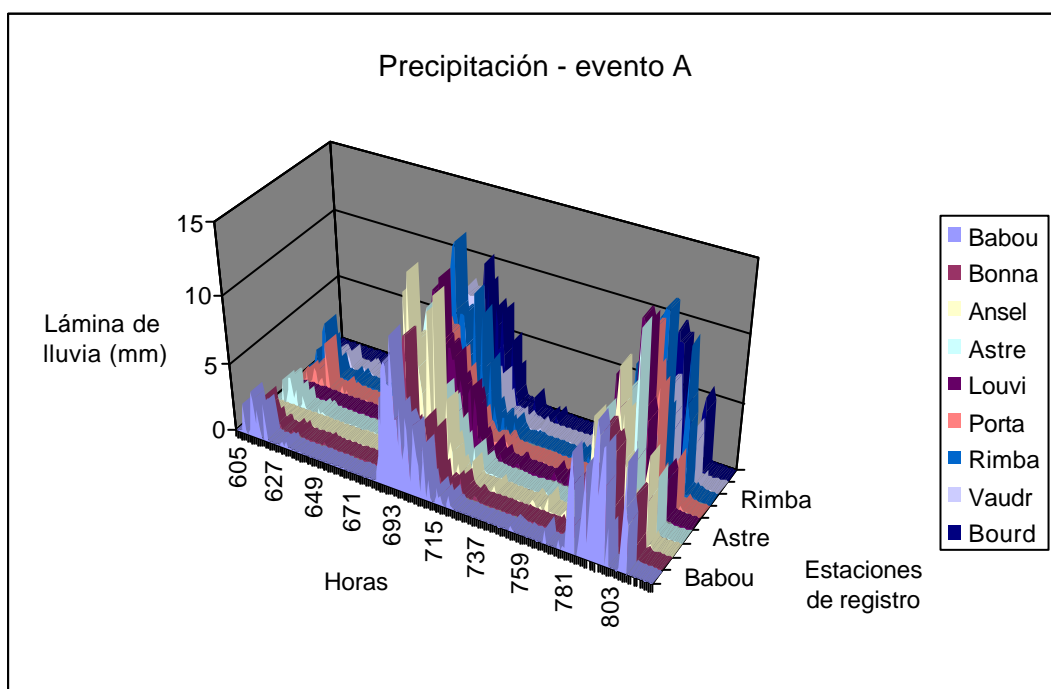


Figura 6.50. Precipitación durante el evento A.

Para la calibración y validación se da más importancia al ajuste de las curvaturas de los hidrogramas. La coincidencia entre la curvatura de la rama descendente de los hidrogramas simulados con la curvatura correspondiente en los hidrogramas observados (tanto en los eventos utilizados en la calibración, como en los usados para la verificación) indica que la importancia relativa que se le ha dado en el modelo a las distintas componentes de la escorrentía es coherente con la realidad y, además, que las relaciones funcionales que se han asumido para cada una de estas componentes parecen ser acertadas para su representación, por lo que la configuración del modelo parece adecuada.

Como parámetros de calibración se consideran unos factores correctores globales que modifican el valor de los parámetros obtenidos en los mapas de características de los suelos.

En la configuración inicial del modelo para la representación de la escorrentía superficial y subsuperficial se utilizaron expresiones no lineales bastante generales en la que se puede definir el grado de no linealidad con un exponente que incluso permite que la expresión sea lineal.

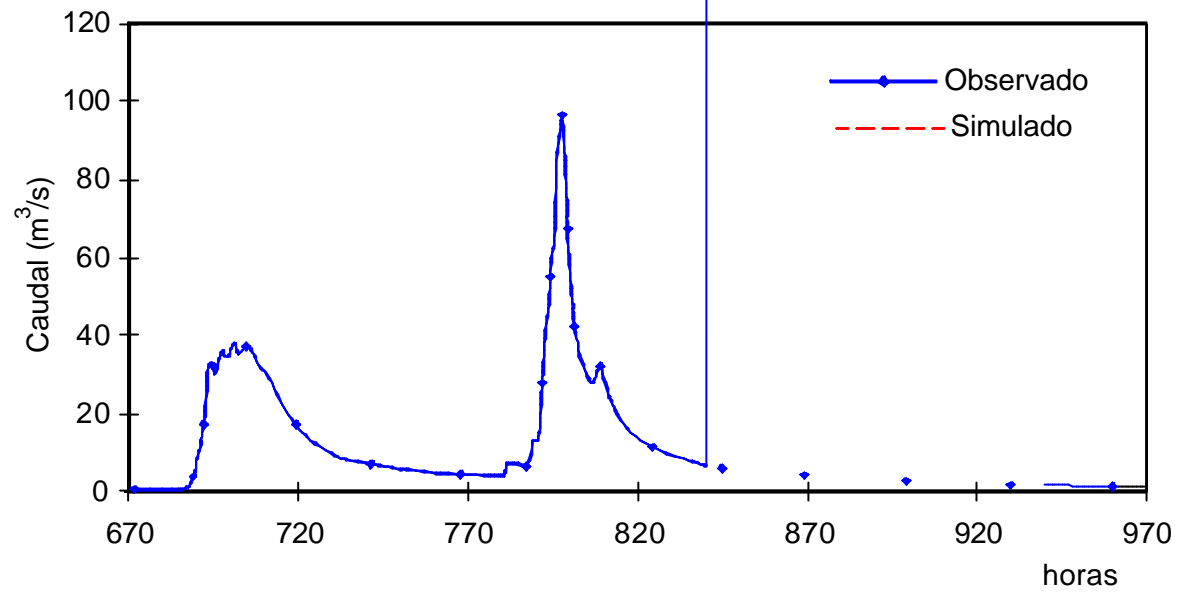
En el proceso de calibración se consideró pertinente verificar la sensibilidad de estas dos componentes no lineales, a los parámetros (incluidos los exponentes) en rangos considerados como razonables para la representación física del flujo.

En el caso de la escorrentía superficial para el esquema lineal se consideraron unos parámetros que producen unas velocidades representativas de las velocidades medias sobre la ladera. Las diferencias que se tienen entre estas velocidades y las obtenidas con una ecuación no lineal (que permiten una mejor estimación de las velocidades del flujo) no se advierten claramente en los resultados del modelo. Lo anterior debido a la poca importancia relativa que tiene la componente de escorrentía superficial en esta cuenca y durante el evento considerado. En lo anterior también puede incidir de una manera secundaria, la resolución espacial y temporal con que se trabaja en esta aplicación.

En el caso de la escorrentía subsuperficial las diferencias que se tienen al utilizar un esquema lineal y uno no lineal se advierten claramente en la prominencia de los caudales picos y en la curvatura de las recesiones. En esta aplicación la mejor calibración del modelo se obtuvo con un exponente para la relación entre el flujo unitario en la ladera y el almacenamiento en la celda igual a 2.1.

Los parámetros de la última versión del modelo fueron concebidos como factores de corrección o ajuste, y para casi todos los parámetros en la calibración se obtuvieron valores cercanos a la unidad (en orden de magnitud), lo que indica que en los aspectos relacionados con estos parámetros el modelo parece ser muy coherente con la física.

En la Figura 6.51 se observan los resultados de la calibración del modelo.



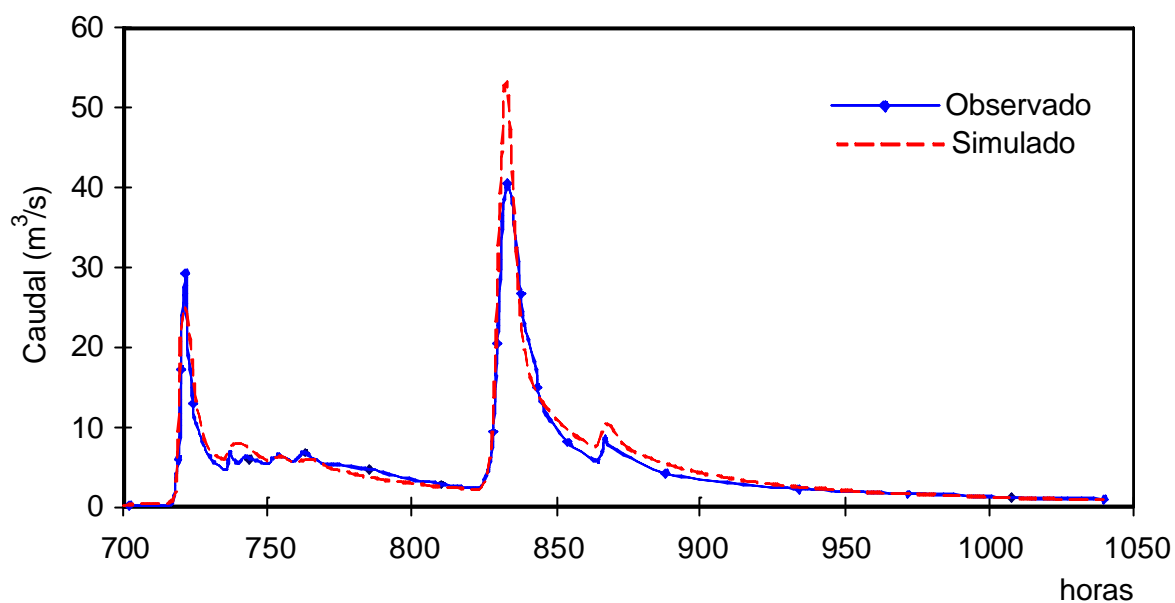


Figura 6.52. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento B en la estación Pont de Fer.

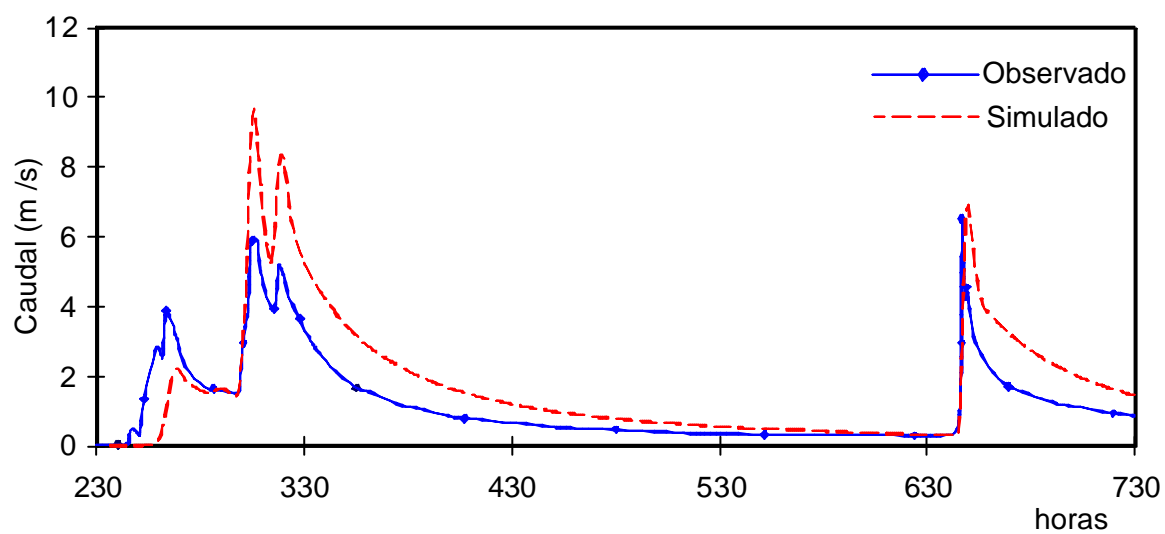
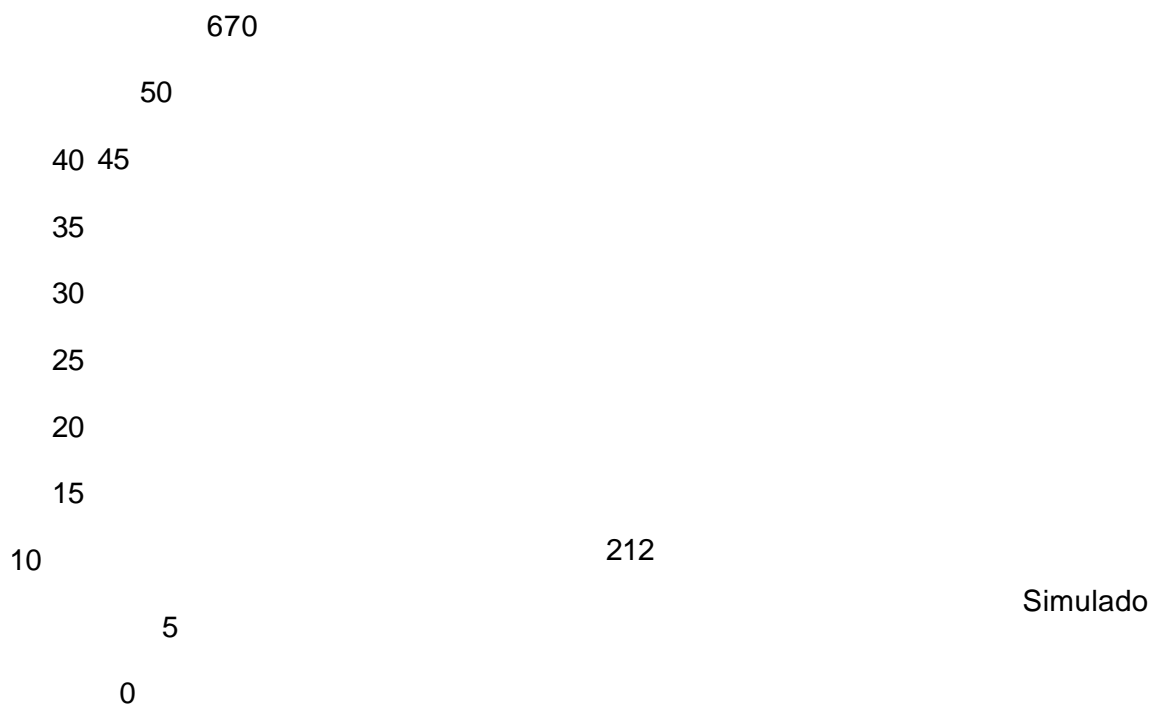
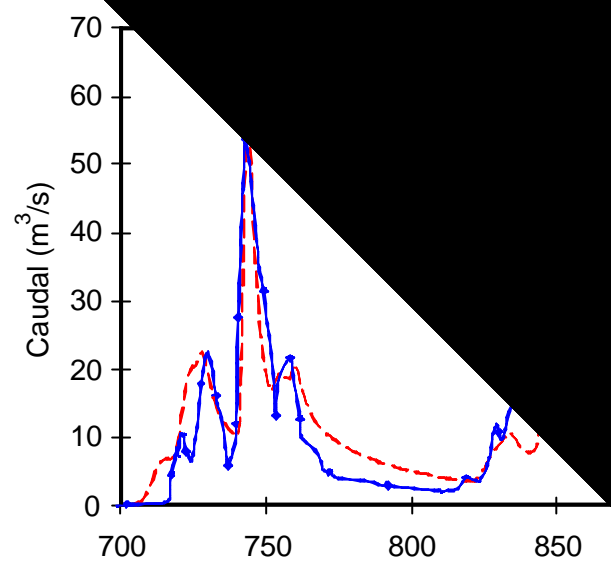
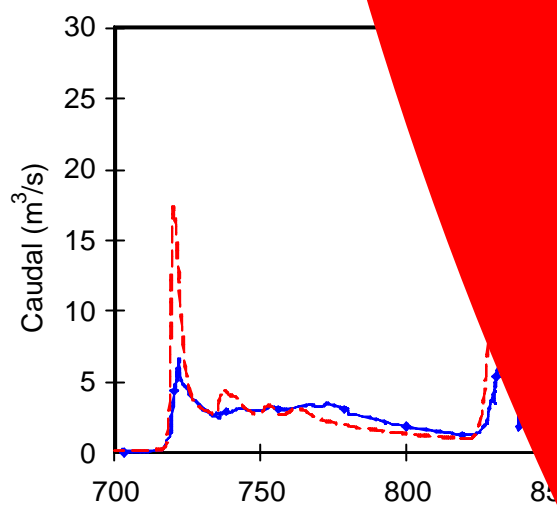


Figura 6.53. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento C en la estación Pont de Fer.





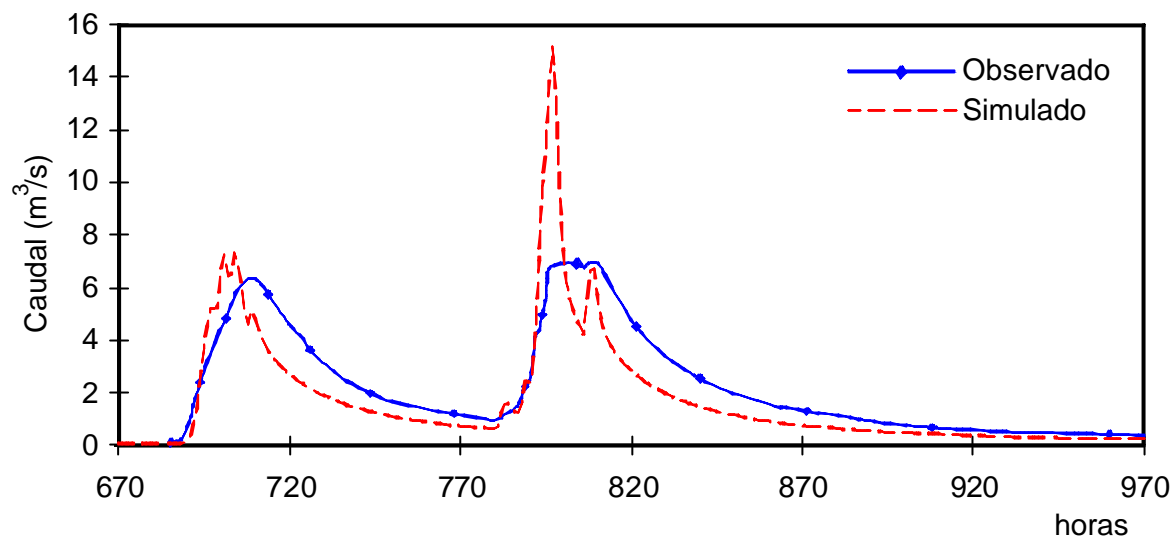
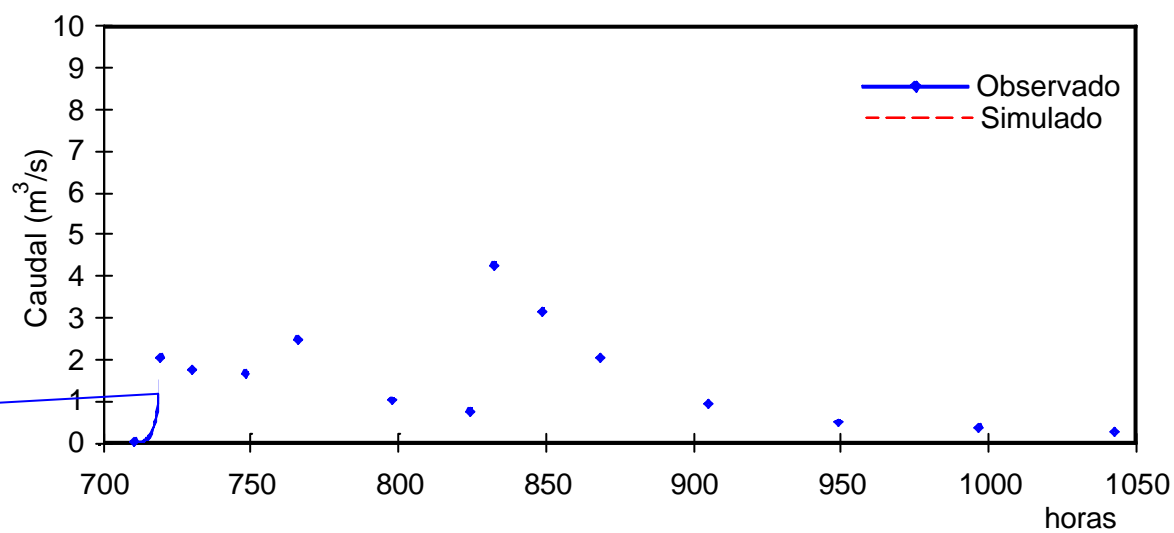
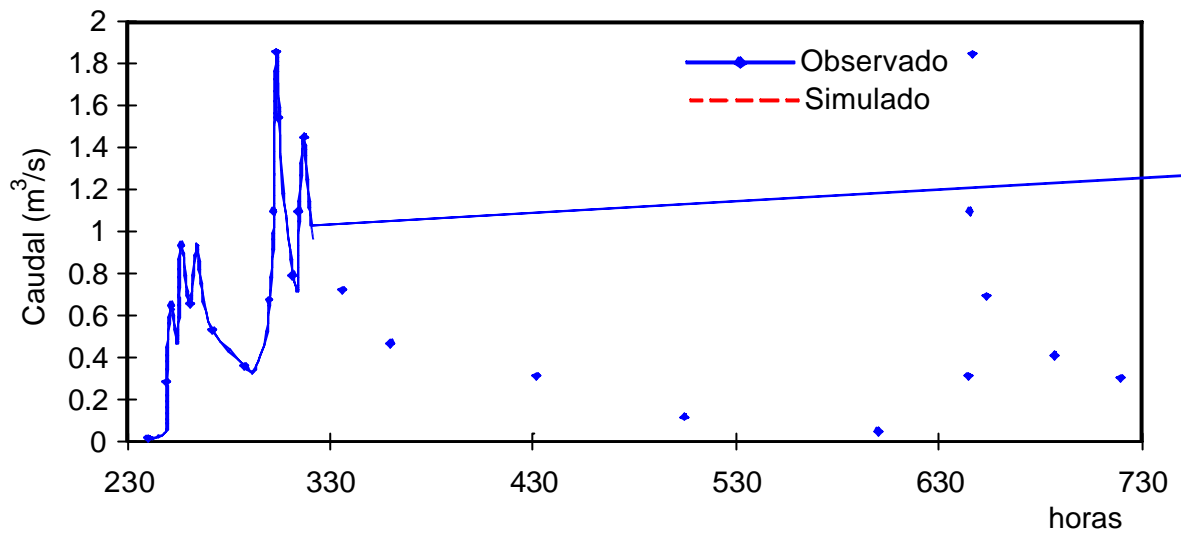


Figura 6.59. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento A en la estación Maliere.

Figura 6.58. Validación del modelo SHIA con datos de caudales del evento A en la estación Maliere.





6.5.5 APLICACIÓN DEL MODELO HEC-HMS

Para hacer la comparación del modelo desarrollado SHIA-OCG con uno de los modelos que más se utiliza en la práctica de la Ingeniería, en la misma cuenca del Réal Collobrier se implementó el modelo HEC-HMS del Hydrological Engineering Center (HEC).

El modelo HEC-HMS puede ser utilizado como modelo “distribuido”, considerando varias subcuencas y los resultados obtenidos para cada una de las subcuencas se agregan y transitan aguas abajo por los cauces, para obtener el caudal en la salida de la cuenca.

6.5.5.1 Configuración del modelo

El modelo HEC-HMS ofrece varias alternativas para el cálculo de las distintas componentes de la escorrentía y para su tránsito a través de la red de drenaje. Para la aplicación de este modelo en la cuenca del Réal Collobrier se definieron tres subcuencas y un cauce principal en dos tramos. El esquema adoptado se presenta en la Figura 6.61.

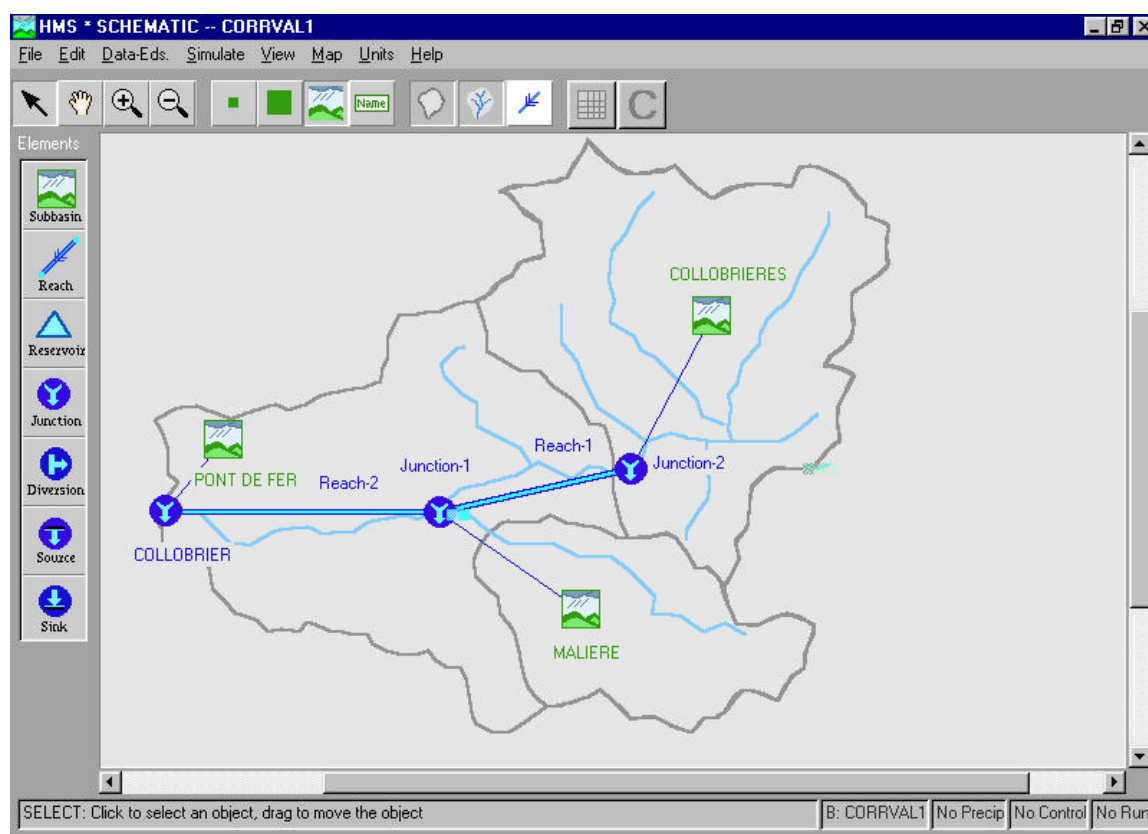


Figura 6. 61. Esquema de la cuenca mediante el modelo HMS.

En cada una de las subcuencas se configura el modelo HMS de la siguiente manera:

- Las pérdidas hidrológicas se definen por la combinación de una lámina inicial y una tasa constante.

- Para el hidrograma de crecida se utiliza el hidrograma unitario de Clark. Este hidrograma se basa en la curva tiempo - área obtenida del procesamiento del modelo de elevación digital.
- Para el flujo base se considera un embalse lineal.
- Para el tránsito de los hidrogramas sobre los cauces se aplica el método de la Onda Cinemática.

6.5.5.2 Calibración del modelo

Para la calibración del modelo HEC-HMS se utiliza el evento A. Esta calibración se hace directamente con un módulo de optimización que está integrado al modelo HMS. Con este módulo, se buscan los valores de los parámetros que minimizan el error de estimación de los caudales para el evento de calibración. Esta optimización se hace para cada una de las subcuencas en que se tiene registro de caudales.

El ajuste obtenido en la calibración del modelo en todas las subcuencas es bastante bueno y se ilustra en las figuras 6.62, 6.63 y 6.64.

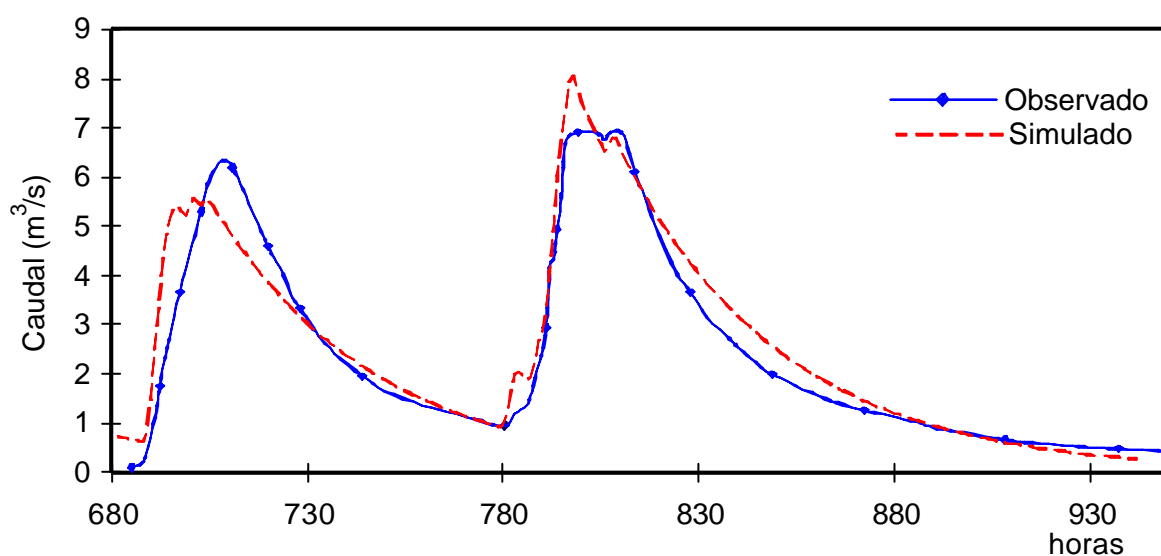


Figura 6.62. Calibración del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento A en la estación Maliere.

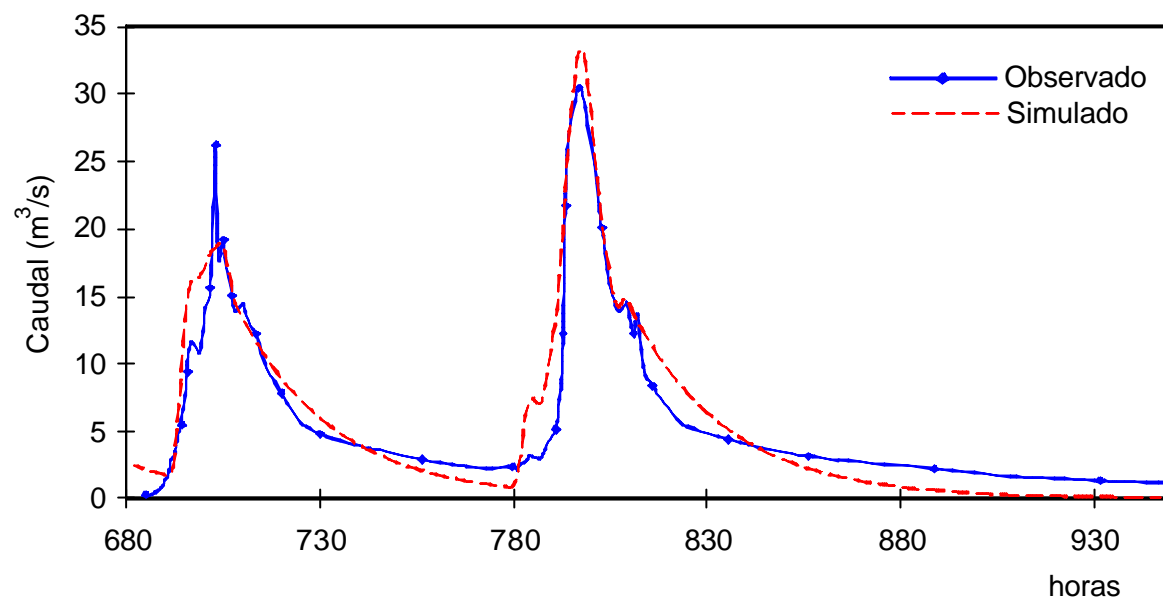


Figura 6.63. Calibración del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento A en la estación Collobrières.

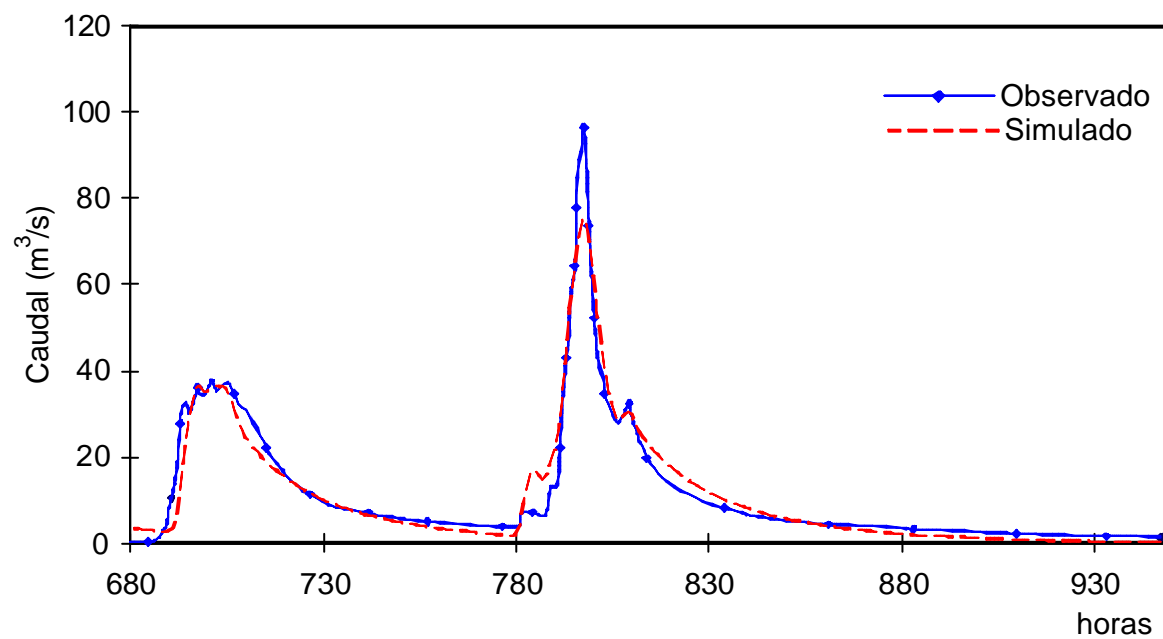


Figura 6.64. Calibración del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento A en la estación Pont de Fer.

6.5.5.3 Validación del modelo

Para la validación del modelo HEC-HMS se utilizan los eventos B y C en las tres estaciones y el evento D en Pont de Fer. En las figuras 6.65 a 6.71 se ilustran estos resultados.

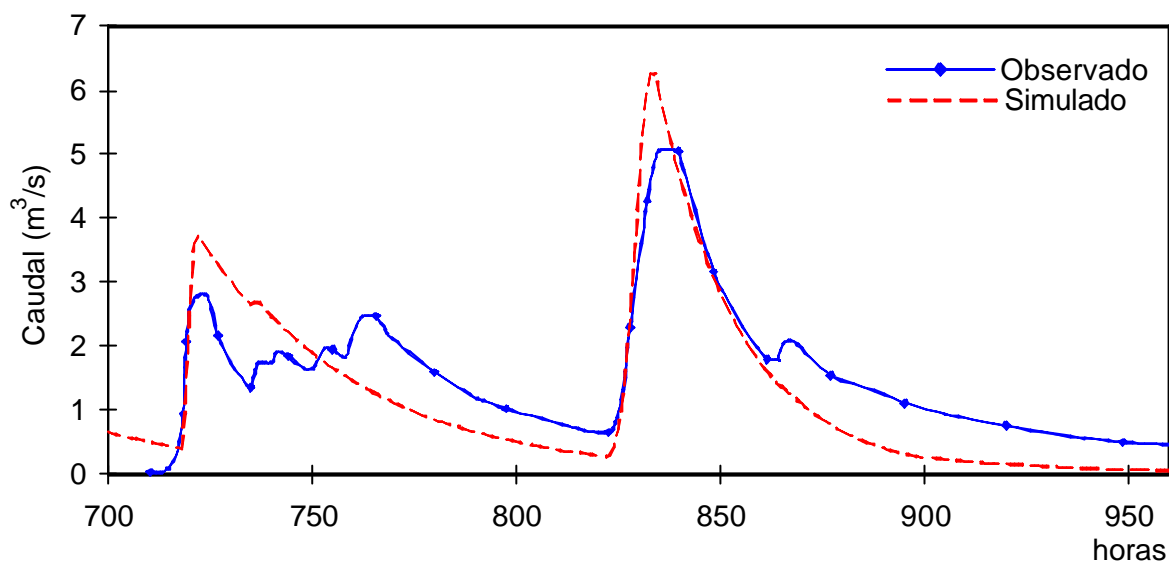


Figura 6.65. Calibración del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento B en la estación Malière.

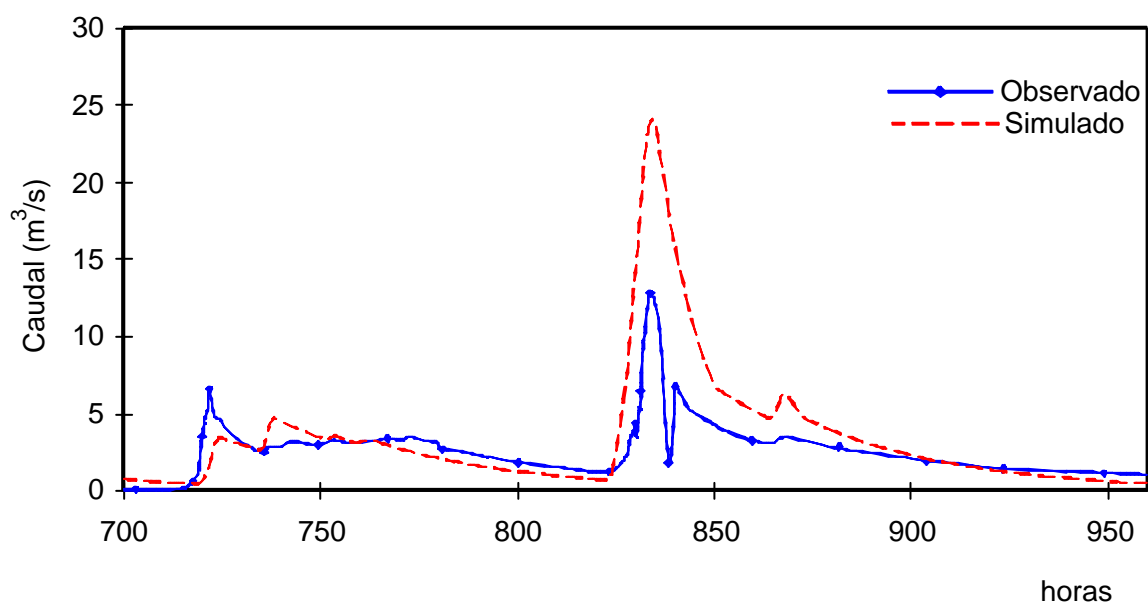
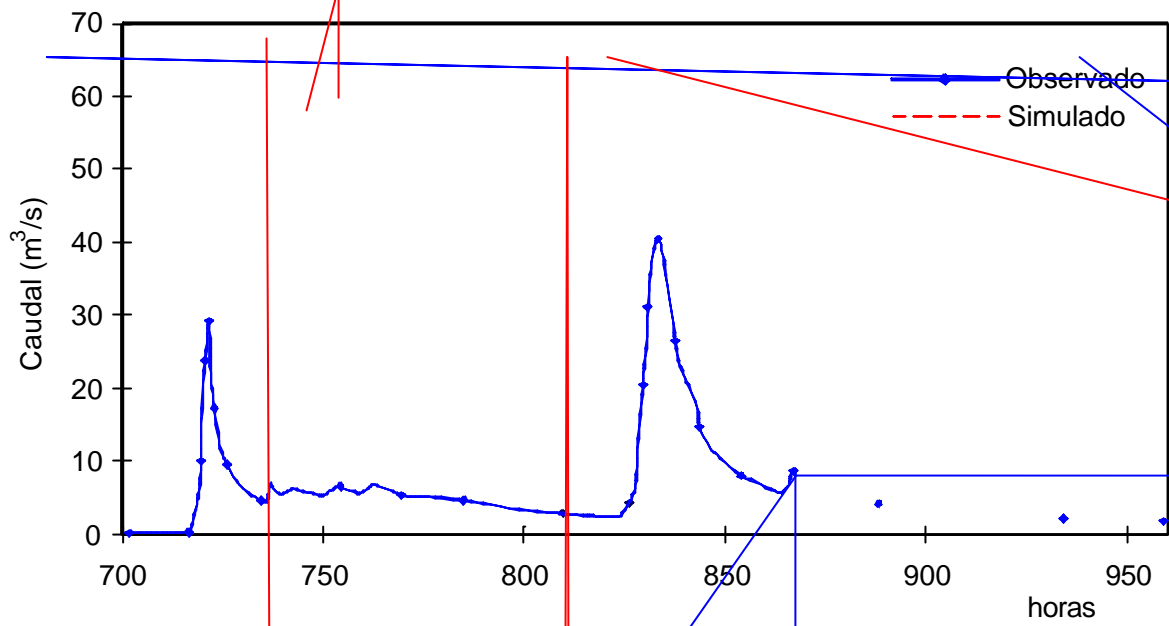


Figura 6.66. Validación del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento B en la estación Collobrières.



Observado

Caudal (m³/s)

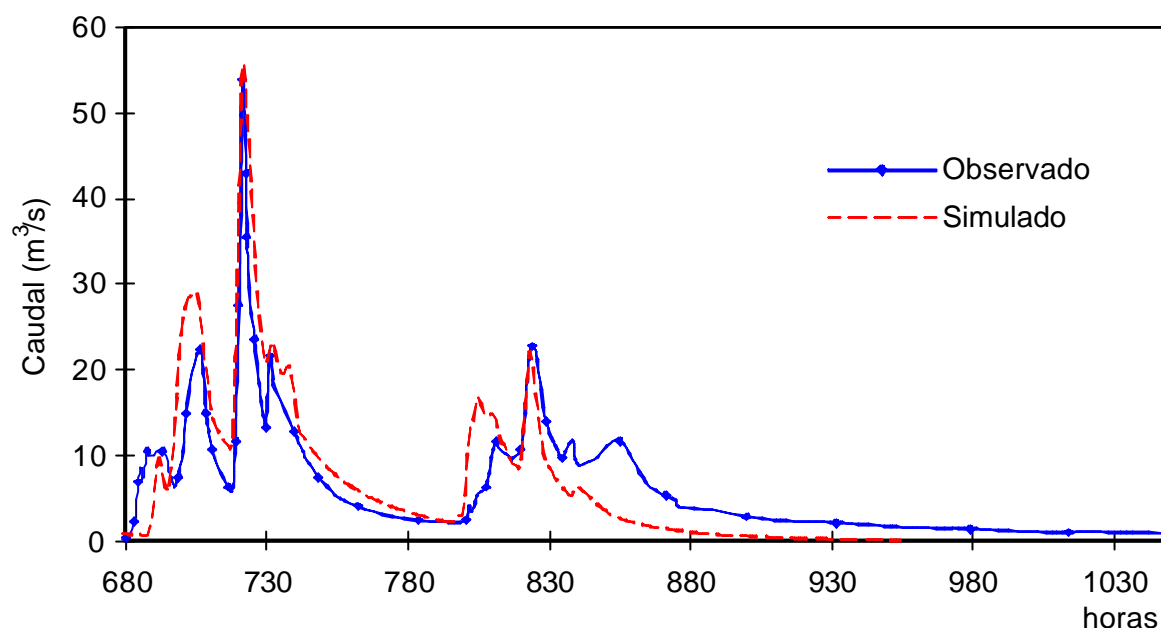


Figura 6.71. Validación del modelo HEC-HMS con datos de caudales del evento D en la estación Pont de Fer.

En las figuras anteriores la comparación visual del hidrograma obtenido por el modelo y el hidrograma observado permite considerar que, en términos generales, la validación del Modelo HEC-HMS es aceptable. Una observación más detallada permite considerar lo siguiente:

- La coincidencia en los tiempos de los caudales pico es bastante buena en casi todos los hidrogramas.
- En unos cuantos eventos la coincidencia de los valores de los caudales pico es excelente, pero en la mayoría de los casos la coincidencia no es muy buena y en el peor de los casos la diferencia puede ser hasta de un orden de magnitud.
- La coincidencia en el volumen de la crecida en la mayoría de los casos es aceptable. En otros casos las diferencias pueden ser muy superiores al 100% del valor observado.
- En las curvas de recesión el ajuste no es muy bueno y se observan marcadas diferencias en las curvaturas.

6.5.6 COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS DOS MODELOS

En los apartados anteriores se han presentado gráficamente los resultados obtenidos en la calibración y verificación de dos modelos SHIA-OCG y HEC - HMS. En todos los

eventos la comparación gráfica del hidrograma observado con el simulado por cada modelo ha permitido hacer una primera evaluación del desempeño de los modelos tanto en su calibración como en su validación.

Se han comparado visualmente algunos rasgos de los hidrogramas simulados por los modelos con los de los hidrogramas observados en las estaciones de registro de caudales existentes en la cuenca. De acuerdo con esta comparación, en algunos aspectos los rasgos de los hidrogramas de los dos modelos son muy similares pero en otros se observan diferencias importantes. En estos casos el modelo SHIA-OCG produce unos hidrogramas que en los aspectos considerados se parecen más a los hidrogramas observados. Así, bajo esta perspectiva el modelo SHIA-OCG parece tener un mejor desempeño que el modelo HEC-HMS. Las diferencias visuales no necesariamente son muy evidentes y pueden parecer subjetivas. Para poder ser más concluyentes se deben comparar, para los dos modelos, elementos cuantitativos de las diferencias entre los hidrogramas simulados y los observados.

Para cuantificar las diferencias entre los distintos rasgos de los hidrogramas observados y simulados por el modelo se utilizan los siguientes elementos:

- La diferencia entre el tiempo al pico obtenido en el hidrograma observado y el simulado (dtp^*).
- El error relativo de estimación del caudal pico ($erqp^*$). Se obtiene de la diferencia entre el caudal pico observado y el simulado (en valor absoluto) y para obtener una relación adimensional, se divide esta diferencia por el caudal pico observado.
- El error relativo en el volumen de la crecida (erv^*). Es obtenido de la diferencia de los volúmenes de crecida observado y simulado (en valor absoluto), dividido por el volumen de crecida.
- El error acumulado relativo de la serie de caudales ($earq^*$). Se obtiene de la suma del valor absoluto de los errores de caudal en todo el periodo simulado dividido por la suma total de los caudales.
- El error cuadrático acumulado relativo ($ecarq^*$). Se obtiene de la suma del error cuadrático de los caudales durante en todo el periodo simulado, dividido por la suma total de caudales.
- El error relativo medio (en valor absoluto) de los caudales (erm^*).
- El error relativo cuadrático medio de los caudales ($ercmq^*$).

En la Tabla 6.1 se presentan los valores de estos elementos cuantitativos obtenidos a partir de los resultados de la simulación con los dos modelos en varios eventos y sobre las distintas subcuencas. En todos los casos el valor más pequeño (en valor absoluto) para el índice cuantitativo indica un mejor desempeño del modelo.

En la tabla 6.1 se observa que prácticamente en todos los casos con el modelo SHIA-OCG se obtienen los menores valores de todos los índices cuantitativos considerados, lo que necesariamente indica un mejor desempeño del modelo.

Tabla 6.1. Índices cuantitativos del ajuste de los hidrogramas obtenidos con los dos modelos SHIA-OCG y HEC – HMS.

Estación		Pont de fer				Collobrières			Maliere			
Evento		A	B	C	D	A	B	C	A	B	C	Gral
Índice	Modelo											
erqp*	HMS	0.188	0.486	6.498	0.091	0.091	0.885	1.543	0.166	0.236	0.896	11.08
	SHIA	0.003	0.327	0.056	0.147	0.452	1.15	0.099	1.196	0.719	0.371	4.52
dtp*	HMS	0	0	0	0	0	1	0	-2	-2	1	
	SHIA	0	0	2	0	1	-1	-1	-2	-3	0	
erv*	HMS	0.03	0.215	1.205	0.009	0.017	0.326	0.303	0.064	0.195	0.03	2.395
	SHIA	0.067	0.091	0.45	0.03	0.095	0.169	0.105	0.202	0.278	0.256	1.743
earq*	HMS	0.193	0.431	1.763	0.48	0.269	0.559	0.89	0.152	0.382	0.704	5.823
	SHIA	0.131	0.17	0.596	0.29	0.274	0.353	0.298	0.354	0.369	0.297	3.132
ecarq*	HMS	1.07	3.365	22.52	2.937	0.699	3.33	2.291	0.124	0.286	0.458	37.08
	SHIA	1.14	0.619	0.872	1.177	1.143	2.25	0.211	0.676	0.427	0.141	8.656
ermq*	HMS	0.466	0.683	1.599	0.769	0.532	0.852	0.984	0.228	0.729	0.917	7.758
	SHIA	0.103	0.204	0.594	0.351	0.33	0.33	0.334	0.37	0.365	0.286	3.269
ercmq*	HMS	1.067	1.787	11.25	2.095	0.823	3.8	0.848	0.293	3.503	2.72	28.19
	SHIA	0.033	0.097	0.423	0.217	0.14	0.299	0.212	0.156	0.174	0.189	1.939

La única excepción es la diferencia del tiempo al pico (dtp*) que de hecho no tiene mucha trascendencia, puesto que, en la simulación se utiliza una discretización temporal en intervalos de 1 hora y con ambos modelos las diferencias entre el tiempo al pico observado y el simulado son de este mismo orden de magnitud. Aunque para los resultados obtenidos con el modelo HMS se obtiene un índice ligeramente mejor, se considera que, al respecto, los dos modelos tienen un buen desempeño.

El modelo SHIA puede tener un desempeño significativamente mejor cuando se disponga de mayor información para que las ventajas conceptuales del modelo sean efectivas. Si no es así, es posible que los resultados sean similares. En este último caso la ventaja real del modelo SHIA con los demás modelos es que por tener una base física y por considerar distintas escalas puede ser un modelo mucho más robusto. Esta última ventaja es muy importante para su aplicación en condiciones de escasez de información.

7 CONCLUSIONES

7.1 ANÁLISIS CRÍTICO DE LOS MODELOS PRECIPITACIÓN - ESCORRENTÍA DISTRIBUIDOS

En la modelación hidrológica la inercia conceptual es muy fuerte, siendo aún dominantes el paradigma de la linealidad y la importancia de la escorrentía superficial. Algunos conceptos acerca de la escorrentía fundamentales para la Hidrología, elaborados ya hace más de veinte años aún no han sido incorporados en la mayoría de los nuevos modelos hidrológicos.

Es indudable que los resultados obtenidos con el uso de modelos distribuidos son superiores a los obtenidos por modelos hidrológicos agregados. Los modelos distribuidos permiten considerar la variabilidad espacio temporal de las tormentas, la variabilidad de las características del suelo de la cuenca, la variabilidad espacial de las características geométricas e hidráulicas de los cauces y las características geomorfológicas de la cuenca, permitiendo conocer el estado del sistema en cada punto de la cuenca, el caudal en cada uno de los distintos elementos de la red de drenaje e incluso la influencia de intervenciones humanas puntuales.

Sin embargo, los métodos distribuidos no han sido ampliamente acogidos en la práctica de la Hidrología. La mayoría de ellos son nuevas versiones o adaptaciones de modelos agregados tradicionales, que pretenden considerar la variabilidad espacial dividiendo la cuenca en subcuencas. La mayoría de los conceptos en los que se fundamenta la modelación tradicional de eventos, a la luz de los nuevos conceptos de la hidrología de la cuenca, sólo se consideran adecuados para algunas condiciones muy específicas. No obstante, esta metodología se utiliza con gran profusión y en ella se basan los modelos más utilizados en la práctica cotidiana de la ingeniería, como los modelos TR-55 y HEC-1 (HEC-HMS). Por lo que, con estos modelos aún no se resuelven limitaciones, problemas y deficiencias en la modelación que antiguamente se atribuían a la agregación de la cuenca como un todo.

La existencia de áreas parciales de escorrentía de extensión variable en función de la magnitud y la distribución del evento, pone de manifiesto una no-linealidad en la respuesta de la cuenca e indica, además, que por pequeñas que se consideren las

subcuencas, éstas no son los elementos adecuados para dividir la cuenca en elementos que se puedan considerar homogéneos para la respuesta hidrológica.

La modelación distribuida ha perpetuado ciertos equívocos de la modelación agregada, y no aprovecha la facilidad de discretizar espacialmente la cuenca para parametrizar adecuadamente las áreas productoras de escorrentía.

De otro lado, la simulación completamente tridimensional de la dinámica hidrológica de las cuencas, hasta hace poco era un ejercicio computacionalmente prohibitivo. Sin embargo, hoy día llega a ser una opción realista debido a la disponibilidad generalizada de ordenadores más rápidos. Aún se tienen muy pocas aplicaciones y ejemplos al respecto.

7.2 ESTRUCTURA DEL MODELO HIDROLÓGICO SHIA–OCG.

En el modelo hidrológico desarrollado y denominado SHIA (Simulación Hidrológica distribuida y Abierta) se considera la discretización de la cuenca en celdas cuadradas, que se pueden articular para conformar elementos espaciales de tres ordenes de magnitud (subcuenca, ladera y celda), que le permite representar tres escalas espacio temporales distintas, y representar en cada una de ellas la producción de las distintas componentes de la escorrentía.

La elección de celdas cuadradas, en vez de subcuencas y polígonos presenta ciertas ventajas operacionales, como: la facilidad de conversión de información digital y gráfica a mapas digitales, la facilidad para el cambio de escalas, las posibilidades de pre-procesar los mapas en SIG comerciales en formato ráster, la facilidad de adaptarse a un formato compatible con algunos de los SIG más comúnmente utilizados (GRASS, Idrisi, ILWIS, etc.), la comodidad con el manejo del álgebra de mapas, y la posibilidad de ajustar fácilmente la resolución espacial a la escala de la cuenca y al propósito de la simulación.

En el modelo se considera que los procesos determinantes de la producción y transferencia de escorrentía (intercepción, detención, infiltración, evaporación y evapotranspiración, recarga del acuífero y escorrentía superficial y subsuperficial, retorno del flujo base y flujo en los cauces de la red de drenaje) se pueden representar por un sistema de varios tanques interconectados entre sí.

Para su presentación, el modelo SHIA se ha dividido conceptualmente en dos submodelos, uno de producción de escorrentía y el otro de transferencia.

Este modelo considera una red de drenaje virtual con un elemento representativo en cada celda, donde la estructura de la red de drenaje es equivalente a la estructura de direcciones de flujo de las celdas entre sí.

En el modelo SHIA se ha desarrollado un esquema de tanques dispuestos jerárquicamente en cinco niveles de arriba hacia abajo. Así en cada celda se tienen cinco tanques, 4 de ellos son elementos del submodelo de producción de escorrentía y el quinto tanque constituye el elemento del submodelo de transferencia.

En cada intervalo de tiempo, en cada celda se distribuye la precipitación a los distintos almacenamientos donde, en función del volumen almacenado en cada uno de ellos, se determina su contribución a la escorrentía. La función que relaciona el flujo entre los tanques con los volúmenes almacenados en ellos (variables de estado) depende del esquema conceptual adoptado, de las características morfológicas del terreno que representa la celda y de las características hidrológicas del suelo.

La escorrentía que se produce en cada nivel pasa a las celdas aguas abajo en la dirección de la pendiente o si es el caso a los cauces de la red de drenaje superficial. En el tanque que representa los cauces se integran las distintas componentes de la escorrentía con el flujo procedente de los cauces en las celdas aguas arriba.

Los aportes de las celdas se van trasladando por esta red de drenaje virtual en cada intervalo de tiempo de acuerdo con un modelo hidráulico simplificado basado en la ecuación de la onda cinemática y parametrizado con las características geomorfológicas de los cauces en la región.

Esta representación del flujo a través de la red de canales se ha denominado Onda Cinemática Geomorfológica (OCG) que permite representar la variabilidad temporal del campo de velocidades además de permitir la inclusión de elementos no lineales de la dinámica del flujo.

El modelo realiza el balance de agua en cada tanque y actualiza el volumen almacenado en cada uno de ellos. El mismo proceso se repite en las celdas de aguas abajo, hasta cubrir toda la cuenca. Luego se repite toda la operación para un nuevo intervalo de tiempo.

Como resultado de este modelo se pueden obtener los caudales en todos aquellos sitios de la cuenca que sean de interés para el analista.

7.3 CONCEPTUALIZACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO SHIA–OCG.

En la práctica de la modelación hidrológica ha sido frecuente el uso de modelos que son fruto de generalizaciones hechas con base en observaciones en condiciones climáticas y geológicas particulares. Es así como modelos incluso de gran difusión, solo funcionan favorablemente en la modelación de algunas cuencas, mientras producen resultados erróneos en la modelación de otras cuencas. Ésto, quizá, se debe a que no se está utilizando un modelo adecuado a las características locales de la cuenca, o la escala espacio – temporal no es la adecuada al propósito del modelo.

A diferencia de los métodos presentados en la literatura técnica, el modelo SHIA permite usar en la simulación, diferentes esquemas conceptuales para modelar los procesos, según lo disponga el analista con base en sus criterios acerca de la cuenca y el propósito de la modelación. Por esta característica se le ha dado el nombre de Simulación Hidrológica Abierta.

El modelo SHIA permite considerar diferentes esquemas conceptuales con distinto nivel de complejidad, e incluye algunos conceptos novedosos y otros que aunque ya han sido discutidos en la literatura aún no han sido implementados en ningún modelo reportado en la literatura revisada hasta el momento.

El suelo, la vegetación y la morfología son el resultado de las interrelaciones entre: clima – geología – relieve – morfología – suelo y vegetación. Así pues, las características topográficas y morfológicas de la cuenca aportan información valiosa acerca de los parámetros hidrológicos. La mayoría de los modelos no se benefician de esta información. El modelo propuesto aprovecha esa información y considera incluso características no incluidas por ningún modelo hasta el momento. Esta información puede ser cuantitativa, cualitativa, directa e indirecta, a nivel local y regional.

Por ejemplo, el mapa de pendientes del terreno se puede obtener de un MED en formato ráster. Sin embargo, cuando la pendiente del terreno es muy pequeña, el MED no tiene la resolución adecuada para el problema en cuestión, el mapa de pendientes se puede refinar introduciendo información adicional procedente de mediciones en el campo o relaciones empíricas geomorfológicas que se puedan considerar válidas en la unidad de paisaje de acuerdo a las características regionales y locales.

En las distintas escalas espacio-temporales no todos los procesos son igualmente determinantes, ni todas las variables son efectivas. En el proceso de producción de escorrentía en una unidad de paisaje, las distintas componentes se incorporan a la red de drenaje procediendo de áreas de producción de diferente tamaño, lo que involucra distintas escalas espaciales en la modelación. La duración de algunos de los procesos determinantes de la respuesta de la cuenca, en especial el tiempo de viaje de las

distintas componentes de la escorrentía involucra distintas escalas temporales en la modelación.

En el modelo SHIA, cada una de las componentes de la escorrentía se produce en un nivel de almacenamiento que está formado por un tanque en cada una de las celdas. En cada uno de estos niveles de almacenamiento se define un umbral de área por debajo de la cual la transferencia horizontal de la escorrentía entre celdas se hace en el mismo nivel y una vez es excedido este umbral, la transferencia horizontal se hace a la red de drenaje. Mediante este mecanismo, el modelo SHIA, se adapta para representar a la escala adecuada el flujo de las distintas componentes de la escorrentía. Ésta es una solución suficientemente precisa, económica y fácil de utilizar.

El almacenamiento capilar en el suelo

En la modelación de eventos para la estimación de la infiltración se han utilizado expresiones matemáticas y procedimientos de distinta naturaleza. Algunos esquemas simplificados son relativamente simples en el cálculo, se basan en supuestos tales como: la no linealidad es despreciable, el suelo es uniforme en todo el perfil, la cantidad de agua disponible en la lluvia es superior a la que puede ingresar al suelo, etc. En la mayoría de las aplicaciones prácticas estos supuestos están muy distantes de la realidad, dada la variabilidad espacial y temporal de la precipitación durante las tormentas, y la variabilidad espacial de las características del suelo en las cuencas naturales.

En muchas cuencas naturales se ha encontrado que el elemento determinante de la infiltración y de la percolación es la macroporosidad donde el flujo no es necesariamente darciano y el flujo capilar pasa a un segundo plano. En otros casos se ha observado la importancia de comportamientos altamente no lineales en el suelo como el avance de dedos capilares o las ondas de presión en una especie de flujo a pistón. En realidad, aún no se dispone de un modelo adecuado para la representación de la infiltración a la escala de la cuenca y de la tormenta.

En el modelo SHIA se considera la posibilidad de usar una entre varias ecuaciones que permiten representar la infiltración en función de la cantidad de agua almacenada en el suelo y dos parámetros que se puede asociar a algunas características del suelo ya sean regionales o locales.

La mayoría de los modelos de eventos no tienen en cuenta la evapotranspiración por no considerarla importante dentro de la contabilidad del proceso. A diferencia de éstos el modelo SHIA si la tiene en cuenta para la actualización del almacenamiento de agua capilar en el suelo. Ésto mejora la simulación de las recesiones y la simulación de las tormentas complejas.

La escorrentía del flujo superficial en las laderas

La modelación hidrológica tradicional le ha dado un papel excesivamente importante a la escorrentía superficial que se presenta por que la cantidad de lluvia excede la capacidad de infiltración (escorrentía Hortoniana). En muchas zonas es poco probable la generación de este tipo de escorrentía en toda la cuenca porque las capacidades de infiltración son muy superiores a las intensidades máximas de la lluvia.

En algunas cuencas es más importante otro mecanismo para la generación de escorrentía superficial, como la escorrentía que puede ocurrir porque el suelo ya está saturado (escorrentía de Dunne). En otros casos, el agua infiltrada aguas arriba en la ladera y que fluye a través del subsuelo puede retornar a la superficie como flujo superficial (ya sea por la saturación del suelo o por la baja transmisividad de la capa de suelo en la que fluía) y por lo tanto, encuentra mejores condiciones de circulación sobre la superficie.

En la mayoría de los modelos encontrados en la literatura generalmente se considera que la escorrentía es hortoniana y para modelar el flujo de la escorrentía superficial en laderas relativamente inclinadas, independientemente del mecanismo para la generación de escorrentía superficial, se representa toda la ladera como un gran plano inclinado sobre el que fluye la lamina de escorrentía. Esta lámina aumenta hacia aguas abajo y es uniforme a lo ancho del plano. Para la representación del flujo sobre este plano consideran válida la simplificación de la onda cinemática. En condiciones naturales, el flujo asimilable al de una lámina de agua sobre un gran plano inclinado sólo se observa durante precipitaciones excepcionalmente intensas y en planos de pendiente muy baja, generalmente en las inmediaciones de la red de drenaje y donde, muchas veces, el flujo está controlado por las condiciones aguas abajo y, por lo tanto, la hipótesis de la onda cinemática puede no ser válida.

La simple observación del flujo en una ladera durante una tormenta, enseña que el flujo en un plano inclinado sólo ocurre en una escala de pocos metros. A muy corta distancia el flujo se concentra en pequeños surcos o incisiones en la microtopografía a través de los cuales se dirige hacia la red de drenaje y generalmente no es posible identificarlos como tales en la información disponible del relieve.

En el modelo SHIA la estructura de la red de drenaje es equivalente a la estructura de conexión de las celdas con base en las direcciones de flujo entre ellas. Cuando el área drenada es muy pequeña, en las laderas e incluso al interior de la celda donde la red de drenaje está formada por pequeños surcos, se supone que hay un canal equivalente y representativo de la red de drenaje en la respectiva celda. Este canal articulado con los de las celdas vecinas constituye una pequeña red de drenaje que se considera representativa de la red de drenaje de la ladera.

Así mismo, tradicionalmente se ha considerado a la escorrentía superficial como la componente más importante durante las crecidas, y en realidad esta importancia sólo se da en algunas condiciones climáticas, geológicas o de uso del suelo muy específicas. En otros casos, las demás componentes de la escorrentía pueden tener un papel más importante de lo que se ha creído.

La escorrentía por flujo subsuperficial y por flujo de aguas subterráneas

El predominio de un tipo de escorrentía depende de las características de la tormenta y de las características del terreno como son: espesor, estructura, permeabilidad, macro y micro porosidad del suelo, existencia de estratos, pendiente, posición en la ladera y condiciones de humedad antecedente y condiciones de drenaje aguas abajo en la dirección de la ladera para todos los elementos de la columna del suelo.

Cuando los almacenamientos en el interior del suelo son altos, un evento no excepcionalmente intenso puede producir caudales muy importantes a través de otros mecanismos de escorrentía diferentes al superficial. El desconocimiento de ésto puede conducir a graves errores.

El modelo SHIA considera que el almacenamiento gravitacional en el suelo se puede dividir en dos partes: una capa superior donde por lo general se tiene una mayor permeabilidad y una capa inferior donde se tienen permeabilidades más bajas (trayectorias más largas y menores gradientes) y la respuesta es más lenta. En la capa superior es donde se da el flujo subsuperficial. En el modelo SHIA, se incorporan tres relaciones funcionales (lineal, exponencial y potencial) para representar el flujo subsuperficial en función de la lámina almacenada en el suelo. El analista puede seleccionar la ecuación que considere conveniente dependiendo de las características de los suelos en la región y de la forma en que varía la permeabilidad del suelo con la profundidad.

En muchos modelos tradicionales, el flujo base y su recesión no necesariamente es coherente con el volumen de agua que ha ingresado al almacenamiento subterráneo. A diferencia de éstos, en el modelo SHIA, el caudal del flujo base necesariamente procede del agua almacenada en la capa inferior del suelo. El modelo SHIA, incluye una función general (no lineal) para representar el flujo en el acuífero en función del volumen almacenado allí. Los parámetros de esta expresión pueden ser estimados por el hidrólogo dependiendo de las características del acuífero y de las características morfológicas de la cuenca y la ladera.

Al igual que para otros procesos de escorrentía, se considera un umbral de área mínima para que un cauce reciba flujo base. Cuando a través de una celda se drena un área que excede ese umbral, la celda entrega la escorrentía subterránea a la red de drenaje. En

este caso, el agua que recarga las distintas celdas en el interior del suelo en la ladera y en la subcuenca tiene que recorrer distintas distancias para salir a los cauces como flujo. Este mecanismo hace que el modelo distribuido realice una mejor representación del flujo subterráneo que los modelos simples, que consideran embalses lineales o no lineales.

El flujo a través de la red de drenaje

Para la modelación del flujo en la red de drenaje existen modelos que incluyen la solución completa de las ecuaciones de Saint Venant o de Navier-Stokes, modelos que esquematizan linealmente el proceso (como el hidrograma unitario distribuido) y modelos que se basan en representaciones conceptuales de toda la red de drenaje. Los primeros tienen altas resoluciones, requieren de gran cantidad de información y tienen alto costo computacional; los segundos pecan por simplicidad y en muchas ocasiones arrojan resultados muy alejados de la realidad (en especial en la simulación de eventos significativamente intensos en cuencas pequeñas y pendientes en las que varios autores han reportado evidencias del comportamiento no lineal del flujo) y los terceros conceptualizan la respuesta hidrológica de la cuenca como un todo por lo que no pueden capitalizar las ventajas de la modelación distribuida.

Además, en la mayoría de los casos los cauces y la red de drenaje se han representado por unos elementos prismáticos interconectados que tienen muy poca relación con la disposición y la forma real en la cuenca.

Quizá uno de los esfuerzos más importantes en el desarrollo de esta tesis doctoral se refiere a la representación del flujo a través de la red de drenaje o al modelo de transferencia. Para lo cual se ha formulado el modelo de la Onda Cinemática Geomorfológica (OCG), en el que se tiene en cuenta que la forma del cauce depende del ambiente geomorfológico y climático, del trabajo que el flujo ha hecho sobre él y del nivel del flujo, y que, por lo tanto, se puede obtener una expresión de validez regional para la forma del cauce en función del área de la cuenca y del caudal de acuerdo a las expresiones presentadas como de la “Geometría Hidráulica Generalizada”.

El modelo OCG considera que la incorporación de sedimentos, la rugosidad y la resistencia al flujo en el cauce dependen de la magnitud del flujo. De ahí plantea que, en una unidad de paisaje, se puede relacionar el coeficiente de rugosidad con la pendiente de la línea de energía y la profundidad del flujo, mediante una relación empírica. Es así, como el modelo OCG, a diferencia de los modelos reportados en la literatura, considera que la rugosidad al depender de las características morfométricas del cauce y del flujo, es variable en la cuenca tanto en el espacio como en el tiempo.

Acudiendo a relaciones para flujo uniforme como la de Manning y a relaciones de la Hidráulica Fluvial como la de la iniciación del movimiento de las partículas del lecho, se

obtiene una expresión para la velocidad en función de la profundidad del flujo y la pendiente del canal sin requerir de una definición explícita de la rugosidad.

El modelo OCG puede considerar entonces, algunos aspectos de la variabilidad del campo de velocidades tanto espacial como temporal. Esto último le confiere un carácter no lineal al modelo de transferencia.

Con base en esta expresión y relaciones de la “Geometría Hidráulica Generalizada” para la forma del cauce, se obtuvo una expresión no lineal para el caudal trasladado por una celda. En esta expresión el caudal está en función del área de la cuenca que drena a través de la celda y de parámetros regionales de las características morfométricas de la cuenca y del cauce. La ecuación resultante puede resolverse numéricamente. Los valores de algunos exponentes y coeficientes de la ecuación se pueden definir previamente para la unidad de paisaje en la región. A partir de estos valores y de la esorrentía procedente de las celdas vecinas se puede obtener numéricamente el valor del caudal. Resolviendo secuencialmente esta ecuación en la dirección del flujo para cada una de las celdas en cada intervalo de tiempo se obtiene el caudal en todos y cada uno de los elementos que representan la red de drenaje.

7.4 IMPORTANCIA DE LA NO LINEALIDAD EN LA MODELACIÓN DE LAS CRECIDAS

Es evidente que un modelo distribuido puede producir mejores resultados que un modelo agregado, ya que considera la variabilidad espacial y temporal de la precipitación y, además, como la respuesta de la cuenca no necesariamente es lineal por lo tanto el modelo distribuido permite hacer una integración más precisa de la misma.

Debido a la alta variabilidad espacial y temporal de la intensidad de lluvia durante las tormentas y a la no-linealidad de la respuesta de la cuenca es necesaria una buena resolución espacial y temporal de la información del evento para poder aprovechar las ventajas de un esquema no lineal y obtener mejores resultados. Ésto es más importante en cuencas pequeñas, ya que las cuencas grandes constituyen un mayor espacio de integración, y la variabilidad temporal se puede compensar con la variabilidad espacial. Además, las variaciones espaciales y temporales se van regulando en el almacenamiento de la cuenca que crece, no linealmente, con el área de la misma.

Es conveniente recordar que con una función de transformación no lineal el resultado de la integración de los resultados de la transformación de las variables discretas en el espacio y/o en el tiempo puede ser muy diferente al resultado de la transformación de la variable previamente integrada en estos dominios.

Habida cuenta de la no linealidad del flujo de las componentes de la escorrentía en la respuesta de la ladera, es importante su representación mediante elementos discretos, y luego proceder a la integración de estos elementos para obtener la respuesta de la cuenca. Para una adecuada representación del flujo es necesaria una buena estimación de los parámetros para todos y cada uno de los elementos discretos, y por lo tanto es importante mejorar el conocimiento de su variabilidad espacial. Los procesos determinantes del flujo y almacenamiento, para conformar las distintas componentes de la escorrentía, sobre la superficie o al interior del suelo en la ladera, pueden ser no lineales.

Esta no linealidad respecto a la cantidad de agua disponible, ha sido reportada por muchos autores en la literatura como Beven, German, Suzuki, etc. y determina que el modelo debe tener la posibilidad de representar adecuadamente procesos no lineales. La calidad de los resultados de la modelación puede ser muy sensible a la calidad de la información acerca de la variabilidad espacial de los parámetros del modelo de producción de escorrentía (en la ladera).

7.5 LA VARIABILIDAD ESPACIAL DE LOS PARÁMETROS Y LA ESTIMACIÓN DE LOS MISMOS

Cada día cobra más interés la estimación de los parámetros requeridos para cada uno de los esquemas conceptuales que componen el modelo a partir de elementos observables y cuantificables (directa o indirectamente) en la cuenca.

La variabilidad espacial de los parámetros que determinan la respuesta de la cuenca es bastante grande y algunos casos como la conductividad hidráulica del suelo puede incluir varios órdenes de magnitud.

Para los parámetros relacionados con las características del suelo se considera que una parte de su variabilidad corresponde a una componente completamente aleatoria. La otra componente de la variabilidad es muy estructurada y está estrechamente relacionada con la forma del terreno, la vegetación y el uso del suelo.

En términos generales las características de los suelos y de la vegetación se derivan de la geología (naturaleza del material parental y las estructuras tectónicas existentes en la zona), el relieve (altitud, pendiente y orientación de las laderas), el clima (los regímenes de temperatura, humedad y de precipitación en la zona), la vegetación y el uso del suelo. Los procesos determinantes de la génesis y evolución del suelo así como los de degradación y pérdida del suelo están estrechamente relacionados con estos elementos.

En el ámbito local la variabilidad espacial del clima es relativamente pequeña y algunas características geológicas se manifiestan a través del relieve y la forma del paisaje. Por lo tanto la forma del terreno, la vegetación y el uso del suelo pueden dar cuenta de buena parte de la variabilidad de las características del suelo.

Al parecer no es necesario tener información detallada de las características hidráulicas y geométricas de todos los cauces a lo largo de la red de drenaje ya que puede ser suficiente tener información detallada de las características hidráulicas y geométricas de algunos cauces que puedan ser representativos a nivel regional y a partir de sus características establecer relaciones regionales de “Geometría Hidráulica Generalizada”.

La “Geometría Hidráulica Generalizada” parece ser coherente para representar la variabilidad de las características de los cauces a distintas escalas espaciales y en distintas condiciones de flujo. Desde el punto de vista operativo y una vez se tiene suficiente información regional, es muy fácil su implantación en los modelos hidrológicos. Se puede considerar que su utilización es efectiva y consistente.

7.6 ÉXITO DEL MODELO

Se realizaron algunas aplicaciones con el fin de corroborar las ventajas del modelo desarrollado.

7.6.1 MODELACIÓN DE LA TRANSFERENCIA EN UNA CUENCA VIRTUAL

Una primera aplicación en una cuenca virtual (de Peano) reveló las bondades del modelo de transferencia desarrollado denominado OCG.

A diferencia de modelos basados en el HUD, que asumen el campo de velocidades estacionario sobre la cuenca, el modelo OCG considera, de un modo más realista, que a medida que aumenta el caudal, aumenta la velocidad y por ende disminuye el tiempo de viaje. Esta consideración conduce a una relación no - lineal entre la intensidad de la lluvia y el caudal pico.

Mientras con bs basados en el HUD el hidrograma unitario es único para la cuenca e independiente de la intensidad del evento, con el modelo OCG se obtiene un hidrograma unitario para cada intensidad de lluvia considerada.

En esta aplicación se ilustra como, por efecto de la no linealidad, el caudal pico y el tiempo al pico dependen conjuntamente de la intensidad, del área de la cuenca y de la duración del evento. Cuando la no linealidad es determinante de los procesos en la

cuenca se tiene que los hidrogramas obtenidos a partir de las precipitaciones con igual intensidad y mayor duración son sensiblemente mayores.

Los resultados obtenidos en esta aplicación ilustran que cuando se trata de inferir el valor de los caudales debidos a tormentas excepcionalmente grandes, utilizando para ello los hidrogramas debidos a aguaceros de una magnitud moderada, la hipótesis de linealidad puede producir resultados peligrosos. No estando del lado de la seguridad se debe buscar la utilización de otros métodos.

En esta aplicación se ilustra como con distintos supuestos acerca de la forma del cauce y su variabilidad aguas abajo se pueden obtener hidrogramas muy similares para una cuenca de un tamaño pero en las subcuencas más pequeñas las diferencias en los hidrogramas pueden ser significativas. Cuando se quiere hacer modelación distribuida la coherencia espacial del modelo requiere que en todas las subcuencas las dimensiones de los cauces sean acordes con las que se tienen en la realidad.

En los resultados obtenidos en la cuenca de Peano se puede observar como el modelo OCG, produce resultados con una no-linealidad muy similar a la obtenida por varios autores en cuencas naturales. En este caso, la instauración del modelo ha sido un procedimiento sencillo y la operación del mismo fácil, ágil computacionalmente, y por lo tanto económica, y los resultados obtenidos son coherentes y estables.

Por lo tanto, el modelo OCG se presenta como una alternativa bastante atractiva para reemplazar en la práctica hidrológica a los esquemas basados en la hipótesis de linealidad.

7.6.2 MODELACIÓN DE LA PRODUCCIÓN EN UNA CUENCA REAL

En una segunda aplicación de la modelación distribuida, se comparan los resultados de la simulación de eventos complejos en la cuenca del Alto Palancia. En este caso se comparan dos submodelos para la producción de escorrentía, uno de ellos basado en el método del Número de Curva y el otro una versión muy simple del modelo SHIA. En esta aplicación el modelo SHIA tuvo un desempeño significativamente mejor que el modelo basado en el Número de Curva, tanto en calibración como en la validación.

En el modelo basado en la CN la calibración fue deficiente en la recesión, en la validación los caudales simulados en la recesión también difieren sensiblemente de los observados. La reproducción de la curvatura del hidrograma durante la recesión es bastante deficiente. En la simulación, las nuevas lluvias durante la recesión generan nuevos picos que no existen en los caudales observados.

Las deficiencias se deben principalmente a que el modelo basado en la CN le da un peso muy grande a la escorrentía que se considera superficial y no actualiza los contenidos de humedad en el suelo. El embalse lineal considerado para la producción del flujo base no permite obtener curvaturas más pronunciadas. En esta aplicación se observa la debilidad de ese modelo para modelar tormentas complejas.

El modelo SHIA por su parte se calibra adecuadamente para simular bastante bien los caudales al pico y su respectivo tiempo al pico. La curvatura de la recesión es muy similar a la observada. La recesión se reproduce adecuadamente sin introducir nuevos picos donde no los hay.

El modelo SHIA se ajusta bastante bien a eventos complejos y después de períodos secos nuevamente se ajusta bien a los valores. Todo ésto a pesar de que se contaba con muy poca información acerca de las condiciones del suelo. En esta aplicación se pudo observar con el modelo SHIA como la escorrentía subsuperficial fue la componente más importante de los caudales durante la crecida.

7.6.3 MODELACIÓN DE LA TRANSFERENCIA EN UNA CUENCA REAL

La tercera aplicación se trata de reconstruir la crecida del 7 de agosto de 1996 en el Barranco de Arás, y aunque no se contaba con mediciones de caudales, si se contaba con la posibilidad de inferir de las trazas dejadas por la crecida un caudal aproximado y además, con datos de precipitación a una resolución espacial y temporal muy conveniente para comprobar la calidad del modelo.

Los resultados del modelo OCG muestran un pico mayor y un tiempo de respuesta menor que los obtenidos en los resultados de la simulación con el modelo HUD, representando adecuadamente el evento.

La información disponible tiene una resolución temporal suficientemente fina para hacer comparaciones usando dos niveles de resolución. En este caso se pudo observar como un cambio en la resolución temporal puede afectar sensiblemente los resultados. Ésto se debe a la alta variabilidad espacial y temporal de la intensidad de lluvia durante las tormentas y a la no-linealidad de la respuesta de la cuenca. Así, para aprovechar las ventajas del esquema no lineal del modelo OCG y obtener mejores resultados es necesaria una buena resolución espacial y temporal de la información del evento.

7.6.4 COMPARACIÓN CON UN MODELO TRADICIONAL

En la cuarta y última aplicación en la cuenca del Réal Collobrier se calibran dos modelos para su comparación: el modelo SHIA-OCG y el modelo HEC-HMS. La calibración del

modelo HEC-HMS se realizó utilizando un módulo de optimización que busca los parámetros minimizando los errores en los hidrogramas de tres subcuencas.

El modelo SHIA se configuró para que en esta aplicación, todas las relaciones funcionales entre los niveles de almacenamiento al interior de las celdas y entre ellas tuvieran un sentido físico y por lo tanto que sus parámetros estuvieran relacionados con características físicas de la cuenca que se pudieran estimar a partir de la información disponible de la cuenca. En la calibración del modelo se encontró que, para poder reproducir simultáneamente la curvatura de la recesión y los picos de caudal, era necesario que el exponente, que relaciona la tasa de flujo con el volumen almacenado en el flujo subsuperficial, sea significativamente mayor que 1.0 (los mejores ajustes se obtuvieron con un valor de 2.1 para este exponente).

Con estos modelos calibrados se simulan algunas crecidas para su validación y a partir de las diferencias entre los hidrogramas simulados y los observados en las estaciones de registro se evalúa el comportamiento de los modelos. Tanto en la observación visual de los hidrogramas como en elementos cuantitativos se encuentra un mejor desempeño del modelo SHIA-OCG.

Con algo de inquietud por el comportamiento de la expresión utilizada para estimar la velocidad del flujo sin incluir explícitamente la rugosidad, en todas las aplicaciones del modelo OCG se hizo la observación sistemática de las velocidades de flujo en distintos sitios de las cuencas y en todos los casos los valores obtenidos para la velocidad son bastante razonables.

7.7 APORTES DE LA TESIS

En síntesis, en esta tesis doctoral se hacen los siguientes aportes:

- Se ha realizado un análisis crítico de los distintos modelos precipitación - escorrentía distribuidos.
- Se formula un marco general para la representación de la cuenca y luego se proponen y se evalúan varios esquemas conceptuales para la simulación de la producción de escorrentía y para la transferencia del flujo a través de la red de drenaje.
- Se configura un nuevo modelo basado en esquemas conceptuales y se hacen algunas aplicaciones que permiten la evaluación de su desempeño.

El modelo desarrollado presenta importantes innovaciones que le confieren grandes ventajas respecto a los modelos preexistentes. Se realizan aplicaciones en varias cuencas de montaña en España y en Francia donde se observó un comportamiento excelente.

En el modelo SHIA-OCG se pueden destacar las siguientes características:

- Como esquema general se tiene un modelo hidrológico conceptual que se apoya en la física de los procesos, teniendo en cuenta las características morfológicas de la cuenca.
- Para la simulación de la producción de escorrentía, este modelo articula elementos espaciales de tres ordenes de magnitud (subcuenca, ladera y celda), que le permite representar tres escalas espacio temporales distintas, y donde en cada una de ellas se produce una de las distintas componentes de la escorrentía.
- El modelo tiene una estructura general para la producción de escorrentía en la que, para cada componente de la escorrentía, se pueden considerar diferentes esquemas conceptuales con distinto nivel de complejidad. Ésto permite adaptar el modelo a la escala espacio temporal de la simulación y a una representación adecuada de los procesos físicos determinantes de la producción de escorrentía en la cuenca.
- En este modelo se configura una red de drenaje virtual con base en las características regionales de los elementos de la red de drenaje.
- El flujo de la escorrentía sobre los elementos de la red de drenaje virtual se simula con un modelo hidráulico que, aunque simplificado, permite considerar algunos aspectos no lineales del flujo en los cauces.
- Algunos de los parámetros del modelo de transferencia se pueden estimar con base en relaciones de la “Geometría Hidráulica Generalizada”. Las mismas expresiones de la “Geometría Hidráulica Generalizada” son un aporte original de esta tesis.
- Cuando el cauce es deformable por la acción del flujo, no es posible hacer una determinación explícita de la rugosidad del cauce ni de la sección del mismo. En la ecuación del flujo del modelo de transferencia OCG se considera que la forma del cauce y su rugosidad pueden depender de la cantidad de flujo y de la pendiente local y a diferencia de los otros modelos no requiere de la definición explícita de la rugosidad. Se ha propuesto una expresión empírica generalizada para la rugosidad en términos de la profundidad del flujo y de la pendiente de la línea de energía, que al reemplazarla en la ecuación de Manning nos da una nueva expresión para la velocidad. Estas ecuaciones también se puede considerar un aporte de esta tesis.

- El modelo permite aprovechar información de las características morfológicas de distintos elementos de la cuenca, hasta el momento no incluidas por ningún otro modelo.
- Dado su carácter distribuido, permite utilizar mapas con información espacial con distinto grado de precisión.
- El modelo permite obtener los hidrogramas en todos los sitios de la cuenca que sean de interés para el analista.

7.8 RECOMENDACIONES

Durante el desarrollo de esta tesis doctoral, se plantean nuevos interrogantes que quedan fuera del alcance de este proyecto y por lo tanto se recomiendan para futuras líneas de investigación:

La parametrización de la producción de escorrentía debe considerarse como una parte importante de la estrategia de la simulación distribuida.

En lo relacionado a la distribución espacial de los parámetros para la producción de escorrentía. Éste es un tema complejo que requiere el concurso de distintas disciplinas. Se considera que este tema debe ser abordado como el tema principal en proyectos de investigación que cubran distintas escalas en la cuenca. También, se hace necesario realizar más investigación de campo con la instrumentación de parcelas, laderas, subcuencas y cuencas.

En lo relacionado con el submodelo de transferencia es conveniente hacer una validación del esquema propuesto de la onda cinemática geomorfológica en más cuencas reales, con suficiente información de campo para hacer un buen análisis de la geomorfología regional y obtener relaciones cuantitativas entre variables geomorfológicas y variables hidrológicas, obtener expresiones para la “Geometría Hidráulica Generalizada” de los cauces en la región.

En la parte baja de la red de drenaje, donde los cauces más grandes y donde las pendientes pueden ser sensiblemente bajas y no es tan clara la suficiencia de la ecuación de la onda cinemática, puede ser pertinente considerar un esquema más complejo como el de la onda difusiva. En este caso podría ser conveniente el desarrollo de un esquema mixto donde en las partes altas de la cuenca se utilice la OCG y en las partes bajas un esquema que se podría denominar Onda Difusiva Geomorfológica o el método Muskingum-Cunge con parámetros de la “Geometría Hidráulica Generalizada”.

Es necesario el trabajo experimental en cauces naturales para observar el comportamiento de la resistencia al flujo durante las crecidas. Ésto permitirá validar o replantear las expresiones sugeridas para la rugosidad y la velocidad del flujo en cauces naturales con lecho deformable por la acción del flujo.

8 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell y J. Rasmussen** (1986a) An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique European, 'SHE', 1: History and philosophy of a physically-based distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87, 45 - 59.
- Abbott, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell y J. Rasmussen** (1986b) An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique European, 'SHE', 2: Structure of a physically-based distributed modelling system, *Journal of Hydrology*, 87, 61-77.
- Ackers, P.** (1988) Alluvial channel hydraulics. *Journal of Hydrology* (Amsterdam), 100 (1 y 3), 177-204.
- Adom, D. N., B. Bacchi, A. Brath y R. Rosso** (1989) On the geomorphoclimatic derivation of flood frequency (peak and volume) at the basin and regional scale. En: *New Directions for Surface Water Modelling*. Editado por M. L. Kavvas, IAHS Publ., 181, 165-176.
- Aldana, A. L** (1997) *Arquitectura y módulos básicos de un sistema de ayuda a la decisión para la explotación de un SAIH con apoyo en los Sistemas de Información Geográfica*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid.
- Amorocho, J.** (1961) Discussion of "Predicting storm runoff on small experimental watershed by N. E. Minshall". *Journal of the Hydraulics Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 87(2), 185 -191.
- Anderson, M. G. y T. P. Burt** (1977) A laboratory model to investigate the soil moisture conditions on a draining slope. *Journal of Hydrology*, 33, 383 - 390.
- Anderson, M. G. y T. P. Burt** (1978) The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surface Processes*, 3, 331 - 344.
- Anderson, M. G. y T. P. Burt** (1982) The contribution of throughflow to storm runoff: an evaluation of a chemical mixing model. *Earth Surface Processes*, 7, 565 - 574.

- Anderson, M. G. y T. P. Burt** (1990) Subsurface runoff. En: *Process Studies in Hillslope Hydrology*. Editado por: M. G. Anderson y T. P. Burt. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, 365 - 400.
- Andreu J. y A. Sahuquillo** (1987) Efficient aquifer simulation in complex systems. *Journal of Water Resources Planning*, 113(1), 110 - 129.
- Angel, E y O. J. Mesa** (1990) Equilibrio en perfiles de ríos. Memorias del IX Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología, SCIA, Manizales, 346 - 357.
- Arnaud, P. y J. Lavabre** (1996) Simulation du fonctionnement hydrologique d'une retenue d'eau. Cemagref.
- Askew, A. J.** (1968) Lag time of natural catchments. Technical Report No 107. Water Research Laboratory. University of New South Wales. Australia.
- Askew, A. J.** (1970) Variation in lag time of natural catchments. *Journal of the Hydraulics Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 96(HY2), 317 - 330.
- Bacci, J.** (1997) Modelización hidroluviométrica del modelo global en un modelo distribuido. Aplicación en la cuenca vertiente del Paute (Ecuador). República del Ecuador, Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, Institut Francais de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. Serie INSEQ No 19.
- Baker, V. R y D. F Ritter** (1975) Competence of rivers to transport coarse bedload material. *Bulletin of Geological Society of America*, 86, 975 - 978.
- Band, L. E.** (1986) Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water Resources Research*, 2, 15 - 24.
- Band, L. E.** (1993) Extraction of Channel Networks and Topographic Parameters from Digital Elevation Data. En: *Channel Network Hydrology*. Editado por: K. Beven y M. J. Kirkby. John Wiley & Sons Ltd. New York.
- Band, L. E., J. P. Patterson, R. Nemani, y S. W. Running** (1991) Ecosystem Processes at the Watershed Scale: 2: Incorporating *Hillslope Hydrology*. Agricultural and Forest Meteorology, review.
- Barling, R. D., I. D. Moore y R. G. Grayson** (1994) A quasi-dynamic wetness index for characterizing the spatial distribution of zones of surface saturation and soil water content. *Water Resources Research*, 30(4), 1029 -1044.
- Bathurst, J. C.** (1986a) Physically-based distribute modelling of an upland catchment using the Systeme Hydrologique Européen. *Journal of Hydrology*, 87, 79 - 102.

- Bathurst, J. C.** (1986b) Sensitivity analysis of the Systeme Hydrologique Europeen for an upland catchment. *Journal of Hydrology*, 87, 103 - 123.
- Bathurst, J. C, J. M. Wicks y P. E. O'Connell** (1995) The SHE/SHESED basin scale water flow and sediment transport modeling system. En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado, USA.
- Bergström, S.** (1995) The HBV Model. En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado, USA.
- Betson, R. P.** (1964) ¿What is watershed runoff?. *Journal of Geophysical Research*, 69, 1541 - 1551.
- Beven, K. J.** (1982) On subsurface stormflow: predictions with simple kinematic theory for saturated and unsaturated flows. *Water Resources Research*, 18(6), 1627 - 1633.
- Beven, K. J.** (1983) Surface water hydrology-runoff generation and basin structure. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 21 (3), 721 - 730.
- Beven, K. J.** (1984) Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrology Science J.* 29, 425 - 434.
- Beven, K. J.** (1986) Toward a new paradigm in hydrology. *Journal of Hydrology*, 87, 393 - 403.
- Beven, K. J.** (1987a) Towards a new paradigm in Hydrology, Water for the Future: Hydrology in Perspective, IASH Publication, 164, 393 - 403.
- Beven, K. J.** (1987b) Towards the use of catchment geomorphology in flood frequency predictions, *Earth Surf. Process. Landf.* 12, 69 - 82.
- Beven, K. J.** (1989) Changing ideas in Hydrology - The case of physically based models. *Journal of Hydrology*, 105, 157 - 172.
- Beven, K. J.** (1993a) Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, 16, 41 - 51.
- Beven, K. J.** (1994) Process, heterogeneity and scale in modeling soil moisture fluxes. En: *Global environmental change and land surface process in Hydrology: The trials and tribulations of modeling and measuring*. Editado por: S. Sorooshian y V. K. Gupta. Proc. NATO ARW, Tucson, Arizona.

- Beven, K. y A. Binley** (1992) The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6, 279 - 298.
- Beven, K., A. Calver y E. M. Morris** (1987) Institute of Hydrology Distributed Model, Internal Report, Institute of Hydrology, Wallingford.
- Beven, K. J. y P. Germann** (1982) Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18 (5), 1311 - 1325.
- Beven, K. J. y M. Kirkby** (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Bulletin of Hydrological Sciences*, 24 (1), 43 - 69.
- Beven, K. J., M. J. Kirby, N. Schoffield y A. Tagg** (1984) testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *Journal of Hydrology*, 69, 119 - 143.
- Beven, K.J., R. Lamb, P. Quinn, R. Romanowicz y J. Freer** (1995) TOPMODEL. En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado, USA.
- Beven, K. J y E. F. Wood** (1983) Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology*, 65, 139 - 158.
- Beven, K. J., E. F. Wood y M. Sivapalan** (1988) On hydrological heterogeneity: catchment morphology and catchment response. *Journal of Hydrology*, 100, 353 - 375.
- Blench, T.** (1952) Regime theory for self-formed sediment-bearing channels. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 117, 383 - 400.
- Blench, T.** (1957) *Regime behavior of canals and rivers*. Butterworths, London.
- Blench, T.** (1969) *Mobile-bed Fluviology*. Edmonton, University of Alberta Press.
- Bohne, K, C. Roth, F. J. Leij, MTh Van-Genuchten** (1993) Rapid method for estimating the unsaturated hydraulic conductivity from infiltration measurements. *Soil Science*, 155 (4), 237 - 244.
- Borah D. K. y S. N. Prasad** (1980) Kinematic wave routing incorporating shock fitting. *Water Resources Research*. 16(3), 529 - 541.
- Boughton W.** (1996) The AWBM catchment water balance program for estimating catchment yield and calculating flood hydrographs. En internet: <http://www-civil.eng.monash.edu.au/centres/crcch/products/awbm/awbm.html>

- Boyd, M. J.** (1978) A storage-routing model relating drainage basin hydrology and geomorphology. *Water Resources Research*, 14(2), 921 - 928.
- Boyd, M. G., D. H. Pilgrim y I. Cordery** (1979) A storage routing model based on catchment geomorphology. *Journal of Hydrology*, 42, 209 - 230.
- Bravo, C. A., Harley B.M. , Perkins F.E. and P. S. Eagleson** (1970). A Linear Distributed Model of Catchment Model. *Hydrodynamics Laboratory Report No. 123*, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Bray, D. I.** (1979) Estimating Average Velocity in Gravel - Bed Rivers. *Journals of Hydraulics Division, ASCE*, 105(HY9), 1103 - 1122.
- Brush, L. M. Jr.** (1961) Drainage basins, channels and flow characteristics of selected streams in central Pennsylvania, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 282-F.
- Brutsaert, W.** (1994) The unit response of groundwater outflow from a hillslope. *Water Resources Research*. 30(10), 2759 - 2763.
- Burnash, R. J. C., R. L. Ferral y R. A. McGuire** (1973) A generalized streamflow simulation system - Conceptual modeling for digital computers. U. S. Department of Commerce, National Weather Service and State of California, Department of Water Resources, March 1973.
- Burt, T. P.** (1985). Slopes and slope processes. *Prog. Phys. Geog.*, 9, 582 - 599.
- Campbell, F. B.** (1966) Hydraulic design of Rock Riprap. Misc. Paper No 2-777, Office, Chief of Engineers, U.S. Army, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, February.
- Cano, G. R.** (1988) Estudio experimental de ecuaciones para el cálculo del flujo uniforme en canales. Universidad Nacional de Colombia, Sede de Medellín.
- Carling, P. A.** (1983) Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 1 - 18.
- Castro, S. L.** (1998) *Scaling exponents of floods from scale-invariant spatial rainfall and river networks*. M. Sc. Thesis Aerospace Engineering, University of Colorado at Boulder.
- Chairat, S. y J. W. Delleur** (1993) Effects of the Topographic Index Distribution on Predicted Runoff Using GRASS. *Water Resources Bulletin*, 29(6), 1029 - 1034.

- Cheetham, G. H.** (1980) Late quaternary palaeohydrology: The Kennet Valley case study. En: *The Shaping of Southern England*. Editado por: Jones, D.K.C. Institute of British Geographers Special Publication 11, 203 - 223.
- Chen W. H.** (1996) Object Watershed Link Simulation (OWLS). Thesis, Oregon State University.
- Chow, V. T.** (1959) *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill Book Company. Inc. (5)
- Chow, V. T., D. R. Maidment y L. W. Mays** (1988) *Applied Hydrology*. McGraw- Hill Book Company. Inc.
- Church, M.** (1972) Baffin Island sandurs: a study of arctic fluvial processes. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, 216.
- Church, M.** (1978) Paleohydrological reconstructions from a Holocene valley fill, Fluvial sedimentology, A. D. Miell, ed., Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, Calgary, AB, Canada, 743 - 772.
- Costa, J. E.** (1983) Palaeohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Bulletin of the Geological Society of America*, 94, 986 - 1004.
- Costa-Cabral, M. C. y S. J. Burges** (1994) Digital elevation model networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas, *Water Resources Research*, 30 (6), 1681 - 1692.
- Crawford, N. H. y R. S. Linsley** (1966) Digital simulation in Hydrology: The Stanford Watershed Model IV. Technical Report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, PaloAlto, California.
- Curt, T.** (1993) Utilization de la Cartographie des formations superficielles pour la caractérisation du bilan Hydrique d'un ecosysteme forestier (Réal-Collobrier, massif des Maures, Var). GIP Ecosystemes Forestiers, Rapport CEMAGREF- Clermond Fd., div. T. F-
- Dawdy, D. R. y T. O`Donnel** (1965) Mathematical model of catchment behavior. *Journal of Hydrology Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 91(HY4), 123 - 137.
- Dawdy, D. R., J. C. Jr. Schaake y W. M. Alley** (1978) User's guide for distributed routing rainfall-runoff model: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 78-90.

- Dawdy, D. R., R. W. Lichty y J. M. Bergmann** (1972) A rainfall- runoff simulation model for estimation of flood peaks for small drainage basins: U.S. Geological Survey Professional Paper 506-B.
- Dawes, W. R. y D. Short** (1994) The significance of topology for modeling the surface hydrology of fluvial landscapes. *Water Resources Research* 30(4), 1045 - 1055.
- DIHMA** - Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente (Universidad Politécnica de Valencia) (1996) Obtención de características geomorfológicas e hidrogramas unitarios a partir de un modelo digital del terreno. Informe para el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX.
- Dingman, S. L. y K. P. Sharma** (1996) Statistical development and validations of discharge equations of natural channels. *Journal of Hydrology*, 199, 13 - 35.
- Diskin M. H.** (1964) *A basic study of the linearity of the rainfall-runoff process in watersheds*. Ph. D. diss. University of Illinois, Urbana.
- Diskin, M. H., A. Boneh y A. Golan** (1984) Identification of a Volterra series conceptual model based on a cascade of nonlinear reservoirs. *Journal of Hydrology*, 68, 231- 245.
- Donigian A. S. Jr., B. R. Bicknell y J. C. Imhoff** (1995) Hydrological Simulation Program - Fortran (HSPF). En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado, USA.
- Dooge, J. C. I.** (1959) A general theory of the unit hydrograph. *Journal of Geophysical Research*, 64(2). 241 - 256.
- Dooge, J. Cl.** (1986) Looking for hydrologic laws. *Water Resources Research*, 22 46S-58S.
- Douglas, D.H.** (1986) Experiments to locate ridges and channels to create a new type of digital elevation model. *Cartographica*, 23, 29 - 61.
- Dunne, T.** (1978) Field studies of hillslope flow processes. En: *Hillslope Hydrology*. Editado por: M. J. Kirby. Wiley, 227 - 293.
- Dunne, T. y R. D. Black** (1970) An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, 6, 478 - 490.
- Dunne, T., W. Zhang y B. Aubry** (1975) Effects of rainfall, vegetation, and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resources Research*, 27(9), 2271 - 2285.

- Durand, P., A. Robson y C. Neal** (1992) Modelling the hydrology of submediterranean montane catchments (Mont Lozere, Francia), using TOPMODEL: initial results. *Journal of Hydrology*, 139, 1 - 14.
- Einstein, H. A.** (1942) Formulas for the transportation of bed-load. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*.
- Einstein, H. A. y N. L. Barbarossa** (1952) River channel roughness. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 117, 1121 - 1146.
- Engman, E. T.** (1986) Hydrologic research before and after ARISTARS. *IEEE Transactions, Geoscience and Remote Sensing*, GE-24, 5 - 11.
- Environmental Modeling Research Laboratory at Brigham Young University y U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station (USACE-WES), 2000.** Watershed Modeling System (WMS) Reference Manual. En internet: <http://hlnet.wes.army.mil/software/wms/docs.htm>
- Famiglietti, J. S. y E. F. Wood** (1995) Effects of spatial variability and scale on area averaged evapotranspiration. *Water Resources Research*, 31(3), 669 - 721.
- Fortin, J. P., J. P. Villeneuve, A. Guilbot y B. Seguin** (1986) Development of a modular hydrological forecasting model based on remotely sensed data, for interactive utilization on a microcomputer, IAHS Publ., 160, 307 - 319.
- Foster, G. R. y L. J. Lane** (1981) Modelling rill density. *J. Irrig. and Drain. Div., Proc. ASCE*, 107 (IR1), 109 - 12.
- Foster, G. R., L. F. Huggins y L. D. Meyer** (1984) A laboratory study of rill hydraulics: Velocity relationships. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 25(4), 940 - 947.
- Francés, F. y J. Benito** (1995). La modelación distribuida con pocos parámetros. *Ingeniería del Agua*, 2(4), 7 - 24.
- Freeze, R. A. y R. L. Harlan** (1969) Blueprint for a physically-based digitally-simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology*, 9, 237 - 258.
- Garde, R. J. y K. G. Ranga Raju** (1977) Mechanics of sediment transportation and alluvial stream problems, New Delhi, Wiley.
- Garrote, L. y R. L. Bras** (1995) A distributed model for real-time flood forecasting using digital elevation models. *Journal of Hydrology*, 167, 279 - 306.

- Germann, P. F.** (1986) Rapid drainage response to precipitation. *Hydrological Processes*. 1, 3 - 14.
- Germann, P. F.** (1990) Macropores and hydrologic hillslope processes. En: *Process Studies in Hillslope Hydrology*. Editado por: M.G. Anderson y T. P. Burt. Wiley, Chichester, 327 - 363.
- Graf, W. L.** (1988) *Fluvial Processes and Dryland Rivers*. Springer, Berlin, Germany.
- Grant, G. E.** (1997) Critical flow constrains flow hydraulics in mobile-bed streams: a new hypothesis. *Water Resources Research*, 33 (2), 349 - 358.
- Grayson, R. B. y I. D. Moore** (1992) Physically based hydrologic modeling 2. Is the concept realistic?, *Water Resources Research*, 26(10), 2659 - 2666.
- Grayson, R. B., G. Blöschl y I. D. Moore** (1995) Distributed parameter hydrologic modeling using vector elevation data: THALES and TAPES-C. En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado, USA.
- Grayson, R. B., I. D. Moore y T. A. McMahon** (1992) Physically based hydrologic modeling 1. A terrain-based model for investigation purposes. *Water Resources Research*, 26(10), 2639 - 2658.
- Green, W. H. y G. A. Ampt** (1911) Studies on soil physics, I- Flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4, 1 - 24.
- Greysukh, V. L.** (1967) The possibility of studying landforms by means of digital computer. *Soviet Geography, Review and Translated*, 137 - 149.
- Gupta, V. K. y S. Sooroshian** (1983) Uniqueness and observability of conceptual rainfall-runoff model parameters: the percolation process examined. *Water Resources Research*, 19(1), 269 - 276.
- Hack, J. T.** (1957) Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U. S. Geological Survey Professional Paper 294-B, 45 - 97.
- Havnø, K., M. N. Madsen y J. Dørga** (1995) Mike 11 - A generalized river modelling package. En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado, USA.
- Hebson, C.S. y E. F. Wood** (1986) A study of scale effects in flood frequency response. En: *Scale Problems in Hydrology*. Editado por: Gupta, V. K., I. Rodriguez-Iturbe y E. F. Wood. D. Reidel Publishing Company. 133 - 158.

- Henderson, F. M.** (1966) *Open channel flow*. The Macmillan Co., New York.
- Hewlett, J. D. y A. R. Hibbert** (1963) Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *Journal of Geophysical Research*, 68, 1081 - 1087.
- Hewlett, J. D. y A. R. Hibbert** (1967) Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. En: *Forest Hydrology*. Editado por: W. E. Sopper y H. W. Lull. Pergamon, Oxford. 275 - 290.
- Hey, R. D.** (1979) Dynamic process - response model of river channel development. *Earth Surface Processes*, 4, 59 - 72.
- Hey, R. D.** (1988) Bar form resistance in gravel-bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, 114 (12) 1498 - 1508.
- Hey, R. D., J. C. Bathurst y C. R. Thorne** (1982) *Gravel bed rivers*. Wiley Chichester.
- Holtan, H. N.** (1961) A concept of infiltration estimates in watershed engineering. U. S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service Paper 41 - 51, Washington, D. C.
- Hornberger G. M. y E. W. Boyer** (1995) Recent advances in watershed modelling. Department of Environmental Sciences, University of Virginia, Charlottesville. U.S. National Report to IUGG, 1991 - 1994.
- Horton, R. E.** (1933) The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions of the American Geophysical Union*, 14, 446 - 460.
- Horton, R. E.** (1945) Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am Bull*, 56, 275 - 230.
- Hydrologic Engineering Center** (1980) Corps of Engineers Experience with Automatic Calibration of a Precipitation-Runoff Model, Technical Paper No. 70, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA.
- Hydrologic Engineering Center** (1982) HEC-2 Water Surface Profiles: User's Manual, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA.
- Hydrologic Engineering Center** (1990) HEC-1 Flood Hydrograph Package, User's Manual, Computer Program Document No. 1 A.
- Hydrologic Engineering Center** (1992) HEC-IFH Interior Flood Hydrology, User's Manual. Computer Program Document No 3 1.

- Hydrologic Engineering Center** (2000) HEC-HMS Technical Reference Manual. Documento en Internet: http://www.hec.usace.army.mil/publications/pubs_distrib/hec-hms/technical/technical.html
- Irmay, S.** (1949) On steady flow formulae in Pipes and channels. Paper No. III-3, 3rd Congress of IAHR, Grenoble, France.
- Jaeggi, M. N. R.** (1984) Formation and effects of alternate bars. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs, J. Hydraul. Engng*, 110(2), 142 - 156.
- Jaeggi, M. N. R.** (1986) Non distorted models for research in river hydrology. Proceedings of the International Association for Hydraulic Research, Symposium on Scale Effects, Toronto, 70 - 85.
- Jarret, R. D.** (1984) Hydraulics of high - Gradient streams. *Journal of Hydrology Engineering ASCE*, 101(11), 1519 - 1539.
- Jenson, S. K.** (1985) Automated derivation of hydrologic basin characteristics from digital elevation models. Proceedings of Auto-Carto 7, Digital Representation of Spatial Knowledge, 301 - 310.
- Jenson, S. K. y J. O. Domingue** (1986) Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54 (11), 1593 - 1600.
- Jones, L. E.** (1971) Linearizing weigh factors for least squares fitting. *Journal of the Hydraulics Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers* 97(HY5), 665 - 675.
- Jones, N. L., S. G. Wright y D. R. Maidment** (1990) Watershed delineation with triangle-based terrain models. *Journal of Hydraulic Engineering ASCE*, 116(10), 1232-1251.
- Kellerhals, R.** (1967) Stable channels with gravel-paved beds. *Journal of Waterways and Harbours Division. American Society of Civil Engineers*, 93, 63 - 84.
- Keulegan, G. H.** (1938) Laws of turbulent flows in open channels. *Journal of Research, National Bureau of Standards*, 21, 707 - 741.
- Keulegan, G. H.** (1949) Interfacial instability and mixing in stratified flows. *J. Res. Nat. Bur. Stand*, 43, No 487, RP 2040.
- Kibler, D. F. y D. A. Woolhiser** (1970) The kinematic cascade as a hydrologic model. Hydrology Paper No. 39. Colorado State University, Fort Collins.

- Kirby, M. J. y R. J. Chorley** (1967) Throughflow, overland flow and erosion. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*, 12, 5 -21.
- Kirkby, M. J.** (1975) Hydrograph modeling strategies. En: *Process in physical and human geography*. Editado por: R. Peel, M. Chisholm y P. Haggett. Heinemann, 69 - 90.
- Kirkby, M. J.** (1976) Tests of the random network model and its application to basin hydrology. *Earth Surface Processes*, 1, 197 - 212.
- Kirkby, M. J.** (1978). *Hillslope Hydrology*. New York, John Wiley and Sons.
- Kirkby M.J.** (1980), Modelos de procesos de erosión hídrica. En: *Erosión de Suelos*. Editor: M.J. Kirkby y R.P.C. Morgan. John Wiley and Sons, Ltd.
- Kirpich, T. P.** (1940) Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civil Engineering*, 10(6), 362.
- Kite, G. W.** (1995) The SLURP Model. En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado, USA.
- Knighthon, A. D.** (1975) Variations in at-station Hydraulic Geometry. *American Journal of Science*, 275, 186 - 218.
- Knighthon, A. D.** (1980) Longitudinal changes in sizes and sorting of stream-bed material in four English rivers. *Bulletin of Geological Society of America*. 91, 55 - 62.
- Komar, P. D.** (1987) Selective gravel entrainment and the empirical evaluation of flow competence. *Sedimentology*, 34, 1165 - 1176.
- Komar, P. D.** (1988) Applications of grain-pivoting and sliding analyses to selective entrainment and flow-competence evaluations. *Sedimentology*, 35, 681 - 695.
- Kouwen, N.** (1988) WATFLOOD: A micro-computer based flood forecasting system based on real-time weather radar, *Can. Wat. Res. J.*, 13 -1, 62 - 77.
- Kraijenhoff, Van de Leur, D. A.** (1958) A study of nonsteady groundwater flow with special reference to a reservoir-coefficient. *Ingenieur (Dutch)* 19, 87 - 94.
- Kubota J. y M. Sivapalan** (1995) Towards a catchment-scale model of subsurface runoff generation based on synthesis of small-scale process-based modelling and field studies. En: *Scale Issues in hydrological modeling*. Editado por: M. Sivapalan. John Wiley and Sons, 297 - 310.

- Kuczera, G., G. P. Raper, N. S. Bras y M. D. Jayasuriya** (1993) Modelling yield changes after strip thinning in a mountain ash catchment: an exercise in catchment model validation. *Journal of Hydrology*, 150, 433 - 457.
- Lacey, G.** (1930) Stable channels in alluvium, Paper 4736, proc. Inst. Of Civil Engineers (London). 229.
- Lacey, G.** (1946) A General Theory of flow in alluvium. *Journal of the Institution of Civil Engineers*, London, 27, paper No. 5518, 16 - 47.
- Lane, E.W.** (1955) Design of stable channel. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*. 120, 1234 - 1279.
- Lane, E. W. y E. J. Carlson** (1954) Some observations on the effect of particle shape on the movement of coarse sediments. *Transactions of the American Geophysical Union*. 35, 453 - 462.
- Laurenson, E. M.** (1962) Hydrograph synthesis by runoff routing. Technical Report No. 66, Water Research Laboratory, University of New South Wales, Kensington, New South Wales, Australia.
- Laurenson, E. M. y R. G. Mein** (1982) A flexible model for spillway design flood computation. Proceedings 14th International Congress of Large dams, Rio de Janeiro, Brazil. 3, 1247 - 1261. International Commission on Large Dams.
- Leavesley, G. H., R. W. Lichty, B. M. Troutman y L. G. Saindon** (1983) Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations 83-4238.
- Lee, M. T. y J. W. Delleur** (1976) A variable source area model of rainfall-runoff process based on the watershed stream network. *Water Resources Research* 12(5), 1029 - 1036.
- Leopold, L. B. y T. Maddock** (1953) The Hydraulic Geometric of stream channels and some physiographic implications. Professional Paper United States Geological Survey. 252, 1 - 57.
- Leopold, L. B. y M. G. Wolman** (1957) River channel patterns - braided, meandering and straight. Professional paper United States Geological Survey. 282B.
- Leopold, L. B., M. G. Wolman y J. P. Miller** (1964) *Fluvial processes in Geomorphology*. San Francisco, W. H. Freeman.

- Limerinos, J. T.** (1969) Relation of the Manning coefficient to measure bed roughness in stable natural channels. Professional Paper United States Geological Survey. 650D.
- Littlewood, I. G. y A. J. Jakeman** (1992) Characterization of quick and slow streamflow components by unit hydrographs for single and multi-basin studies. En: *Conference on methods of hydrologic basin comparison*. Editado por: M. Robinson. Oxford, 28 September-20 October 1992. Institute of Hydrology, Wallingford, 94 -105.
- Lowing, M. J. y R. G. Mein** (1981) Flood event modeling: a study of two methods. *Water Resources Bulletin*, 17(4), 599 - 606.
- Lu, M., T. Koike y N. Hayakawa** (1989) A model using distributed data of radar rain and altitude (in Japanese). *Proc. JSCE*, 411/II-12, 135 - 142.
- Maddaus W. O. and P.S. Eagleson** (1969). A distributed linear representation of surface runoff. *Hydrodynamics Laboratory Report No. 115*, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge
- Maidment, D. R.** (1993) Developing a spatially distributed unit hydrograph by using GIS, HydroGIS 93: Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources. Proceedings of the Vienna Conference, April 1993. IAHS Publ. No. 211, 181 - 192.
- Maidment D. R. y X. Cai** (1996) Hydrologic Response Unit - the Concept and Implementation. CE 394 Surface Water Hydrology Department of Civil Engineering the University of Texas at Austin.
- Makhlouf, Z.** (1993) Compléments sur le modèle pluie – Débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de l' Université Paris XI.
- Makhlouf, Z. y C. Michel** (1994) A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology*. 162(3 & 4), 299-318.
- Marani, A., R. Rigon, y A. Rinaldo** (1991) A note on fractal channel networks. *Water Resources Research*, 27(12), 3041 - 3049.
- Martz, L. W. y J. Garbrecht** (1992) Numerical definition of drainage net-work and subcatchment areas from digital elevation models. *Computers and Geosciences*, 8 (6), 747 - 761.
- Martz, L. W. y J. Garbrecht** (1993a) Automated extraction of drainage network and watershed data from digital elevation models. *Water Resources Bulletin*, 29(6), 901 - 908.

- Martz, L. W. y J. Garbrecht** (1993b) network and subwatershed parameters extracted from digital elevation models: The Bills Creek Experience. *Water Resources Bulletin*, 29(6), 909 - 916.
- Maurer T.** (1997) CATFLOW, a Physically Based Distributed Catchment Model. Documento obtenido en internet: <http://www-ihw.bau-verm.uni-karlsruhe.de/~gg14/catflow/catflow.htm>
- Mavis, F. T., T. Liu y E. Soneck** (1937) The transportation of Detritus by flowing water. University of Iowa, Studies in Eng., No. 341.
- Mein R. G., E. M. Laurenson y Mc. Mahon** (1974) Simple nonlinear model for flood estimation. *Journal of Hydraulics Division, ASCE*, 100, HY11, 1507 - 1518.
- Mesa O. J y E. R. Mifflin** (1986) On the relative role of hillslope and network Geometry in Hydrologic Response. En: *Scale Problems in Hydrology*. Editado por: Gupta V. K., I. Rodriguez-Iturbe y E. F. Wood. D. Reidel Publishing Company. 1 - 17.
- Meyer-Peter, E. y R. Müller** (1948) Formulas for bed-load transport. Proceedings of the International Association of Hydraulic Research, 3rd Annual Conference. Stockholm, 39 - 64.
- Meynink, W. J. C.** (1978) Catchment time response. Project 44/1977, Darling Downs Institute of Advanced Education, Australia.
- Michaud, J. D. y S. Sorooshian** (1992) Rainfall-runoff modeling of flash floods in semi-arid watersheds. University of Arizona, Department of Hydrology and Water Resources. Technical report No. HWR 92-030.
- Michel, C.** (1989) *Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux*. Cemagref Antony, 530p.
- Milhous, R. T.** (1973) *Sediment transport in a gravel-bottom stream*, Ph.D. Thesis, Oregon State University.
- Miller, M.C., I. N. McCave y P. D. Komar** (1977) Threshold of sediment motion in unidirectional currents. *Sedimentology*, 24, 507 - 528.
- Minshall, N. E.** (1960) Predicting storm runoff on small experimental watershed. *Journal of Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 86(HY8), 17 - 38.
- Montgomery, D. y W. E. Dietrich** (1988) Where do channels begin? *Nature*, 336, 232-234.

- Moore I. D. y R. B. Grayson** (1991) Terrain based prediction of runoff with vector elevation data. *Water Resources Research*, 27(6), 1177 - 1191.
- Moore, I. D. y G. J. Burch** (1986) Sediment transport capacity of sheet and rill flow: Application of unit stream power theory. *Water Resources Research*, 22(8), 1350 - 1360.
- Moore, I. D., G. J. Burch y D. H. Mackenzie** (1988) Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies. *Trans. Amer. Soc. Agric. Engr.*, 31, 1098 - 1107.
- Morel-Seytoux H. J. y F. N. Correia** (1984) OMEGA, the Swiss watch watershed model for simulation, parameter calibration and real-time forecast of river discharges. HYDROWAR Program, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Morisawa, M.** (1968) *Streams: Their dynamics and morphology*. New York, McGraw Hill.
- Morris, E. M.** (1980) Forecasting flood flows in grassy and forested basins using a deterministic distributed mathematical model. IAHS Publication 129. Wallingford, England. 247 -255.
- Mostafa, M. G., y R. M. McDermid** (1971) Discussion of "Sedimentation Transportation Mechanics", en "Sedimentation Engineering, ASCE, Manuals and reports on Engineering Practice, No. 54, 144 - 145.
- Muzik, I y C. Chang** (1993) Flood simulation assisted by a GIS. Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resource Management. IAHS pub. No. 211.
- Naden, P. S.** (1992) Spatial variability in flood estimation for large catchments: the exploitation of channel network structure. *Hydrological Sciences Journal*, 37(1), 53 - 71.
- Nash, J. E.** (1957) The form of the instantaneous unit hydrograph. *International Association of Scientific Hydrology Publication*, 45(3), 114 - 121.
- Neill, C. R.** (1967) *Stability of coarse bed-material in open channel flow*. Edmonton.
- O'Callaghan, J. F. y D. M. Mark** (1984) The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Compu. Vision Graphics Image Process.* 28, 323 - 344.
- O'Loughlin, E. M.** (1986) Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, 22, 794 - 804.

- Olivera, F.** (1998) CRWR-Prepro Presented 1998 ESRI User's Conference. San Diego, California, July.
- Olivera, F., D. Maidment y S. Reed** (1998) HEC-PrePro v. 2.0: An ArcView Pre-Processor for HEC's Hydrologic Modeling System. Presented at the 1998 ESRI User's Conference. San Diego, California, July.
- Orlandini, S. y R. Rosso** (1998) Parameterization of stream channel geometry in the distributed modeling of catchment dynamics. *Water Resources Research*. 34 (8), 1971-1985.
- Overton, D. E.** (1967) Analytical simulation of watershed hydrographs from rainfall. Proceedings of the International Symposium of Hydrology, Fort Collins, Colorado, 1, 9 - 17.
- Palacios-Vélez, O. y B. Cuevas-Renaud** (1989) Transformation of TIN data into a kinematic cascade. *Transaction American Geophysical Union*.
- Parker, G.** (1979) Hydraulic geometric of active gravel bed rivers. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*. 105, 1185 - 1201.
- Parsons, A. J., A. D. Abrahams y J. Wainwright** (1994) On determining resistance to interrill overland flow. *Water Resources Research*, 30(12), 3515 - 3521.
- Philip, J. R.** (1957) The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Science*, 83, 345 - 357.
- Philip, J. R.** (1958) The theory of infiltration, 7. *Soil Science*, 85, 333 - 337.
- Pickup, G. y R. F. Warner** (1976) Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. *Journal of Hydrology*. 29, 59 - 75.
- Polubarinova-Kochina, P. Y.** (1962) *Theory of ground water movement*. English translation from Russian by R. J. Dewiest. Princeton, N.J. Princeton, University Press.
- Popper, K.** (1959) *The logic of scientific discovery*. Hutchinson, London.
- Posada, M. J. y G. L. Posada** (1998) Ecuación dimensionalmente homogénea de Manning. XVIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Oaxaca, México, 11 p.
- Przedwojski, B.** (1988) citado en: Przedwojski, B; Pilarczyk, K. W. y Blazejewski, R. "River training techniques. *Fundamentals design and applications*". A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield. 1995.

- Puecker, T. K. y D. H. Douglas** (1975) detection of surface-specific points by local parallel processing of discrete terrain elevation data. *Computer Graphics and Image Processing*, 4, 375 - 387.
- Puricelli, M. y F. Francés** (1999) Utilización de Idrisi para el análisis y generación de parámetros hidrológicos en el espacio. Utilidades y necesidades futuras. Presentación Congreso de Idrisi.
- Ramser, C. E.** (1929) Flow of Water in Drainage Channels. U.S. Department of Agriculture, Technical Bulletin No. 129.
- Rango, A.** (1995) The Snowmelt runoff model (SRM). En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado.
- Raudkivi, A. J.** (1967) Analysis of resistance in fluvial channels. *Journal of the Hydraulics Division. ASCE*, 93, 73 -84.
- Rhodes, D. D.** (1977) The b-f-m diagram graphical representation and the interpretation of at-a-station hydraulic geometry. *American Journal of Science*, 277, 73 - 96.
- Richards, K. S.** (1977) Channel and flow geometry: a geomorphological perspective. *Progress in Physical Geography*, 1, 65 - 102.
- Richards, K. S.** (1982) *Rivers form and process in alluvial channels*. Ed. Methuen. New York.
- RKR Hess Associates.** Geographic Information Systems Fully Automated Geographic Information System Watershed Stormwater Modeling. En internet: <http://www.rkrhess.com/swrm>.
- Robson, A. J., P. G. Whitehead y R. C. Johnson** (1993) An application of a physically based semi-distributed model to the Balquhider catchments. *Journal of Hydrology*, 145, 357 - 370.
- Rodriguez- Iturbe, I. y J. Valdes** (1979) The geomorphologic structure of the hydrologic response. *Water Resources Research*. 15, 1409 - 1420.
- Rogers, C. C., K. J. Beven, E. M. Morris y M. G. Anderson** (1985) Sensitivity analysis, calibration and predictive uncertainty of the Institute of Hydrology Distributed Model. *Journal of Hydrology*, 81, 179 -191.
- Rovey, E. W.** (1974) *A kinematic model of upland watershed*. M. Sc. Thesis, Colorado State University, Fort Collins.

- Sahuquillo A.** (1983) An eigenvalue numerical technique for solving unsteady linear groundwater models continuously in time. *Water Resources Research*. 91(1), 87 - 93.
- Scheidegger, A. E.** (1991) *Theoretical geomorphology*. Springer-Verlag, Berlin.
- Schoberl, F.** (1988) Bed sediment transport in relation to unsteady flow conditions in mountain rivers. Proceedings of the International Conference on Fluvial Hydraulics, Budapest, 30 may – 3 june 1988. Editado por: O. Starosolszky y J. Gayer. Kultura. Foreign Trade Co, Budapest 30/32, h-1011, Hungary. 64 - 69.
- Schoklitsch, A.** (1949) Berechnung der Geschiebefracht. *Wasser - und Energiewirtschaft* No. 1.
- Scobey, F. C.** (1939) Flow of water in irrigation and similar canals. Technical Bulletin. United States Department of Agriculture, 652.
- Sellers, W. D.** (1965) *Physical Climatology*. University of Chicago Press. Chicago, Ill.
- Sempere-Torres, D.** (1990) *Calcul de la lame ruisselée dans la modélisation pluidébit: limitations des approches globales et introduction simplifiée de la topographie et de la variabilité spatiale des pluies*. Thèse de Doctorat, Institut de Mécanique de Grenoble, France.
- Senturk, F.** (1976) Discussion on current resistance to flow formulas. *Teknik Bulten*, No. 26, DSI Publications, Ankara, Turkey.
- Shamov G. I.** (1954) *River sediment*. Leningrado.
- Shields, A.** (1936) Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der turbulenzforschung auf die geschiebebewegung. Mitteilung der Preussischen versuchsanstalt fuer Wasserbau und Schiffbau, Heft 26, Berlin.
- Shreve, R. L.** (1966) Statistical laws of stream numbers. *Journal of Geology*, 74, 17-37.
- Simons, D. B. y E.V. Richardson** (1966) Resistance to flow in alluvial channels. Professional Paper. United States Geological Survey, 422J.
- Simons, D. B. y F. Senturk** (1977) *Sediment transport technology*. Fort Collins, Colorado. Water Resources Publications.
- Singh, V. P.** (1988) *Hydrologic Systems, Vol. 1. Rainfall-Runoff Modeling*. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.

- Singh, V. P.** (1989) *Hydrologic Systems, Vol. 2. Watershed Modeling*. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.
- Singh, V. P. y W. T. Dickinson** (1975) An analytical method to determine daily soil moisture. *Proceedings of the Second World Congress on Water Resources*, Delhi, India, 4, 355 - 365.
- Sklash, M. G.** (1990) Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation. En: *Process Studies in Hillslope Hydrology*. Editado por M. G. Anderson y T. P. Burt. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, 400 - 435.
- Soil Conservation Service** (1972) *Hydrology*. National Engineering Handbook. Section 4, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C.
- Soil Conservation Service** (1986) *Urban Hydrology for Small Watersheds*, U.S. Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service, Engineering Division, Technical Release 55, June 1986.
- Sorooshian, S. y V. K. Gupta** (1995) Model Calibration. En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado, USA.
- Speers, D. D.** (1995) SSARR Model. En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado, USA.
- Sperflage, J. A., y K. P. Georgakakos** (1996) Implementation and testing of the HFS operation as part of the National Weather Service River Forecast System (NWSRFS), Hydrologic Research Center Technical Report No. 1, San Diego, CA, USA.
- Strahler, A. N.** (1964) Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. En: *Handbook of Applied Hydrology*. Editado por: V. T. Chow. New York, McGraw-Hill.
- Strickler, A.** (1923) Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und Geschlossene Leitungen. *Mitteilungen des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft*, Bern, Switzerland.
- Sugawara, M.** (1995) Tank Model. En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado, USA.
- Sugio S.** (1972) Variations in bed form and mean velocity in alluvial channels and streams. *Bulletin Fac. Eng'g*, Vol. 9/1,2, Tokushima Univ., J.

- Surkan, A. J.** (1969) Synthetic hydrographs: effects of network geometry. *Water Resources Research*, 5, 112 - 128.
- Suzuki, M.** (1984) The properties of a base-flow recession on small mountains watersheds (I). Numerical analysis using the saturated-unsaturated flow model. *Journal of Japan Forestry*, 66, 172 - 182.
- Tachikawa, Y., Shiiba M., y T. Tahasao.** (1994). Development of a Basin Geomorphic Information System Using a TIN-DEM data structure. *Water Resource Bulletin* 30(1), 9-17.
- Takasao, T. y K. Takara** (1989) Evaluation of rainfall-runoff models from the stochastic viewpoint. *Journal of Hydrology*, 102, 381 - 406.
- Témez, J. R.** (1978) Cálculo hidrometeorológico de caudales de crecida en pequeñas cuencas naturales. MOPU, Dirección General de Carreteras.
- Thomas G.** A Complete GIS-based Stormwater Modeling Solution. En internet: <http://www.esri.com/library/userconf/proc95/to050/p038.html>
- Toriwaki, J. y T. Fukumura** (1978) Extraction of structural information from grey pictures. *Computer Graphics and Image Processing*, 7, 30 - 51.
- Troch, P. A., J. A. Smith, E. F. Wood y F. P. De Troch** (1994) Hydrologic controls of large floods in a small basin: central Appalachian case study. *Journal of Hydrology*. 156(1), 285 - 309.
- Troendle, C. A.** (1985). Variable source area models. En: *Hydrological Forecasting*. Editado por: Anderson, M. G. y T. P. Burt. John Wiley, Chichester, 347 - 403.
- Venetis, C.** (1969) A study on the recession of unconfirmed aquifers. *International Association of Hydrological Sciences*, XIV (4/12), 119 -125.
- Viessman, W., T. Harbough y J. Knapp** (1972) *Introduction to Hydrology*. Intex Educ. Publ., New York, USA.
- Wesselling, J.** (1959) Vergelijkingen voor de niet-stationarie beweging. Nota voor de Wekgroep Afvloeiingsfactoren.
- Weynman, D. R.** (1973) Measurement of downslope flow of water in a soil. *Journal of Hydrology*, 20, 267 - 268.
- Whipkey, R. Z.** (1965) Subsurface stormflow from forested slopes. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*, 10, 74 - 85.

- Wiesmann, K., A. Wytzisk y K. Büscher** (1993) Integration of GIS and modelation software in a 'GIS-supported hydrologic work bench'. En: Conference Proceedings EGIS 1993, Bd. 2, S. 1633-1634. Genova.
- Wigmosta, M. S., L. W. Vail, y D. P. Lettenmaier** (1994) A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30(6), 1665 - 1669.
- Williams, G. P.** (1984) Palaeohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. II - Rivers meanders. *Geografiska Annaler*, 66A, 89 - 102.
- Wood, E. F., M. Sivapalan y K. Beven** (1990) Similarity and scale in catchment storm response. *Reviews of Geophy.*, 28(1).
- Wood, E. F., M. Sivapalan, K. Beven y L. E. Band** (1988) Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 102, 29 - 47.
- Woolhiser, D. A., R. E. Smith y D. C. Goodrich** (1990) KINEROS, a kinematic runoff and erosion model: Documentation and User Manual. U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, ARS-77, 130 pp.
- Yalin M. S. y E. Karahan** (1979) Inception of sediment transport. *Journal of Hydraulics Division*, ASCE, 195(HY11), 1433 - 1443.
- Yen, B. C.** (1992) Channel flow resistance: Centennial of Manning's formula. *Water Resources Publications*, United States, 453 p.
- Zhang. W. y Montgomery R.** (1994) Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations, *Water Resources Research*. 30(4), 1019 - 1028.
- Zhao, R. J. y X. R. Liu** (1995) The Xinanjiang Model. En: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Editado por: V. P. Singh. Water Resources Publications. Colorado, USA.