

# SIMULACION DE SEDIMENTOS A PARTIR DE UN MODELO CONCEPTUAL Y DISTRIBUIDO NO LINEAL

NICOLAS VELASQUEZ GIRON, I.C.

Trabajo de investigacion presentado como requisito para optar al t tulo  
de: Mag ster en Ingenier a - Recursos Hidraulicos



UNIVERSIDAD  
**NACIONAL**  
DE COLOMBIA  
SEDE MEDELLÍN



POSGRADO EN APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRÁULICOS

MAESTRIA EN INGENIERIA - RECURSOS HIDRAULICOS  
ESCUELA DE GEOCIENCIAS Y MEDIO AMBIENTE  
FACULTAD DE MINAS  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA SEDE MEDELLIN

2011

# SIMULACION DE SEDIMENTOS A PARTIR DE UN MODELO CONCEPTUAL Y DISTRIBUIDO NO LINEAL

NICOLAS VELASQUEZ GIRON, I.C.

Director:

I.C. Jaime Ignacio Velez U., M.Sc. Ph.D.

Tesis co nanciada por:



UNIVERSIDAD  
NACIONAL  
DE COLOMBIA  
SEDE MEDELLÍN



COLCIENCIAS  
C O L O M B I A

MAESTRIA EN INGENIERIA - RECURSOS HIDRAULICOS  
ESCUELA DE GEOCIENCIAS Y MEDIO AMBIENTE  
FACULTAD DE MINAS  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA SEDE MEDELLIN

2011

**Direccion del autor / Author address**

Nicolas Velasquez Giron  
Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidraulicos  
Universidad Nacional de Colombia Sede Medell n  
Medell n - Colombia  
e-mail: [nvelasqg@unal.edu.co](mailto:nvelasqg@unal.edu.co)

## AGRADECIMIENTOS

A las instituciones: COLCIENCIAS , al Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidraulicos, a la entidad USDA (*United States Departament of Agriculture*) por facilitar la informacion para realizar las pruebas.

A mis asesor Jaime Ignacio Velez, por su apoyo a este trabajo y su caluroso acogimiento desde que ingrese al posgrado.

A Stefan a Acosta, por aguantarme y apoyarme durante todo el procesos de la tesis.

A Carlos Restrepo por hacer las veces de sub-director, y por su apoyo.

A Joanny Sanchez por su apoyo y ayudas durante todo el proceso de la Maestr a.

A Juan Jose Montoya por su colaboracion en el desarrollo de la tesis.

A los demas companeros del PARH (Roger, Daniel Largo, Santiago Ortega, y demas) por todo el tiempo compartido y las diversas ayudas recibidas.

A mi familia.

# SIMULACION DE SEDIMENTOS A PARTIR DE UN MODELO CONCEPTUAL Y DISTRIBUIDO NO LINEAL

I. Civil. Nicolas Velasquez Giron

Director: I.C. M.Sc. Ph.D. Jaime Ignacio Velez

Maestría en Ingeniería - Recursos Hidráulicos

Facultad de Minas

Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín

En este trabajo se presenta una variación del modelo hidrológico de base física *TETIS* en la cual se calcula la velocidad del flujo superficial en las laderas de manera no lineal, para lo cual se emplea el concepto de la *Onda Cinemática* y relaciones de la geomorfología con la hidráulica en ladera, establecidas por diferentes autores. Conjunto a lo anterior se acopló el componente sedimentológico proveniente del modelo *CASC2D-SED* al modelo *TETIS modificado* y al modelo *TETIS*. Se compara el comportamiento y el desempeño tanto hidrológico como sedimentológico de ambos modelos, para ello se han aplicado sobre la cuenca *Goodwin Creek* localizada en *Batesville, Mississippi* en *Los Estados Unidos de America*. La calibración de ambos modelos se realizó de manera subjetiva analizando los resultados sobre la estación localizada a la salida de la cuenca durante un evento de tormenta, las validaciones se realizaron sobre todas las estaciones con dos eventos restantes.

La simulación hidrológica realizada por ambos modelos es similar y presenta un desempeño aceptable. La simulación de los procesos sedimentológicos presenta variaciones entre ambos modelos con un cambio notorio en la dinámica de dichos procesos debido al cálculo no lineal de la velocidad en la ladera en el modelo *TETIS modificado*.

**Palabras claves:** Modelo hidrológico, Modelo Sedimentológico, Onda Cinemática, Cuenca.

# A DISTRIBUTED AND CONCEPTUAL NON-LINEAL MODEL FOR SEDIMENT SIMULATION

I. Civil. Nicolas Velasquez Giron

Advisors: I.C. M.Sc. Ph.D. Jaime Ignacio Velez.

Maestría en Ingeniería - Recursos Hidráulicos

Facultad de Minas

Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín

This work presents a variation of the physic hydrological model *TETIS*, which calculate the velocity of the superficial flow in the slopes with no linear equations, and for that the model use the concept of the *kinematic wave* equation and the relations of the geomorphology with the hydraulic in the slopes, established by different authors. In addition we coupled the sedimentological part of the *CASC2D-SED* model to the *TETIS modified* model and to the *TETIS* model. To compare the hydrologic and sedimentologic performance and the behavior of the two models, both were applied over the *Goodwin Creek* located at *Batesville, Mississippi* at *The United States of America*. The Calibration of the two models was made in a subjective way, analysing the results over the station localized at the end of the basin during a storm event, the validations were performed over the rest of the stations in the basin using other two storm events.

The hydrologic simulation did by the two models is similar and it presents an acceptable performance. The simulation of the sedimentologic processes presents variations between the two models, with a notorious change in the dynamics of the processes due to the non-lineal calculation of the velocity in the slope in the *TETIS modified* model.

**Keywords:** Hydrological model, Sedimentologic model, Kinematic wave, Basin.

# Indice General

<b>1. Introduccion</b>	<b>1</b>
1.1. Simulacion de la produccion de sedimentos . . . . .	1
1.2. Objetivos . . . . .	2
1.3. Planteamiento y alcance . . . . .	2
1.4. Estructura del documento . . . . .	3
<b>2. Modelos Hidrologicos</b>	<b>4</b>
2.1. Introduccion . . . . .	4
2.2. Modelos Agregados . . . . .	5
2.2.1. Modelo TR-20 . . . . .	5
2.2.2. Modelo HEC-1 . . . . .	6
2.2.3. Tank Model . . . . .	6
2.3. Modelos Distribuidos . . . . .	7
2.3.1. Modelo AGNPS . . . . .	8
2.3.2. Modelo KINEROS . . . . .	8
2.3.3. Modelo CASC2D . . . . .	9
<b>3. Modelos de Erosion y Transporte de Sedimentos</b>	<b>10</b>
3.1. Introduccion . . . . .	10
3.2. Modelos Empiricos . . . . .	11
3.2.1. AGNPS . . . . .	11
3.2.2. LASCAM . . . . .	11
3.2.3. USLE . . . . .	11

3.3. Modelos Físicos . . . . .	12
3.3.1. LISEM . . . . .	12
3.3.2. EUROSEM . . . . .	13
3.3.3. KINEROS . . . . .	13
3.3.4. TREX . . . . .	13
3.3.5. SHESED . . . . .	14
3.4. Aspectos generales . . . . .	14
<b>4. Marco Conceptual</b>	<b>16</b>
4.1. Introducción . . . . .	16
4.2. Discretización espacial . . . . .	16
4.3. Procesos Hidrológicos . . . . .	21
4.3.1. Procesos superficiales . . . . .	23
4.3.2. Procesos sub-superficiales . . . . .	26
4.4. Procesos Sedimentológicos . . . . .	28
4.4.1. Erosión . . . . .	30
4.4.2. Deposition . . . . .	33
<b>5. Planteamiento del modelo</b>	<b>35</b>
5.1. Introducción . . . . .	35
5.2. Distribución de la lluvia . . . . .	35
5.2.1. método IDW . . . . .	36
5.2.2. Método de los Planos . . . . .	36
5.3. Modelo Hidrológico . . . . .	39
5.3.1. Esquema de conexión . . . . .	39
5.3.2. Clasificación de celdas . . . . .	41
5.3.3. Almacenamiento Capilar (Tanque 1) . . . . .	44
5.3.4. Almacenamiento Superficial (Tanque 2) . . . . .	46
5.3.5. Almacenamiento Gravitatorio (Tanque 3) . . . . .	50
5.3.6. Almacenamiento Subterráneo (Tanque 4) . . . . .	52
5.3.7. Almacenamiento En el cauce (Tanque 5) . . . . .	54



5.3.8.	Datos necesarios y Calibracion . . . . .	57
5.3.9.	Diagrama de flujo del modelo Hidrologico . . . . .	59
5.4.	Modelo Sedimentologico . . . . .	59
5.4.1.	Sobre Ladera . . . . .	60
5.4.2.	Sobre Cauce . . . . .	63
5.4.3.	Deposicion del sedimento . . . . .	66
5.4.4.	Datos necesarios . . . . .	68
5.5.	Datos de salida del modelo . . . . .	68
<b>6.</b>	<b>Aplicacion del modelo</b>	<b>70</b>
6.1.	Introduccion . . . . .	70
6.2.	Datos de Empleados . . . . .	70
6.2.1.	La cuenca Goodwin Creek . . . . .	71
6.2.2.	Mapas empleados . . . . .	74
6.3.	Medidas de desempeno . . . . .	80
6.4.	Calibracion . . . . .	81
6.4.1.	Parametros hidrologicos . . . . .	81
6.4.2.	Parametros sedimentologicos . . . . .	83
6.4.3.	Resultados de calibracion . . . . .	84
6.5.	Validacion Espacial . . . . .	85
6.5.1.	Validacion sobre las diferentes estaciones . . . . .	85
6.5.2.	Resumen de resultados . . . . .	90
6.6.	Validacion Espacio-Temporal . . . . .	91
6.6.1.	Evento de validacion 2 . . . . .	91
6.6.2.	Evento de validacion 3 . . . . .	97
6.7.	Mapas de Erosion y Depositacion . . . . .	100
6.7.1.	Mapas evento 1 . . . . .	100
6.7.2.	Mapas evento 2 . . . . .	101
6.7.3.	Mapas evento 3 . . . . .	102
<b>7.</b>	<b>Analisis de resultados</b>	<b>104</b>

7.1. Introduccion . . . . .	104
7.2. Analisis de caudales maximos . . . . .	104
7.3. Analisis de sedimentos simulados . . . . .	106
7.4. Analisis de sensibilidad . . . . .	107
<b>8. Conclusiones, Limitaciones y Recomendaciones</b>	<b>109</b>
8.1. Conclusiones . . . . .	109
8.2. Limitaciones y Recomendaciones . . . . .	111

# Indice de Figuras

4.1. Discretizacion por laderas, figura tomada de D.J. Semmens, 1990 . . . . .	17
4.2. Esquema de una malla irregular de triangulos . . . . .	18
4.3. Esquema de un <i>MDE</i> . . . . .	19
4.4. Metodos de asignacion de direcciones . . . . .	19
4.5. Calculo de mapa de areas acumuladas . . . . .	20
4.6. Sistema hidrologico global, tomado de Ven Te Chow . . . . .	22
4.7. Procesos presentes entre tormentas y durante tormentas, tomado de Beven 2001 . . . . .	23
4.8. Flujo superficial debido a exceso de lluvia, tomado de Ven Te Chow . . . .	24
4.9. Flujo superficial, basado en Beven, 2001 . . . . .	25
4.10. Procesos del agua sub-superficial . . . . .	26
4.11. Esquema de <i>flujo sub-superficial</i> . . . . .	28
4.12. Esquema del proceso de erosion debido al impacto de la lluvia, tomado de Derpsch, 1991 . . . . .	31
5.1. Condicion Delaunay . . . . .	37
5.2. Diagrama de flujo para la obtencion de la malla irregular por el metodo de Delaunay . . . . .	38
5.3. Malla obtenida a partir de un conjunto de puntos dado . . . . .	38
5.4. Conexion vertical de la produccion de escorrent a. . . . .	40
5.5. Conexion horizontal de la produccion de escorrent a, tomada de Restrepo 2007. . . . .	41
5.6. Esquema de una celda tipo ladera . . . . .	42
5.7. Esquema de una celda tipo Carcava . . . . .	43

5.8. Esquema de una celda tipo Cauce . . . . .	43
5.9. Tanque 1, Almacenamiento Capilar . . . . .	45
5.10. Tanque 2, Almacenamiento Super cial . . . . .	46
5.11. Tanque 3, Almacenamiento Gravitatorio . . . . .	50
5.12. Tanque 4, Almacenamiento Subteraneo . . . . .	52
5.13. Tanque 5, Almacenamiento en el Cauce . . . . .	54
5.14. Diagrama de ujo del modelo hidrológico . . . . .	60
5.15. Curvas de capacidad de transporte y disponibilidad, tomada de Julien, 1995	60
5.16. Diagrama de ujo de erosion y transporte en ladera. Basado en Rojas, 2003	64
5.17. Diagrama de ujo, transporte en cauce. Basado en Rojas, 2003 . . . . .	66
6.1. Localizacion de la cuenca <i>Goodwin Creeek</i> , Tomada de Blackmarr, 1995. . .	71
6.2. Precipitacion media mensual, periodo 1982 – 1993. . . . .	72
6.3. Estaciones de aforo y areas de captacion. . . . .	73
6.4. Mapa de Elevacion Digital, Goodwin Creek . . . . .	74
6.5. Mapas obtenidos a partir del procesamiento del MED. . . . .	75
6.6. Mapa de areas acumuladas y clasi cacion de celdas. . . . .	76
6.7. Mapas de usos y tipos de suelos. . . . .	76
6.8. Mapa de unidades cartogra cas. Tomado de Montoya, 2008. . . . .	77
6.9. Mapas de almacenamiento estatico maximo y conductividad hidraulica . .	77
6.10. Conductividad hidraulica del acu fero . . . . .	78
6.11. Mapa de rugosidad de <i>Manning</i> . . . . .	78
6.12. Porcentajes de texturas presentes en la super cie de la cuenca. . . . .	79
6.13. Variables de la ecuacion <i>USLE</i> : <i>K</i> y <i>C</i> . . . . .	80
6.14. Mapa de pertenencias . . . . .	82
6.15. Calibracion sobre estacion 1. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	84
6.16. Validacion espacial sobre estacion 4. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	86
6.17. Validacion espacial sobre estacion 6. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	87
6.18. Validacion espacial sobre estacion 7. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	88
6.19. Validacion espacial sobre estacion 8. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	89

6.20. Validacion espacial sobre estacion 14. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	90
6.21. Validacion espacial sobre estacion 1. Evento 2: Septiembre 19 de 1983. . . .	92
6.22. Validacion espacial sobre estacion 6. Evento 2: Septiembre 19 de 1983. . . .	94
6.23. Validacion espacial sobre estacion 7. Evento 2: Septiembre 19 de 1983. . . .	95
6.24. Validacion espacial sobre estacion 8. Evento 2: Septiembre 19 de 1983. . . .	96
6.25. Validacion espacial sobre estacion 1. Evento 3: Agosto 27 de 1982. . . . .	97
6.26. Validacion espacial sobre estacion 6. Evento 3: Agosto 27 de 1982. . . . .	98
6.27. Validacion espacial sobre estacion 7. Evento 3: Agosto 27 de 1982. . . . .	99
6.28. Mapas de erosion y depositacion para el evento 1, variacion lineal. . . . .	100
6.29. Mapas de erosion y depositacion para el evento 1, variacion no lineal. . . .	101
6.30. Mapas de erosion y depositacion para el evento 2, variacion lineal. . . . .	101
6.31. Mapas de erosion y depositacion para el evento 2, variacion no lineal. . . .	102
6.32. Mapas de erosion y depositacion para el evento 3, variacion lineal. . . . .	102
6.33. Mapas de erosion y depositacion para el evento 3, variacion no lineal. . . .	103
7.1. Comparacion caudales maximos. . . . .	105
7.2. Comparacion caudales maximos de las variaciones de los modelos . . . . .	105
7.3. Comparacion volumen de sedimentos. . . . .	106
7.4. Comparacion de volumen de sedimentos calculados por ambas variaciones. .	107
7.5. Escenarios de cambios ambientales . . . . .	108

# Indice de Tablas

5.1. Valores de parametros $\xi$ y $e_1$ . . . . .	49
5.2. Parametros de calibracion. . . . .	59
5.3. Diametro medio de part culas y velocidad de ca da . . . . .	67
6.1. Descripciones de los suelos de la Goodwin Creek, tomado de Blackmarr, 1995	72
6.2. Descripcion de coberturas. Tomado de Blackmarr, 1995 . . . . .	73
6.3. Estaciones de aforo y areas de captacion. . . . .	74
6.4. Resultados de la calibracion. . . . .	82
6.5. Parametros geomorfologicos para la onda Cinematica Geomorfologica . . .	83
6.6. Parametros de rugosidad para la onda Cinematica Geomorfologica . . . .	83
6.7. Fracciones de sedimentos. . . . .	83
6.8. Resumen de resultados estacion 1. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	85
6.9. Desempeno de Calibracion estacion 1. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	85
6.10. Desempeno de validacion estacion 4. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	86
6.11. Desempeno de validacion estacion 6. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	87
6.12. Desempeno de Validacion estacion 7. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	88
6.13. Desempeno de Validacion estacion 8. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	89
6.14. Desempeno de Validacion estacion 14. Evento 1: Enero 17 de 1981. . . . .	90
6.15. Resumen de desempeno de validacion evento 1 . . . . .	91
6.16. Resumen de resultados estacion 1. Evento 2: Septiembre 19 de 1983. . . .	93
6.17. Desempeno de validacion estacion 1. Evento 2: Septiembre 19 de 1983. . .	93
6.18. Desempeno de validacion estacion 6. Evento 2: Septiembre 19 de 1983. . .	94
6.19. Desempeno de validacion estacion 7. Evento 2: Septiembre 19 de 1983. . .	95

6.20. Desempeño de validacion estacion 8. Evento 2: Septiembre 19 de 1983. . . . .	96
6.21. Resumen de desempeño de validacion evento 2 . . . . .	96
6.22. Desempeño de validacion estacion 1. Evento 3: Agosto 27 de 1982. . . . .	97
6.23. Desempeño de validacion estacion 6. Evento 3: Agosto 27 de 1982. . . . .	98
6.24. Desempeño de validacion estacion 7. Evento 3: Agosto 27 de 1982. . . . .	99
6.25. Resumen de desempeño de validacion evento 3 . . . . .	100
7.1. Escenarios de cobertura vegetal . . . . .	107

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Simulación de la producción de sedimentos

La producción de sedimentos de más alta importancia que se da dentro de una cuenca ocurre durante eventos de tormenta (Musgrave, 1947), debido a que es en estos eventos en los que se presenta una mayor erosión en las laderas, además debido a los altos caudales en los cauces se presenta una mayor erosión y transporte de sedimentos dentro de los mismos. Es durante este tipo de eventos en los que se producen la gran mayoría de los desastres debidos tanto a los altos caudales como a los sedimentos transportados por el cauce. Además es relevante tener un mejor entendimiento de los procesos erosivos en ladera, gran parte de la asignación de terreno depende de esto.

Mediante el estudio de los procesos erosivos y de transporte de sedimentos en una cuenca se tienen entonces diversos objetivos de uso práctico, entre los cuales caben destacar los siguientes: realizar localizaciones de zonas en las que se presenta la mayor erosión en la cuenca, localizar las fuentes de sedimentos principales, realizar estimaciones de las tasas de sedimentación en embalses y cuerpos de agua, identificar zonas que deben ser protegidas debido a los altos grados de erosión que presentan, y asimismo identificar dentro del cauce cuales son las zonas vulnerables a presentar altas tasas de erosión.

Debido a que es durante los eventos de tormentas en que se da la más alta producción de sedimentos en una cuenca, se han desarrollado diversos modelos con el fin de simular y estudiar los procesos ocurridos durante tales eventos. Por lo que el estudio se hace durante eventos de tormenta se hace casi indispensable para un modelo de producción de sedimentos tener como base un modelo hidrológico con el fin de simular la hidrografía de crecida, generalmente estos modelos son conocidos como modelos lluvia-escurrimiento, de los cuales en la literatura es fácil encontrar diversos planteamientos adecuados para diferentes escalas temporales y espaciales, pasando desde la escala de minutos, hasta la escala de meses y años (sucede algo similar con las escalas espaciales).



Gracias a los avances en computación y a su vez en sistemas de información geográfica (*SIG*), se desarrollan cada vez más modelos donde la información se encuentra distribuida, por lo que se tiene una mayor aproximación a la realidad. Estos modelos se vienen desarrollando desde los años 60's y han recibido un mayor impulso dentro de los *SIG* gracias a trabajos como el desarrollado por (Maidment, 1993).

Con el fin de tener una mejor comprensión de los procesos de erosión y transporte de sedimentos en ladera, el siguiente trabajo propone un modelo hidrológico distribuido con una componente de sedimentos, la cual ha sido diseñada para simular eventos de tormenta y la producción de sedimentos que se da durante la misma. Este modelo hace parte de un trabajo de investigación conjunto entre el grupo PARH (Postgrado en Recursos Hidráulicos) de la Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, y Colciencias.

## 1.2. Objetivos

Como objetivo principal se propone un modelo hidrológico distribuido no lineal, con el cual se busca obtener mejoras sobre modelos anteriormente propuestos, durante la simulación de las hidrografas de crecida, así mismo mediante esta mejora se propone mejorar la simulación en la producción y simulación de sedimentos, ya que esta se encuentra fuertemente ligada a la simulación hidrológica.

Dentro de los objetivos generales cabe destacar un mejor entendimiento de los procesos que se llevan a cabo en una cuenca hidrográfica durante eventos de tormenta, por otro lado se establecen bases para continuar la investigación en esta línea con el fin de obtener mejores resultados en un futuro. Finalmente se entrega una herramienta de predicción a corto plazo de alta utilidad debido a la poca necesidad de parámetros para su operación.

## 1.3. Planteamiento y alcance

Se presenta un modelo con dos componentes; una hidrológica y otra sedimentológica, cada una proveniente de diferentes modelos, la componente hidrológica ha sido tomada y modificada a partir del modelo computacional *TETIS*, el cual fue desarrollado en el *Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia*. Por otro lado la componente sedimentológica se tomó del modelo *CASC2D-SED*, desarrollado por el *Engineering Research Center* de la *Colorado State University*.

Una vez configurado el modelo resultante, este ha sido aplicado sobre la cuenca *Goodwin Creek*, la cual ha sido seleccionada debido a la alta cantidad de información con la que se cuenta de la misma, por lo que se facilitan los procesos de calibración y validación, tanto en la simulación hidrológica como en la simulación de sedimentos.

Se establece la importancia de incluir relaciones no lineales en los procesos tanto de escorrentía en laderas como en los cauces para realizar simulaciones de caudal líquido y caudal sólido.

## 1.4. Estructura del documento

El documento se presenta en **8** diferentes capítulos, dentro de los cuales se aborda el tema de la modelación hidrológica y sedimentológica de manera distribuida, para ello se han dividido los capítulos de la siguiente manera: En el capítulo 1 se justifica la importancia de la simulación de sedimentos, y el porqué se deben adoptar modelos distribuidos adecuados a escala de tormenta, conjunto a lo anterior se presenta el objetivo general, los objetivos específicos planteados, y el alcance del trabajo. En el capítulo 2 se realiza un repaso acerca de los modelos hidrológicos, y se presenta una breve descripción de diferentes modelos tanto agregados como distribuidos con el fin de establecer una clara diferencia entre ambas familias de modelos. Dentro del capítulo 3 se repasan diversos modelos de producción y transporte de sedimentos, presentando una clara diferenciación entre los modelos de base empírica y los modelos de base física. En el capítulo 4 se presenta un marco conceptual, en el cual se presentan diferentes puntos de partida para la conceptualización dentro de la modelación tanto hidrológica como sedimentológica, y se realiza un énfasis en los conceptos adoptados para los modelos empleados en el trabajo. El capítulo 6 presenta la aplicación del modelo sobre la cuenca analizada, por lo que dentro de este capítulo se presentan los datos empleados, los resultados de la calibración realizada y los resultados obtenidos dentro de la validación. Finalmente en el capítulo 7 se realiza un análisis de resultados y en el capítulo 8 se encuentran las conclusiones, limitaciones y recomendaciones.

# Capítulo 2

## Modelos Hidrológicos

### 2.1. Introducción

Desde comienzos del siglo *XX* se han venido dando desarrollos en el tema de la modelación hidrológica, un ejemplo claro es el hidrograma unitario (Sherman, 1932), en el cual mediante impulsos unitarios de excesos de lluvia se calcula la hidrografa producida a la salida de una cuenca. En la década de los sesenta con el desarrollo de los computadores y por ende de los sistemas de información geográfica (*SIG*) se comenzaron a presentar modelos con mayores aproximaciones sobre la cuenca, teniendo en cuenta una mayor cantidad de parámetros y por ende comprendiendo una mayor complejidad de los procesos.

Los modelos computacionales comienzan a aparecer hacia finales de los años 60's, con el modelo pionero *Stanford Watershed Model* (SWM) (Crawford y Linsley, 1966). Dentro de los diferentes modelos propuestos se tienen diferentes clases de modelos y así mismo se tienen modelos para diferentes propósitos, a pesar de esto existen similitudes entre muchos de ellos, y algunas diferencias, por lo tanto se proponen tres criterios para la clasificación de los modelos (Singh, 1995): (1) Descripción del proceso, (2) Escala y (3) La técnica empleada para la solución. Aquí se hace una distinción de los modelos por la descripción del proceso ya que se toman por separado los modelos agregados y los modelos distribuidos.

A continuación se realiza una breve revisión literaria de algunos de los modelos más importantes en la modelación agregada, y posteriormente se realiza una revisión más profunda sobre los diferentes tipos de modelos distribuidos existentes, así mismo se presenta como este tipo de modelos surgen en el tiempo a partir de los modelos agregados gracias a la capacidad otorgada por los avances tecnológicos. La revisión para ambas familias de modelos se realiza de acuerdo a las metodologías empleadas.

## 2.2. Modelos Agregados

Como se mencionó anteriormente, los primeros modelos hidrológicos agregados aparecen a comienzos de los años 30's gracias a aportes como el de Sherman. Se consideraba entonces que gran parte del caudal producido en los eventos de crecida se deba a la lluvia que cae durante el evento de tormenta sobre la cuenca, en este tipo de modelos el hidrograma producido por la lluvia se convierte mediante transformaciones lineales en escorrentía directa o superficial, con lo cual se conformaba un hidrograma de crecida, a partir del cual mediante la superposición del hidrograma de caudal base se obtenía el hidrograma total para el evento analizado.

Por otro lado las pérdidas de caudal en el esquema tradicional se basan en gran medida en métodos de infiltración tales como el de Green y Ampt (Green y Ampt, 1911), el Número de Curva propuesto por la SCS, el método racional, el índice  $\phi$  etc. Igualmente gran parte de ellos realizaban las transformaciones de lluvia a escorrentía mediante hidrogramas unitarios empíricos o bien, sintéticos.

Debido a la gran cantidad de simplificaciones realizadas dentro de los modelos agregados, se tenía una aplicabilidad limitada, ya que no se consideraban una gran cantidad de variables existentes en los procesos físicos que se dan al interior de una cuenca durante un evento de tormenta. Además debido a que en estos modelos se asumen relaciones lineales entre el volumen de lluvia y la escorrentía superficial se obtenían altos errores al comparar los resultados obtenidos para diferentes clases de eventos.

A pesar de lo anterior en la actualidad y para efectos prácticos muchos modelos agregados siguen siendo empleados, un ejemplo de ello es el modelo *HEC-1* (HEC, 1980), el cual fue desarrollado a comienzos de los 60's por el Cuerpo de Ingenieros de la Armada de Estados Unidos (igualmente se debe considerar que este modelo tuvo un alto desarrollo en las décadas siguientes). A continuación se realiza una breve descripción de algunos modelos agregados.

### 2.2.1. Modelo TR-20

Este modelo fue desarrollado por la *SCS* (Servicio de conservación de suelos de los Estados Unidos de América). El modelo se fundamenta en el Número de Curva el cual se obtiene a partir del uso del suelo. Para ello calcula de manera simple el agua infiltrada en el suelo durante un evento y la demás cantidad de agua la transita aplicando un hidrograma sintético.

El modelo como tal tiene una aplicabilidad limitada, pero vale mencionarlo debido a que es amplia-mente usado y a que realiza la aplicación del método del Número de Curva para calcular la infiltración en el suelo y por ende las pérdidas, con lo cual presenta una base que luego será usada por otros modelos tanto agregados como distribuidos debido a su fácil uso.

### 2.2.2. Modelo HEC-1

En el modelo *HEC-1* se comienzan a hacer aproximaciones de la distribución de la cuenca dividiendo la misma a partir de puntos de confluencia en la red de drenaje, a partir de dicha aproximación se logra comprender una mayor complejidad de los procesos que se dan en ladera, ya que al realizar divisiones por tramos hidrológicos se consideran por separado las propiedades de cada subcuenca contenida en la cuenca analizada.

Una vez se obtienen los hidrogramas en cada una de las subcuencas analizadas, los resultados de ambas se unen para conformar una sola hidrografa, la cual es transportada por el canal hasta una nueva confluencia, este proceso es repetido hasta llegar a la salida de la cuenca. El método puede calcular las pérdidas por cinco métodos diferentes entre los cuales cabe destacar el método de infiltración propuesto de Green - Ampt y el de Número de Curva propuesto por la *SCS*. La interpolación de la lluvia se realiza de manera sencilla empleando polígonos de Thiessen. Por otro lado el modelo posee dos opciones para el cálculo del tránsito del agua: hidrograma unitario y la onda cinemática.

A pesar de que el modelo presenta una aproximación a la distribución de la cuenca se sigue teniendo una alta generalización de las variaciones que se dan al interior de la cuenca, por lo que puede no ser muy apropiada su aplicación a cierto tipo de cuencas de acuerdo al tamaño y la variabilidad espacial de la misma.

### 2.2.3. Tank Model

El *Tank Model* fue propuesto a principios de la década de los 70's (Sugawara, 1974). Dentro del modelo se sigue tomando la cuenca de una manera semi-distribuida, por lo que en este aspecto el modelo no genera un gran aporte. Por otro lado dentro del marco conceptual del modelo se presenta un esquema de tanques interconectados, mediante los cuales se representan los procesos que se dan en los diferentes estratos de la cuenca.

Mediante tanques lineales se representan los procesos que ocurren en la superficie, en el sub-suelo y en el acuífero de la cuenca, con lo cual se da la posibilidad de simular no

solo eventos de lluvia si no tambien series de caudales, ya que al considerar el agua en el sub-suelo y en el acuifero se considera el flujo base. Ademas toma en cuenta la evapotranspiracion sobre los dos tanques superficiales. Debido a lo anterior se ha citado este modelo ya que se realiza un esquema conceptual a partir de los tanques similar al empleado en el modelo *TETIS*.

## 2.3. Modelos Distribuidos

Gracias al impulso que se ha venido dando en las computadoras en las ultimas decadas, y por ende el gran impulso que se ha dado en los sistemas de informacion geografa. Se han logrado proponer una alta variedad de modelos hidrológicos distribuidos, por lo que se encuentra en la literatura gran cantidad diferente de modelos.

Como se comento en la Sección 2.2, algunos modelos que inicialmente se consideraban agregados, comenzaron a dividir la cuenca en sub-cuencas mas pequenas, con el paso del tiempo se comenzaron a tomar divisiones mas finas y comenzaron a aparecer modelos en los que la cuenca no se dividia por sub-cuencas si no por laderas y corrientes, mas adelante se realizaron discretizaciones mas finas de la cuenca, asumiendo en cada seccion discreta la ocurrencia de procesos de infiltracion y escurrimiento superficial. Un ejemplo de ello son los modelos que realizaban divisiones de la cuenca de acuerdo a la equivalencia en la respuesta hidrológica de diferentes zonas de la cuenca, estas zonas se conocen como *Unidades de respuesta Hidrológica* (HRU).

Para la mayoría de los casos independiente de la manera en que se realizara la division de la cuenca, se tienen diferentes parametros para cada seccion, con lo cual los calculos se agregaban por areas similares. Se debe tener en cuenta que actualmente gran parte de los modelos hidrológicos analizan la cuenca con sus parametros distribuidos, con lo cual se puede hacer una mayor aproximacion a los procesos que realmente suceden al interior de la misma.

Entre las divisiones que se dan al interior de la cuenca destacan divisiones como la realizada por el modelo *KINEROS* (Woolhiser y Liggett, 1967; Woolhiser et al., 1990), en el cual se divide la cuenca por tramos y a cada tramo le aportan sus respectivas laderas. A comienzos de la decada de los 90's comienzan a aparecer modelos discretizados a partir de celdas que componen el modelo digital de terreno (*MDE*) (Maidment, 1993), para lo cual se asumen cada celda como un elemento de la cuenca que puede ser considerado ladera, cauce o ambos, bajo este esquema se toman direcciones de flujo de acuerdo a las pendientes del terreno. Otros modelos realizan la misma division de la cuenca pero cambian la metodología en que se asignan las direcciones de drenaje entre cada las celdas, un

ejemplo de ello es el modelo *CASC2D* (Julien, 1995).

Existen también modelos que requieren de una mayor cantidad de parámetros, ya que se trata de simular de manera detallada a partir de estos los procesos físicos que suceden dentro de la cuenca, un ejemplo claro de este tipo de modelos es el modelo *SHE* (Bathurst, 1986). Dentro de estos modelos es posible tener una escala más detallada tanto temporal como espacial de los procesos.

### 2.3.1. Modelo AGNPS

El modelo AGNPS (Young, 1987) ha sido desarrollado para ser usado en cuencas con grandes extensiones cultivadas, se hace aquí una referencia al modelo ya que la división de la cuenca se realiza mediante celdas considerando los parámetros y los procesos de manera distribuida, ya que estos son trabajados por separado sobre cada celda, por otro lado se emplean ocho direcciones de drenaje para definir las conexiones de las celdas hasta llegar a la salida de la cuenca.

Al igual que muchos otros modelos para convertir la lluvia de exceso en un evento, el modelo AGNPS emplea la ecuación del número de curva (USDA, 1972). A diferencia de algunos modelos actuales este modelo opera generando hidrografas sobre cada uno de los píxeles, para lo cual contienen ecuaciones para calcular el caudal pico sobre cada celda, el modelo adopta tal metodología debido al gran tamaño de cada celda (del orden de  $100000m^2$ ). A pesar de las fallencias del modelo en cuanto al tamaño de los píxeles, este puede considerarse un modelo pionero en el uso de direcciones de flujo, por lo que se debe ser mencionado como un importante paso en la modelación hidrológica de eventos.

### 2.3.2. Modelo KINEROS

Como se ha mencionado en la sección 2.3, el modelo *KINEROS* discretiza la cuenca principalmente en dos tipos de elementos, los cuales son laderas y cauces, debido a que es un modelo pensado principalmente para ser aplicado en zonas urbanas, el modelo considera geometrías regulares en el cauce, tales como circunferencias y triángulos.

A parte del aporte realizado por el modelo en su manera de discretizar la cuenca, se considera la alta importancia del mismo debido a las relaciones no lineales que establece el modelo entre la lluvia y la escorrentía superficial, para lo cual emplea la ecuación de *onda cinemática* (Woolhiser y Liggett, 1967), en la cual considera la pendiente del terreno y la rugosidad debida a la superficie. La metodología para la implementación

por el modelo se basa en umbrales de almacenamiento máximo en el suelo.

La *onda cinemática* basada en las ecuaciones de conservación de masa y momentum propuestas por el modelo *KINEROS*, y la metodología numérica para la solución de la misma (método implícito de cuatro puntos), se pueden ver como aportes importantes, ya que décadas después de ser propuesta dicha metodología sigue siendo adoptada por diferentes modelos, presentando resultados satisfactorios en muchos de ellos.

### 2.3.3. Modelo CASC2D

A pesar de ser el modelo *CASC2D* un modelo más actual que los anteriormente mencionados, emplea para el cálculo de la infiltración el método propuesto por Green y Ampt, ya que al parecer dicho método sigue siendo totalmente válido. Por otro lado, es ya uno de los modelos dentro de los cuales se comienzan a realizar divisiones de la cuenca en celdas de menor tamaño, llegando a realizar simulaciones con celdas de hasta 10m de lado (Rojas, 2002).

Para la traslación del flujo superficial el modelo propone emplear en ladera la *onda difusiva*, para lo cual calcula la pendiente de energía a partir de la pendiente del terreno y del almacenamiento superficial entre las celdas que se encuentran interactuando (Julien y Saghaian, 1991). Por lo demás de manera similar a como lo hace el modelo *KINEROS* (Sección 2.3.2), se emplean las ecuaciones de continuidad y momentum para plantear la solución. La escorrentía en canales se calcula igualmente empleando las ecuaciones de continuidad y momentum expresando el caudal en términos de la ecuación de Manning.



## Capítulo 3

# Modelos de Erosion y Transporte de Sedimentos

### 3.1. Introduccion

Se define como sedimento a toda partícula removida ya sea de la tierra o de las rocas (ASCE 1970). Por otro lado se define la Erosion como el proceso de sustraer y transportar partículas de sedimentos (Foster y Meyer, 1972), este proceso puede darse por la acción del viento, por el impacto de las gotas de lluvia y por la escorrentía superficial del agua. Esta última se da en ríos, arroyos y en cárcavas, además representa una alta cantidad de los sedimentos que son erodados y transportados dentro de una cuenca.

Los factores más influyentes en la erosión debida a la escorrentía superficial son: el clima, la vegetación, la topografía y las prácticas de conservación empleadas en las laderas. Conjunto a lo anterior se tiene que los eventos de tormentas intensas son los responsables de la mayor parte de la producción anual de sedimentos debido a que dentro de este tipo de eventos existe una alta presencia de erosión debida al impacto de las gotas y a la escorrentía superficial (Bennett, 1974) citado por (Aksoy y Kavvas, 2005). Debido a lo anterior, en las últimas décadas se han desarrollado diferentes modelos hidrológicos orientados a la simulación de crecidas en eventos de tormentas a los cuales se les acopla un modelo orientado a la simulación de erosión y el transporte de sedimentos.

Parte de los modelos existentes al respecto se basan en ecuaciones como la *USLE*, con lo cual se busca considerar los principales factores que intervienen en el proceso de erosión, esta clase de modelos se consideran empíricos debido a que gran parte de los factores de las ecuaciones anteriormente mencionadas se basan en la experiencia adquirida a través de diferentes tomas de datos. Por otro lado existen modelos de erosión y transporte de base física, ejemplo de ello el modelo *KINEROS*, o el modelo *SHESED* (Aksoy y Kavvas, 2005).

## 3.2. Modelos Empíricos

Los modelos empíricos basan sus cálculos en promedios y estadísticos obtenidos a partir de datos de campo, un ejemplo de ello son los parámetros de la ecuación universal de pérdida de suelo (*USLE*), los cuales se ajustaron a partir de un trabajo realizado en Estados Unidos sobre diferentes cuencas. Dentro de esta clase de modelos de producción y transporte de sedimentos se sitúan mayoritariamente modelos de escalas temporales mayores a la escala de tormenta, es decir, se encuentran modelos enfocados a la simulación de sedimentos a escalas diarias, semanales y hasta anuales. A continuación se presentan algunos de los modelos existentes dentro de esta familia.

### 3.2.1. AGNPS

El modelo *AGNPS* (AGricultural NonPoint Source) es uno de los pocos modelos empíricos donde la simulación de sedimentos se hace a escala de tormenta. Simulando los procesos erosivos a partir de los parámetros de la *USLE*, para luego realizar el transporte de los sedimentos a partir de ecuaciones de continuidad. El modelo tiene la capacidad de dividir el sedimento en cinco tamaños de clase diferentes, las cuales son: arcillas, limos, arena, grava y cantos.

obtenidos a partir de más de 40 cuencas localizadas en Estados Unidos. El modelo arroja como resultado la pérdida de suelo anual. A partir de la *USLE* se desarrolló años después la ecuación *MUSLE*, con la cual se busca aplicar los parámetros de la *USLE* a la simulación de eventos. Posteriormente se desarrolló la ecuación *RUSLE* como una revisión de la *USLE* (Renard, et al., 1994).

### 3.3. Modelos Físicos

Se les llama modelos físicos a aquellos modelos en donde los procesos erosivos y de transporte se calculan a partir de relaciones físicas entre los diferentes factores que intervienen dentro de los procesos de erosión y transporte de sedimentos. Generalmente este tipo de modelos requiere de una más alta cantidad de parámetros, debido a que se busca simular procesos que ocurren a escalas temporales y espaciales detalladas, así mismo hay una más alta demanda de capacidad computacional, por lo que gran parte del desarrollo que se ha venido dando en este aspecto se ha dado en las últimas dos décadas.

A pesar de la base física presente en este tipo de modelos, algunos emplean para sus cálculos factores provenientes de ecuaciones tales como la *USLE* o la *RUSLE*, con la diferencia de que se les da un mayor significado físico a dichos factores. A continuación se mencionan algunos de los modelos que se encuentran dentro de esta clasificación.

#### 3.3.1. LISEM

El modelo "*Limburg Soil Erosion Model*" (*LISEM*) (De Roo y Wesseling, 1996) es uno de los primeros modelos físicos en hacer uso de los sistemas de información geográfica (*SIG*) para su operación, por lo que propone una distribución de la cuenca mediante celdas que representan diferentes sectores de la misma. Dentro de los procesos hidrológicos se simula la infiltración mediante la ecuación de Richards, y emplea la *onda cinemática* para la transferencia de flujo entre las distintas celdas. En los procesos sedimentológicos calcula la erosión en función de la energía cinética de las gotas de lluvia, la profundidad de la capa de agua almacenada en la superficie de la celda y la estabilidad del suelo, por otro lado se basa en las ecuaciones del modelo *EUROSEM* para tener en cuenta la erosión y deposición que se da ya sea en los surcos de la ladera o en el cauce de la cuenca.

### 3.3.2. EUROSEM

*The European Soil Erosion Model (EUROSEM) (?)*, es un modelo hidrológico y sedimentológico distribuido, en el cual se simulan los procesos de erosión y transporte de sedimento tanto por fuera de las cárcavas como por fuera de las mismas. Dentro del modelo se busca realizar simulaciones de diversos procesos que ocurren dentro de la cuenca pasando desde las plantas hasta las rocas, por lo que necesita de una alta cantidad de parámetros, muchos de los cuales son de difícil adquisición o bien requieren de una alta disponibilidad de recursos para su adquisición. Debido a lo anterior y a que el modelo busca simular de manera detallada la complejidad de los procesos que ocurren al interior de una cuenca durante un evento de tormenta pierde su aplicabilidad en muchos casos de estudio, mas sin embargo se debe tener en cuenta como un modelo con fines investigativos.

### 3.3.3. KINEROS

*Kinematic Erosion Simulation* (Woolhiser et al., 1990), simula la producción de sedimentos teniendo en cuenta el desprendimiento por impacto causado por la lluvia y el desprendimiento causado por la escorrentía superficial. Para simular el desprendimiento por el impacto de las gotas tiene en cuenta la profundidad del agua que hay en superficie y las propiedades del suelo. La simulación del desprendimiento debido a la escorrentía superficial, se calcula mediante balance de masas, similar a como realiza el modelo los cálculos del flujo que sale de cada elemento (Sección 2.3.2). A diferencia del modelo *EUROSEM*, el modelo *KINEROS* no requiere de tantos parámetros para su uso, lo cual lo hace más práctico sin dejar de ser efectivo, ya que este ha mostrado ser un modelo competitivo.

### 3.3.4. TREX

*Two-Dimensional Erosion and Export (TRES)* (Velleux, England y Julien, 2008). La simulación de sedimentos de este se basa en el modelo sedimentológico propuesto por el *CASC2D-SED* (Johnson y Julien, 1999), en el cual se hace diferencia de tres tipos diferentes de fracciones de sedimentos (Arenas, Arcillas y Limos). La erosión solo se da en ladera, para lo cual se calcula tanto la erosión debida al impacto de las gotas como la debida a la escorrentía superficial bajo la misma ecuación, la cual se basa en algunos factores de la *RUSLE*, y en una modificación de la ecuación de Kilinc y Richardson. Por otro lado se dan procesos de depositación tanto en ladera como en el cauce, para ambos casos calculando el porcentaje de depositación de cada fracción bajo la misma expresión, en la cual interviene, la profundidad del flujo, la velocidad de cada de la partícula y el intervalo de tiempo con el que se este operando. El modelo *TRES* además de simular

procesos de erosion y depositacion de sedimentos simula la produccion y el transporte de diferentes contaminantes.

### 3.3.5. SHESED

*SHESED* (Wicks y Bathurst, 1996) se presenta como la incorporacion de la simulacion de sedimentos al modelo *SHE* (Bathurst, et al, 1986). Se debe tener en cuenta que este segundo modelo mencionado es uno de los mas conocidos debido al buen desempeño que ha presentado, pero as mismo es un modelo con una alta exigencia de parametros para su funcionamiento. La erosion en el modelo es calculada bajo el concepto de que esta es generada de tres maneras diferentes, una debido al impacto de las gotas de lluvia, otra debida a la ca da del agua acumulada en las hojas de la vegetacion, y una ultima debida a la escorrent a superficial. Dentro del canal se asume que este tiene capacidad in nita de transportar part culas de igual o menor tamaño a  $0,062mm$ , para las demas part culas su transporte se limita a la capacidad de transporte calculada. Ya que el modelo simula tambien depositacion y erosion en canales uno de los agregados del modelo es el calculo de la evolucion del perfil del canal.

## 3.4. Aspectos generales

Se tiene entonces que el uso de un modelo emp rico o un modelo f sico para la simulacion de sedimentos se encuentra altamente ligada con el objetivo de estudio que se tenga, ya que la mayor parte de los modelos emp ricos se orientan a escalas temporales del orden de dias, y por el contrario gran parte de los modelos f sicos se orientan a simulaciones a escala de evento. As mismo se debe tener en cuenta que debido a la estructura conceptual propia de los modelos emp ricos, estos no son muy propios para la simulacion de eventos de tormenta ya que no tienen en cuenta la complejidad de los procesos f sicos que se presentan al interior de una cuenca, cosa que no sucede con los modelos f sicos. Conjunto a lo anterior se presentan diversos casos en los cuales los modelos emp ricos requieren de una alta cantidad de parametros con los cuales puede no contarse. As mismo debido a que muchas de las ecuaciones empleadas en los modelos emp ricos proceden de distintos datos tomados en campo, el trabajo de extrapolacion debe ser realizado con cuidado.

Se encuentran modelos f sicos donde se representa gran parte de la complejidad de los procesos que ocurren dentro de la cuenca en un evento de tormenta (*SHESED*, *EUROSEM*), los cuales requieren de una alta cantidad de parametros, por lo que su uso puede llegar a ser limitado debido a que se debe requerir de altos recursos para obtener los datos de entrada, mas si se piensa en pa ses en v a de desarrollo, por lo que pasa a ser mas complejo

el uso de este tipo de modelos. Debido a esto no se deben desechar los modelos físicos en los cuales no hay una alta exigencia de parámetros, ya que sin perder su carácter investigativo representan una herramienta para el análisis y la toma de decisiones en la ingeniería.

Debido a lo anterior, se puede pensar que es conveniente el planteamiento de un modelo físico de simulación de sedimentos, donde se requiera un número mínimo de parámetros sin perder capacidad de predicción, obteniendo como resultado un modelo de un alto uso práctico, y para el cual no se requiere de una alta disponibilidad de recursos para su aplicación. El modelo sedimentológico propuesto por Julien, 1995 para los modelos *CASC2D-SED* y *TREX* cumple tales requerimientos, ya que a pesar de emplear algunos de los parámetros de la *USLE* parte de bases físicas para el cálculo de la erosión, deposición y transporte de sedimentos.

# Cap tulo 4

## Marco Conceptual

### 4.1. Introduccion

Dentro de este cap tulo se presentan los conceptos asumidos para la formulacion del modelo propuesto. Se realiza una conceptualizacion de los diversos procesos que se dan al interior de la cuenca durante un evento de tormenta, analizando los aspectos hidrologicos, hydraulicos y sedimentologicos.

En la conceptualizacion del modelo es pertinente entender las distintas relaciones que se dan en la cuenca, con el fin de tener la capacidad de realizar una buena simulacion de los mismos, mas en el caso actual en el cual se esta trabajando con un modelo distribuido, lo cual indica que se deben simular las relaciones entre los diferentes elementos que componen la cuenca. Ademas dentro de la simulacion se deben analizar aspectos tales como la diferenciacion entre geomorfolog as, la topograf a y la pendiente del terreno, las coberturas, etc. Ya que las variables mencionadas juegan un papel crucial en procesos hidrologicos e hydraulicos que se dan al interior de la cuenca durante un evento de tormenta.

Debido a que a su vez el modelo simula los procesos de erosion, depositacion y transporte de sedimentos en la cuenca, se debe realizar un analisis conceptual de los diferentes procesos, con el fin de entender y tener en cuenta las variables mas importantes dentro de este proceso.

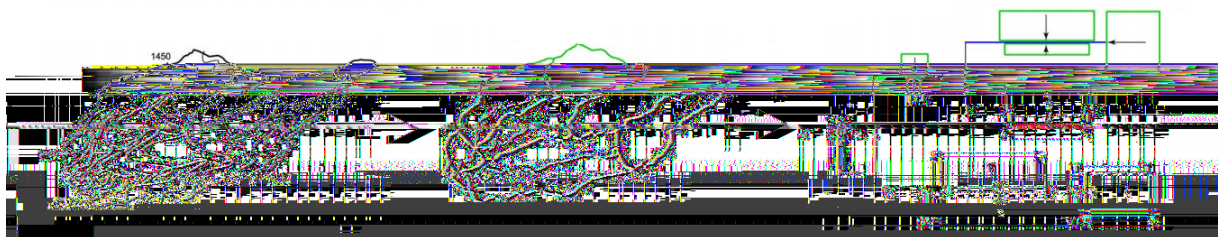
### 4.2. Discretizacion espacial

Uno de los primeros problemas que se encuentra en el momento de realizar simulacion hidrologica, es la continuidad del espacio, debido a esto los primeros modelos de simu-

lacion hidrológica propuestos conceptualizaban toda la cuenca como un unico elemento, dentro del cual se resumen los diferentes procesos que ocurren en su interior, un ejemplo de ello es el metodo del numero de curva propuesto por la *SCS*. Con el paso del tiempo se ha obtenido una mayor capacidad computacional, con lo cual se comenzaron a proponer modelos semi-distribuidos, en los cuales se divide la cuenca en diferentes subcuencas mediante diversos metodos, un ejemplo de ello es la metodologia propuesta por Clark, 1945 en el cual distribuye la cuenca a partir de isocronas (zonas de tiempos similares de residencia del agua en la cuenca). Posteriormente se han venido desarrollando diferentes modelos distribuidos (Ver Capitulo 2 Seccion 2.3), en los cuales el terreno y sus diferentes variables asociadas se conceptualizan como un espacio distribuido.

Para la discretizacion de tal espacio existen diferentes posibilidades y tecnicas, entre las mas usadas se encuentran los mapas raster de elevacion digital (mas conocidos como modelos digitales de elevacion del terreno, *MDE*), la discretizacion a partir de trinagulos irregulares o *TIN*, y en algunos casos el terreno de la cuenca se discretiza en laderas (es el caso del modelo KINEROS, ver Capitulo 2 Seccion 2.3.2).

En la discretizacion por laderas se busca mantener una homogeneidad de parametros y comportamientos dentro de cada elemento de la cuenca, con lo cual a su vez se pretende mantener un mayor significado fisico en la simulacion, y dar rigidez al modelo ante variaciones en la escala espacial, ya que de esta manera se pierde parte de la dependencia con la resolucion de la informacion que se tenga. En la Figura 4.1 se presenta un esquema conceptual de este tipo de discretizacion, tomado de Semmens et al..



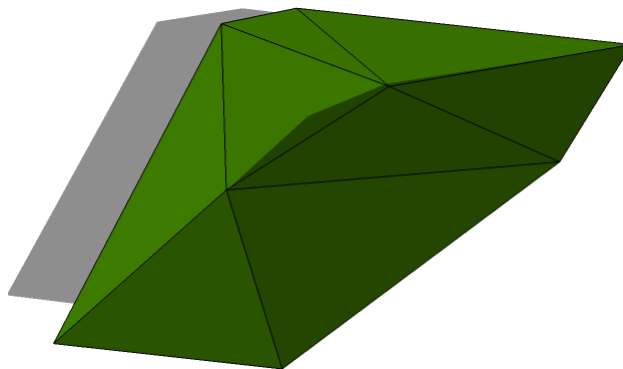
**Figura 4.1:** Discretizacion por laderas, figura tomada de D.J. Semmens, 1990

A pesar de que la discretizacion por laderas presenta conveniencias en cuanto a los problemas de escala existentes en la modelacion hidrológica, es una metodologia que supone un mayor conocimiento de parte del modelador, ya que facilmente se pueden llegar a realizar grandes simplificaciones de la complejidad del terreno, lo cual no es conveniente para la simulacion.

La discretizacion por triangulos irregulares (*TIN*), mas que ser una metodologia para generar terrenos discretos usados en simulacion hidrológica, es empleada como un metodo



de interpolación de datos, a partir del cual se pueden obtener fácilmente mapas de elevación digital del terreno (*MDE*), en la Figura 4.2 se presenta un esquema ejemplificando la estructura de una malla de triángulos irregulares, como puede observarse esta forma de discretizar no se presenta muy adecuada para realizar un trabajo numérico de simulación, pero si constituye una herramienta potente de interpolación para diversas variables.



**Figura 4.2:** Esquema de una malla irregular de triángulos

A diferencia de los dos tipos de discretizaciones del terreno mencionadas anteriormente, la discretización mediante el formato *raster* es la más empleada en la simulación hidrológica, ya que esta permite realizar una alta variedad de cálculos, y además, ofrece diferentes opciones en el momento de conceptualizar las diferentes interacciones entre los elementos del terreno ya que al usar una malla regular se facilita el uso de cálculos iterativos lo cual facilita la tarea del modelador.

Un *MDE* se compone como una matriz, por lo que entre sus atributos se encuentran la cantidad de columnas y de las, la longitud del lado de las celdas en cada dirección ( $dx$  y  $dy$ ), el valor correspondiente a las celdas que no tienen un valor de nido y si se va a emplear dentro de un sistema de información geográfica (*SIG*), debe contener las coordenadas  $X$  y  $Y$  de alguna de las cuatro esquinas, o algún sistema de referencia global. En la Figura 4.3 se presenta conceptualmente lo que representa un *MDE*, en esta puede observarse como cada celda representa un valor de elevación del terreno.

Debido a que un *MDE* es una representación del terreno, este originalmente no es muy práctico para realizar modelación hidrológica, ya que al igual que el terreno real en muchos puntos de un *MDE* se encuentran pozos y sumideros, un ejemplo de ello son los lagos. Debido a esto generalmente es necesario procesar el *MDE* antes de ser empleado en modelación, por lo que se han generado diversos algoritmos de procesamiento.

Una vez el *MDE* ha sido procesado se puede obtener a partir de este un mapa de direcciones, en el cual se indica mediante números a cuál de las celdas vecinas se drena el flujo, con lo cual se obtiene una malla que simula de manera aproximada el transporte

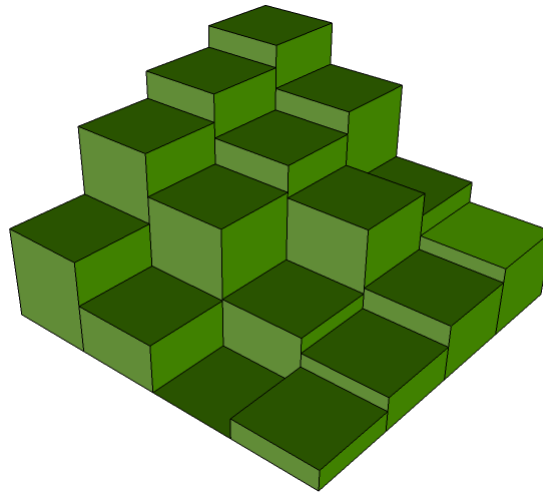


Figura 4.3: Esquema de un *MDE*

del flujo hasta la salida de la cuenca. Uno de los primeros metodos desarrollados para obtener las direcciones de flujo a partir del *MDE* es el presentado por O Callaghan, F.J., y D.M. Mark, 1984, el cual simplemente se basaba en encontrar entre las ocho celdas vecinas la de mayor pendiente con respecto a la celda analizada. Similar al anterior se encuentra el metodo TauDEM (*Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*) el cual ha sido desarrollado por Tarboton, 2005, y se encuentra incorporado como plug-in para los software de SIG; ArcGIS y MapWindowGIS, este metodo tambien se basa en encontrar la direccion entre alguno de los ocho vecinos de la celda analizada. Existen tambien otros metodos de clasificacion de drenajes, los cuales asignan a cada celda  $n$  direcciones de drenaje un ejemplo de ello es el metodo *D 1* (Tarboton, 1997). Otros metodos como el empleado en el modelo *CASC2D-SED*, obtienen para cada celda dos direcciones de drenaje pero unicamente en direcciones ortogonales.

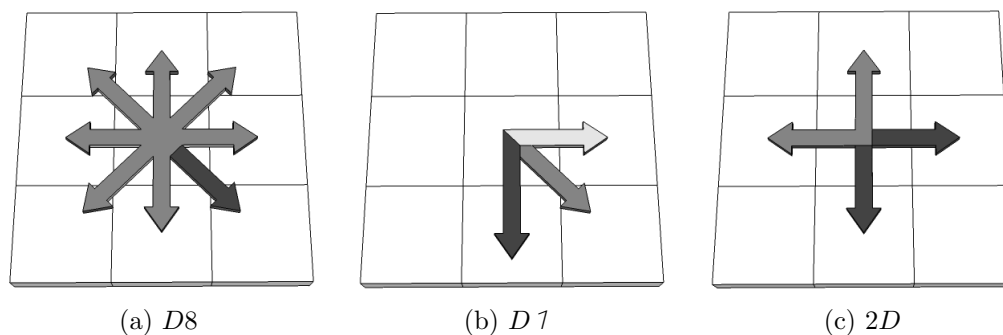


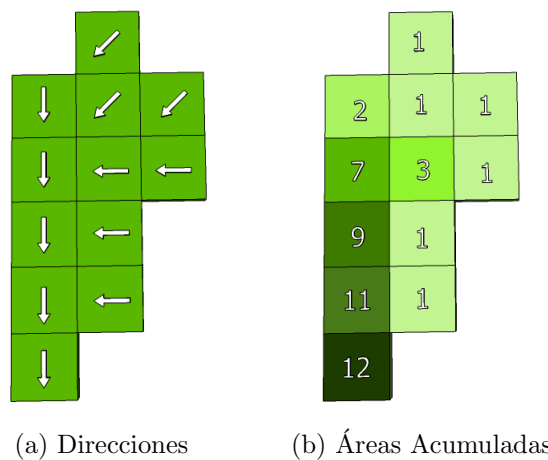
Figura 4.4: Metodos de asignacion de direcciones

En la Figura 4.4 se presenta de manera resumida los tres esquemas de direcciones mencionados anteriormente. En la Figura 4.4a se observa como de las ocho direcciones posibles el metodo toma solo una para la celda evaluada, por el contrario bajo el esquema *D 1* (Figura 4.4b) se pueden establecer una o mas direcciones con respecto a las celdas

vecinas, para lo cual se asignan porcentajes entre las direcciones seleccionadas, finalmente en la Figura 4.4c se tiene una metodología donde solo se consideran las celdas vecinas en las direcciones ortogonales, y a su vez para cada celda se asignan dos celdas a las cuales se les drena, igualmente la cantidad de flujo se distribuye porcentualmente entre ambas direcciones tomadas.

Dentro del modelo hidrológico planteado se toma el esquema de direcciones *D8* planteado por Tarboton, 1997, el cual a pesar de tener desventajas con respecto a la metodología *D1*, se presenta mucho más cómodo en el momento de realizar simulación hidrológica. Es entonces a partir de este esquema de direcciones desde donde se realiza el trazado y la identificación de la cuenca, así mismo basado en el mismo esquema se obtienen mapas de alta importancia tanto para efectos de diferenciación geomorfológica como para la simulación hidrológica, los cuales son: el mapa de áreas acumuladas y el mapa de pendientes del terreno, a partir de estos se obtiene el mapa de la red de drenaje.

El mapa de áreas acumuladas indica la cantidad de celdas que drenan sobre cada celda de manera acumulada, es decir, tiene en cuenta todas las celdas, lo cual indica que la celda que representa la salida de una cuenca en el mapa de áreas acumuladas tiene el área acumulada de todas las celdas pertenecientes a dicha cuenca, en la Figura 4.5 se presenta la manera en que se calcula y se obtiene un mapa de este tipo basado en el mapa de direcciones.



**Figura 4.5:** Cálculo de mapa de áreas acumuladas

Como se ha mencionado anteriormente, en muchas ocasiones a partir del mapa de áreas acumuladas y del mapa de pendientes se obtiene el mapa de la red de drenaje, el cual indica cuáles celdas poseen red de drenaje y cuáles no. En los casos más simples la definición de la red de drenaje depende únicamente del mapa de áreas acumuladas, para lo cual se establece un umbral de área determinado a partir del cual se considera que existe

red de drenaje, este umbral depende de las condiciones del campo y en muchas ocasiones puede ser variables dentro de la misma cuenca. Existen metodologías que involucran un mayor grado de complejidad, como la propuesta por Montgomery y Dietrich, 1988, en la cual no solo se tiene en cuenta el mapa de áreas acumuladas, si no también el mapa de pendientes del terreno.

Finalmente sobre la red de drenaje se pueden identificar diferentes geomorfologías si el modelo lo exige, en el caso del modelo estudiado se considera la existencia de dos tipos de geomorfologías diferentes dentro de la red, las cuales presentan diferencias en cuanto a su hidráulica e hidrológica (ver Sección 4.3 del actual Capítulo para más detalles).

Para la identificación de tales geomorfologías existen diversas alternativas. Algunas se basan en umbrales de áreas acumuladas, otras más complejas emplean además la pendiente, un ejemplo de ello es la clasificación que presenta Buington y Tonina, 2009, en la cual se diferencian cuatro tipos diferentes de geomorfologías, las cuales dependen altamente de la pendiente del terreno. En algunos casos se realizan clasificaciones geomorfológicas de acuerdo a imágenes tomadas del lugar de estudio.

### 4.3. Procesos Hidrológicos

Una vez que se ha definido el esquema de discretización y clasificación del terreno y sus variables geomorfológicas, se pasa al segundo problema, la conceptualización de los fenómenos hidrológicos e hidráulicos que se dan al interior de la cuenca durante el evento de tormenta. Ya que los procesos suceden tanto en la superficie como en la sub-superficie de la cuenca, se debe analizar los fenómenos que acontecen en ambas zonas de la cuenca.

Se le debe dar una alta relevancia a los procesos que se dan en el sub-suelo, ya que gran parte del agua que llega a los cauces de la cuenca durante un evento de tormenta proviene de este, por lo que el entendimiento del fenómeno pasa a ser más complejo. Además hay que tener en cuenta que el sistema hidrológico en conjunto es un sistema complejo, en el que existe una alta interacción con factores externos, tales como la temperatura y el aire, por otro lado se debe tener en cuenta la escala de trabajo, ya que dependiendo de esta se tienen o no en cuenta algunos de los fenómenos que ocurren al interior de la cuenca, un ejemplo de ello se ve al observar la Figura 4.6 tomada de Ven Te Chow, en la cual se presenta en resumen el sistema hidrológico global, para el caso de la modelación de eventos de tormenta se puede presentar un esquema muy similar con pequeñas diferencias, tales como la poca influencia que ejercen fenómenos tales como la evapotranspiración y la recarga del acuífero.

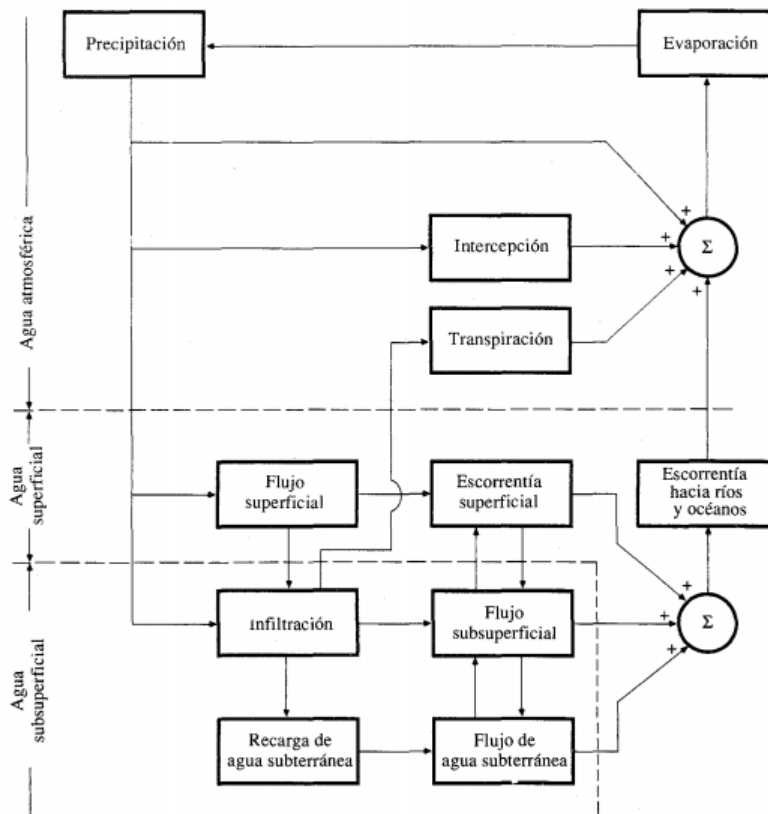


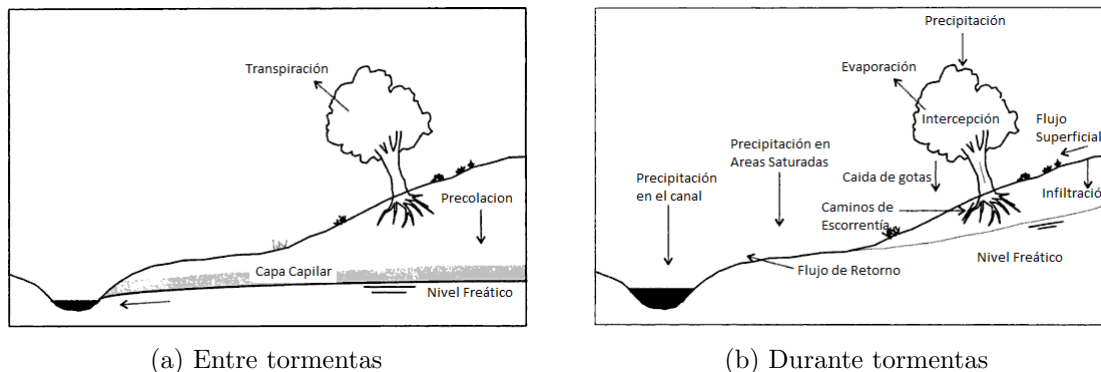
Figura 4.6: Sistema hidrológico global, tomado de Ven Te Chow

Como se presenta en el esquema de la Figura 4.6, la precipitación es uno de los procesos más importantes dentro del sistema hidrológico, ya que esta constituye la mayor parte del agua que ingresa a una cuenca. Debido a lo anterior en la modelación hidrológica se le debe prestar atención a esta variable, mas si se considera que posee una alta variabilidad tanto espacial como temporal, la cual se amplifica al analizar el problema a una escala de tormenta. Para la medición de la precipitación se puede considerar que aun no existen métodos ni herramientas en capacidad de cuantificar adecuadamente su intensidad y volumen tanto en la escala espacial como temporal requerida para la simulación de eventos de tormenta.

A parte de la alta variabilidad que presenta, parte de la precipitación que cae sobre una cuenca es atrapada por las plantas (intercepción), este volumen de agua no escurrirá sobre la cuenca ya que al ser atrapado pasa posteriormente a ser evaporado. El porcentaje de lluvia que no es atrapado por las plantas cae sobre el suelo, este inicialmente queda atrapado en pequeñas depresiones existentes en el terreno y posteriormente pasa a infiltrarse si no se trata de un suelo impermeable. Una vez que la precipitación excede la capacidad del suelo comienza a aparecer la escorrentía directa por exceso de infiltración, este proceso no es muy común y se da más que todo en zonas áridas o con poca vegetación.

Continuando el análisis sobre la Figura 4.6, se tiene que hay una relación entre el flujo superficial, el sub-superficial, y el subterráneo, la cual debe ser tomada en cuenta, ya que dichas relaciones y cada flujo por separado regulan en gran medida la respuesta de la cuenca. Los efectos sobre la respuesta que producen tales flujos dependen de la escala de tiempo que se tenga, es decir, a escalas como la mensual o la diaria los flujos sub-superficial y subterráneo presentan un mayor efecto sobre los caudales, por el contrario a escala de horas y minutos el flujo subterráneo pierde importancia.

Debido a que la escala de trabajo para este caso es una escala de tormenta, no todos los procesos presentes en el sistema hidrológico global son de importancia para la simulación. Además a esta escala se observan procesos diferentes en la cuenca durante los lapsos en los que no hay lluvia presente y en los que sí hay, para tener una mayor ilustración de ellos en las Figuras 4.7a y 4.7b (Beven, 2001) se presentan los procesos que se dan ambos lapsos.



**Figura 4.7:** Procesos presentes entre tormentas y durante tormentas, tomado de Beven 2001

### 4.3.1. Procesos superficiales

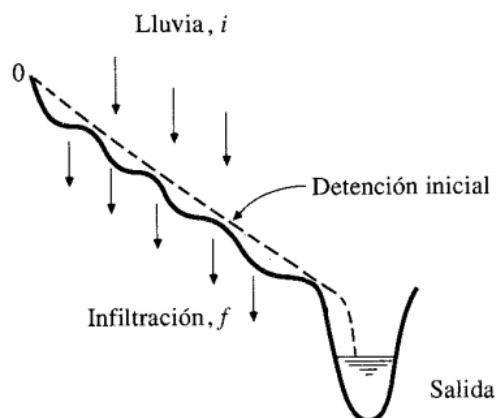
Como se ha mencionado anteriormente, una vez llueve sobre la cuenca parte de la lluvia es retenida por las plantas, y otra parte cae sobre el suelo. Lo que se queda atrapado en la vegetación no solo depende de la cantidad de vegetación existente en la cuenca, si no también del tipo de vegetación presente, ya que ciertos tipos de cobertura vegetal ofrecen un mayor grado de intercepción.

El agua que es interceptada por las plantas tiene tres opciones (Muzylo, et al, 2009), una de ellas, la cual es la evaporación la lleva fuera del sistema, mediante las otras dos opciones esta entra al sistema, ya que una es la caída de la gota sobre el terreno una vez esta se desliza, y en la última opción la gota escurre por el tallo hasta alcanzar el suelo. Otro aspecto a tener en cuenta es la capacidad de almacenamiento, ya que a partir de

cierto punto la saturación hace que las gotas atrapadas en las hojas caigan rápidamente al terreno. La intercepción por parte de la vegetación debe ser tomada en cuenta dentro de la simulación ya que constituye una variable que regula la velocidad y la magnitud de la respuesta de la cuenca.

## Flujo Superficial

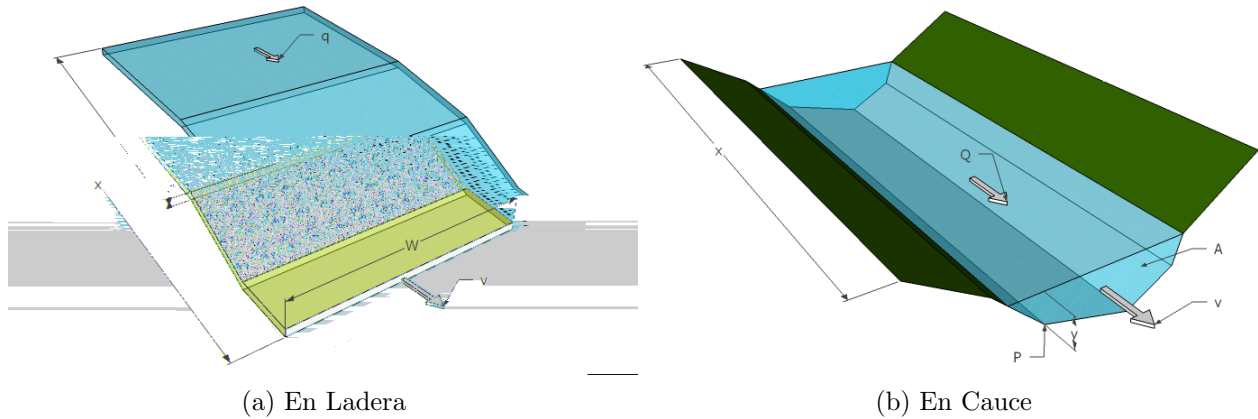
Horton en 1933 describe el flujo superficial como la parte de la lluvia que no es absorbida mediante infiltración. Lo cual se puede dar debido a que la intensidad de la lluvia ( $i$ ) supere la capacidad de infiltración del suelo ( $f$ ), por lo que se tiene una escorrentía superficial con una tasa igual a la diferencia de ambas variables ( $i - f$ ), a esta diferencia Horton la llama "exceso de lluvia". Este flujo además presenta un almacenamiento en pequeñas depresiones presentes en el terreno. Finalmente cuando hay una alta acumulación del flujo en las diferentes depresiones este termina escurriendo hasta el cauce (ver Figura 4.8)



**Figura 4.8:** Flujo superficial debido a exceso de lluvia, tomado de Ven Te Chow

El flujo superficial se encuentra presente en las laderas, las cárcavas y en los cauces con flujo base. Para efectos prácticos se puede tratar de manera similar en las tres zonas mencionadas, ya que la física que rige su movimiento no es muy diferente. Se debe diferenciar entre las geomorfologías mencionadas anteriormente las diferencias geométricas, ya que esta implica diferencias hidráulicas significativas. Las diferencias más marcadas entre las laderas y los cauces se presentan mayormente en la geometría, en la Figura 4.9 se presentan las variables que intervienen en cada uno de los casos.

Además de las diferencias geométricas, se debe tener en cuenta las diferencias en unidades existentes, ya que en el cauce el caudal es:  $Q[L^3T^{-1}]$ , por otro lado en la ladera el caudal se toma como un caudal específico, y se expresa como:  $q[L^2T^{-1}]$ . La velocidad en ambos casos se toma como la velocidad promedio y se expresa en las mismas unidades:



**Figura 4.9:** Flujo superficial, basado en Beven, 2001

$v[LT^{-1}]$ . Las demás variables son propias de cada geometría.

Para la simulación del flujo superficial se aconseja asumir que este viaja en una sola dirección, ya sea que este viaje por la ladera o por cauce, ya que realizar los cálculos en una dirección pasa a ser una tarea más simple. Se busca entonces solucionar la velocidad promedio del flujo sobre cada uno de los elementos de la cuenca. Para obtener el valor de la velocidad existen diferentes metodologías.

Las soluciones más simples asumen algunas de las variables presentadas en Figura 4.9 como constantes, con lo cual se puede obtener el valor de la velocidad de manera sencilla. Dentro de una de estas simplificaciones se resume el radio hidráulico y la rugosidad en una constante, con lo cual se obtiene la ecuación 4.1.

$$v = CS^{1/2} \quad (4.1)$$

Ecuaciones como la (4.1) no son recomendables para ser empleadas en simulaciones a escala de tormenta, ya que dentro de esta escala se presentan de manera más marcada las relaciones no lineales existentes entre el volumen de agua y la velocidad. Se emplean entonces ecuaciones donde se relacionen las variables anteriormente mencionadas, con el fin de simular las relaciones no lineales presentes. Para ello se comúnmente se emplea la onda cinemática y en algunos modelos la onda difusiva, ambas provenientes de las ecuaciones de conservación y de momentum propuestas por St. Venant (ecuaciones (4.2) y (4.3) respectivamente).

$$V \frac{dx}{dt} + y \frac{dV}{dx} + \frac{dy}{dt} = 0 \quad (4.2)$$



$$\frac{dV}{dt} + V \frac{dV}{dx} + g \frac{dy}{dx} - g (S_0 - S_f) = 0 \quad (4.3)$$

Si se consideran todos los términos de la ecuación (4.3) se obtiene la onda dinámica, en la cual se está considerando la aceleración local y la aceleración convectiva, esta ecuación en sí no es de mucha utilidad para la simulación hidrológica en eventos de tormenta, ya que implica una mayor cantidad de cálculos, y por ende una mayor demanda computacional, por otro lado, a la escala en la cual se trabaja es innecesario tener en cuenta todos los aspectos que intervienen en la velocidad. Se emplean entonces la onda difusiva en la cual no se tienen en cuenta los dos primeros términos de la ecuación 4.3, o bien en la mayoría de los casos se hace uso de la onda cinemática, la cual es conveniente emplearla a medida que se tienen pendientes altas, ya que en esta se asume que la pendiente del terreno es igual a la pendiente de la línea de energía ( $S_0 = S_f$ ), y no se tiene en cuenta la fuerza debida a la presión.

### 4.3.2. Procesos sub-superficiales

Son tres los procesos principales que ocurren a nivel sub-superficial, los cuales son: la *infiltración*, el *flujo sub-superficial* y el *flujo de agua subterránea*. La *infiltración* es el proceso mediante el cual ingresa agua al sistema del sub-suelo de la cuenca, por lo que de esta depende el agua que transite a los demás estratos del suelo. Por otro lado el *flujo sub-superficial* y el *flujo de agua subterránea* generan control sobre los caudales en diferentes escalas temporales, en la Figura 4.10 se observa un esquema resumen tomado de Ven Te Chow de los procesos que ocurren a nivel sub-superficial en la cuenca.

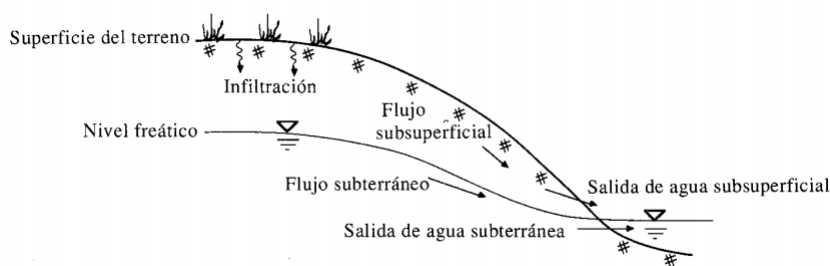


Figura 4.10: Procesos del agua sub-superficial

### Infiltración

El primer proceso sub-superficial que ocurre una vez las gotas de lluvia impactan el suelo es la infiltración, la cual tiene una gran influencia sobre la respuesta de la cuenca, esta depende altamente del tipo de suelo y de las condiciones precedentes en que se encuentre

el mismo (la humedad del suelo antes del comienzo del evento), depende también de otros factores tales como el tipo de vegetación, la porosidad y la conductividad hidráulica del suelo. Debido a que se pueden encontrar diferentes tipos de suelos sobre la misma columna, y a la cantidad de factores que intervienen, el proceso de infiltración pasa a ser complejo, y mediante ecuaciones matemáticas se llega a estimar únicamente de manera aproximada.

Se considera que dependiendo de las condiciones del suelo, se tiene una tasa de infiltración  $f$ , la cual generalmente posee unidades de  $[pulg/hora]$  o  $[cm/hora]$ . Dependiendo de la cantidad de lluvia la infiltración cambia su comportamiento, es decir, en los casos en que hay encharcamiento superficial la tasa de infiltración pasa a ser la tasa de infiltración potencial, si por el contrario no hay encharcamiento la tasa de infiltración pasa a ser menor a la potencial. Para efectos prácticos la mayor parte de las ecuaciones de infiltración consideran la tasa de infiltración potencial.

Una de las primeras ecuaciones para estimar la infiltración fue presentada por Horton, 1933, la cual obtuvo al observar que el comienzo del proceso de infiltración se tiene una tasa de infiltración inicial  $f_0$ , la cual decrece potencialmente hasta llegar a un nivel constante  $f_c$ . En esta ecuación se asume que la conductividad del suelo  $k$  es constante para toda la columna, igualmente pasa con la difusividad del agua en el suelo (ver ecuación (4.4)).

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (4.4)$$

Luego aparece una de las ecuaciones más empleadas para la estimación de la infiltración, la ecuación de Green y Ampt, 1911, en la que se propone un esquema simplificado del proceso de infiltración, mediante el cual obtienen una solución analítica. Un inconveniente del modelo es que requiere de una mayor cantidad de parámetros, ya que se requiere conocer además de la conductividad hidráulica  $k$ , la porosidad del suelo  $\eta$  y la cabeza de succión del suelo  $\psi$ .

## Flujo sub-superficial

Dependiendo de la escala de simulación y de las características de la cuenca el *flujo sub-superficial* puede tener o no una alta importancia en la respuesta de la misma, ya que estos flujos a pesar de comprender un considerable porcentaje del volumen de agua que se encuentra en el sistema tienen un mayor tiempo de viaje, pero igualmente se conectan con la red de canales (ver Figura 4.11).

Para la estimación de los *flujos sub-superficiales* se emplea como base la *Ley de Darcy*, en la cual el volumen unitario de agua que pasa por segundo  $q$ , depende de la pendiente de la línea de energía y de la conductividad hidráulica del suelo (ecuación (4.5)), debido a que el valor de  $k$  empleado es el valor para el suelo saturado, el uso de la ecuación (4.4)

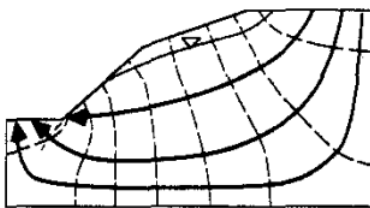


Figura 4.11: Esquema de *flujo sub-superficial*

se resume a dichos casos.

$$q = kS_f \quad (4.5)$$

A pesar de las simplificaciones realizadas por la *Ley de Darcy*, esta es una de las metodologías más comúnmente usadas en la simulación hidrológica, ya que otras maneras de abordar el problema requieren de una mayor cantidad de cálculos lo cual baja el rendimiento del modelo en cuanto a su velocidad. Ya que las simplificaciones realizadas no consideran la existencia de diversas capas de tipos de suelos, o la influencia debida a los macroporos, el coeficiente medido en campo puede no ser muy útil como punto de partida para la modelación.

Por otro lado se debe tener en cuenta que el flujo dentro del suelo no es isotrópico, es decir, no posee el mismo comportamiento en todas las direcciones, por lo que es muy posible que el valor de  $k$  cambie entre las direcciones  $X$ ,  $Y$  y  $Z$ . Se busca entonces un valor de  $k$  genérico en el cual se traten de sintetizar las diferentes variables que intervienen en el *flujo sub-superficial*.

## 4.4. Procesos Sedimentológicos

Los procesos sedimentológicos poseen una alta complejidad, por lo que la simulación de los mismos es una tarea difícil, mas si se tiene en cuenta que los datos para calibrar y validar modelos sedimentológicos son escasos y hay una alta incertidumbre en la toma de los mismos. Además dentro de la simulación de sedimentos se propagan los errores en la estimación tanto del proceso de la interpolación de la lluvia como del cálculo de flujo superficial, debido a que ambas variables intervienen directamente en los procesos de erosión y transporte.

Ya que el proceso de *erosión* se ve afectado por diferentes factores, y debido a la alta

importancia que tiene este tema, en los años 30's se comenzaron a realizar investigaciones alrededor del tema. Entre 1940 y 1956 se realizaron las primeras aproximaciones a una ecuación para estimar la pérdida de suelo, en la cual se tenía en cuenta principalmente la pendiente del terreno y las prácticas de conservación. Wischmeier y Smith, 1978 desarrolla la *Ecuación universal de Pérdida de Suelo* o *USLE* (ecuación (4.6)), en la cual  $A$  es la cantidad de suelo perdido anualmente,  $R$  es un factor de erosividad con el cual se tiene en cuenta las variaciones de la lluvia tales como la intensidad y el tamaño de las gotas,  $LS$  es un factor topográfico con el cual se busca tener en cuenta los efectos de la pendiente y la longitud de las laderas,  $C$  es un factor que depende del tipo de cobertura del suelo, y  $P$  es un factor debido a las prácticas de conservación.

$$A = RKLSCP \quad (4.6)$$

Posteriormente se realizaron desarrollos sobre la *USLE* buscando improvisar su desempeño, con lo cual se llegó a obtener la *Ecuación Revisada de Pérdida de Suelo* o *RUSLE*, la cual emplea los mismos factores presentados en la ecuación de la *USLE*, pero cambia las metodologías para la estimación de los mismos. A pesar de que este tipo de ecuaciones poseen poco sentido físico, han sido empleadas por diversos modelos, y algunos de sus factores son empleados en diversas ecuaciones de erosión y transporte de sedimentos inclusive para la modelación en eventos de tormenta.

El modelo sedimentológico adoptado en este caso proviene del modelo *CASC2D-SED*, en este se consideran los diferentes factores que intervienen en el proceso de erosión y transporte de sedimentos, pero algunos de ellos se consideran de manera indirecta. Se tiene en cuenta entonces que todo el proceso se encuentra en función de los factores presentados en la ecuación (4.7), tomado de Johnson y Julien, 1999.

$$q_s = F(S_0, q, i, X, \rho, \nu, \frac{\tau_c}{\tau_0}) \quad (4.7)$$

Donde:

- $q_s$ : Descarga unitaria de sedimentos ( $m^2s^{-1}$ )
- $S_0$ : Pendiente del terreno ( $mm^{-1}$ )
- $q$ : Descarga unitaria ( $m^2s^{-1}$ )
- $i$ : Intensidad de la lluvia ( $ms^{-1}$ )
- $X$ : longitud de la ladera ( $m$ )

- $\rho$ : Densidad del agua ( $Kgm^{-3}$ )
- $\nu$ : Viscosidad cinemática del agua ( $m^2s^{-1}$ )
- $\tau_c$ : Esfuerzo crítico cortante  $Nm^{-2}$
- $\tau_0$ : Esfuerzo cortante aplicado  $Nm^{-2}$

#### 4.4.1. Erosion

La *erosión* se puede observar como el inicio de los procesos sedimentológicos, ya que constituye la entrada de sedimentos al sistema. Esta se puede dar mediante diferentes procesos, los cuales se dan de diferentes maneras, y son influenciados por factores tales como la geomorfología, los usos y el tipo de suelo, la intervención por parte del hombre, etc.

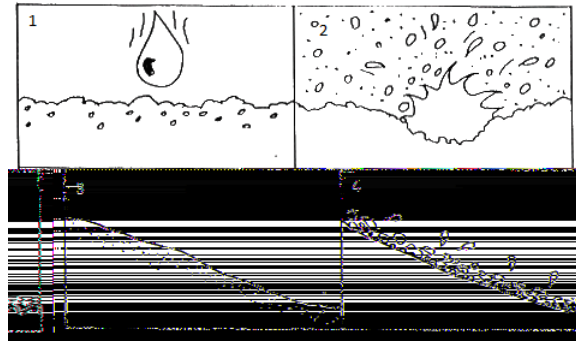
En la actualidad este es un tema de alta importancia ya que debido a la acción del hombre los procesos de *erosión* se ven altamente afectados. Construcciones de carreteras, urbanización de terrenos, la minería, la deforestación, son algunos de las tantas intervenciones que causan grandes alteraciones en un sentido negativo, teniendo en cuenta que dichos cambios perjudican diferentes ecosistemas y finalmente pasan a ser un problema para el hombre mismo. Se tiene entonces que este es un tema de interés en que continuamente se da un desarrollo pero que igualmente es un problema difícil de abordar.

La *erosión* se da básicamente por dos procesos; debido al impacto de las gotas de lluvia, y debido al agua que escurre, ya sea por las laderas o por los cauces. A continuación se realiza una breve descripción de los procesos que ocasionan la *erosión*.

##### Debido al impacto de las gotas

Cuando una gota de lluvia impacta el suelo esta genera un desgarre de tierra con el cual se obtienen partículas de suelo sueltas que posteriormente pueden llegar a ser arrastradas por la escorrentía superficial, debido a que generalmente no hay una capacidad alta de transporte y a que al comienzo del proceso de erosión no se ha impermeabilizado el suelo debido a las mismas partículas que son erodadas (ver Figura 4.12, tomada de Derpsh, 1991), alrededor de 50 a 90 veces de lo que se erode no se considera material perdido ya que este permanece en el sitio (Hillel, 1998).

Como se aprecia en la Figura 4.11, el proceso de erosión debido al impacto de la lluvia se puede resumir en cuatro pasos: 1. La gota posee una energía cinética en el momento de impactar, 2. Impacta y desgarra partículas, 3. Las primeras partículas erodadas forman



**Figura 4.12:** Esquema del proceso de erosión debido al impacto de la lluvia, tomado de Derpsch, 1991

una selladura, 4. Se facilita entonces la escorrenta superficial, la cual arrastra algunas de las partículas.

En la *erosión* debida al impacto de las gotas de lluvia entran una gran cantidad de factores, entre los cuales cabe mencionar la intensidad de la lluvia, el tamaño de las gotas, la velocidad de las gotas en el momento de impactar, la dirección y la pendiente de la ladera, la dirección del viento, el tipo del suelo y su uso (Hillel, 1998). Además se debe tener en cuenta la rugosidad del suelo, ya que dependiendo de esta se da un mayor o menor atrapamiento. Como se menciona una de las variables más importantes es el poder erosivo de la lluvia, el cual depende de la energía cinética de las gotas, y de su momentum, ambas variables dependientes de la masa de la gota (ver ecuaciones (4.8) y (4.9)).

$$E = mv^2/2 \quad (4.8)$$

$$M = mv \quad (4.9)$$

Ya que este tipo de erosión se da siempre y cuando las gotas alcancen el suelo desnudo, otro factor que interviene en el proceso es la lámina de agua presente en la ladera, ya que a pesar de que esta constituye el principal medio de transporte, amortigua el impacto de las gotas impidiendo que se erode el suelo. Por lo anterior diferentes modelos buscan simular el efecto causado por dicha lámina relacionando la profundidad de la lámina con la energía cinética de la gota. Ejemplo de esto se presenta en el modelo *KINEROS*, (Woolhiser et al., 1990), en el cual el poder erosivo de la lluvia se encuentra dado por la ecuación (4.10), en la cual  $K(h)$  es un factor reductor debido a la profundidad de la lámina de agua que se calcula mediante la ecuación (4.11), en la cual  $c_h$  representa el efecto de retención debido a la rugosidad del terreno, y  $h$  es la profundidad de la lámina de agua.

$$e_s = c_f k(h) r^2 \quad (4.10)$$

$$k(h) = e^{(-c_h h)} \quad (4.11)$$

A partir de la ecuación (4.11) se observa como son tenidos en cuenta los efectos debidos a la profundidad de la lluvia, ya que  $k(h)$  de acuerdo al valor de  $h$  toma valores entre 1 y 0. De manera similar el modelo *SHESED* (Wicks y Bathurst, 1996), calcula un parametro de correccion  $F_W$  debido a la profundidad del agua, el cual de manera similar al propuesto por el modelo *KINEROS* depende del diametro medio calculado para las gotas  $D_m$ , en las ecuaciones (4.12) y (4.13) se presenta como este efecto es tenido en cuenta.

$$F_W = e^{1-h/D_m} \quad \text{si} \quad h > D_m \quad (4.12)$$

$$F_W = 1 \quad \text{si} \quad h < D_m \quad (4.13)$$

Dentro del modelo sedimentologico adoptado, la erosion debida a las gotas de lluvia se considera de manera indirecta, para lo cual se emplea el termino  $K$  de la ecuacion universal de perdida de suelo *RUSLE*. A pesar de que al emplear la ecuacion *RUSLE* se pierda sentido fisico en este proceso ya que se esta usando una ecuacion empirica, se tiene una ganancia en cuanto a que se baja la cantidad de parametros requeridos para el calculo de este tipo de erosion. Igualmente como se presentara en el capítulo ??, la ecuacion bajo la cual se calcula la capacidad de transporte de sedimentos si posee un significado fisico.

## Erosion debida al escurrimiento

Ademas de la *erosión* debida a las gotas de lluvia, se da erosion tanto en la ladera como en los canales debida al escurrimiento mismo del agua. Dentro de esta erosion se tiene un rango mas amplio de particulas que son removidas, ademas se presentan diferentes formas de movimiento. Y existe una diferencia marcada entre la *erosión* que se da en la ladera, la que se da entre *surcos*, la que se da en *quebradas* y la que se da en los *ríos* (Hillel, 1998).

El proceso realmente no se encuentra tan diferenciado, ya que la erosion es un proceso complejo. Si se puede aproximar al hecho de que la erosion aguas arriba comienza sobre ladera y a medida que sigue aguas abajo obtiene mayor capacidad de arrastre, por lo que se va poco a poco en la ladera se comienzan a diferenciar pequenos surcos que luego pasan a ser quebradas hasta gradualmente pasar a ser un río (Hillel, 1998).

Debido a la poca cantidad de flujo que se encuentra en la ladera, las particulas que son erodadas en esta y posteriormente transportadas tienden a ser de menor tamaño, en este

caso gran parte del sedimento es transportado como sedimento en suspensión, y se trata mayormente de partículas pequeñas. Sobre las partículas pequeñas la erosión se comienza a dar en el momento en que el esfuerzo cortante del flujo  $\tau_0$  excede el esfuerzo crítico  $\tau_c$  para que estas sean levantadas y pasen a viajar como sedimento en suspensión.

La erosión entre los *surcos* y más aguas abajo entre las *cárcavas* es una de las que produce la mayor cantidad de sedimentos, y en algunos casos las *cárcavas* llegan a tomar un tamaño tal que afectan directamente los campos de cultivos, al punto que estos no pueden ser recuperados fácilmente. Igualmente constituyen uno de los elementos principales en la evolución del paisaje.

En las quebradas y en los cauces además de encontrarse sedimentos no que viaja en suspensión se presenta el movimiento de la banca, en el cual partículas más gruesas comienzan a moverse aguas abajo por rotación, o mediante saltos. Se propone dos variables principales que influyen en la tasa de erosión en los canales  $D_r$ , las cuales son el esfuerzo crítico  $\tau_c$  el cual viene dado por principalmente por el tamaño de la partícula, y la erodabilidad del canal  $K_r$ , en la ecuación (4.14) se presenta la relación establecida para estas variables, en la cual  $Q_s$  representa la cantidad de sedimentos que viaja por el canal, y  $T_c$  es la capacidad de transporte del mismo.

$$D_r = K_r(\tau_r - \tau_c)(1 - Q_s/T_c) \quad (4.14)$$

En el modelo sedimentológico empleado no se hace una diferenciación clara entre *surcos*, *quebradas* y *ríos*, ya que la única diferencia establecida se encuentra entre las laderas y los canales, independiente del tamaño y la geomorfología que estos posean. A pesar de esto el esquema hidrológico e hidráulico del modelo sí posee una diferencia entre los distintos tipos de cauces, por lo que se da una mayor aproximación a la realidad del problema.

#### 4.4.2. Depositación

El proceso de depositación disminuye las tasas de pérdida del suelo, ya que mediante el mismo las partículas de sedimento que fueron erodadas aguas arriba pasan a localizarse nuevamente sobre la superficie de la cuenca. Una partícula que se encuentra en suspensión en medio de agua turbulenta está sujeta principalmente a dos fuerzas, una debida a su peso sumergido en el agua, y una fuerza de tracción debida a la turbulencia del agua (Julien, 1995). Se tiene entonces que algunos de los factores más relevantes dentro del proceso son: el tamaño de las partículas, el peso específico y la forma de las mismas, y la lamina de agua en la dearea o bien el caudal en los canales. Al observar las fuerzas en equilibrio sobre una partícula se pueden analizar las diferentes variables que intervienen sobre una partícula (Julien, 1995)(ecuación (4.15)).



$$CD \frac{\pi d^2}{4} \frac{\rho \omega_s^2}{2} = \frac{\pi d^3}{6} (\rho_s - \rho) g \quad (4.15)$$

En la cual  $CD$  es el coeficiente de arrastre sobre la partícula,  $d$  es el diámetro medio de la partícula,  $\rho_s$  es la densidad de la partícula,  $\rho$  es la densidad del agua,  $\omega_s$  es la velocidad de caída de la partícula y  $g$  es la aceleración por parte de la gravedad. En el modelo empleado es a partir de la ecuación (4.15) que se termina por obtener la velocidad de caída de las partículas de sedimentos que se encuentran en suspensión, las ecuaciones de este proceso se presentan en detalle en el capítulo 5.

# Capítulo 5

## Planteamiento del modelo

### 5.1. Introducción

En el presente capítulo se realiza una descripción de los diferentes elementos que componen el modelo, comenzando con la interpolación de la lluvia, luego pasando a explicar la manera de operar del modelo hidrológico empleado, el cual parte del modelo *TETIS* (Velez, 2001), y finalmente se presenta el modelo sedimentológico, el cual es tomado del modelo *CASC2D-SED* (Julien, 1995).

Conjunto a la descripción del modelo hidrológico se presenta la implementación de una ecuación no lineal sobre el tránsito de corriente sobre laderas, basada en la ecuación de Manning.

### 5.2. Distribución de la lluvia

En algunas cuencas de estudio se puede llegar a contar con campos de lluvia variados en el tiempo, ya que estos son tomados con radar, pero en la mayoría de los casos no se cuentan con registros realizados por este tipo de equipos o bien la resolución espacial de los mismos es mayor a la resolución de la malla con la cual se está modelando, por lo que se deben emplear técnicas de interpolación espacial con el fin de obtener campos distribuidos de lluvia en cada intervalo de tiempo.

Debido a su alta variabilidad tanto espacial como temporal, la obtención de campos de lluvia distribuidos implica un reto que puede necesitar el uso de técnicas de interpolación espacial con una alta demanda computacional, técnicas tales como *Kriging*, la interpolación mediante fractales, el uso de *splines*, etc. este tipo de técnicas tienen poca

aplicabilidad en la modelacion de eventos de tormenta y de hecho generalmente no son empleadas en este tipo de modelos debido a que pueden no ser las mas adecuadas en la escala temporal de trabajo y se busca ahorrar cantidad de calculos en la modelacion, por lo que se debe optar por metodolog as que requieran una baja cantidad de calculos.

### 5.2.1. metodo IDW

La interpolacion mediante el inverso de la distancia al cuadrado o *IDW* y sus diferentes variantes es uno de los mas empleados en la interpolacion de campos de lluvia, ya que este es facil de emplear y ademas tiene un requerimiento muy bajo de calculos, fue originalmente propuesto por Shepard, 1968. este metodo posee algunas desventajas, entre las cuales destaca los campos suavizados de tormenta que se obtienen a partir de este debido a su manera de operar (ver ecuacion (5.2)), y la introduccion de ruido en la interpolacion si se emplean todas las estaciones disponibles.

El metodo se basa en una de las premisas del analisis geo-espacial, en el cual se asume que los objetos que se encuentran cerca tienden a ser mas similares que los que se encuentran separados por mayores distancias. Basado en lo que se ha descrito, el metodo calcula la influencia que tiene cada estacion de precipitacion sobre la celda a interpolar, para lo cual emplea la ecuacion (5.1), en la cual  $w_i$  representa el peso calculado para cada estacion con respecto a la celda analizada, y  $d(P_i, P_x)$  representa la distancia entre la celda analizada y la estacion de medicion  $i$ .

$$W_i = \frac{1}{d(P_i, P_x)} \quad (5.1)$$

Una vez conocidos los pesos correspondientes a la celda analizada se calcula el valor de la lluvia en esta para el intervalo de tiempo, para lo cual se emplea la ecuacion (5.2) en la cual  $R_x$  representa el valor de la lluvia obtenido en el punto y  $R_i$  es el valor de la lluvia para cada una de las estaciones.

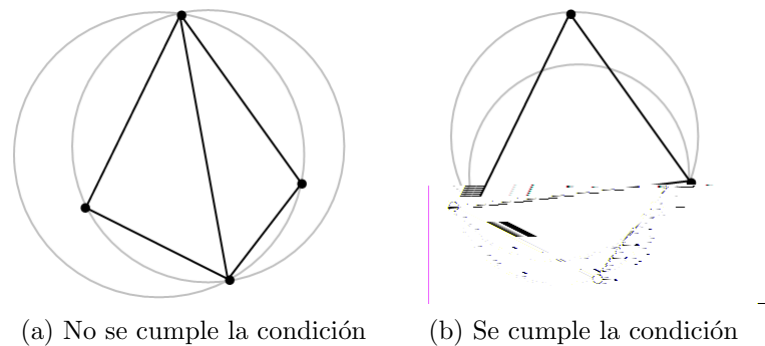
$$R_x = \frac{\sum_{i=1}^N W_i R_i}{\sum_{i=1}^N W_i} \quad (5.2)$$

### 5.2.2. Metodo de los Planos

La interpolacion de campos de lluvia mediante planos obtenidos a partir de triangulos irregulares o *TIN* tiene un menor uso entre los diferentes modelos hidrológicos orientados a eventos de tormenta, no por esto deja de ser un metodo de alta aplicabilidad para

este tipo de casos, ya que gracias a la forma en que este opera se obtienen superficies no tan suaves como en el metodo *IDW* sin la necesidad de invertir en esta tarea una alta demanda computacional.

La malla irregular de triangulos se obtiene cumpliendo la condicion de Delaunay, la condicion dice: la circunferencia descrita por los tres vertices de cada triangulo de la red no debe contener ningun vertice de otro triangulo, en la Figura 5.1 se presenta el caso en que no se cumple la condicion y en el que esta si se cumple. Con lo anterior se obtiene una malla en la cual se asegura la union entre los puntos mas cercanos.

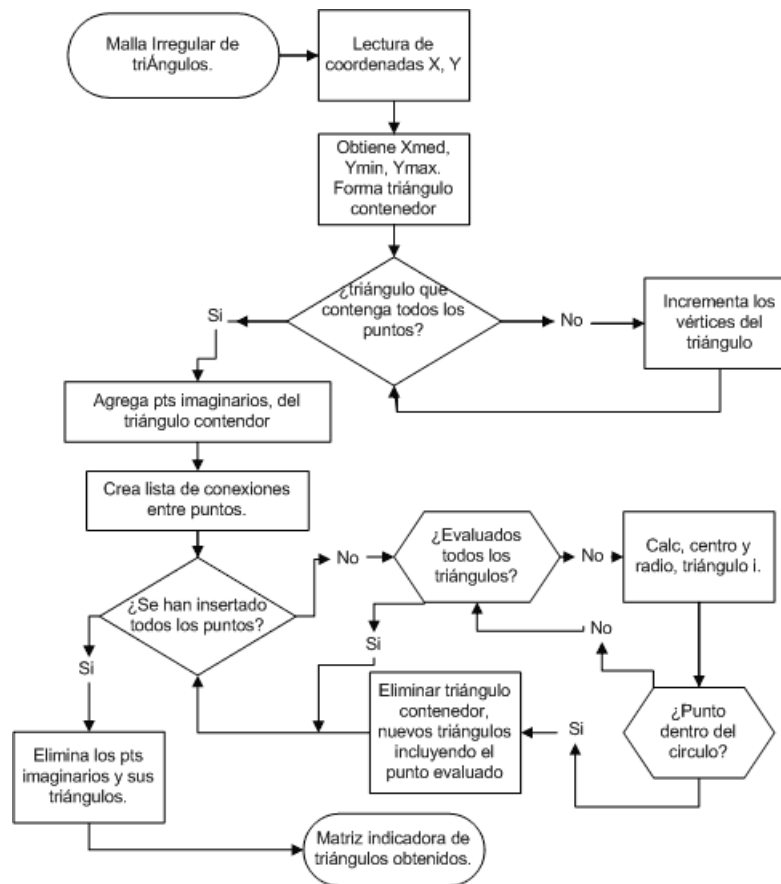


**Figura 5.1:** Condicion Delaunay

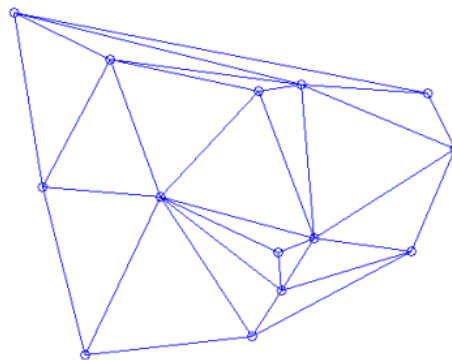
Para la obtencion de un *TIN* existen diferentes algoritmos propuestos, y se aconseja su uso de acuerdo a la necesidad. Para este caso se ha empleado el algoritmo propuesto por Watson, 1981, el cual se encuentra dentro de la familia de los algoritmos de insercion de punto, ya que la malla se construye insertando uno a uno los puntos que conformaran la malla, en la Figura 5.2 se presenta el diagrama de flujo elaborado para adoptar el algoritmo de Watson.

Aplicando el algoritmo presentado en la Figura 5.2 se puede obtener una malla irregular para un conjunto de puntos dado con sus coordenadas  $X$  y  $Y$  (Figura 5.3). A partir de esta malla se realiza la interpolacion asumiendo que cada triangulo que cubre un area representa un plano en tres dimensiones donde la tercera dimension corresponde a la lluvia (el eje  $Z$ ).

Se conoce para cada triangulo los valores de las coordenadas  $X, Y$  de sus vertices, y en cada intervalo de tiempo se tiene el valor de la lluvia sobre cada uno de estos puntos con lo cual se tiene el valor del eje  $Z$ , se puede asumir entonces cada triangulo como un plano en tres dimensiones que varía en cada intervalo de tiempo. Finalmente para la interpolacion de cada analizado se conocen cuatro valores de  $X$  y  $Y$ , y se tienen tres valores de  $Z$ , con lo cual es aplicable la ecuacion del plano en tres dimensiones para conocer el valor de  $Z$  en el punto evaluado, se debe solucionar entonces el determinante presentado en la ecuacion



**Figura 5.2:** Diagrama de flujo para la obtención de la malla irregular por el método de Delaunay



**Figura 5.3:** Malla obtenida a partir de un conjunto de puntos dado

(5.3), en la cual  $X_x$ ,  $Y_x$  y  $Z_x$  corresponden a las coordenadas del punto evaluado, y el valor de  $Z_x$  es desconocido.

$$\begin{matrix} X_2 & X_1 & X_3 & X_1 & X_x & X_1 \\ Y_2 & Y_1 & Y_3 & Y_1 & Y_x & Y_1 \\ Z_2 & Z_1 & Z_3 & Z_1 & Z_x & Z_1 \end{matrix} = 0 \quad (5.3)$$

### 5.3. Modelo Hidrologico

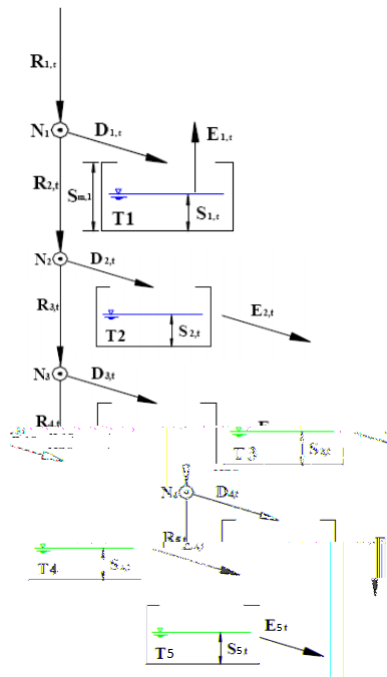
Como se ha mencionado anteriormente, se usa el modelo *TETIS* como modelo hidrologico, el cual fue propuesto por Velez, 2001, y se encuentra orientado a la simulacion de crecidas. este es un modelo fisico en el cual se busca representar los diferentes procesos que se dan tanto en superficie como al interior de la cuenca, para ello se vale del uso de diferentes tanques de almacenamiento, enmarcando diferentes procesos dentro de cada tanque.

En la literatura se pueden encontrar diferentes modelos en los cuales se representan los procesos en la cuenca mediante tanques de almacenamiento, entre estos se encuentran tanto modelos agregados como distribuidos. Entre los agregados se encuentra uno de los primeros modelos en proponer el uso de tanques, el *Tankmodel*, propuesto por Sugawara, 1974, el modelo de *Sacramento* tambien usa tanques para conceptualizar los procesos de la cuenca. Entre los modelos distribuidos se encuentran modelos como el *DVSM* y el *SLURP*.

Ya que este es un modelo distribuido se debe contar con un *MDE* procesado (ver Capitulo 4), por lo que se debe tener una malla continua en la cual el agua pueda escurrir, para lo cual se usa el mapa de direcciones obtenido a partir de la metodología mencionada en la Sección 4.2 del Capitulo 4. La existencia de una conexión continua en la malla de la cuenca es prioritaria, ya que bajo el esquema conceptual del modelo cada celda posee cinco tanques los cuales se encuentran conectados de manera directa o indirecta con los tanques pertenecientes a la celda destino.

#### 5.3.1. Esquema de conexión

El Tanque 1, representa el almacenamiento capilar en la capa superior del terreno, en este tanque el agua solo puede salir mediante evaporación y se tiene un almacenamiento máximo dado por las propiedades del terreno. El Tanque 2 representa la escorrentía superficial, la cual es su salida, este tanque no posee un límite de almacenamiento, en el esquema vertical el agua que llega a este tanque es el agua sobrante del Tanque 1.

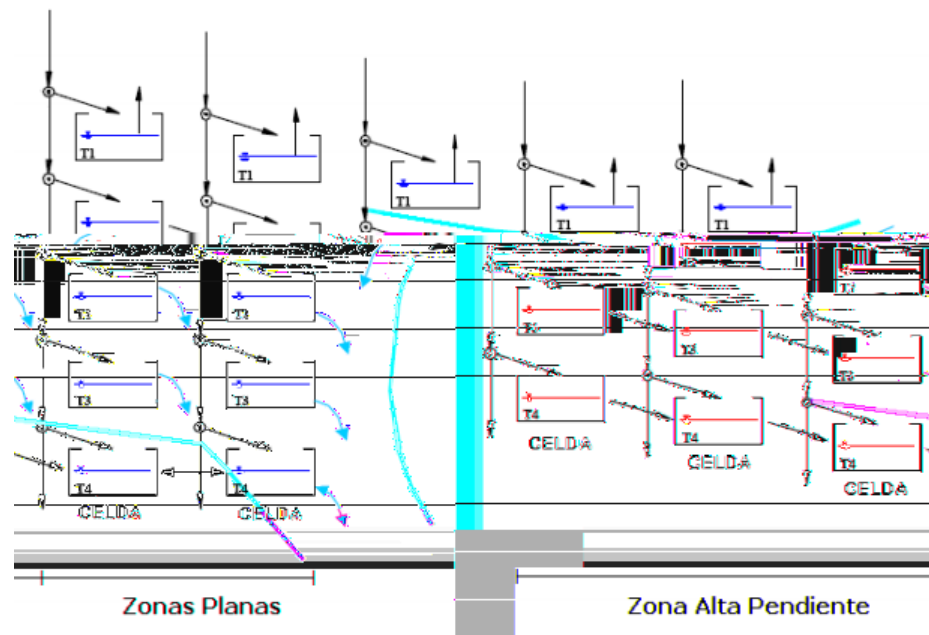


**Figura 5.4:** Conexión vertical de la producción de escorrentía.

El Tanque 3 representa el almacenamiento sub-superficial, la recarga del tanque se realiza mediante infiltración y su salida se conforma por el flujo sub-superficial. El Tanque 4 representa el almacenamiento en el acuífero, al igual que el tanque 3 se recarga por infiltración a una tasa menor, e igualmente posee un flujo subterráneo el cual viaja generalmente a menor velocidad debido a la estructura del sub-suelo. El Tanque 5 representa el cauce en el terreno, por lo que no se encuentra presente en todas las celdas igualmente dependiendo del tipo de celda recibe agua de los diferentes tanques mencionados. En la Figura ?? se presenta el esquema general del modelo.

Como se ha mencionado anteriormente, los tanques además de poseer un esquema de conexión vertical, poseen uno horizontal (Figura 5.5) (Restrepo, 2007), este se encuentra dado por la interacción entre las diferentes celdas que conforman la cuenca, y se encuentra sujeto a variaciones dependiendo del tipo de celda, ya que algunas de las celdas son consideradas únicamente como ladera, y en otras por el contrario se considera la existencia de cauce, a su vez se tienen diferentes tipos de cauces, con el fin de marcar una diferencia entre cárcavas y corrientes definidas.

Tanto en la conexión vertical como en la conexión horizontal el tránsito del agua entre los diferentes tanques se realiza en función del almacenamiento en cada uno de los tanques. Como se presenta en la Figura 5.5 dependiendo del nivel de la celda (ver sub-sección 5.3.2) el flujo pasa al tanque correspondiente de la celda objetivo, o pasa al tanque que representa el cauce dentro de la celda evaluada. También dependiendo del tanque el traslado del flujo se realiza mediante ecuaciones lineales (*tanques lineales*), o bien a partir de



**Figura 5.5:** Conexión horizontal de la producción de escorrentía, tomada de Restrepo 2007.

ecuaciones no lineales para las cuales se emplea la onda cinemática (ver Sub-Sección 4.3.1 del Capítulo 4).

### 5.3.2. Clasificación de celdas

Dentro del modelo se establecen diferentes tipos de celdas con lo cual se busca obtener una mejor representación de la geomorfología y a su vez de los procesos que se dan al interior de la cuenca. La clasificación se realiza a partir del mapa de áreas acumuladas estableciendo umbrales, y de observaciones del terreno a partir de fotos aéreas (Montoya, 2008). Dentro de la clasificación se reconocen básicamente tres tipos de celdas: celdas tipo ladera, celdas donde hay presencia de cárcavas y celdas que poseen cauce con flujo base. Se asume que todo cauce es longitudinalmente recto en la celda (ver Figuras 5.7 y 5.8).

Los umbrales para la diferenciación de las celdas deben ser propuestos por el modelador, ya que si bien estos dependen del mapa de áreas acumuladas, se deben tener en cuenta observaciones de campo con el fin de no perder sentido físico en la modelación. Los umbrales establecidos representan una aproximación, ya que estos se encuentran sujetos a un mapa obtenido a partir del procesamiento del *MDE*.

Bajo el esquema de la clasificación de celdas se tiene en cuenta que una celda tipo ladera puede drenar a una celda igual a ella o a cualquiera de los otros dos tipos de celdas



mencionadas, por el contrario una celda con presencia de carcava solo puede drenar a otra celda con carcava o bien a una celda con cauce, y finalmente se tiene que una celda con cauce puede drenar únicamente a otra celda con cauce. A continuación se realiza una breve descripción de cada tipo de celda y las propiedades que se les atribuyen

### Celdas tipo ladera

Las celdas clasificadas como ladera se encuentran en la parte alta de la cuenca y cerca a los límites de la misma. Debido a que no se considera la presencia de algún tipo de cauce de manera conceptual se asume que la escorrentía superficial en estas celdas se da por pequeños surcos presentes en el terreno los cuales lentamente evolucionan gracias a la erosión.

Como no se considera presencia de cauce, no se cuenta con el quinto tanque, por lo que el flujo de los cuatro tanques restantes pasa directamente a los cuatro tanques correspondientes de la celda que se encuentre aguas abajo, en la Figura 5.6 se presenta el esquema conceptual para este tipo de celdas.

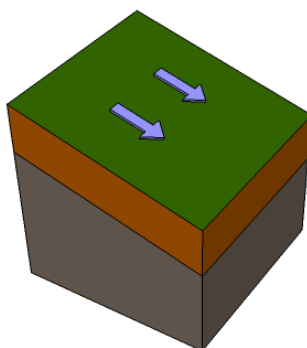


Figura 5.6: Esquema de una celda tipo ladera

### Celdas con presencia de carcavas

A medida que se tiene mayor área acumulada el flujo gana poder erosivo, con lo cual los surcos comienzan a unirse y a obtener un mayor tamaño, se comienza entonces a dar la formación de carcavas las cuales dependiendo de factores tales como el clima y la geomorfología de la cuenca se comportan como cauces transitorios, cauces en los cuales el flujo solo se hace presente durante eventos de tormenta.

Dentro del esquema del modelo las carcavas se representan como cauces que ya se encuentran marcados en el terreno pero no lo suficiente como para presentar una inter-

acción con el acuífero, se asume que estos cauces presentan interacción con la escorrentía superficial y con el flujo del sub-suelo, en el cual se presenta un suelo menos compactado y con una mayor transmisividad. En la Figura 5.7 se tiene la interacción asumida bajo la cual el Tanque 2 y el Tanque 3 aportan su flujo al Tanque 5 de la misma celda.

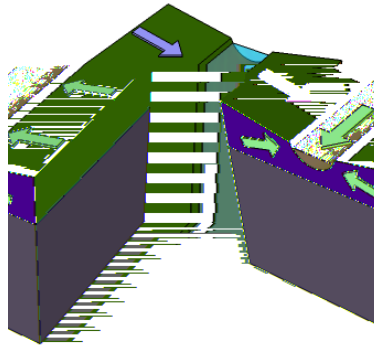


Figura 5.7: Esquema de una celda tipo Carcava

### Celdas con presencia de cauce

Finalmente se tienen las celdas con cauce de flujo base las cuales generalmente se encuentran en la zona de baja pendiente de la cuenca, zona en la cual a partir de un mayor flujo acumulado y de la unión de las diversas carcavas presentes en el terreno se da la presencia de cauces de mayor tamaño. Dependiendo en gran medida del tamaño de la cuenca, del tipo de suelo y del clima estos cauces se presentan o no como cauces transitorios.

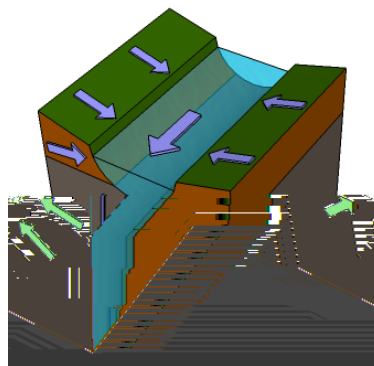


Figura 5.8: Esquema de una celda tipo Cauce

A pesar de que la interacción de los cauces con los diferentes estratos del suelo dependa de variables y factores con los cuales en muchos casos no se cuenta, dentro del modelo se asume que hay una interacción con los flujos superficiales, sub-superficiales y los flujos que se encuentran en el acuífero, por lo tanto se tiene correspondientemente que los Tanques

2, 3 y 4 aportan su flujo al Cauce o Tanque 5 de la misma celda (ver Figura 5.8).

### 5.3.3. Almacenamiento Capilar (Tanque 1)

Mediante el tanque de almacenamiento capilar se representa el agua que se estanca en el terreno y que por ende no escurre. El estancamiento del agua se da debido a diferentes factores, tales como la microtopografía del terreno en la cual se forman charcos, a la vegetación presente y la permeabilidad del suelo. Por lo tanto el agua que es retenida en este tanque no tiene la posibilidad de escurrir, y su única salida la constituye la evaporación, la cual a la escala temporal de tormenta no genera un efecto muy notorio sobre el comportamiento del modelo.

Para este tanque se asume una capacidad máxima, la cual se encuentra dada por las variables anteriormente descritas. En la práctica el cálculo de esta capacidad puede llegar a ser altamente complejo, debido a la gran cantidad de factores que intervienen en ella y en la dificultad de cuantificarlos. Debido a lo anterior generalmente se emplean mapas de almacenamiento máximo basados en el tipo y en el uso del suelo, ya que generalmente no se poseen datos para incluir los demás factores.

Este tanque constituye la entrada de la lluvia al sistema empleado, por lo tanto debe ser distribuida mediante algún método (ver Sección 5.2). El agua que no logra ser retenida en este tanque pasa al tanque de escurrimiento superficial.

En la Figura 5.9 se presenta el esquema del tanque. Donde  $R_{1,t}$  representa la cantidad de lluvia que cae sobre la celda en el intervalo de tiempo  $t$  para el periodo  $t$ ,  $N_1$  es el primer nodo de derivación, por el cual el agua que sobra del almacenamiento capilar pasa al nodo  $N_2$ ,  $D_{1,t}$  representa la cantidad de agua que se deriva a este tanque,  $S_{m,1}$  es el almacenamiento máximo del tanque,  $S_{1,t}$  es el volumen de agua al final del intervalo,  $E_{1,t}$  es la evaporación en el intervalo y  $R_{2,t}$  es el agua sobrante del almacenamiento capilar.

La cantidad de agua que pasa por el nodo conductor  $N_1$  al siguiente nodo se encuentra determinada por: la cantidad de agua almacenada anteriormente en el tanque  $S_{1,t}$ , por el almacenamiento máximo del mismo  $S_{m,1}$  y por la cantidad de lluvia sobre la celda (ver ecuación (5.4)). Posteriormente en cada intervalo de tiempo  $t$ , se calcula el agua almacenada en el tanque en el intervalo de tiempo  $S_{1,t}$ , para lo cual se le sustrae al almacenamiento en el intervalo anterior  $S_{1,t-1}$  la diferencia entre la cantidad de lluvia en el intervalo  $R_{1,t}$  y la cantidad de agua que pasa del nodo  $N_1$  al nodo  $N_2$ , o excedente de almacenamiento  $R_{2,t}$ , teniendo en cuenta que la cantidad estimada de agua almacenada no debe ser mayor a la capacidad máxima del tanque (ver ecuación (5.5)).

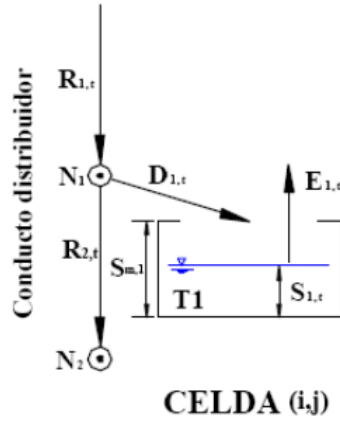


Figura 5.9: Tanque 1, Almacenamiento Capilar

$$R_{2,t} = \max\{0, R_{1,t} - S_{m,1} + S_{1,t}\} \quad (5.4)$$

$$S_{1,t+1} = \min\{S_{1,t} + R_{1,t} - R_{2,t}, S_{m,1}\} \quad (5.5)$$

Una vez calculado el almacenamiento en el tanque para el periodo de tiempo  $t$  se procede a calcular la evapotranspiración real  $E_{1,t}$ , la cual depende de la cantidad de agua retenida en el suelo, que es representada por el almacenamiento calculado mediante la ecuación (5.5), además varios autores relacionan la evapotranspiración real con la evapotranspiración potencial  $ETP$ , por lo que en el modelo se relaciona la evapotranspiración real con la potencial en función del almacenamiento máximo  $S_{m,1}$  y el almacenamiento en el periodo  $t$  además se emplea un parámetro adimensional  $b$  con un valor de 0,6. Ya que no es posible que el volumen evapotranspirado sea mayor al volumen almacenado en el tanque, se establece este volumen como el límite de evapotranspiración en el periodo (ver ecuación (5.6)).

$$E_{1,t} = \min\{ETP_{i,j}, \left(\frac{S_{1,t}}{S_{m,1}}\right)^b, S_{1,t}\} \quad (5.6)$$

Finalmente se actualiza nuevamente el almacenamiento capilar  $S_{1,t}$  debido al volumen que sale por evapotranspiración, para ello se emplea la ecuación (5.7).

$$S_{1,t} = S_{1,t} - E_{1,t} \quad (5.7)$$

### 5.3.4. Almacenamiento Superficial (Tanque 2)

El tanque de almacenamiento superficial representa la cantidad de agua que escurre como "*exceso de lluvia*". El volumen de agua que escurre por las laderas depende tanto del volumen que no es atrapado en el tanque capilar como del que es infiltrado al sub-suelo. El flujo superficial que escurre a partir de este tanque se considera una delgada lamina de agua, la cual viaja entre pequeños surcos presentes en el terreno. Para la escala de tiempo de eventos de tormenta no se considera un almacenamiento máximo para este tanque. En la Figura 5.10 se presenta el esquema detallado del Tanque 5.

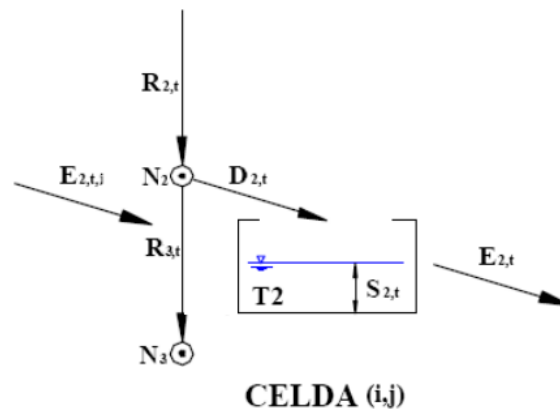


Figura 5.10: Tanque 2, Almacenamiento Superficial

Entre las variables presentes en la Figura 5.10  $R_{2,t}$  es el excedente del almacenamiento capilar,  $N_2$  es el segundo nodo de derivación a partir del cual se obtiene  $R_{3,t}$  como el volumen de agua que es infiltrado y  $D_{2,t}$  como el volumen que pasa a este tanque,  $E_{2,t,j}$  representa el flujo proveniente de la celda aguas arriba,  $E_{2,t}$  es el flujo que sale de la celda y  $S_{2,t}$  es el almacenamiento en el tanque para el intervalo de tiempo  $t$ .

Para calcular el volumen de agua que se deriva al tanque de almacenamiento superficial se emplea el método del umbral, para el cual se conoce el volumen excedente de agua  $R_{2,t}$  y la conductividad hidráulica del suelo saturado en su capa superior  $K_s$ . Se determina entonces el volumen de agua que pasa al siguiente tanque  $R_{3,t}$  (ecuación (5.8)), y luego a partir de este se determina el volumen dirigido al almacenamiento superficial (ecuación (5.9)).

$$R_{3,t} = \min(R_{2,t}, K_s g) \quad (5.8)$$

$$D_{2,t} = R_{2,t} - R_{3,t} \quad (5.9)$$

Una vez se tiene el volumen que se dirige al Tanque 2, se actualiza el almacenamiento en el mismo para el instante de tiempo  $t$  actual, para lo cual se emplea la ecuacion (5.10).

$$S_{2,t} = S_{2,t-1} + D_{2,t} \quad (5.10)$$

Finalmente para determinar el flujo que sale del tanque  $E_{2,t}$  se tienen en cuenta dos metodologías en una de ellas se considera el sistema como un embalse lineal, en el cual la velocidad del flujo es constante y no depende del volumen almacenado en el tanque. En la segunda metodología se propone emplear la onda cinemática en conjunto con la ecuación de Manning con el fin de tener en cuenta el volumen almacenado en el tanque para el cálculo de la velocidad. A continuación se presentan ambas metodologías.

### Embalse lineal

El sistema del tanque se encuentra dominado por una ecuación de continuidad, en la cual se tiene que la cantidad de agua que sale en el intervalo  $E_{2,t}$  más la cantidad de agua almacenada en el tanque al inicio del intervalo  $S_{2,t}$  es igual a la cantidad de agua almacenada en el intervalo anterior  $S_{2,t-\Delta t}$  más el volumen que ingresa en el intervalo actual  $D_{2,t}$ . A partir de lo anterior se obtiene la ecuación de continuidad para el sistema (ecuación (5.11)).

$$E_{2,t} + S_{2,t} = S_{2,t-\Delta t} + D_{2,t} \quad (5.11)$$

Se considera que  $S_{2,t}^*$  representa la cantidad de volumen que se dirige al tanque  $D_{2,t}$  más la cantidad almacenada en el periodo anterior  $S_{2,t-\Delta t}$ , la cual es igual a la cantidad almacenada en el periodo  $S_{1,t}$  más el volumen que sale del tanque como escorrent a superficial  $E_{2,t}$  (ecuación (5.12)).

$$S_{2,t}^* = S_{2,t} + E_{2,t} \quad (5.12)$$

Además de lo anterior se tiene que la cantidad de volumen que sale como escorrent a superficial  $E_{2,t}$  es función del área de la sección, la velocidad y de la magnitud del intervalo de tiempo  $\Delta t$  (ecuación (5.13)). Y el área de la sección se puede obtener a partir del volumen almacenado en el tanque y de la longitud de la celda (ecuación (5.14)).

$$E_{2,t} = A v \Delta t \quad (5.13)$$

$$A = \frac{S_{2,t}}{L} \quad (5.14)$$

Remplazando las ecuaciones (5.13) y (5.14) en la ecuación (5.12) se obtiene la ecuación (5.15) expresada en términos del volumen que escurre por la ladera  $E_{2,t}$ .

$$E_{2,t} + E_{2,t} \frac{L}{\nu t} = S_{2,t}^* \quad (5.15)$$

Despejando para  $E_{2,t}$  en la ecuación (5.15) se obtiene una expresión para el volumen que sale en el intervalo de tiempo  $t$  en función del volumen almacenado en el tanque para el intervalo de tiempo  $S_{2,t}$  y de la velocidad  $\nu$  (ecuación (5.16)).

$$E_{2,t} = \frac{\nu t}{\nu t + L} S_{2,t}^* \quad (5.16)$$

En realidad la velocidad presente en la ecuación (5.16) se encuentra en función del almacenamiento en el tanque. En el caso en que el modelo emplea el esquema de tanque lineal para el tránsito de flujo en ladera se considera que la velocidad es independiente del almacenamiento, por lo que esta pasa a ser calculada mediante la ecuación (5.17), el modelo permite al usuario ingresar un valor constante o mapas de velocidad.

$$\nu = 1,4 S_0^{1/2} \quad (5.17)$$

## Onda cinemática

Bajo el esquema de la onda cinemática se busca obtener la velocidad  $\nu$  en función no solo de la pendiente del terreno  $S_0$ , si no también en función del almacenamiento en el tanque. Para su aplicación se asume que la pendiente del terreno  $S_0$  es igual a la pendiente de la línea de energía  $S_f$ . Varios autores indican una relación entre el radio hidráulico  $R$  y el área transversal de la sección de flujo  $A$  (Velez, 2001) en superficies naturales, ver ecuación (5.18).

$$R = \xi A^{e_1} \quad (5.18)$$

Donde  $\xi$  y  $e_1$  representan factores que dependen del tipo de superficie, la cantidad de surcos y la pendiente, en la Tabla 5.1 se presentan valores para  $\xi$  y  $e_1$  propuestos por diferentes autores (Velez, 2001). Remplazando la ecuación (5.18) en la ecuación de Manning

se obtiene la ecuación (5.19), en la cual se tiene que la velocidad  $\nu$  depende del área de la sección transversal  $A$ , la cual a su vez se encuentra en función del almacenamiento en el tanque  $S_{1,t}$  (ecuación (5.20)).

$$\nu = \frac{\xi}{n} A^{(2/3)e_1} s_0^{1/2} \quad (5.19)$$

Tipo de superficie	$\xi$	$e_1$
Lamina de flujo con profundidad constante ( $W = A_{celda}/L$ )	$(1/W)$	1
Flujo sobre surcos de sección triangular, pendiente lateral $1/Z$ y número de surcos por unidad de ancho $N$	$N(z/(4z^2 + 1))^{0,5}$	0,50
Para surcos (Foster y Lane, 1981) en (Velez, 2001)	0,50	0,64
para surcos con pendiente del 6 % (Foster et al, 1984) en (Velez, 2001)	0,44	0,53
Flujo sobre surcos (Moore y Burch, 1986) en (Velez, 2001)	variable	0,50
Flujo sobre terreno natural (Pearsons et al, 1994) en (Velez, 2001)	0,038	0.315

**Tabla 5.1:** Valores de parámetros  $\xi$  y  $e_1$ .

$$A = \frac{S_{2,t}}{x + \nu \cdot t} \quad (5.20)$$

Ya que se desconoce tanto la velocidad como el área de la sección, ambas deben ser obtenidas a partir de métodos iterativos, para este cálculo dentro del modelo se asume una velocidad inicial para cada celda en el primer intervalo de tiempo, a partir de esta se obtiene el área de la sección  $A$  mediante la ecuación (5.20), para luego calcular la velocidad empleando la ecuación (5.19), como paso final se promedia la velocidad calculada con la velocidad inicial asumida, para lo cual se emplea la ecuación (5.21), este proceso se realiza tres veces sobre cada celda en cada intervalo de tiempo. Para el siguiente intervalo de tiempo se toma la velocidad obtenida en el intervalo anterior como velocidad inicial, con lo cual se asegura una mayor y más veloz convergencia en el método.

$$\nu_{nueva} = \frac{2\nu_{calculado} + \nu_{inicial}}{3} \quad (5.21)$$



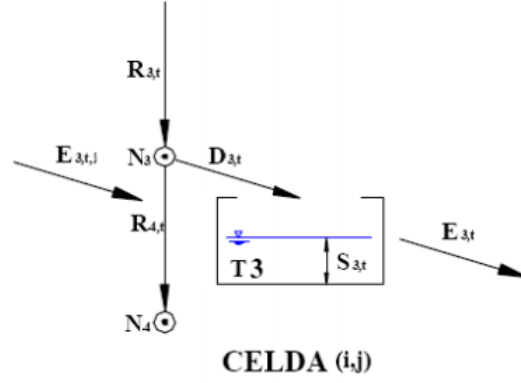


Figura 5.11: Tanque 3, Almacenamiento Gravitatorio

### 5.3.5. Almacenamiento Gravitatorio (Tanque 3)

El tercer tanque representa el almacenamiento de agua en la capa superior del sub-suelo, la cual drena a una velocidad menor que el flujo superficial hacia la red de drenaje, en este a diferencia del Tanque 4 se tiene una mayor capacidad de transferencia, por lo que genera un mayor impacto en menor tiempo.

En la Figura 5.11 se presenta el esquema del tercer tanque, en el cual  $R_{3,t}$  representa el volumen de agua que se ha infiltrado a la primera capa de suelo,  $N_3$  es el tercer nodo de derivación, a partir del cual se obtiene el volumen que se dirige al cuarto tanque  $R_{4,t}$ ,  $E_{3,t,j}$  representa el volumen transferido del tercer tanque perteneciente a las celdas aguas arriba,  $D_{3,t}$  es la cantidad de volumen que se transfiere específicamente al Tanque 3 en el intervalo de tiempo  $t$ ,  $S_{3,t}$  representa el volumen de agua almacenado en el tercer tanque en el instante  $t$  y  $E_{3,t}$  es el volumen que fluye ya sea hacia el Tanque 3 de la celda objetivo aguas abajo, o bien hacia el Tanque 5 de la misma celda, esto dependiendo de la existencia o no de cauce en la celda.

Para determinar el volumen que se dirige al Tanque 3 primero se calcula el volumen de agua que pasa al nodo 4  $N_4$ , el cual se obtiene a partir del método del umbral como el valor mínimo entre el volumen de agua infiltrada  $R_{3,t}$  y el coeficiente de conductividad hidráulica de la capa inferior del sub-suelo  $K_p$  (ecuación (5.22)). Una vez obtenido el volumen que se infiltra se procede a obtener el volumen dirigido al Tanque 3  $D_{3,t}$ , para lo cual se emplea la ecuación (5.23) con lo cual se actualiza el almacenamiento en el tanque  $S_{3,t}$  (ecuación (5.24))

$$R_{4,t} = \min(R_{3,t}, K_p g) \quad (5.22)$$

$$D_{3,t} = R_{3,t} - R_{4,t} \quad (5.23)$$

$$S_{3,t} = S_{3,t-1} + D_{3,t} \quad (5.24)$$

Una vez se ha actualizado el almacenamiento, se calcula el flujo que sale del tanque en el intervalo de tiempo  $t$ , para determinar esta cantidad se emplea la ecuación de continuidad sobre el tanque (ecuación (5.25)). Similar a como se presenta en el Tanque 2, se tiene que el volumen desalojado es igual al área de la lámina que escurre por el sub-suelo ( $A$ ) multiplicada por la velocidad de viaje  $\nu$  y la magnitud del intervalo de tiempo  $t$  (ecuación (5.26)). Se asume también que el área de dicha lámina  $A$  se puede obtener como el volumen almacenado en el tanque  $S_{3,t}$  dividido por la longitud de la celda  $L$  (ecuación (5.27)).

$$E_{3,t} + S_{3,t} = S_{3,t-\Delta t} + D_{3,t} \quad (5.25)$$

$$E_{3,t} = A \nu_2 t \quad (5.26)$$

$$A = \frac{S_{3,t}}{L} \quad (5.27)$$

Remplazando las ecuaciones (5.26) y (5.27) en la ecuación (5.25) se obtiene la ecuación (5.28) expresada en términos del volumen que viaja por la capa superior del sub-suelo  $E_{3,t}$  se obtiene:

$$E_{3,t} + E_{3,t} \frac{L}{\nu t} = S_{3,t}^* \quad (5.28)$$

Despejando la ecuación (5.28) para  $E_{3,t}$  se obtiene:

$$E_{3,t} = \frac{\nu_2 t}{\nu t + L} S_{3,t}^* \quad (5.29)$$

En este caso para el cálculo de la velocidad de transferencia se emplea la *Ley de Darcy*, por lo que esta se obtiene bajo la ecuación (5.30), en la cual  $K_{sh}$  representa la conductividad hidráulica saturada del terreno en dirección horizontal, e  $i$  representa el gradiente hidráulico, el cual se asume igual a la pendiente del terreno  $s_0$ .

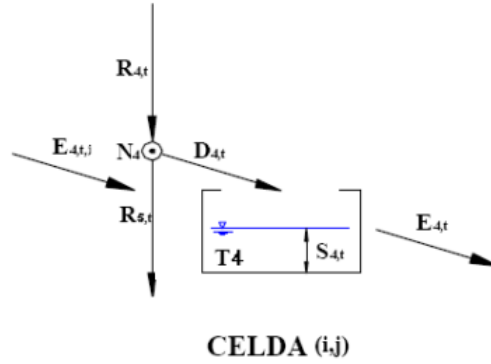


Figura 5.12: Tanque 4, Almacenamiento Subterráneo

$$\nu_2 = K_{sh}i \quad (5.30)$$

### 5.3.6. Almacenamiento Subterráneo (Tanque 4)

El Tanque 4 representa el almacenamiento que se da en el acuífero, este se encuentra en el estrato inferior del sub-suelo, generalmente presenta una menor conductividad hidráulica ya que el suelo se encuentra más compactado y por ende menos permeable. Para la simulación de eventos de tormenta el tanque no representa una gran influencia en la simulación de la respuesta, ya que se tienen velocidades de transferencia relativamente bajas. La importancia del tanque se incrementa en la simulación de caudales a escalas temporales más gruesas (horas, días, semanas, etc).

En la Figura 5.12 se presenta el esquema de este tanque, en el cual  $R_{4,t}$  representa el volumen infiltrado en el intervalo  $t$ ,  $N_4$  representa el cuarto nodo de desviación del flujo,  $R_{5,t}$  son las pérdidas del modelo, las cuales se deben considerar cero o muy cercanas a cero,  $E_{4,t,j}$  representa el volumen drenado por las celdas que se encuentran aguas arriba,  $D_{4,t}$  representa el volumen derivado al almacenamiento subterráneo,  $S_{4,t}$  es el volumen almacenado en el tanque y  $E_{4,t}$  representa el flujo de agua ya sea hacia el Tanque 4 de la celda aguas abajo o bien hacia el Tanque 5 de la celda actual, esto dependiendo de la existencia de cauce en la celda.

Para obtener el volumen que se dirige al almacenamiento del Tanque 5 se calcula inicialmente las pérdidas, para lo cual se emplea la ecuación (5.31), en la cual se toman las pérdidas como el mínimo entre el volumen infiltrado  $R_{4,t}$  y la conductividad hidráulica del acuífero  $K_p$ . Posteriormente se obtiene el flujo derivado al tanque mediante la ecuación (5.32). Finalmente actualizar el almacenamiento en el tanque  $S_{4,t}$  mediante la ecuación (5.33)

$$R_{5,t} = \min(R_{4,t}, K_{pp}g) \quad (5.31)$$

$$D_{4,t} = R_{4,t} - R_{5,t} \quad (5.32)$$

$$S_{4,t} = S_{4,t-1} + D_{4,t} \quad (5.33)$$

Una vez se ha actualizado el almacenamiento se calcula el flujo que sale del tanque en el intervalo de tiempo  $t$ , para determinar esta cantidad se emplea la ecuación de continuidad sobre el tanque (ecuación (5.34)). Similar a como se presenta en el Tanque 3, se tiene que el volumen desalojado es igual al área de la lámina que escurre por el sub-suelo  $A$  por la velocidad de viaje  $\nu$  y la magnitud del intervalo de tiempo  $t$  (ecuación (5.35)). Se asume también que el área de dicha lámina  $A$  se puede obtener como el volumen almacenado en el tanque  $S_{3,t}$  dividido por la longitud de la celda  $L$  (ecuación (5.36)).

$$E_{4,t} + S_{4,t} = S_{4,t-\Delta t} + D_{4,t} \quad (5.34)$$

$$E_{4,t} = A\nu t \quad (5.35)$$

$$A = \frac{S_{4,t}}{L} \quad (5.36)$$

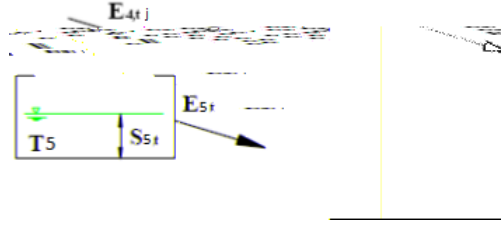
Remplazando las ecuaciones (5.35) y (5.36) en la ecuación (5.34) se obtiene la ecuación (5.37) expresada en términos del volumen que viaja por la capa superior del sub-suelo  $E_{3,t}$  se obtiene:

$$E_{4,t} + E_{4,t} \frac{L}{\nu t} = S_{4,t}^* \quad (5.37)$$

Despejando la ecuación (5.37) para  $E_{3,t}$  se obtiene:

$$E_{4,t} = \frac{\nu_3 t}{\nu t + L} S_{4,t}^* \quad (5.38)$$

En este caso para el cálculo de la velocidad de transferencia se emplea la *Ley de Darcy*, por lo que esta se obtiene bajo la ecuación (5.39), en la cual  $K_{ph}$  representa la conductividad hidráulica saturada del terreno en dirección horizontal, e  $i$  representa el gradiente



**Figura 5.13:** Tanque 5, Almacenamiento en el Cauce

hidraulico, el cual se asume igual a la pendiente del terreno  $s_0$ .

$$\nu_3 = K_{ph}i \quad (5.39)$$

### 5.3.7. Almacenamiento En el cauce (Tanque 5)

Como se menciono en la Sub-Seccion 5.3.2 no en todas las celdas se tiene la presencia del quinto tanque, el cual representa el volumen almacenado en el intervalo de tiempo  $t$  ya sea en carcavas o en cauces con flujo base. Como se presenta en la Figura 5.13 el Tanque 5 no se encuentra conectado directamente al conducto distribuidor vertical que se presento anteriormente, este por el contrario recibe agua del flujo que sale de los demas tanques  $E_{i,t}$ .

En la Figura 5.13 se presenta el esquema del Tanque 5, en el cual  $E_{5,t,j}$  representa el flujo que entra al tanque, el cual se conforma dependiendo del nivel de la celda del flujo otorgado por los Tanques 2, 3 y 4 de la misma celda y por el flujo otorgado del Tanque 5 de las celdas aguas arriba,  $S_{5,t}$  representa el volumen almacenado en el tanque para el intervalo de tiempo  $t$  y  $E_{5,t}$  es el volumen de agua que sale del tanque en el intervalo de tiempo  $t$ .

Cuando se evalua el quinto tanque ya se ha actualizado el almacenamiento en el tanque  $S_{5,t}$  debido al flujo otorgado por los demas cauces, por lo que esta actualizacion del almacenamiento se puede describir bajo la ecuacion (5.40), en la cual  $S_{5,t-1}$  representa el almacenamiento en el intervalo de tiempo anterior,  $E_{i,t}$  representa el flujo aportado por los diferentes tanques de la misma celda con  $n$  igual a la cantidad de tanques que aportan dependiendo del caso y  $E_{5,t,j}$  es el flujo aportado por las celdas aguas arriba que contienen cauce con  $m$  igual a la cantidad de celdas con cauce que drenan a la celda objetivo.

$$S_{5,t} = S_{5,t-1} + \sum_{i=1}^n E_{i,t} + \sum_{j=1}^m E_{5,t,j} \quad (5.40)$$

Para obtener el volumen que sale del tanque en el intervalo de tiempo se emplea la *Onda Cinemática Geomorfológica* o *OMG* (Velez, 2001), en la cual se tienen en cuenta propiedades geomorfológicas del cauce y de la cuenca.

Para la obtención de la *OMG* se parte de la ecuación de continuidad planteada para el sistema, para lo cual se tiene que el cambio en el volumen almacenado entre un intervalo de tiempo y otro es igual a la suma de las entradas al tanque menos las salidas del mismo (ecuación (5.41)) (Velez, 2001).

$$S_{5,t} - S_{5,t-1} = \sum_j I_{j,t} - O_t \quad (5.41)$$

La ecuación anterior se puede expresar en dos variables desconocidas, las cuales son la velocidad del flujo en el cauce  $\nu$  y el área transversal de la sección  $A$ , con lo cual se obtiene la ecuación (5.42).

$$A_{x+\nu A \cdot t} - A_x = \sum_j I_{j,t} - S_{5,t-1} \quad (5.42)$$

Con el fin de tener en cuenta la geomorfología del cauce en el cálculo de la *OMG* se tienen en cuenta las relaciones establecidas por Leopold y Maddock, 1953, en las cuales se relacionan algunas variables de la geometría del canal con el caudal.

$$h = bQ^\beta \quad (5.43)$$

$$W = Q^\alpha \quad (5.44)$$

$$\nu = pQ^\lambda \quad (5.45)$$

Ya que se cuenta con el área acumulada en cada una de las celdas, se emplea la relación establecida por Leopold, 1964 entre el caudal a banca llena  $Q_b$  y esta variable, la ecuación (5.46) presenta la relación establecida, en la cual  $\kappa$  y  $\varphi$  son constantes geomorfológicas de la región.

$$Q_b = \kappa A^\varphi \quad (5.46)$$

La rugosidad se puede expresar tambien en terminos del area acumulada , la profundidad del flujo  $h$  y la pendiente del terreno  $s_0$ , para lo cual se emplea la ecuacion (5.47), en esta es un factor de rugosidad,  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  dependen de la region de estudio y son asignados por quien este realizando la simulacion.

$$n = \sigma_1 h^{\sigma_2} s_0^{\sigma_3} \quad (5.47)$$

Para el calculo de la velocidad se tiene la ecuacion de manning, la cual se puede expresar en terminos del area de la seccion  $A$  y el ancho de la seccion  $W$  como se presenta en la ecuacion (5.48).

$$\nu = \frac{1}{n} \frac{A^{2/3}}{W} s_0^{1/2} \quad (5.48)$$

Regresando sobre la ecuacion de continuidad presentada en terminos de la velocidad y el area de la seccion (ecuacion (5.42)) se tiene la ecuacion (5.49) al factorizar  $A$  y dividir a ambos lados por  $t$ .

$$A \left( \frac{x}{t} + \nu \right) = \frac{1}{t} \times \prod_j I_{j,t} + S_{5,t-1} \quad (5.49)$$

Remplazando las relaciones presentadas por Leopold y Maddock, 1953 y la ecuacion presentada para la rugosidad (ecuacion (5.47)) en la ecuacion (5.48) se obtiene la ecuacion (5.50), bajo la cual se calcula la velocidad en funcion de la geometria del cauce y la geomorfologia del terreno.

$$\nu = \frac{A^{\varpi_2} s_0^{\varpi_3}}{B^{\varpi_1}} \quad (5.50)$$

Donde

$$\begin{aligned} B &= c_1 \kappa^{(\alpha_1 - \alpha_2) (2/3 - \sigma_2)} \\ \varpi_1 &= \frac{1}{1 + \alpha_2 (2/3 - \sigma_2)} \\ \varpi_2 &= (2/3 - \sigma_1) (1 - \sigma_2) \varpi_1 \\ \varpi_3 &= (1/2 - \sigma_3) \varpi_1 \\ \varpi_4 &= (\varphi (2/3 - \sigma_2) (\alpha_2 - \alpha_1) + \sigma_1) \varpi_1 \end{aligned}$$

A partir de la ecuación (5.50) se calcula la velocidad del cauce en función del área de la sección  $A$ , la cual se relaciona con el volumen almacenado en el tanque para el intervalo de tiempo  $S_{5,t}$  mediante la ecuación (5.51).

$$A = \frac{S_{5,t}}{x + \nu \cdot t} \quad (5.51)$$

Se puede entonces obtener la velocidad del flujo para cada intervalo de tiempo  $t$  empleando las ecuaciones (5.50) y (5.51), debido a que al inicio del intervalo tanto  $A$  como  $\nu$  son desconocidas se debe asumir un valor inicial para la velocidad a partir del cual se calcula el área para luego calcular con esta nuevamente la velocidad, y finalmente obtener un nuevo valor de velocidad promediando mediante la ecuación (5.52). Este proceso se repite tres veces para cada intervalo de tiempo sobre la celda, de manera similar a como se presentó para la ecuación no lineal de la ladera, a partir del segundo intervalo de tiempo se toma la velocidad calculada en el intervalo anterior como la velocidad inicial, con lo cual se asegura convergencia en menor cantidad de iteraciones.

$$\nu_{nueva} = \frac{2\nu_{calculado} + \nu_{inicial}}{3} \quad (5.52)$$

### 5.3.8. Datos necesarios y Calibración

Como se ha presentado en las Figuras 5.4 y 5.5, el modelo presenta una serie de conexiones entre los diferentes niveles del suelo y entre las celdas, para ello hace uso de variables tales como el almacenamiento máximo capilar  $S_{m,1}$ . Ya que el modelo opera de manera distribuida, se requiere el valor distribuido espacialmente de dichas variables, debido a que frecuentemente se desconoce el valor distribuido de estas y más aun no se conoce con tal certeza los valores de conductividad el modelo permite que estos sean ingresados como valores constantes para toda la cuenca.

Para los diferentes cálculos mencionados anteriormente se requiere entonces de las siguientes variables:

- **MDE:** el MDE o *Mapa de Elevación Digital* constituye uno de los mapas principales, ya que es a partir de este que se obtiene el mapa de direcciones, de pendientes y de área acumulada, los cuales son indispensables para el modelo.
- **Direcciones:** El mapa de direcciones se obtiene a partir del procesamiento del mapa de elevación, este indica las direcciones que toma el flujo en cada celda de la cuenca,



debe ser distribuido.

- **Pendientes:** A partir de este mapa se realizan los diversos cálculos de transferencia de flujo, debe ser distribuido.
- **Áreas acumuladas:** Mapa base para la obtención de la red de drenaje de la cuenca, y constituye uno de los parámetros para el cálculo de la *OCG*, debe ser distribuido.
- **Tipo de celda:** Indica si la celda es ladera únicamente o si esta posee cárcava o cauce, este mapa se obtiene del mapa de áreas acumuladas y por ende es distribuido.
- **Almacenamiento máximo capilar:** este mapa indica sobre cada celda cuál es el almacenamiento máximo capilar  $S_{m,1}$ , este puede ser distribuido o asumido como una constante.
- **Conductividad hidráulica sub-suelo:** Mapa de conductividad hidráulica saturada en la capa superior del sub-suelo  $k_s$ , puede ser distribuido o constante.
- **Conductividad hidráulica acufero:** Mapa de conductividad hidráulica saturada en el acuífero  $k_p$ , puede ser distribuido o constante.
- **Manning:** Representa el coeficiente de rugosidad de Manning en cada una de las celdas, puede ser distribuido o constante.

A pesar de que se trata de un modelo de base física se necesita de parámetros calibrados para su correcto funcionamiento, ya que en muchas ocasiones las variables empleadas en la modelación no representan correctamente la realidad, ejemplo de ello son los mapas de uso del suelo y de almacenamiento máximo capilar, los cuales generalmente cuentan con información lejana a la realidad. Por lo tanto para calibrar el modelo se cuenta con nueve parámetros diferentes, cada uno de estos parámetros interviene en los diferentes procesos que se dan en el esquema conceptual del modelo, en la Tabla 5.2 se presentan los parámetros de calibración empleados.

La calibración para este caso se realiza de manera subjetiva, es decir, el modelador calibra cada uno de los parámetros con el fin de obtener un buen ajuste entre los datos observados y los datos simulados. Se debe tener en cuenta que mediante algunos de los factores de calibración se busca corregir los problemas causados por la escala, por asumir

Parametro	Descomposicion	Min	Max
Maximo almacenamiento capilar	$S_{m,1}^* = R_1 S_{m,1}$	0,1	1,5
Evapotranspiracion	$E_{1,t}^* = R_2 E_{1,t}$	0,5	2,0
Infiltracion	$k_s^* = R_3 k_s$	0,0	1,0
Velocidad en ladera	$\nu_1^* = R_4 \nu_1$	0,1	2,0
Precolacion	$k_p^* = R_5 k_p$	0,0	2,0
Velocidad sub-superficial	$k_{ss}^* = R_6 k_{ss}$	1,0	1000
Perdidas subterraneeas	$k_{pp}^* = R_7 k_{pp}$	0,0	10
Velocidad del flujo base	$k_b^* = R_8 k_b$	1,0	1000
Velocidad en canales	$\nu_2^* = R_9 \nu_2$	0,5	1,5

Tabla 5.2: Parametros de calibracion.

el suelo como un medio isotropico y por la falta de informacion.

### 5.3.9. Diagrama de flujo del modelo Hidrológico

En la Figura 5.14 se presenta el diagrama de flujo del modelo hidrológico, en el cual se esquematiza de manera general la manera de operar de este.

## 5.4. Modelo Sedimentológico

Para la simulacion de la erosion y el transporte de sedimentos se emplea el modelo sedimentológico propuesto por Julien, 1995 para el modelo *CASC2D-SED*. Bajo el esquema formulado por Rojas, 2002 en ladera se dan los procesos de *erosión*, *depositación* y *transporte*, en el cauce solo se dan los procesos de *depositación* y *transporte*.

Uno de los conceptos principales del modelo son los dos factores mas importantes en el transporte de sedimentos, el primero de ellos es la disponibilidad de sedimentos en la cuenca, y el segundo es la capacidad de transporte del flujo, esto lo representa Julien mediante la Figura 5.15.

El modelo sedimentológico distingue entre los diferentes tamanos de sedimentos, para lo cual se basa en el diametro medio de estos y en su respectiva velocidad de caída en un flujo turbulento. La diferencia la realiza basado en el concepto de que las partículas mas presentan una mayor facilidad para ser transportadas.

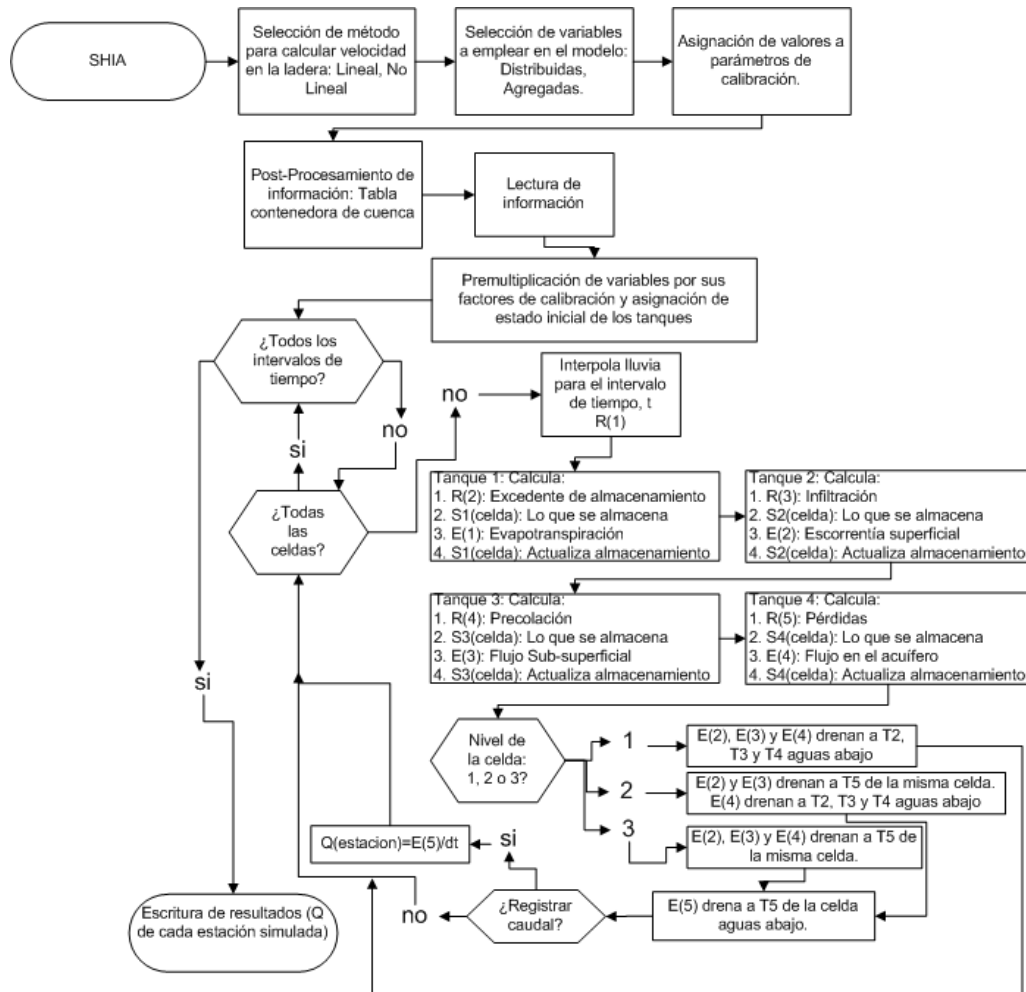


Figura 5.14: Diagrama de flujo del modelo hidrológico

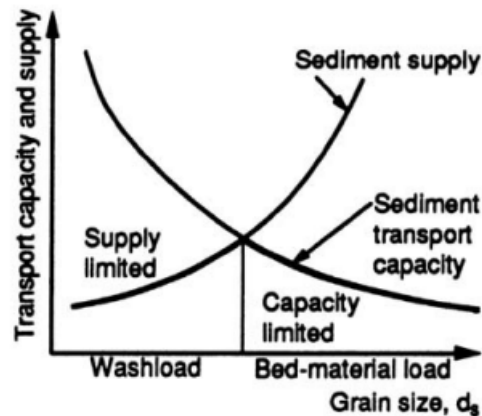


Figura 5.15: Curvas de capacidad de transporte y disponibilidad, tomada de Julien, 1995

#### 5.4.1. Sobre Ladera

Para la simulación de erosión y transporte de sedimentos en laderas Julien y Simons, 1984 proponen una relación sustentada en el análisis dimensional, donde la descarga

unitaria de sedimentos  $q_s$  tanto en ladera como en cárcavas se encuentra en función de la pendiente  $s_0$  y la descarga unitaria  $q$ . En la ecuación (5.53) se presenta la relación establecida, en la cual  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  son coeficientes.

$$q_s = \alpha s_0^\beta q^\gamma \quad (5.53)$$

Con el fin de tener en cuenta el efecto que tiene el uso del suelo, las prácticas de conservación y el factor de erosión de la lluvia Julien, 1995 modifica la ecuación de Kilinc y Richardson, con lo cual obtiene la ecuación (5.54), en la cual  $K$  representa el factor de erosión de la ecuación *USLE*,  $C$  representa el factor de manejo de cultivos y  $P$  es el factor de prácticas. Mediante esta ecuación se obtiene la capacidad de transporte y erosión sobre cada celda en la cuenca.

$$q_{skr} = 23210 s_0^{1,664} q^{2,035} \frac{K}{0,15} CP \quad (5.54)$$

Por otro lado se asume que el transporte por advección para cada fracción de tamaño  $i$  se da en función de la cantidad de volumen suspendido de dicha fracción y de la velocidad del flujo, con lo cual se emplea la ecuación (5.55) para el cálculo del volumen que puede ser transportado por advección en el intervalo de tiempo  $t$ .

$$Vol_{adv} = Vol_{sus}(i) \frac{\nu \cdot t}{x + \nu \cdot t} \quad (5.55)$$

Finalmente el cálculo del volumen en suspensión para cada fracción de tamaño  $i$  se calcula de manera diferente dependiendo de si la capacidad calculada mediante la ecuación (5.54) es menor al volumen total en suspensión en la celda, o si esta es mayor, la ecuación (5.56) presenta las expresiones empleadas para ambos casos.

$$q_s Sus_i = \begin{cases} \min(Vol_{adv}, q_{skr} \cdot t) & q_{skr} < SUS_{tot} \\ Vol_{sus}(i) & q_{skr} > SUS_{tot} \end{cases} \quad (5.56)$$

Para obtener el valor del volumen que es transportado para todas las fracciones de tamaño se emplea la siguiente ecuación:

$$q_s Sus_{tot} = \sum_{i=1}^N q_s Sus_i \quad (5.57)$$

Una vez que se han transportado las partículas en suspensión de cada una de las diferentes fracciones de tamaño  $i$ , se calcula la capacidad de transporte restante del flujo, para lo cual se emplea la ecuación (5.58).

$$totXSScap = \max\{0, q_{skr} \sum_{i=1}^n q_s Sus_i g\} \quad (5.58)$$

La capacidad restante obtenida a partir de la ecuación (5.58) se emplea para transportar el material de cama, el cual no se encuentra anclado a la matriz del suelo y por ende presenta mayor facilidad al movimiento, la ecuación (5.59) describe la condición empleada para el cálculo de este transporte.

$$q_s BM_i = \begin{cases} totXSScap & Vol_{BM} & totXSScap < DEP_{tot} \\ Vol_{DEP}(i) & & totXSScap > DEP_{tot} \end{cases} \quad (5.59)$$

Para obtener el valor del volumen depositado que es transportado para todas las fracciones de tamaño se emplea la siguiente ecuación:

$$q_s BM_{tot} = \sum_{i=1}^n q_s BM_i \quad (5.60)$$

Transportadas las partículas depositadas se procede a actualizar la capacidad de transporte con el fin de obtener la capacidad residual, la cual se emplea en la erosión de la ladera, el procedimiento se realiza mediante la ecuación (5.61).

$$REScap = \max\{0, totXSScap - q_s BM_{tot} g\} \quad (5.61)$$

La erosión sobre cada fracción de tamaño se realiza en función del porcentaje de presencia en ladera de cada una de las fracciones  $i$ , la cual se obtiene a partir de mapas distribuidos sobre la cuenca. En la ecuación (5.62) se presenta la ecuación empleada.

$$q_s ERO_i = Porcentaje(i) \frac{REScap}{100} \quad (5.62)$$

Finalmente se calcula el volumen total erodado como:



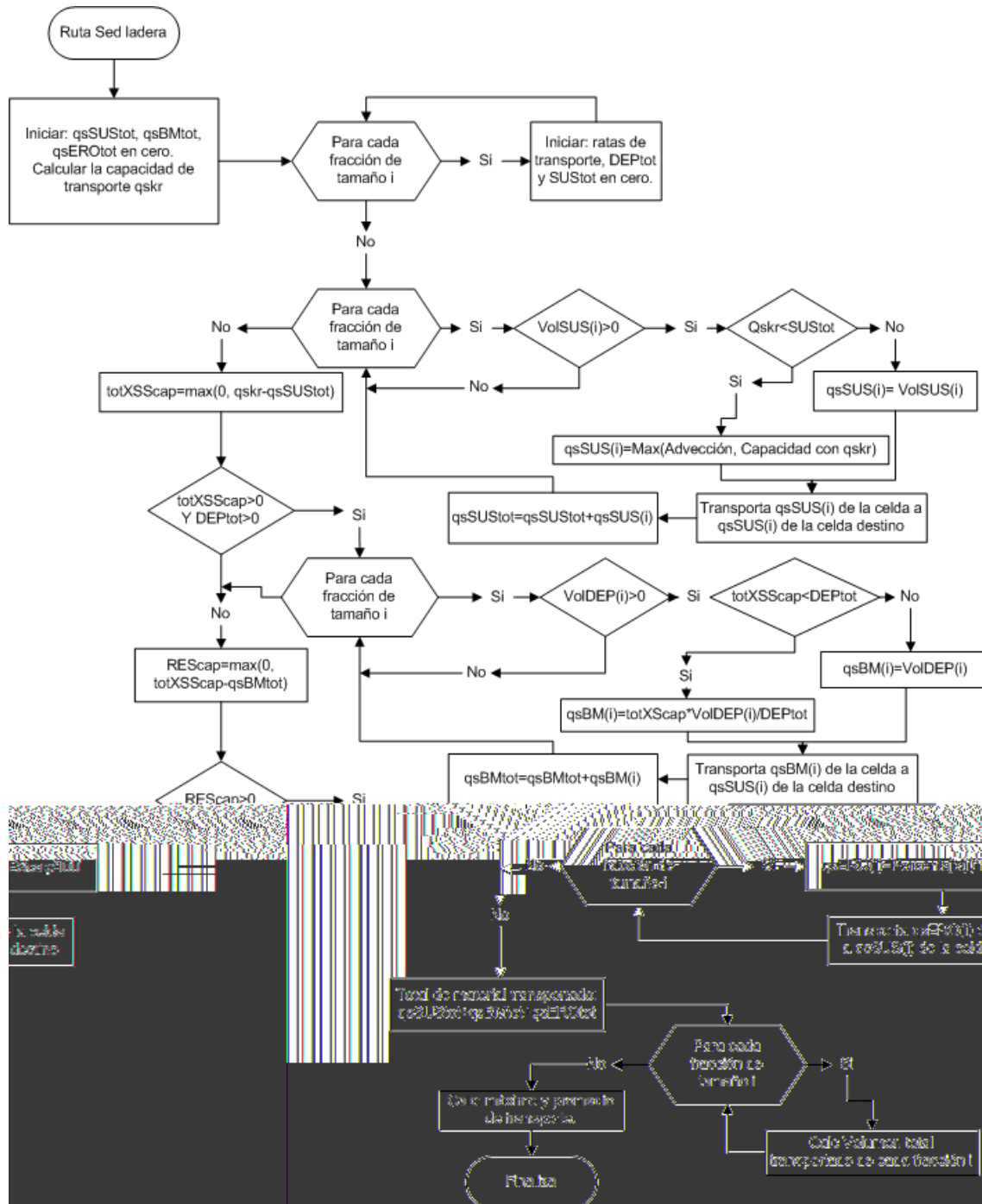


Figura 5.16: Diagrama de flujo de erosión y transporte en ladera. Basado en Rojas, 2003

$$VolEH = \frac{Q}{2,65} Cw_i \quad (5.66)$$

Conocido el volumen que puede ser transportado de cada fracción de tamaño  $i$ , se calcula el volumen transportado por advección, el cual se obtiene en función del factor de advección presentado en la ecuación (5.67).

$$AdvF = \min\left(1, \frac{\nu}{x + \nu} \frac{t}{t}\right) g \quad (5.67)$$

A partir de la ecuación (5.67) se calcula el volumen transportado por advección como:

$$q_s S U S_i = Vol_{sus}(i) AdvF \quad (5.68)$$

Conocido el volumen transportado por advección se actualiza la capacidad de transporte en el canal  $VolEH$ .

$$XSScap = \max\left(0, VolEH - \sum_{i=1}^n q_s S U S_i g\right) \quad (5.69)$$

Se procede a calcular el volumen transportado del material depositado, para lo cual se emplea la ecuación (5.70).

$$q_s B M_i = \min(XSScap, Vol_{dep}(i) AdvF) g \quad (5.70)$$

A partir del volumen de depósito transportado se actualiza el volumen que se encuentra en el lecho de cada fracción de tamaño  $i$ , para ello se emplea la siguiente ecuación:

$$DEP(i) = DEP(i) - q_s B M_i \quad (5.71)$$



## Diagrama de flujo, procesos en el cauce

Con el fin de tener una mayor comprensión del algoritmo empleado para la simulación de los procesos de transporte de sedimentos en el cauce, en la Figura 5.17 se presenta un diagrama de flujo basado en el presentado por Rojas, 2003.

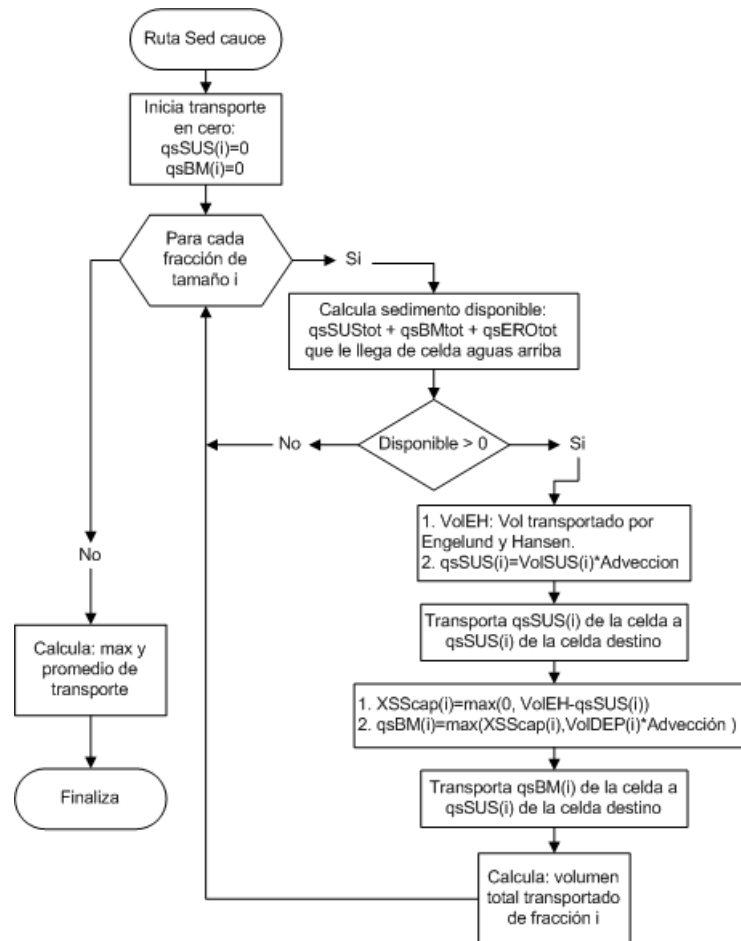


Figura 5.17: Diagrama de flujo, transporte en cauce. Basado en Rojas, 2003

### 5.4.3. Depositación del sedimento

El procedimiento de la depositación de sedimentos dentro del modelo debe ser realizado sobre cada celda en cada intervalo de tiempo  $t$ , antes de calcular la *erosión* y el transporte en ladera, y antes de calcular el transporte en el cauce, ya que este procedimiento es el encargado de generar para ambos sub-modelos el dato de entrada constituido por el material depositado.

Para el cálculo del sedimento que se deposita Julien propone que una partícula libre en agua turbulenta se mueve de acuerdo a la diferencia entre la fuerza ejercida por el

peso sumergido de la partícula y la fuerza de arrastre generada por el agua, basado en lo anterior Julien, 1995 propone la ecuación (4.15) presentada en la Sección 4.4 del Capítulo 4, a partir de la cual obtiene ecuaciones para el cálculo de la velocidad de caída en función del diámetro de la partícula.

Para un número de Reynolds menor a 0,5 ( $Re < 0,5$ ) se tiene la siguiente ecuación para la velocidad de caída, en la cual  $G$  representa la gravedad específica de la partícula:

$$\omega_s = \frac{1}{18} \frac{d^2 g}{\nu} (G - 1) \quad (5.72)$$

Para partículas de mayor tamaño y con un número de Reynolds mayor ( $d > 0,2mm$  y  $Re > 0,5$ ) propone una segunda ecuación:

$$\omega_s = \frac{8\nu}{d} \left[ 1 + 0,0139 d^3 \frac{(G - 1)g}{\nu^2} \right]^{0,5} \quad (5.73)$$

Basado en las ecuaciones (5.72) y (5.73) se presentan velocidades para diferentes tamaños de partículas (Rojas, 2003), las cuales conforman los casos más típicos de simulación, en la Tabla 5.3 se presentan los resultados.

Descripción	$d[mm]$	$\omega_s[m/s]$
Arena	0,35	0,036
Limo	0,016	$2,20E - 4$
Arcilla	0,001	$8,60E - 7$

**Tabla 5.3:** Diámetro medio de partículas y velocidad de caída

La eficiencia de atrapamiento de sedimentos de cada fracción  $i$  en el intervalo de tiempo  $t$ , dependen de la velocidad de caída calculada para la fracción  $\omega_s(i)$ , de la magnitud del intervalo  $t$  y de la profundidad de la lamina de agua  $h$  tanto para cauce como para ladera. en la ecuación (5.74) se presentan las relaciones establecidas para calcular la eficiencia de atrapamiento:

$$T_e(i) = \begin{cases} \frac{h}{\omega_s(i)t} & h > \omega_s(i)t \\ 1 & h < \omega_s(i)t \end{cases} \quad (5.74)$$

A partir de la eficiencia de atrapamiento  $T_e$  calculada para cada fracción de tamaño  $i$  en cada intervalo de tiempo  $i$ , se procede a calcular la cantidad de sedimento depositado de cada fracción de tamaño, para lo cual se emplea la ecuación (??).

$$DEP(i) = T_e(i)VolSUS(i) \quad (5.75)$$

#### 5.4.4. Datos necesarios

Ya que el modelo sedimentológico depende del modelo hidrológico, muchas de las variables mencionadas anteriormente ya han sido calculadas para la traslación de la escorrenza. Por lo tanto a continuación se mencionan únicamente las variables necesarias para estimar la erosión y la depositación.

- **K**: Factor de erosión de la ecuación *USLE*, esta variable puede ser ingresada al modelo como un mapa distribuido o bien como una constante.
- **C**: Factor de manejo de cultivos de la ecuación *USLE*, puede ser ingresada como un mapa distribuido o bien como una constante.
- **P**: Factor de prácticas de la ecuación *USLE*, puede ser ingresada como un mapa distribuido o bien como una constante.

#### 5.5. Datos de salida del modelo

El modelo se ha planteado de tal manera que el usuario selecciona entre los parámetros de entrada los puntos de interés dentro de la cuenca, de manera que el modelo obtiene resultados para cada punto de interés en el mismo orden que estos han sido ingresados. Además de lo anterior entre los resultados se encuentran una serie de mapas. A continuación se nombran los diferentes resultados que se obtienen.

- **Caudal Simulado**: En este archivo se presenta el balance de agua basado en el volumen de agua que entra y sale del sistema, y para cada punto de interés especificado por el usuario presenta la serie de caudales simulados ( $Q(m^3/seg)$ ).

- **Sedimento Simulado:** Presenta el total de material erodado, depositado y la producción para cada fracción de tamaño  $i$  (arenas, limos y arcillas) y la producción total. Conjunto a lo anterior arroja tres series de sedimentos simulados para cada punto de interés, cada serie para cada fracción de tamaño  $i$ .
- **Mascara de la cuenca:** Durante el preprocesamiento de la información el modelo basado en el mapa de direcciones identifica la cuenca, con lo cual genera una máscara, la cual es escrita como un mapa raster en formato *.bgd*. Dentro de esta máscara se pueden ubicar los puntos de interés numerados de acuerdo al orden en que son ingresados.
- **Mascara TIN:** Si la interpolación de la lluvia se realiza a partir del método de los planos (Sección 5.2.2), durante el pre-procesamiento de la información a cada celda de la cuenca se le asigna un triángulo de pertenencia, esta información es presentada por este archivo raster en formato *.bgd*.
- **Mapa de erosión:** Como resultado de la simulación, se presenta un mapa raster en formato *.bgd* indicando la cantidad total de suelo erodado sobre cada celda.
- **Mapa de depositación:** Como resultado de la simulación, se presenta un mapa raster en formato *.bgd* indicando la cantidad total de suelo depositado sobre cada celda.

# Capítulo 6

## Aplicación del modelo

### 6.1. Introducción

Como se ha presentado en la sub-sección 5.3.4 del Capítulo 5 se cuenta con dos alternativas para la modelación de la escorrentía superficial que se da en ladera. En la primera de ellas se modela la velocidad empleando el concepto de tanque lineal, para este caso la velocidad calculada para cada celda en cada intervalo de tiempo  $t$  es independiente del volumen almacenado en el tanque de la escorrentía superficial (Tanque 2), en la segunda alternativa de cálculo la velocidad es calculada mediante el uso de la *onda cinemática* partiendo de la ecuación de Manning y relaciones establecidas entre la superficie de la ladera y la hidráulica de la misma.

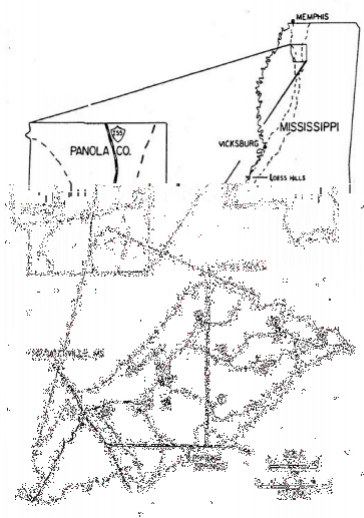
Bajo la ecuación no lineal propuesta se pretende obtener un mayor desempeño en la simulación de la hidrografa de crecida y por ende en el sedimentograma. Se han aplicado ambas variaciones del modelo sobre la cuenca *Goodwin Creek* con el fin de realizar una comparación entre ambas, para ello se contó con 6 estaciones de medición de caudales y sedimentos dentro de la cuenca, la calibración se realizó con un evento, y se realizó una validación espacial y temporal para ambos a partir de otros dos eventos de tormenta.

### 6.2. Datos de Empleados

Como se mencionó anteriormente ambas variaciones del modelo se han probado sobre la cuenca *Goodwin Creek*, por lo que cuenta con una buena instrumentación e información espacial, entre la cual cabe destacar la alta resolución temporal con que se toman los datos tanto pluviométricos como de caudal y sedimento, y el cubrimiento que ofrecen las estaciones sobre la cuenca.

### 6.2.1. La cuenca Goodwin Creek

La cuenca *Goodwin Creek* es una cuenca relativamente pequeña con un área de alrededor de  $21,3\text{Km}^2$ , se encuentra localizada cerca a la localidad de *Batesville* en el estado de *Mississippi* dentro de *Los Estados Unidos de América*, sus coordenadas son:  $89^{\circ}54'50''$  de latitud, y  $34^{\circ}13'54''$  de longitud (Localización Figura 6.1), la elevación de la cuenca se encuentra entre los 71 y 128 metros. La cuenca es un afluente de la *Long Creek* la cual se encuentra en el río *Yazoo* el cual desemboca en el *Mississippi*. Se encuentra operada desde 1981 a cargo de *National Sedimentation Laboratory* del *Agricultural research Service* o *ARS* del *United States Department of Agriculture (USDA)*.



**Figura 6.1:** Localización de la cuenca *Goodwin Creek*, Tomada de Blackmarr, 1995.

La cuenca ha sido instrumentada con el fin de estudiar los procesos hidrológicos y desimentológicos de erosión, transporte y depositación tanto en ladera como en cauce. Los datos mencionados anteriormente se encuentran en la página web de la [NSL](#) entre el periodo de 1981 a 2008. La pendiente media del cauce de la cuenca es de aproximadamente 0,004. Cuenta con una red de 19 estaciones de precipitación colocadas tanto por dentro como por fuera de la cuenca, para el periodo 1982 – 1992 la cuenca presentó un promedio anual de  $1440\text{mm}$  de precipitación, en la Figura 6.2 se presenta la precipitación media mensual dentro del periodo 1982 – 1993.

Los tipos de suelos que cubre la cuenca se han agrupado según su similitud y localización, se encuentra el grupo *Collins-Falaya-Grenada-Calloway*, el cual se encuentra en las terrazas de la cuenca y en las llanuras de inundación, este grupo presenta un comportamiento limoso con un drenaje catalogado de medio a bueno, con una superficie dominada por cultivos. El segundo grupo corresponde a los suelos *Loring-Grenada-Memphis*, estos suelos presentan un mejor drenaje y se encuentran en laderas suaves y abruptas, en su superficie se encuentra mayormente bosques y pastos. En la Tabla 6.1 se presenta una

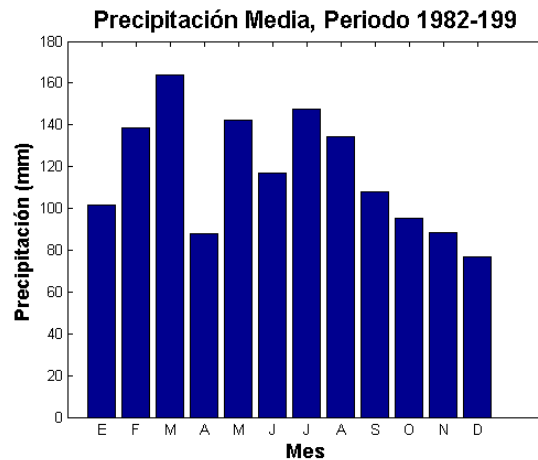


Figura 6.2: Precipitación media mensual, periodo 1982 - 1993.

breve descripción de cada uno de los suelos que se han catalogado para la cuenca.

Tipo de suelo	Descripción
Calloway	compuesta de limos finos y mixtos, de tipo <i>thermic Glossaquic Fragiudalfs</i> . Pobrementemente drenados, medio ácidos a fuertemente ácidos. Son suelos formados en terrazas y llanuras de inundación.
Collins	Limos gruesos y mixtos, se encuentran moderadamente bien drenados, suelos medianamente a fuertemente ácidos, su formación es preferencialmente aluvial, la presencia de éstos suelos se da mayormente en la red de drenaje y en los cultivos.
Falaya	Limos gruesos y mixtos, se encuentran pobrementemente drenados, suelos altamente ácidos, desarrollados en aluviones y pie de montes, la gran parte de esta serie se encuentra en los cultivos.
Grenada	Limos finos y mixtos, se encuentran moderadamente bien drenados, suelos altamente ácidos, desarrollados en aluviones y en las partes altas de la ladera.
Loring	Limos finos y mixtos, se encuentran bien drenados, son suelos altamente ácidos, desarrollados en laderas.
Memphis	Limos finos y mixtos, se encuentran bien drenados, son suelos altamente ácidos, desarrollados en las zonas altas de las laderas, se encuentran en las zonas boscosas.
Carcavas	Zonas severamente erodadas o que presentan suelo incisado o ambas. El suelo superficial o gran parte de este ha sido lavado, mayormente suelo que fue cultivado y luego abandonado.

Tabla 6.1: Descripciones de los suelos de la Goodwin Creek, tomado de Blackmarr, 1995

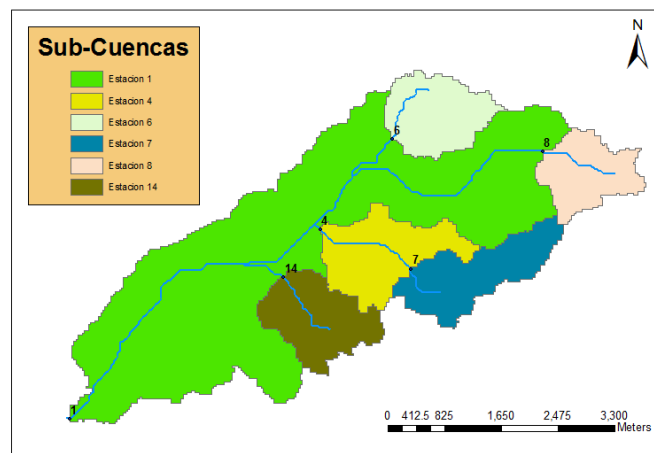
La cobertura del suelo tiene una gran influencia sobre los procesos de erosión que se dan en las laderas de la cuenca. las coberturas varían entre cultivos y pastos hasta bosques de pino. La cuenca se encuentra relativamente libre de manejo e intervención humana,

Cobertura	Descripcion
Tierra Cultivada	Se divide en tres tipos de cultivos: algodón, soya y granos pequeños, la clasificación se realizó observado el terreno y o preguntando al propietario.
Pastos	Se distingue gracias a la presencia de ganado y vallas, preguntando al propietario del terreno.
Rastrojos	Se distingue por alta vegetación, falta de ganado y vallas.
Bosque	Se clasifica según la edad de los árboles, la cual se toma a partir de la altura y el diámetro de los mismos, usualmente es de 7 años o mayor.
Bosques plantados	Se clasifica según la edad de los árboles, a partir de la altura y al diámetro, el rango de la clasificación oscila entre árboles recién plantados y árboles de 7 años.

**Tabla 6.2:** Descripcion de coberturas. Tomado de Blackmarr, 1995

ya que apenas el 13 % del terreno se encuentra ocupado por cultivos activos, en la demas parte del terreno se encuentran rastrojos, pastos y bosques. En la Tabla 6.2 se presenta una breve descripcion de las coberturas (Blackmarr , 1995).

La cuenca cuenta con 6 estaciones de medicion de caudales y sedimentos, la primera de ellas se encuentra ubicada a la salida de la cuenca las demas estaciones se encuentra en las principales sub-cuencas, en la Figura 6.3 se presenta la ubicacion de tales estaciones y sus sub-cuencas correspondientes, en la Tabla 6.3 se presenta el valor del area de captacion para cada estacion de aforo.



**Figura 6.3:** Estaciones de aforo y areas de captacion.



Estacion	Area [ $km^2$ ]
$Q$ 1	20,49
$Q$ 4	3,58
$Q$ 6	1,51
$Q$ 7	1,69
$Q$ 8	1,30
$Q$ 14	1,63

Tabla 6.3: Estaciones de aforo y areas de captacion.

## 6.2.2. Mapas empleados

Para la aplicacion tanto del modelo hidrológico como del sedimentológico se emplearon diferentes mapas distribuidos los cuales representan las diferentes variables requeridas para la modelacion. Todos los mapas empleados son del tipo *raster*, estos se encuentran en coordenadas planas, y poseen 30 metros de lado ( $x = 30m$ ). Gran parte de los mapas son los empleados por Montoya, 2008.

### MED

El *Mapa de elevación digital* o *MED* como su nombre lo indica representa la elevacion del terreno en cada una de las celdas (ver Figura 4.3). En la Figura 6.4 se presenta el mapa de elevacion de 30m de lado.

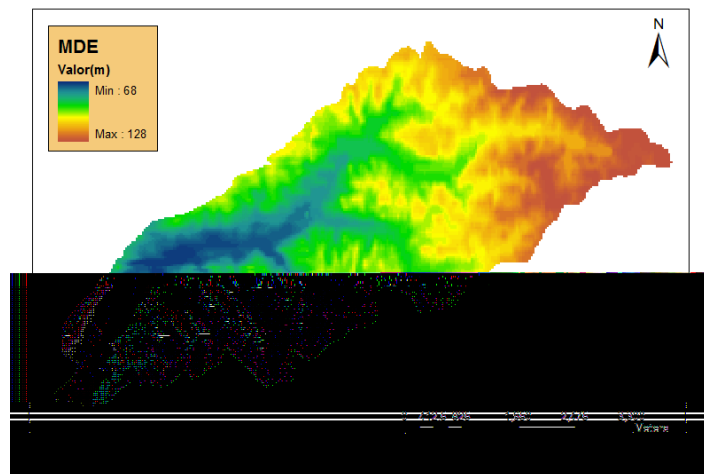
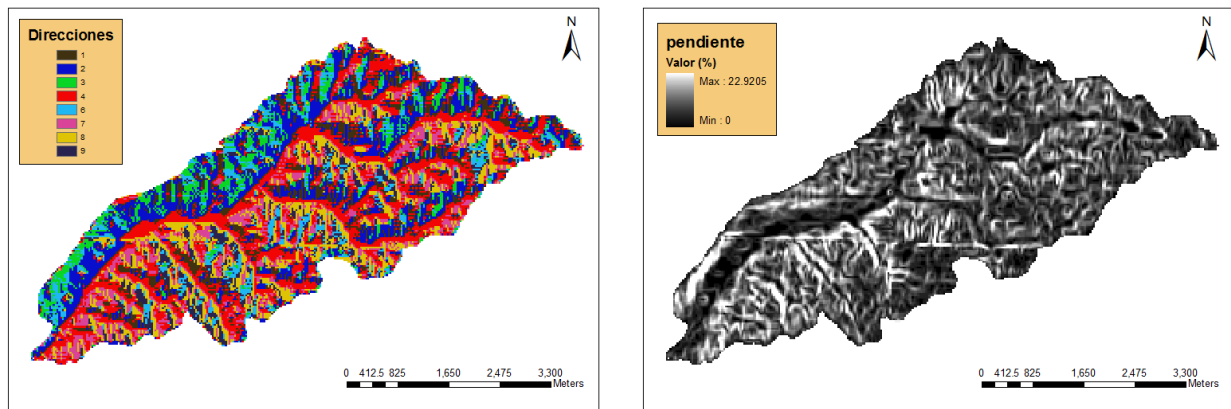


Figura 6.4: Mapa de Elevacion Digital, Goodwin Creek

## Mapas obtenidos del procesamiento

A partir del procesamiento del *MED* (Figura 6.4) se obtiene principalmente el mapa de direcciones *D8* y el mapa de pendientes, ambos mapas son fundamentales para el modelo ya que a partir del mapa *D8* se obtiene el trazado de la cuenca y se obtiene para cada celda su celda destino (celda a la que le drena el flujo), además el mapa de pendientes se encuentra involucrado en el cálculo de la transferencia de flujo en los diferentes Tanques. Las Figuras 6.5a y 6.5b presentan los mapas de direcciones y pendientes respectivamente.



(a) Mapa de direcciones *D8*

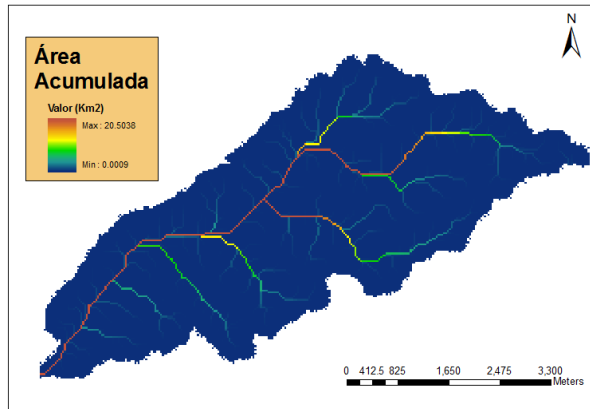
(b) Mapa de pendientes

Figura 6.5: Mapas obtenidos a partir del procesamiento del MED.

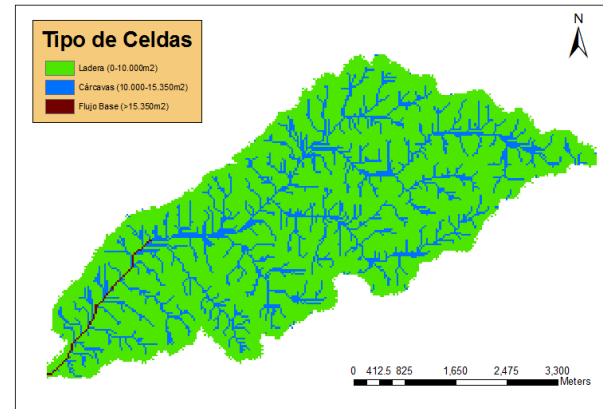
## Mapas obtenidos a partir de las direcciones

A partir del mapa de direcciones *D8* se obtiene el mapa de áreas acumuladas mediante el método presentado en la Figura 4.5, a partir de este se obtiene el mapa de acumulación de flujo (Figura 6.6a) el cual representa si hay existencia o no de cauce en cada una de las celdas, y además que tipo de cauce es.

Para establecer la presencia de cauce en cada una de las celdas se deben establecer rangos para el área acumulada, a partir de los cuales se considera la existencia de los diferentes tipos de cauce mencionados en el Capítulo 5. Los umbrales se tomaron de los presentados por Montoya, 2008, para lo cual se compararon diferentes umbrales de áreas con la presencia de cárcavas en el mapa de suelos en las cuales el flujo sub-superficial drena al flujo superficial, para la cuenca Goodwin Creek las cárcavas poseen un umbral entre  $10,000m^2$  y  $15,350m^2$ . Montoya, 2008 establece para el cauce de flujo base un área acumulada mayor a  $15,350m^2$ . En la Figura 6.6b se presenta el mapa de clasificación de celdas empleado.



(a) Áreas acumuladas

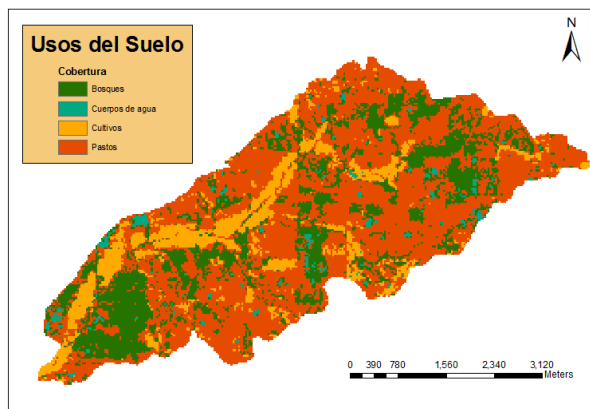


(b) Clasificación de Celdas

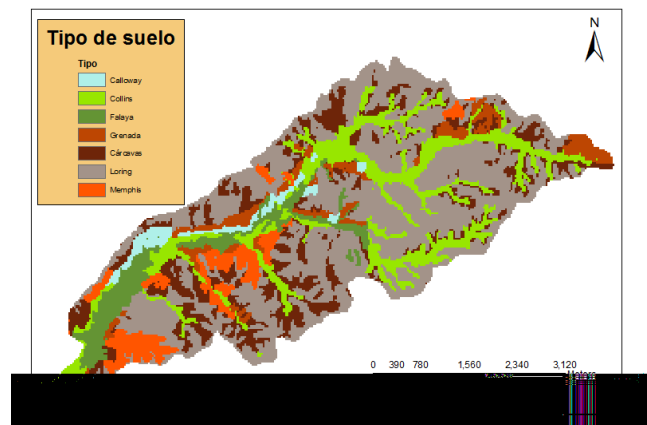
Figura 6.6: Mapa de áreas acumuladas y clasificación de celdas.

### Mapas obtenidos de propiedades del suelo

Tanto para la simulación hidrológica como para la sedimentológica es necesario contar con una serie de mapas que describen diferentes variables de la cuenca, entre estos mapas se encuentra el uso del suelo, el tipo de suelo, la conductividad hidráulica en el sub-suelo y en el acuífero y la rugosidad, para la simulación sedimentológica es necesario contar con algunas variables provenientes de la *USLE*. Como se ha mencionado en el Capítulo 5, si no se cuenta con la información distribuida de estos mapas, la misma puede ser ingresada como un valor constante para toda la cuenca. A partir de los usos del suelo y del tipo de suelo Montoya, 2008 obtiene el mapa de almacenamiento capilar máximo en el suelo, y el mapa de la conductividad hidráulica en el sub-suelo, para ello une los mapas de uso y tipo del suelo (Figuras 6.7a y 6.7b respectivamente).



(a) Usos del suelo



(b) Tipos de suelo

Figura 6.7: Mapas de usos y tipos de suelos.

Uniando los mapas presentados en la Figura ?? obtiene un mapa constituido por 37 unidades cartográficas diferentes, con propiedades hidrológicas variables (ver Figura 6.8).

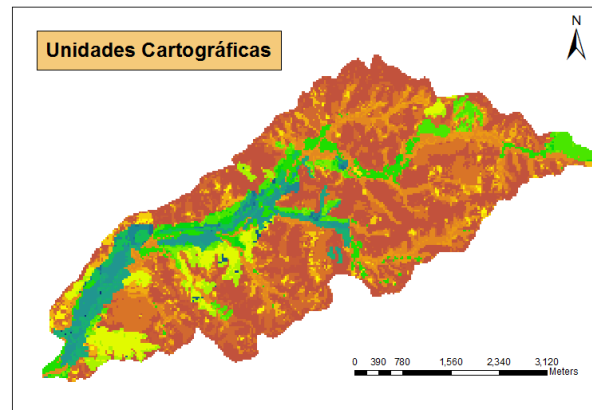
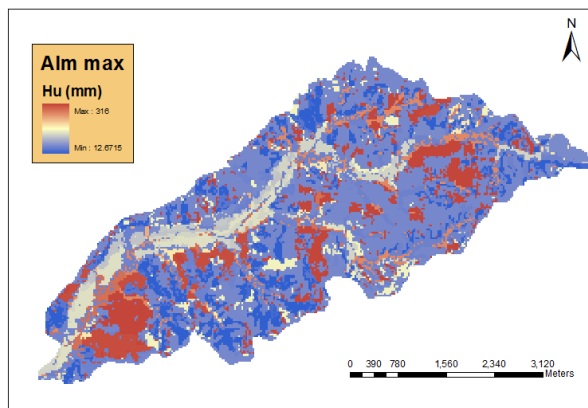
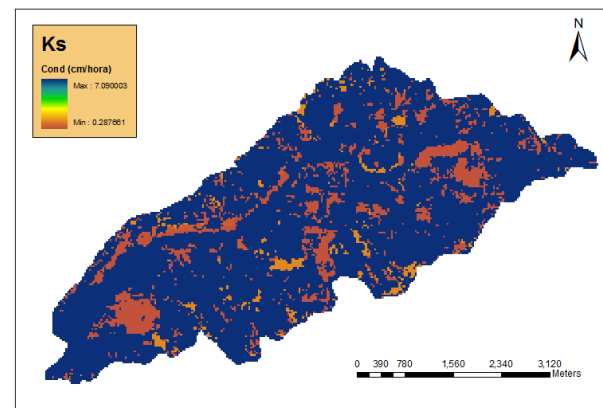


Figura 6.8: Mapa de unidades cartográficas. Tomado de Montoya, 2008.

A partir del mapa presentado en la Figura 6.8 Montoya, 2008 obtiene los mapas de almacenamiento máximo capilar  $H_u$  o  $S_{m,1}$  y de conductividad hidráulica  $K_s$ , los cuales son presentados en la Figura 6.9.



(a) Almacenamiento estático máximo



(b) Conductividad hidráulica

Figura 6.9: Mapas de almacenamiento estatico maximo y conductividad hidraulica

El mapa de conductividad hidráulica en el acuífero es tomado de los análisis realizados sobre la cuenca (Blackmarr, 1995), en la Figura 6.10 se presenta la distribución de  $k_p$ , en la cual se cuenta con cuatro valores de conductividad, predominando el valor de  $0,02\text{cm/hora}$ .

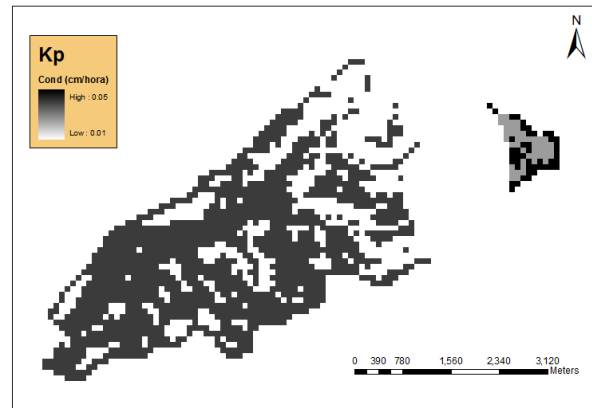


Figura 6.10: Conductividad hidráulica del acuífero

Para el cálculo de la velocidad en ladera se emplea el coeficiente de *Manning*, por lo que a partir del mapa de usos del suelo (Figura 6.7a) se han asignado valores de rugosidad, para ello se tomaron los valores presentados para diferentes coberturas presentados en Ven Te Chow. En la Figura 6.11 se presenta el mapa de rugosidad obtenido para la cuenca.

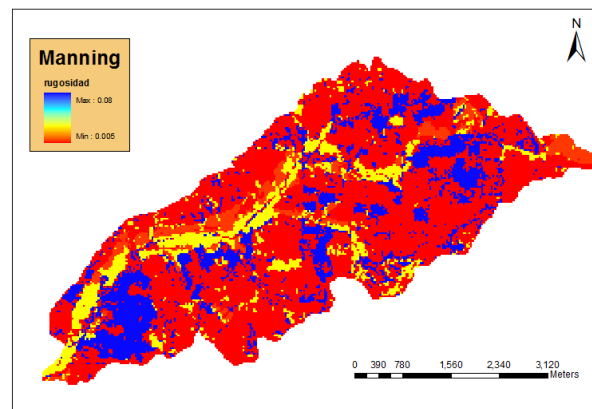


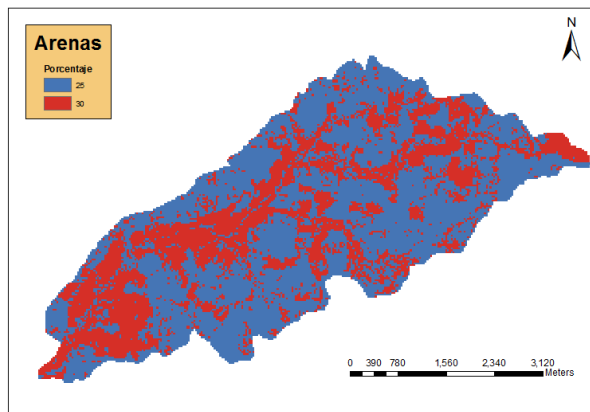
Figura 6.11: Mapa de rugosidad de *Manning*.

## Mapas obtenidos para la erosión

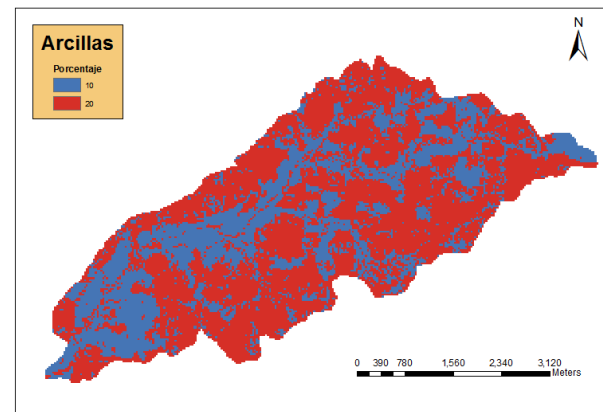
Para el cálculo de la erosión sobre cada una de las celdas, en cada uno de los intervalos de tiempo  $t$  se requieren las texturas del nivel superior del suelo, la cual es el porcentaje de arenas, limos y arcillas. Conjunto a lo anterior se requieren valores para los factores de la *USLE* involucrados en la ecuación de erosión (ecuación (5.54)).

Los mapas de texturas fueron tomados de Blackmarr, 1995, en estos se presenta el porcentaje de arenas, limos y arcillas sobre cada celda (ver Figuras 6.12a, 6.12b y 6.12c). El porcentaje de cada textura representa la variable del porcentaje de cada fracción  $i$  que

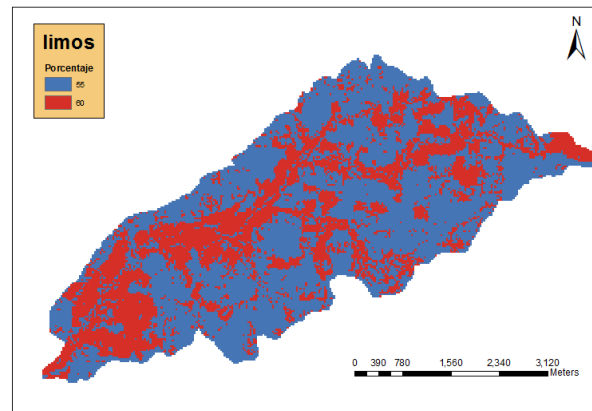
se presenta en la ecuación (5.62).



(a) Porcentaje Arenas



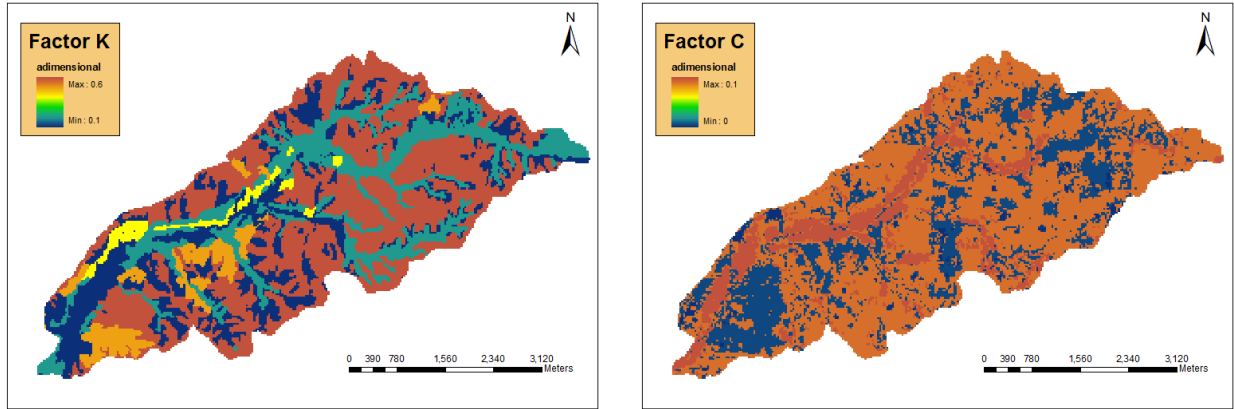
(b) Porcentaje Arcillas



(c) Porcentaje Limos

**Figura 6.12:** Porcentajes de texturas presentes en la superficie de la cuenca.

Los valores para las variables de la ecuación *USLE* se han tomado de Rojas, 2002, de estos solo se cuenta de manera distribuida con las siguientes variables: el factor de erosión de la ecuación *USLE*  $K$ , y el factor de manejo de cultivos de la ecuación *USLE*  $C$ . Para este caso no se tiene información del factor de prácticas de conservación, por lo que se ingresa en el modelo como una constante igual a la unidad ( $P = 1$ ) con el fin de que no afecte el cálculo de la erosión. En las Figuras 6.13a y 6.13b se presentan los mapas de las variables  $K$  y  $C$  respectivamente.



(a) Factor  $K$

(b) Factor  $C$

Figura 6.13: Variables de la ecuacion  $USLE$ :  $K$  y  $C$

### 6.3. Medidas de desempeño

Para evaluar el desempeño de las simulaciones se emplean diferentes medidas de error y ademas se comparan directamente algunos de los resultados obtenidos de la simulacion los cuales son tenidos en cuenta para el caso de simulaciones de eventos de tormenta. Igualmente estas medidas junto con las graficas conforman la base para la calibracion, la cual es realizada de manera manual por el modelador.

La medicion del error mediante estadisticos se realiza mediante el  $RMSE$  y el coeficiente de eficiencia de  $Nash$ , ecuaciones (6.1) y (6.2) respectivamente. Este calculo solo es aplicado sobre el caudal lquido.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^T (Q_{t,obs} - Q_{t,sim})^2}{T}} \quad (6.1)$$

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{t,sim} - Q_{t,obs})^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{t,obs} - \bar{Q})^2} \quad (6.2)$$

Ademas de lo anterior se calculan una serie de diferencias entre algunas de las propiedades de las hidrografas de crecida, las cuales son: diferencia entre el caudal maximo simulado y el observado, la diferencia entre el tiempo al pico simulado y el observado y la diferencia entre el volumen total de agua simulado y observado, en las ecuaciones (6.3), (6.4) y (6.5) se presentan tales diferencias respectivamente.

$$DifQ_{max} = \frac{Q_{max,obs} - Q_{max,sim}}{Q_{max,obs}} 100 \quad (6.3)$$

$$DifT_{pico} = \frac{T_{pico,obs} - T_{pico,sim}}{T_{pico,obs}} 100 \quad (6.4)$$

$$DifVol = \frac{Vol_{obs} - Vol_{sim}}{Vol_{obs}} 100 \quad (6.5)$$

El desempeño del sedimentograma simulado se evalúa únicamente a partir de la diferencia entre el volumen de sedimentos total simulado y el volumen total observado para el evento (ecuación (6.6)).

$$DifVol_{sed} = \frac{VolSed_{obs} - VolSed_{sim}}{VolSed_{obs}} 100 \quad (6.6)$$

## 6.4. Calibración

Debido a que se presentan dos variaciones del modelo, se requiere una calibración para cada versión. Ambas calibraciones se han realizado de manera subjetiva, es decir, el modelador basado en la observación de los gráficos de las simulaciones y en los errores calculados a partir de las diferencias entre la hidrográfica observada y la simulada varía los parámetros.

La calibración se realizó basada en el evento de lluvia ocurrido en Enero 17 de 1981, para lo cual se cuenta con 16 estaciones de precipitación, debido a que se ha empleado el método de los planos para la interpolación de la lluvia se han creado estaciones ficticias alrededor de la cuenca a partir del método (IDW), con lo cual se obtiene una malla de triángulos irregulares *TIN* que abarca toda el área de la cuenca, dando la posibilidad de asignar a cada celda un triángulo de pertenencia (ver Figura 6.14).

### 6.4.1. Parámetros hidrológicos

Los parámetros de calibración se varían de acuerdo al comportamiento de la hidrográfica de salida obtenida con el fin de optimizar su desempeño el cual se mide en base a las ecuaciones presentadas en la Sección 6.3. Debido a la escala temporal de aplicación del modelo se encuentra que los factores con una mayor influencia sobre el desempeño de la calibración son los que corresponden al almacenamiento capilar, la velocidad de la escorrentía en la ladera y en el cauce, la infiltración y la velocidad del flujo sub-superficial. Se presenta que los factores aplicados en variables tales como el flujo base y las pérdidas



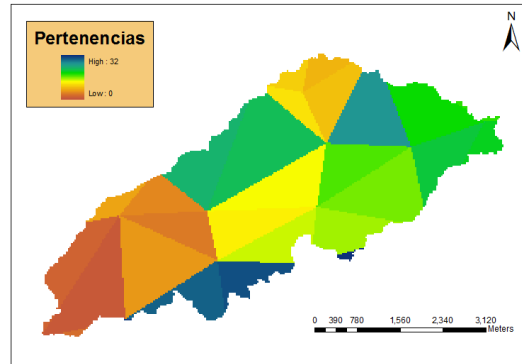


Figura 6.14: Mapa de pertenencias

Factor de correccion	Modelo: Ladera lineal	Modelo: Ladera No Lineal
$R1$ , Alm estatico	0,022	0,022
$R3$ , In ltracion	0,01	0,01
$R4$ , Velocidad en ladera	0,01	0,08
$R5$ , Precolacion	0,3954	0,3954
$R9_1$ , Velocidad en canales	0,1	0,22
$R9_2$ , Velocidad en carcavas	0,03	0,145

Tabla 6.4: Resultados de la calibracion.

subterráneas tienen un impacto mínimo en la modelación. En la Tabla 6.4 se presentan los parámetros calibrados para ambas versiones del modelo calibrando sobre la estación 1. Se han establecido dos parámetros de calibración diferentes para la velocidad en cauces con flujo base ( $R9_1$ ) y para cárcavas ( $R9_2$ ), debido a las diferencias que presentan. Los valores iniciales de los diferentes tanques de almacenamiento se asumen iguales a cero (0) debido a que se trata de una cuenca con flujo transitorio.

A parte de los parámetros calibradores presentados en la Tabla 6.4 se tienen los parámetros vinculados a la ecuación de la *Onda Cinemática Geomorfológica* (ecuación 5.50), los cuales se establecen a partir de relaciones de la geometría hidráulica y relaciones geomorfológicas de la cuenca. En la Tabla 6.5 se presentan los valores provenientes de las relaciones geomorfológicas (Molnar y Ramirez , 1998).

Los parámetros provenientes de la relación de rugosidad (ecuación (5.47)), los cuales son empleados en la ecuación de la *Onda Cinemática Geomorfológica* se han tomado diferentes para cauces con flujo base y para las cárcavas, ya que hay un cambio en el comportamiento de la rugosidad de ambos tipos de canal.

En la versión en que se emplea la metodología no lineal para el cálculo de la veloci-

Parametro	Rango	Tomado
Coeeficiente $k$	0,5 0,75	0,8684
Exponente $\varphi$	0,65 0,8	0,95
Coeeficiente $a_1$	0,5 5,75	6,516
Exponente $\alpha_1$	0,34 0,55	0,48
Exponente $\alpha_2$	0,05 0,2	0,2

**Tabla 6.5:** Parametros geomorfologicos para la onda Cinematica Geomorfologica

Parametro	Cauces	Carcavas
Exponente $\sigma_1$	0	0
Exponente $\sigma_2$	0,195	0,165
Exponente $\sigma_3$	0,195	0,165
Coeeficiente	15	15

**Tabla 6.6:** Parametros de rugosidad para la onda Cinematica Geomorfologica

dad en la ladera, se deben establecer dos parametros, los cuales son: el coeeficiente  $\xi$  y el exponente  $e_1$  de la ecuación (5.18), en la cual se relaciona el radio hidraulico con el area de la seccion. Para ambas variables se ha tomado el valor presentado por Foster y Lane , 1981 para surcos sobre laderas, con lo cual se obtiene que:  $\xi = 0,50$  y  $e_1 = 0,64$ .

#### 6.4.2. Parametros sedimentologicos

Se simulan tres tipos de sedimentos: arenas, limos y arcillas. Cada uno con un diametro medio de partícula, a partir del cual se obtiene la velocidad de caída  $\omega_i$ . En la Tabla 6.7 se presentan los diametros medios para cada fraccion y su respectiva velocidad de caída calculada a partir de las ecuaciones presentadas por Rojas , 2003.

Fraccion	$d[mm]$	$\omega[m/s]$
Arenas	0,35	$3,6E^{-2}$
Limos	0,016	$2,2E^{-4}$
Arcillas	0,001	$8,6E^{-7}$

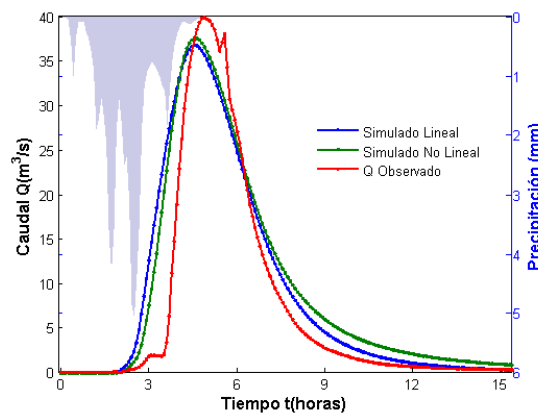
**Tabla 6.7:** Fracciones de sedimentos.

Una vez se tiene calibrada la hidrografa de salida del modelo, se procede a calibrar el sedimentograma para lo cual se varía el coeeficiente presentado en la ecuación modificada de Kilinc y Richardson (Julien, 1995) (ecuación (5.54)). Para el modelo lineal en ladera

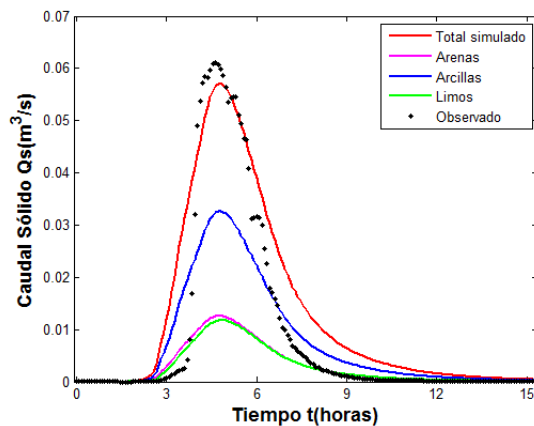
se ha tomado un valor igual a 52500 y para el modelo no lineal en ladera se adopta un valor igual a 18000.

### 6.4.3. Resultados de calibración

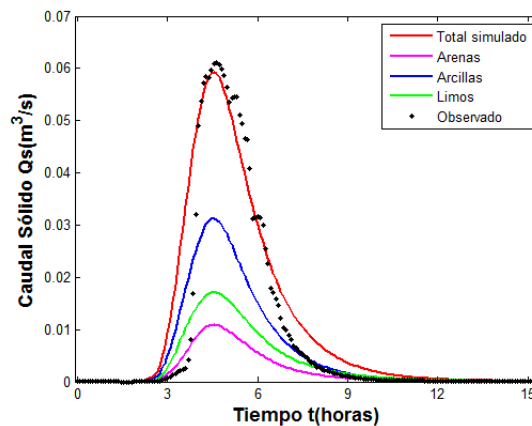
A partir de los diferentes parámetros presentados, y de la calibración realizada (Tabla 6.4) se obtienen las hidrografas sobre la estación 1 (Figura 6.3) para ambos modelos, las cuales se presentan en la Figura 6.15, los errores se presentan en la Tabla 6.8.



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



(c) Sedimentos No Lineal

**Figura 6.15:** Calibración sobre estación 1. Evento 1: Enero 17 de 1981.

Como se presenta en las Figuras 6.15b y 6.15c, los hidrogramas de ambas variaciones del modelo presentan un comportamiento similar durante la calibración, ya que ambos poseen un tiempo al pico, caudal al pico y recesión similares. En la Tabla 6.8 se presenta el resumen de resultados, y en la Tabla 6.9 se presenta el desempeño de ambos modelos.

Balance hidrologico				
Modelo	Salidas	Entradas	Diferencia [%]	
Lineal	1677216,73	1679155,6	0,11	
No Lineal	1677111,7	1679155,6	0,11	
Sedimentos Erodados [ $m^3$ ]				
Modelo	Arenas	Limos	Arcillas	Total
Lineal	198,2	430,7	145,9	774,9
No Lineal	255,8	559,3	196,8	1011,9
Sedimentos Depositados [ $m^3$ ]				
Modelo	Arenas	Limos	Arcillas	Total
Lineal	45	34,1	0,78	79,8
No Lineal	148,1	253,4	7,9	409,4
Sedimentos Transportados [ $m^3$ ]				
Modelo	Arenas	Limos	Arcillas	Total
Lineal	153,2	396,5	145,1	694,8
No Lineal	107,7	305,88	188,9	603,1

Tabla 6.8: Resumen de resultados estación 1. Evento 1: Enero 17 de 1981.

Variable	Observado	Sim Lineal	Error [%]	Sim No Lineal	Error [%]
$Q_{max}[m^3/s]$	39,76	36,66	8,44	37,44	6,20
$T_{pico}[h]$	4,83	4,5	7,44	4,5	7,4
$Vol[Hm^3]$	0,396	0,485	18,41	0,5	19
$VolSed[m^3]$	488,3	694,8	29,7	603,13	19,03
	<b>Nash</b>	81,7		86,17	
	<b>RMSE</b>	25,7		19,4	

Tabla 6.9: Desempeño de Calibración estación 1. Evento 1: Enero 17 de 1981.

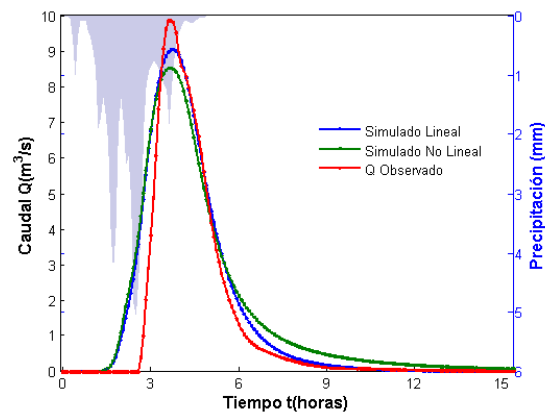
## 6.5. Validación Espacial

Como se presenta en la Sección 6.4, ambas variaciones del modelo se han calibrado empleando la estación 1 (estación de salida de la cuenca) para el evento de tormenta ocurrido el 17 de Enero de 1981. A continuación se presentan los resultados obtenidos para las demás estaciones durante el mismo evento, con el fin de posibilitar un análisis espacial del comportamiento de ambas variaciones del modelo.

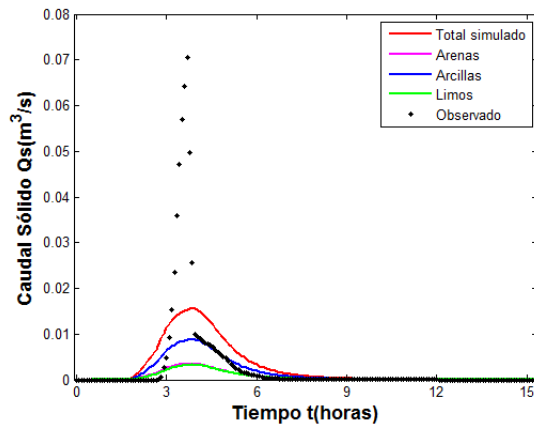
### 6.5.1. Validación sobre las diferentes estaciones

En la Figura 6.16 se presenta el hidrograma y el sedimentograma obtenido sobre la estación 4 por cada una de las variaciones del modelo empleadas, ambas presentan un

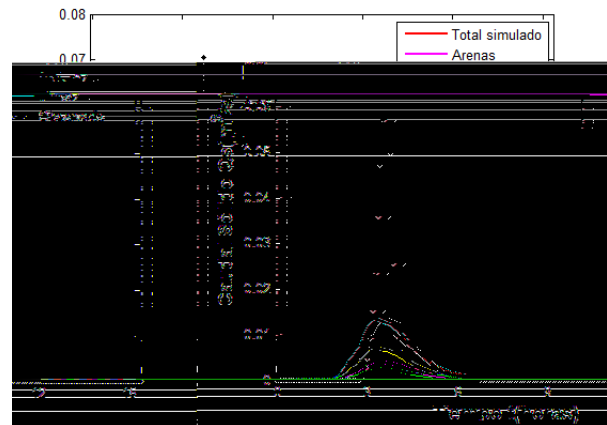
comportamiento similar en ambos aspectos.



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



(c) Sedimentos No Lineal

Figura 6.16: Validacion espacial sobre estacion 4. Evento 1: Enero 17 de 1981.

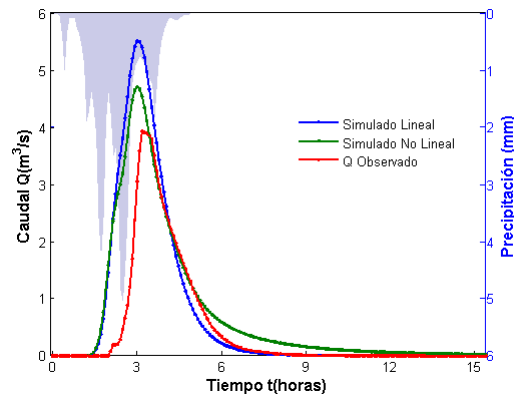
En la Tabla 6.10 se presenta el desempeño para ambas variaciones del modelo sobre la estacion 4.

Variable	Observado	Sim Lineal	Error [%]	Sim No Lineal	Error [%]
$Q_{max}[m^3/s]$	9,82	9,02	8,9	8,49	15,6
$T_{pico}[h]$	3,58	3,75	4,4	3,66	2,27
$Vol[Hm^3]$	0,071	0,086	17,42	0,091	21,87
$VolSed[m^3]$	159,72	145,2	9,98	105,24	51,8
	<b>Nash</b>	90,17		87,2	
	<b>RMSE</b>	0,66		0,87	

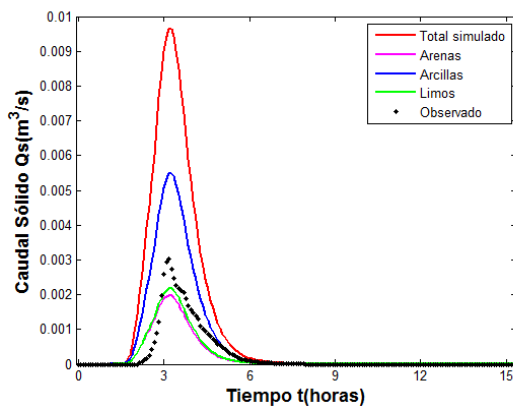
Tabla 6.10: Desempeño de validacion estacion 4. Evento 1: Enero 17 de 1981.

En la Figura 6.17 se presenta el hidrograma y el sedimentograma obtenido sobre la

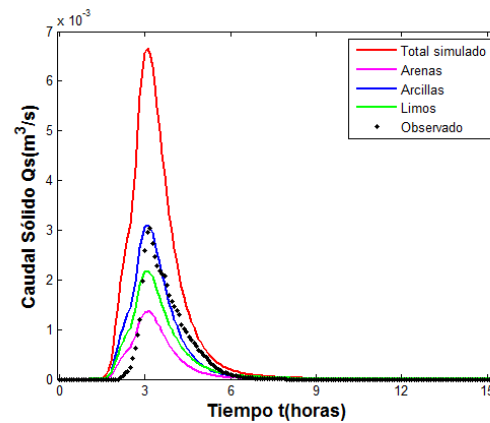
estacion 6 por cada una de las variaciones del modelo empleadas.



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



(c) Sedimentos No Lineal

Figura 6.17: Validacion espacial sobre estacion 6. Evento 1: Enero 17 de 1981.

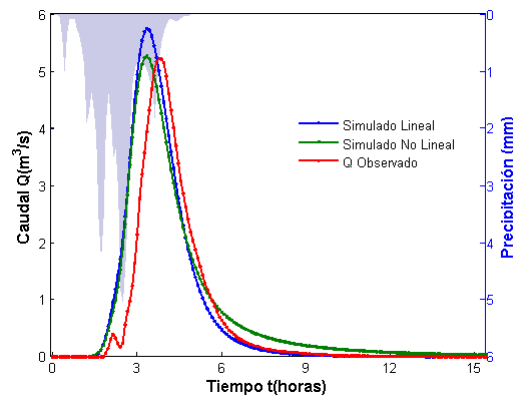
En la Tabla 6.11 se presenta el desempeño para ambas variaciones del modelo sobre la estacion 4. De

Variable	Observado	Sim Lineal	Error[ %]	Sim No Lineal	Error[ %]
$Q_{max}[m^3/s]$	3,92	5,49	28,61	4,69	16,51
$T_{pico}[h]$	3,16	3,00	5,55	3,00	5,55
$Vol[Hm^3]$	0,025	0,037	34,29	0,04	37,89
$VolSed[m^3]$	14,4	56,42	74,36	38,20	62,14
	Nash	22,34		47,7	
	RMSE	0,66		0,87	

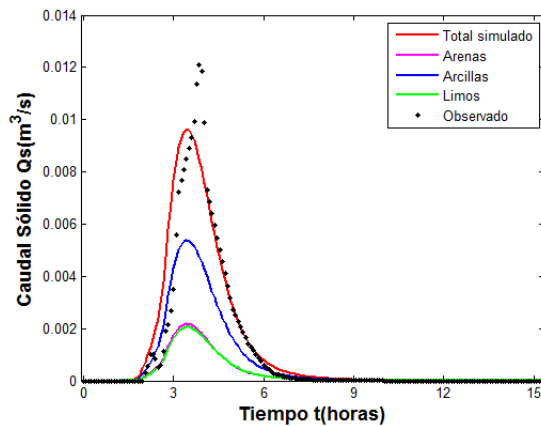
Tabla 6.11: Desempeño de validacion estacion 6. Evento 1: Enero 17 de 1981.

En la Figura 6.18 se presenta el hidrograma y el sedimentograma obtenido sobre la estacion 7 por cada una de las variaciones del modelo empleadas. En la Tabla 6.12 se

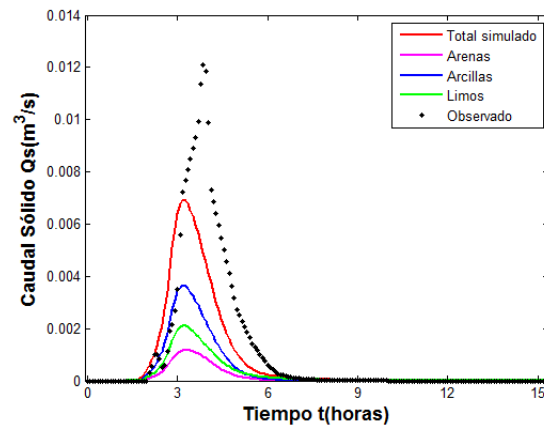
presenta el desempeño para ambas variaciones del modelo sobre la misma estacion. Para este caso ambas variaciones del modelo presentan resultados aceptables.



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



(c) Sedimentos No Lineal

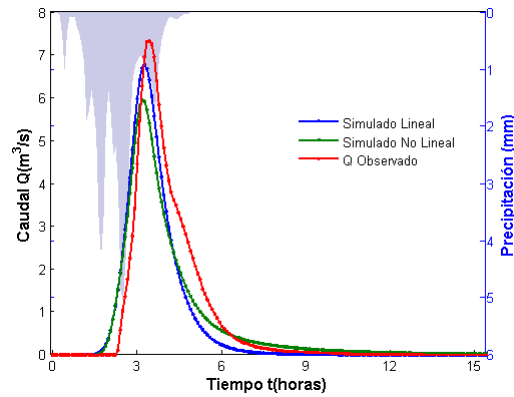
Figura 6.18: Validacion espacial sobre estacion 7. Evento 1: Enero 17 de 1981.

Variable	Observado	Sim Lineal	Error[ %]	Sim No Lineal	Error[ %]
$Q_{max}[m^3/s]$	5,20	5,72	9,11	5,24	0,74
$T_{pico}[h]$	3,75	3,33	12,5	3,33	12,5
$Vol[Hm^3]$	0,036	0,042	14,2	0,044	19,00
$VolSed[m^3]$	60,83	68,31	10,95	42,04	44,69
	<b>Nash</b>	75,9		79,25	
	<b>RMSE</b>	0,42		0,36	

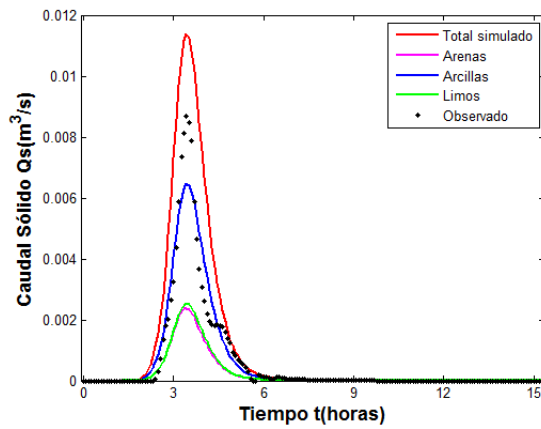
Tabla 6.12: Desempeño de Validacion estacion 7. Evento 1: Enero 17 de 1981.

En la Figura 6.19 se presenta el hidrograma y el sedimentograma obtenido sobre la estacion 8 por cada una de las variaciones del modelo empleadas. En la Tabla 6.13 se presenta el desempeño para ambas variaciones del modelo sobre la misma estacion. Ambas

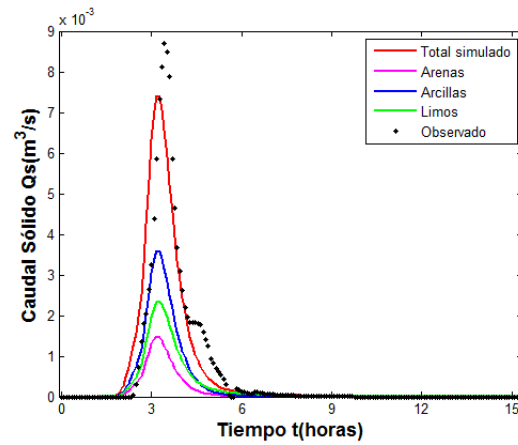
variaciones presentan hidrogramas con buen ajuste, y la variacion no lineal presenta un mejor ajuste en el sedimentograma.



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



(c) Sedimentos No Lineal

Figura 6.19: Validacion espacial sobre estacion 8. Evento 1: Enero 17 de 1981.

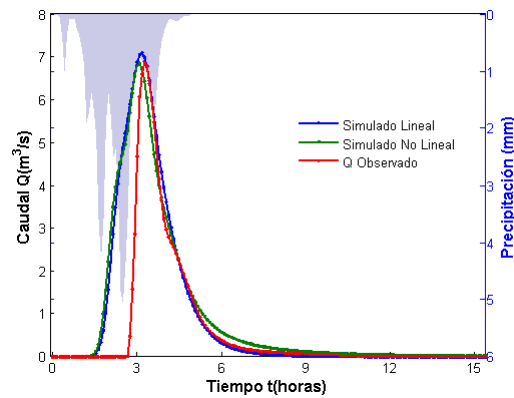
Variable	Observado	Sim Lineal	Error[ %]	Sim No Lineal	Error[ %]
$Q_{max}[m^3/s]$	7,30	6,75	8,12	5,93	23,10
$T_{pico}[h]$	3,41	3,25	5,12	3,16	7,89
$Vol[Hm^3]$	0,045	0,039	16,28	0,04	11,31
$VolSed[m^3]$	31,99	56,1	42,96	32,43	1,37
	<b>Nash</b>	86,89		86,17	
	<b>RMSE</b>	0,38		0,40	

Tabla 6.13: Desempeño de Validacion estacion 8. Evento 1: Enero 17 de 1981.

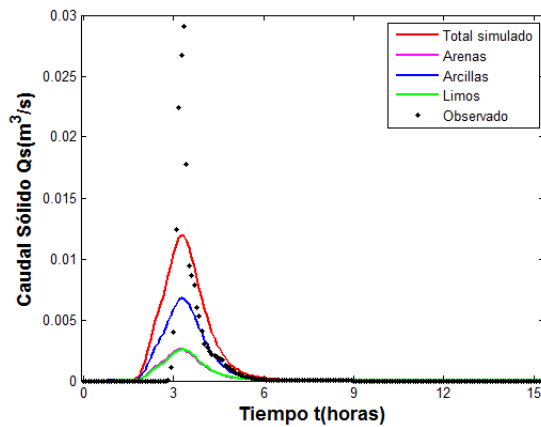
En la Figura 6.20 se presenta el hidrograma y el sedimentograma obtenido sobre la estacion 14 por cada una de las variaciones del modelo empleadas. En la Tabla 6.14 se presenta el desempeño para ambas variaciones del modelo sobre la misma estacion. Ambas



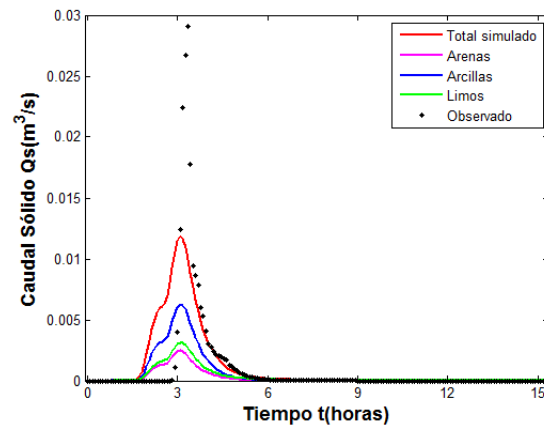
variaciones presentan hidrogramas y sedimentogramas con un ajustes regulares.



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



(c) Sedimentos No Lineal

Figura 6.20: Validacion espacial sobre estacion 14. Evento 1: Enero 17 de 1981.

Variable	Observado	Sim Lineal	Error [%]	Sim No Lineal	Error [%]
$Q_{max}[m^3/s]$	6,86	7,07	2,94	6,83	0,46
$T_{pico}[h]$	3,25	3,16	2,63	3,08	5,40
$Vol[Hm^3]$	0,033	0,049	32,17	0,052	35,95
$VolSed[m^3]$	54,45	69,07	21,16	59,77	8,9
	<b>Nash</b>	41,23		38,8	
	<b>RMSE</b>	1,22		1,27	

Tabla 6.14: Desempeno de Validacion estacion 14. Evento 1: Enero 17 de 1981.

## 6.5.2. Resumen de resultados

A continuacion se presenta un resumen de los resultados obtenidos por ambas variaciones del modelo durante la validacion espacial. Para la elaboracion de la tabla resumen

se han promediado en valor absoluto las diferencias porcentuales calculadas para los diferentes parámetros medidos en las estaciones 4, 6, 7, 8 y 14. En la Tabla 6.15 se presenta que ambas variaciones del modelo presentan diferencias poco significativas dentro de la validación espacial realizada.

Modelo	Qmax[ %]	T al pico[ %]	Vol[ %]	VolSed[ %]
Lineal	11,54	6,05	22,98	31,88
No Lineal	11,29	6,72	25,2	33,78

Tabla 6.15: Resumen de desempeño de validación evento 1

## 6.6. Validación Espacio-Temporal

A continuación se presentan los resultados obtenidos para las simulaciones realizadas durante los eventos de Septiembre 19 de 1983 (evento 2) y Agosto 27 de 1982 (evento 3). Ambos eventos se comportan de maneras diferentes.

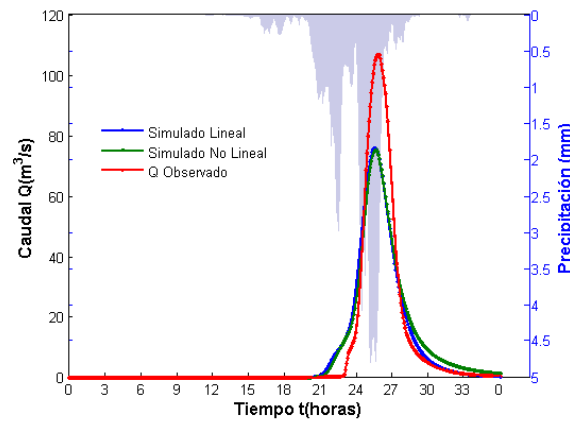
### 6.6.1. Evento de validación 2

El evento presenta una intensidad mayor a la presentada por los demás eventos empleados, por lo cual los caudales observados sobre cada una de las estaciones presentan caudales máximos relativamente altos los cuales presentan dificultades para ser simulados. Se presentan las simulaciones obtenidas en algunas de las estaciones.

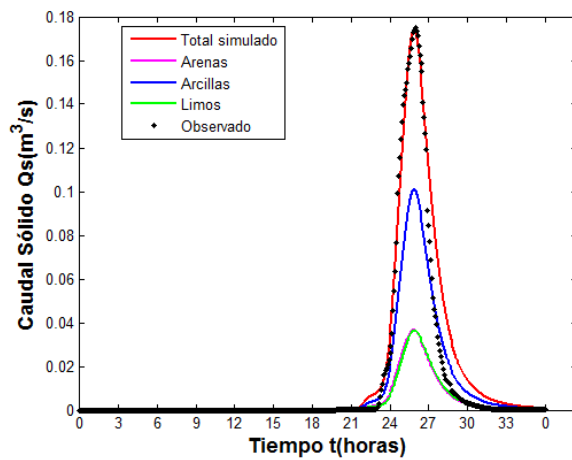
Dentro del evento todas las estaciones presentan un comportamiento relativamente similar, donde el cambio más significativo se presenta en la magnitud del caudal líquido ( $Q_l$ ) y sólido ( $Q_s$ ) medido por cada estación. Ambas variaciones del modelo presentan un comportamiento similar presentando diferencias mayores en la simulación de los sedimentos.

En la Figura 6.21 se tienen los resultados obtenidos para la estación de medición 1, ambas variaciones del modelo presentan un comportamiento similar, en el cual hay una considerable sub-estimación del caudal líquido, pero un aceptable acierto en el comportamiento del sedimentograma.

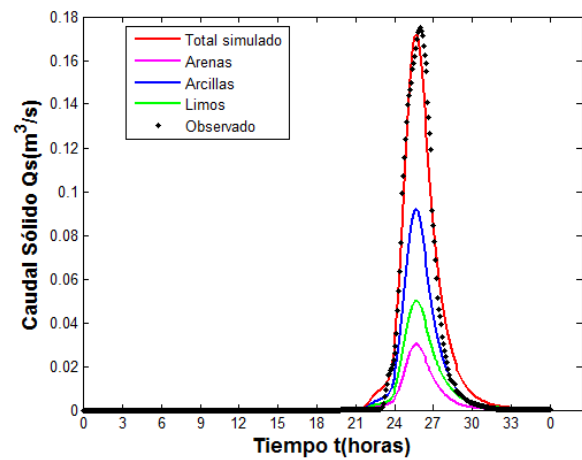
En la Tabla 6.16 se presenta el resumen de resultados obtenidos para el evento 2 sobre la estación de salida de la cuenca (estación 1). Se presenta un buen balance para ambas



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



(c) Sedimentos No Lineal

Figura 6.21: Validación espacial sobre estación 1. Evento 2: Septiembre 19 de 1983.

variaciones del modelo con una pequeña diferencia entre ambos. Así mismo ambas variaciones presentan una producción total de sedimentos similar, donde la diferencia radica en la dinámica de dicha producción ya que la variación no lineal del modelo posee un valor más elevado de erosión, pero así mismo presenta mayores valores en la depositación de sedimentos.

Por otro lado en la Tabla 6.17 se presenta el desempeño de las simulaciones, el cual es similar para ambas variaciones del modelo, obteniendo resultados aceptables para las diferentes variables comparadas, excepto con el caudal máximo ( $Q_{max}$ ) el cual se subestima con una diferencia significativa. Se tiene que la variación no lineal del modelo obtiene una mejor aproximación del volumen de sedimentos transportados.

En la Figura 6.22 se presenta el hidrograma y el sedimentograma obtenido sobre la estación 6 por cada una de las variaciones del modelo empleadas. En la Tabla 6.18 se

Balance hidrologico				
Modelo	Salidas	Entradas	Diferencia [%]	
Lineal	3385406,41	3388957,43	0,1	
No Lineal	3385198,11	3388957,43	0,11	
Sedimentos Erodados [ $m^3$ ]				
Modelo	Arenas	Limos	Arcillas	Total
Lineal	573,2	1244,2	419,1	2236,8
No Lineal	723,4	1580,9	553,3	2857,6
Sedimentos Depositados [ $m^3$ ]				
Modelo	Arenas	Limos	Arcillas	Total
Lineal	154,3	95,7	1,5	251,7
No Lineal	427,4	693,3	15,5	1136,2
Sedimentos Transportados [ $m^3$ ]				
Modelo	Arenas	Limos	Arcillas	Total
Lineal	418,9	1148,4	417,6	1985,01
No Lineal	296,0	887,6	537,8	1721,4

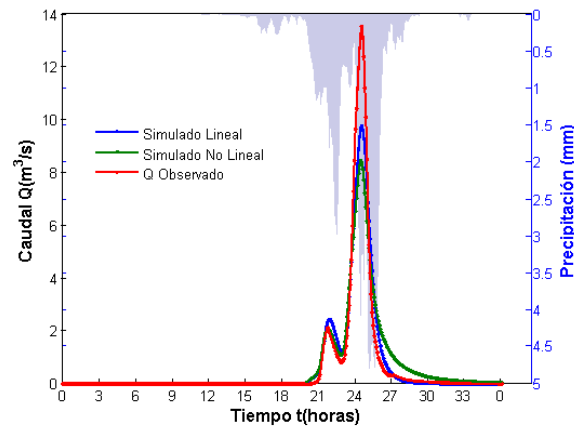
**Tabla 6.16:** Resumen de resultados estación 1. Evento 2: Septiembre 19 de 1983.

Variable	Observado	Sim Lineal	Error [%]	Sim No Lineal	Error [%]
$Q_{max}[m^3/s]$	106,35	75,74	40,4	75,35	41,13
$T_{pico}[h]$	25,08	24,91	0,66	24,91	0,66
$Vol[Hm^3]$	1,07	0,97	10,13	1,01	5,79
$VolSed[m^3]$	1624,66	1985,17	18,16	1723,01	5,7
	<b>Nash</b>	89,45		89,36	
	<b>RMSE</b>	56,61		57,11	

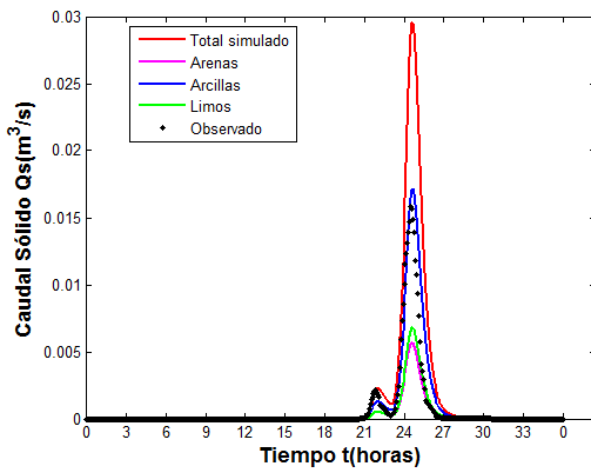
**Tabla 6.17:** Desempeño de validación estación 1. Evento 2: Septiembre 19 de 1983.

presenta el desempeño sobre la misma estación. Ambas variaciones presentan nuevamente una significativa sub-estimación del caudal máximo ( $Q_{max}$ ), sin embargo las demás variables analizadas presentan resultados aceptables. De manera similar a los resultados obtenidos en la estación 1 (ver Figura 6.21) la variación no lineal del modelo presenta un sedimentograma con mejor ajuste (Figura 6.22c) que el presentado por la variación lineal (Figura 6.22b), asimismo la variación no lineal obtiene un volumen total de sedimentos más cercano al observado (Tabla 6.18).

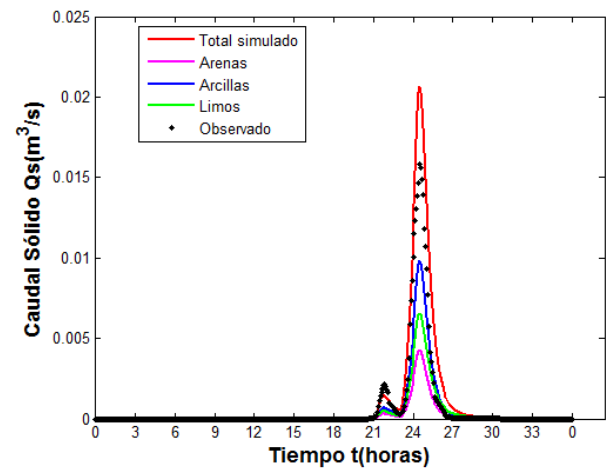
En la estación 7 ambos hidrogramas sub-estiman el caudal máximo ( $Q_{max}$ ) y el volumen de sedimentos transportados (ver Figuras 6.23a, 6.23b y 6.23c). Además de lo anterior ambas variaciones del modelo presentan un primer pico de caudal lido que no se encuentra presente en el hidrograma observado (Figura 6.23a). En términos generales el desempeño de ambas variaciones del modelo es regular (Tabla 6.19).



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



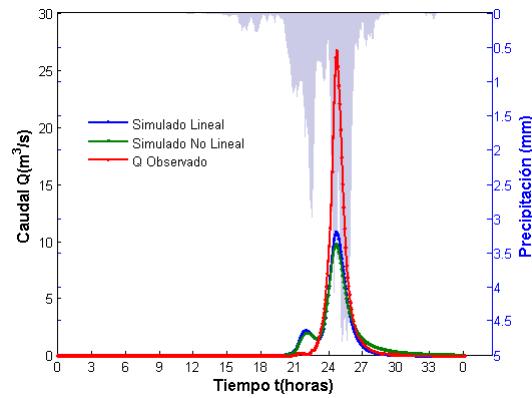
(c) Sedimentos No Lineal

Figura 6.22: Validación espacial sobre estación 6. Evento 2: Septiembre 19 de 1983.

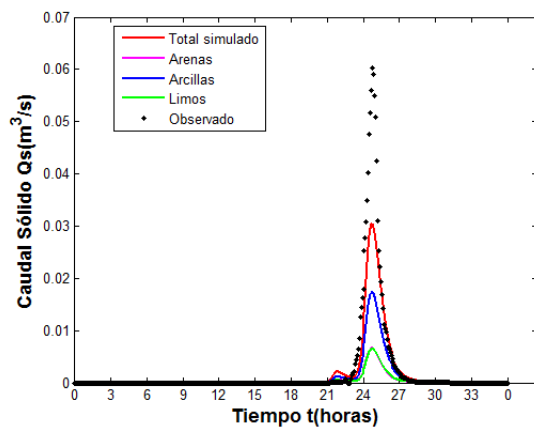
Variable	Observado	Sim Lineal	Error [%]	Sim No Lineal	Error [%]
$Q_{max} [m^3/s]$	13,48	9,71	38,8	8,43	60,0
$T_{pico} [h]$	23,91	23,91	0,0	23,83	0,35
$Vol [Hm^3]$	0,07	0,073	4,34	0,077	0,44
$VolSed [m^3]$	78,0	168,57	53,73	115,68	32,5
	<b>Nash</b>	92,9		86,55	
	<b>RMSE</b>	0,31		0,58	

Tabla 6.18: Desempeño de validación estación 6. Evento 2: Septiembre 19 de 1983.

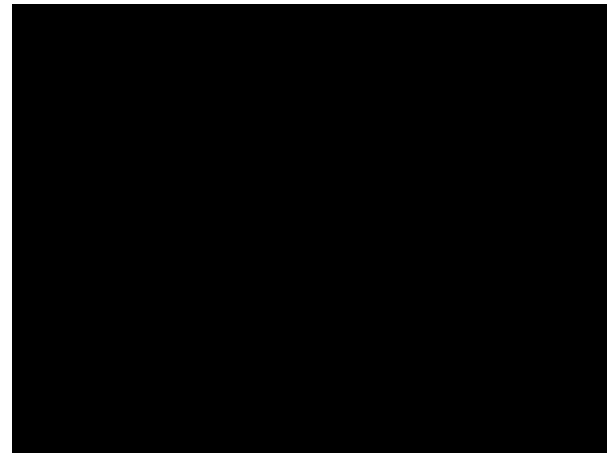
Para la simulación realizada en la estación 8 se obtienen hidrogramas donde el caudal máximo ( $Q_{max}$ ) sigue siendo sub-estimado, pero con una diferencia menor a la presentada en los casos anteriores (Figura 6.24a). Para este caso se tienen resultados más favorables en cuanto a la simulación de los sedimentos (Figuras 6.24b t 6.24c). La Tabla 6.20 presen-



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



(c) Sedimentos No Lineal

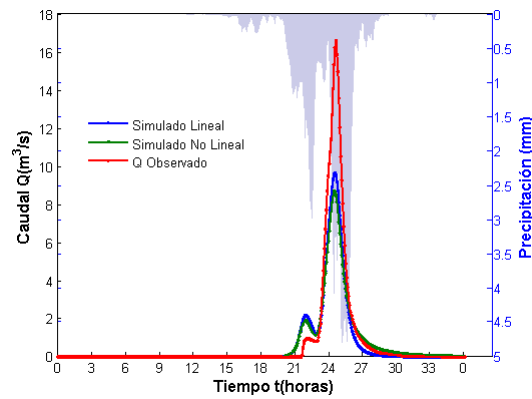
Figura 6.23: Validacion espacial sobre estacion 7. Evento 2: Septiembre 19 de 1983.

Variable	Observado	Sim Lineal	Error[ %]	Sim No Lineal	Error[ %]
$Q_{max}[m^3/s]$	26,6	10,76	146,8	9,7	173,9
$T_{pico}[h]$	24,1	24,0	0,34	24,0	0,34
$Vol[Hm^3]$	0,13	0,084	58,86	0,089	50,48
$VolSed[m^3]$	272,6	195,18	39,66	120,74	125,72
	<b>Nash</b>	69,45		64,63	
	<b>RMSE</b>	4,7		5,44	

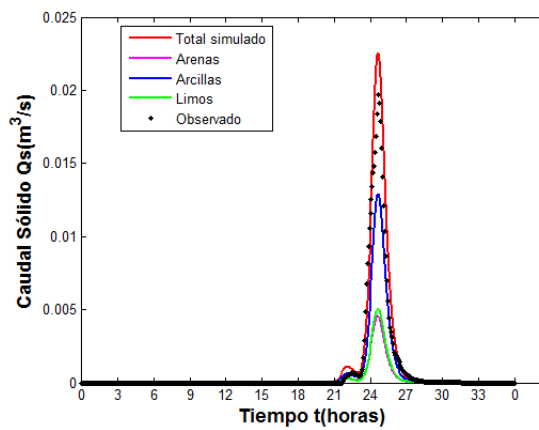
Tabla 6.19: Desempeño de validacion estacion 7. Evento 2: Septiembre 19 de 1983.

ta los errores medidos, entre los cuales se presenta un mejor ajuste con el sedimentograma.

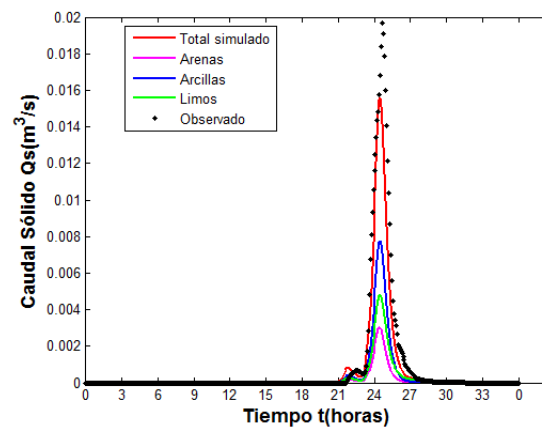
En la Tabla 6.21 se presenta el resumen de desempeño del evento, para la construcion del mismo se emplearon todas las estaciones de la cuenca incluyendo las que no se presentaron anteriormente. Se tiene un desempeño similar para ambas variaciones.



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



(c) Sedimentos No Lineal

Figura 6.24: Validacion espacial sobre estacion 8. Evento 2: Septiembre 19 de 1983.

Variable	Observado	Sim Lineal	Error[ %]	Sim No Lineal	Error[ %]
$Q_{max}[m^3/s]$	16,54	9,63	71,75	8,65	91,27
$T_{pico}[h]$	24,00	23,91	0,34	23,83	0,69
$Vol[Hm^3]$	0,096	0,071	35,01	0,074	29,24
$VolSed[m^3]$	102,41	121,22	15,51	77,44	32,29
	<b>Nash</b>	84,8		80,17	
	<b>RMSE</b>	1,02		1,33	

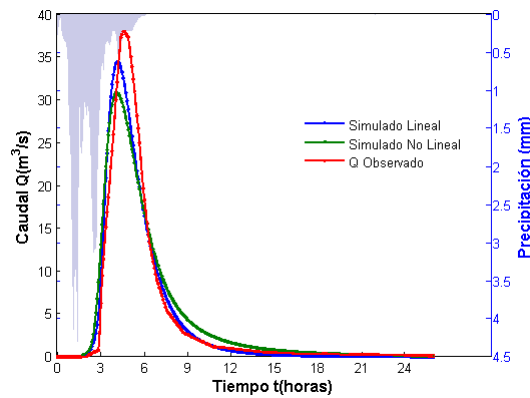
Tabla 6.20: Desempeño de validacion estacion 8. Evento 2: Septiembre 19 de 1983.

Modelo	Qmax[ %]	T al pico[ %]	Vol[ %]	VolSed[ %]
Lineal	64,62	0,28	23,76	36,07
No Lineal	79,49	0,40	19,57	41,95

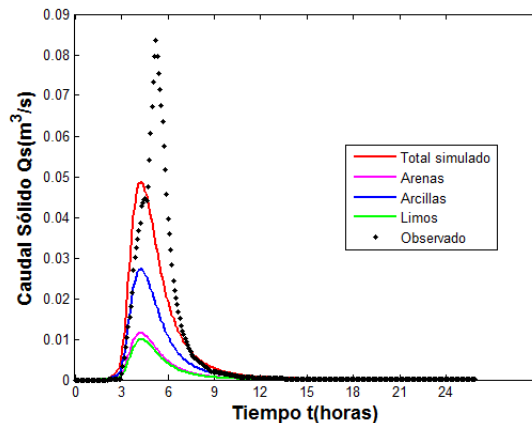
Tabla 6.21: Resumen de desempeño de validacion evento 2

### 6.6.2. Evento de validacion 3

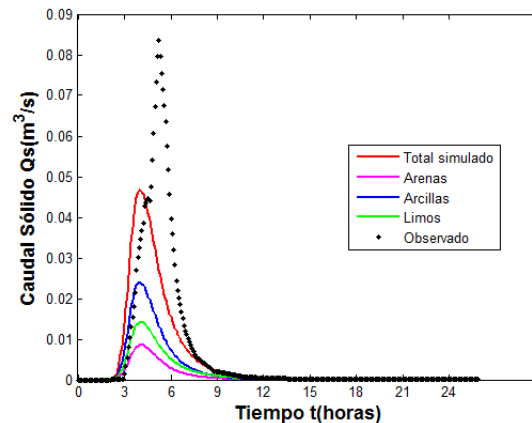
El evento 3 ocurre en Agosto 27 de 1982, el comportamiento del evento exhibe dos picos altos de lluvia, por lo que se presentan hidrogramas y sedimentogramas con comportamientos variados los cuales tienen dificultades para ser simulados. En la Figura 6.25 se muestran los resultados obtenidos para la estacion 1.



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



(c) Sedimentos No Lineal

Figura 6.25: Validacion espacial sobre estacion 1. Evento 3: Agosto 27 de 1982.

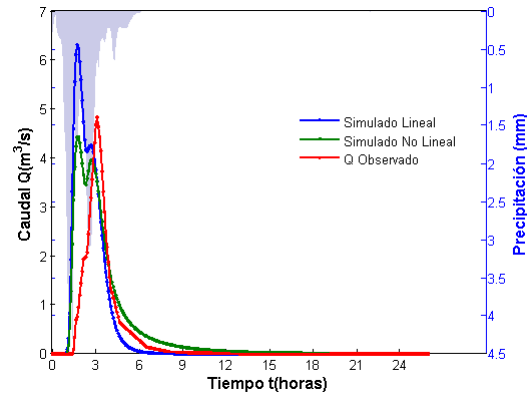
Variable	Observado	Sim Lineal	Error[ %]	Sim No Lineal	Error[ %]
$Q_{max}[m^3/s]$	37,82	37,82	10,21	30,73	23,08
$T_{pico}[h]$	4,58	4,08	12,24	4,08	12,2
$Vol[Hm^3]$	0,39	0,38	2,58	0,42	5,53
$VolSed[m^3]$	583,4	465,9	25,21	436,07	33,78
	<b>Nash</b>	94,69		91,52	
	<b>RMSE</b>	4,43		7,08	

Tabla 6.22: Desempeño de validacion estacion 1. Evento 3: Agosto 27 de 1982.

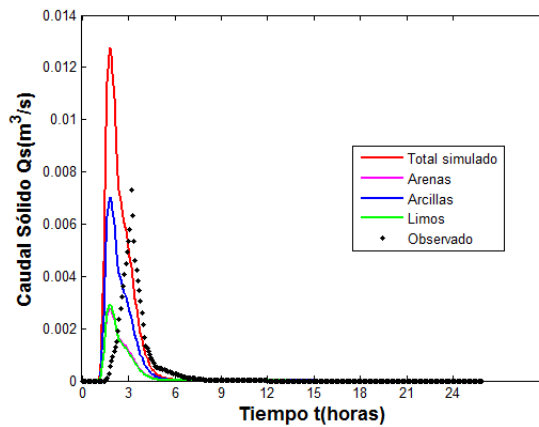


De las Figuras 6.26a, 6.26b, 6.26c y de la Tabla 6.22 se tiene que el comportamiento y el desempeño de ambas variaciones del modelo es similar.

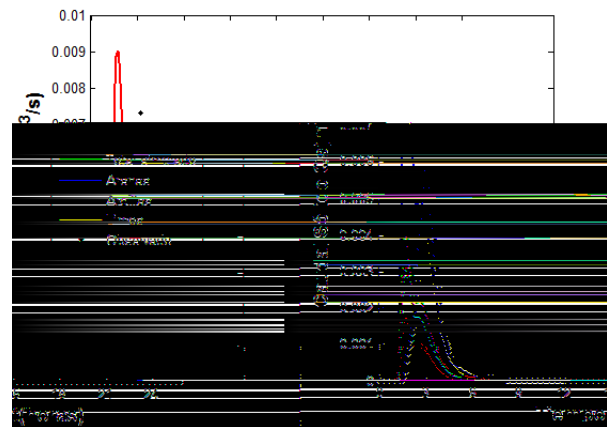
En la Figura 6.27 y en la Tabla 6.23 se presentan los resultados obtenidos para la estacion 6, en los cuales se presentan diferencias con el tiempo al pico.



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



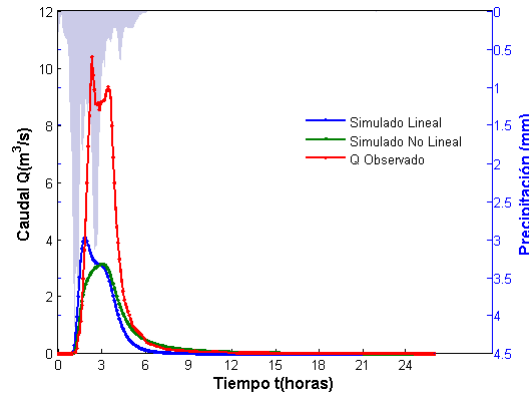
(c) Sedimentos No Lineal

Figura 6.26: Validacion espacial sobre estacion 6. Evento 3: Agosto 27 de 1982.

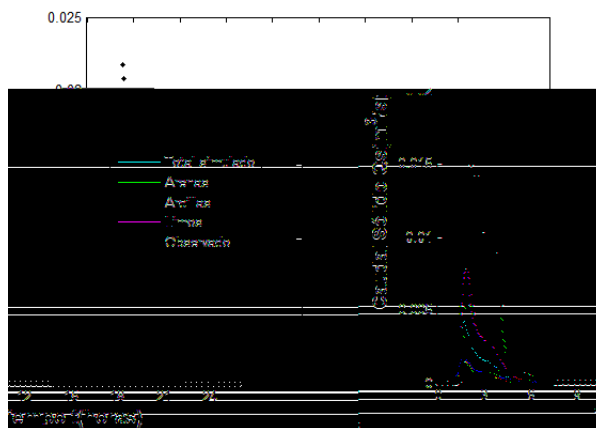
Variable	Observado	Sim Lineal	Error[ %]	Sim No Lineal	Error[ %]
$Q_{max}[m^3/s]$	4,81	6,29	23,47	4,417	9,03
$T_{pico}[h]$	3,08	1,75	76,19	1,83	68,18
$Vol[Hm^3]$	0,028	0,039	26,99	0,042	32,25
$VolSed[m^3]$	31,9	63,49	49,75	50,56	36,9
	Nash	8,3		50,56	
	RMSE	0,81		0,37	

Tabla 6.23: Desempeño de validacion estacion 6. Evento 3: Agosto 27 de 1982.

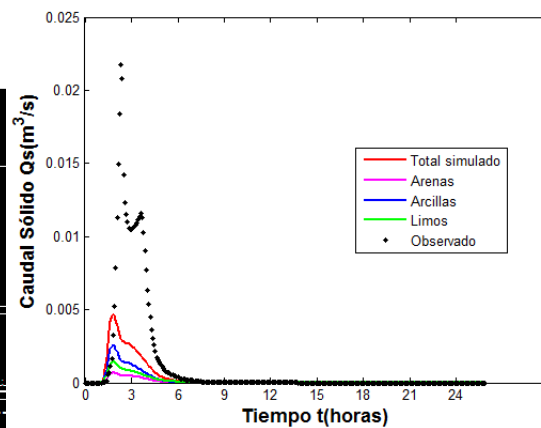
La Figura 6.28 presenta el caso de la estacion 7, en la cual el hidrograma es subestimado por ambas variaciones del modelo. Conjunto a lo anterior los sedimentogramas simulados presentan un mal ajuste con respecto al sedimentograma observado.



(a) Hidrograma



(b) Sedimentos Lineal



(c) Sedimentos No Lineal

Figura 6.27: Validacion espacial sobre estacion 7. Evento 3: Agosto 27 de 1982.

Variable	Observado	Sim Lineal	Error[%]	Sim No Lineal	Error[%]
$Q_{max}[m^3/s]$	4,81	6,29	23,47	4,417	9,03
$T_{pico}[h]$	3,08	1,75	76,19	1,83	68,18
$Vol[Hm^3]$	0,028	0,039	26,99	0,042	32,25
$VolSed[m^3]$	31,9	63,49	49,75	50,56	36,9
	<b>Nash</b>	8,3		50,56	
	<b>RMSE</b>	0,81		0,37	

Tabla 6.24: Desempeño de validacion estacion 7. Evento 3: Agosto 27 de 1982.

En la Tabla 6.25 se presenta el resumen del desempeño de amabas variaciones del modelo para el evento 3, para el calculo del resumen se han tenido en cuenta todas las

estaciones incluyendo la que no se han presentado. Se tiene que este es el evento en el cual se producen los mayores errores para todas las estaciones, ya que ambas variaciones del modelo presentan diferencias porcentuales relativamente altas con respecto a las variables que se han comparado.

Modelo	Qmax[ %]	T al pico[ %]	Vol[ %]	VolSed[ %]
Lineal	46,83	55,73	43,25	77,37
No Lineal	74,29	37,82	39,38	115,95

Tabla 6.25: Resumen de desempeño de validacion evento 3

## 6.7. Mapas de Erosion y Depositacion

A continuacion se presentan los mapas de *erosión* y *depositación* obtenidos durante cada uno de los eventos, se muestran con el fin de comparar el comportamiento de los procesos sedimentologicos que son llevados a cabo por cada una de las variaciones del modelo empleadas.

### 6.7.1. Mapas evento 1

Las Figuras 6.28a y 6.28b presentan la *erosión* y la *depostiacion* simulada para el evento 1 en la cuenca.

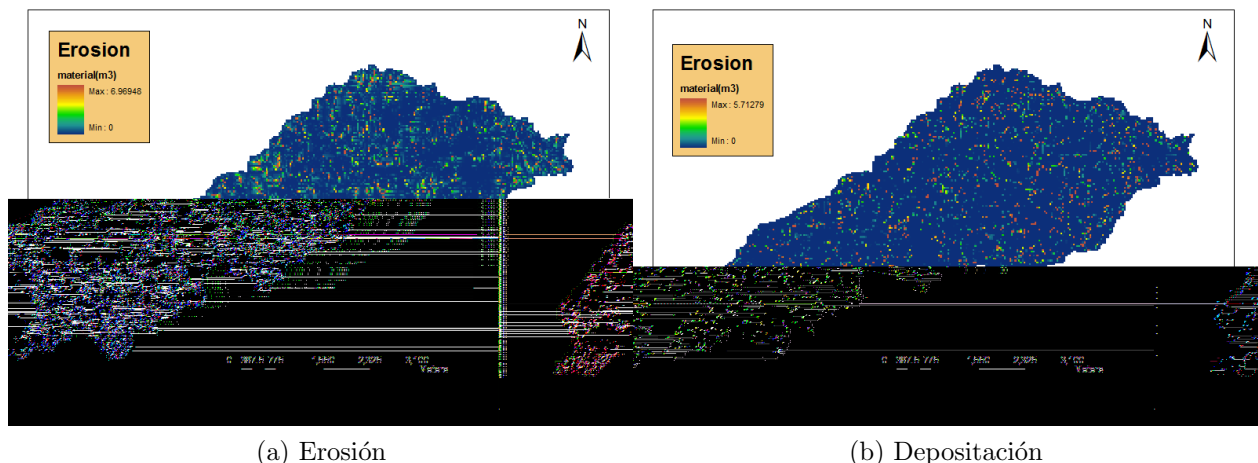


Figura 6.28: Mapas de erosion y depositacion para el evento 1, variacion lineal.

En la Figura 6.29a se muestra como la erosion y la depositacion producida por la variacion no lineal del modelo son mayores a las producidas por la variacion lineal. Al comparar las Figuras 6.28b y 6.29b se encuentra que el deposito de sedimentos se presenta de manera mas concentrada en la variacion no lineal.

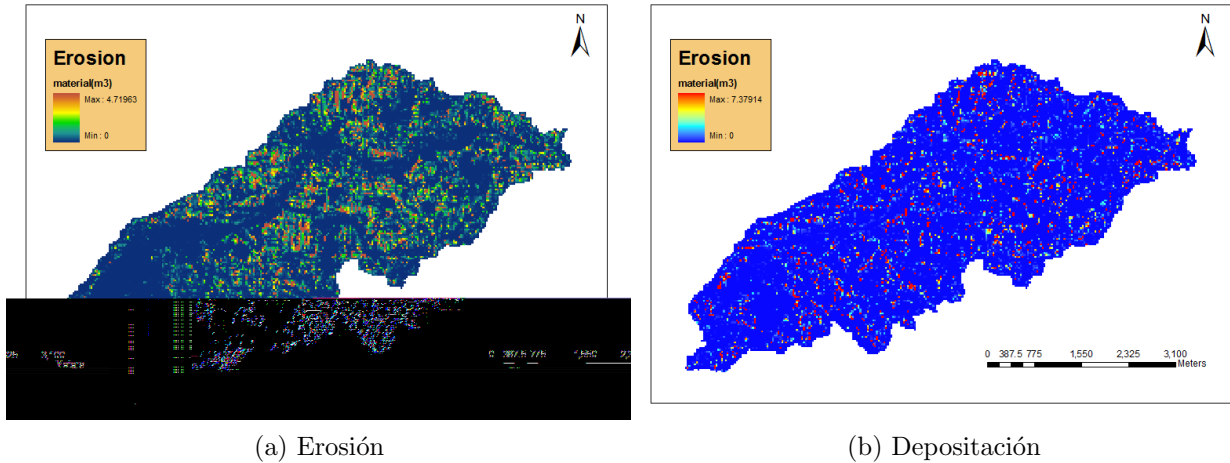


Figura 6.29: Mapas de erosion y depositacion para el evento 1, variacion no lineal.

### 6.7.2. Mapas evento 2

Las Figuras 6.30a y 6.30b presentan los mapas de erosion y depositacion obtenidos por la variacion lineal para el segundo evento analizado, para este caso se tienen unos valores mayores en ambos mapas.

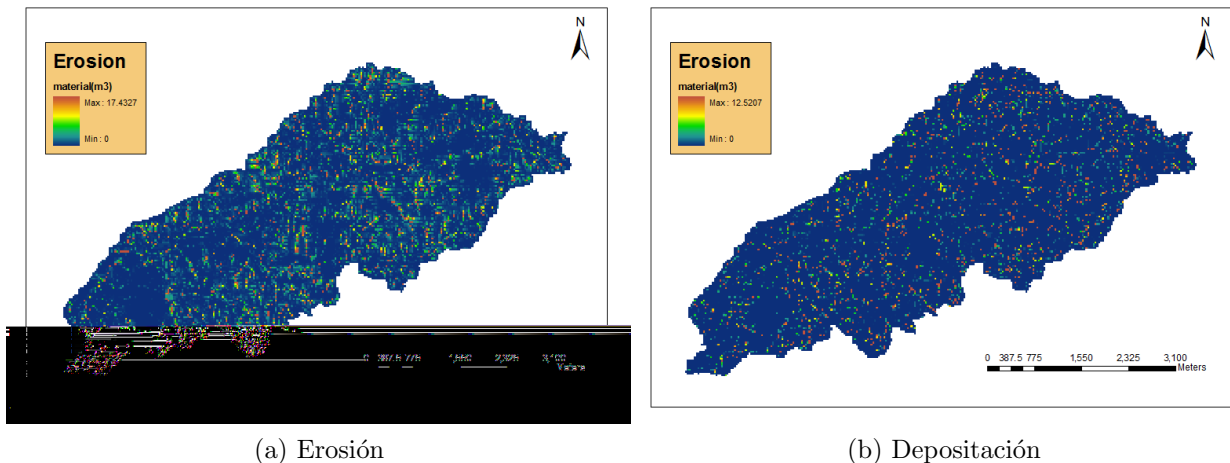


Figura 6.30: Mapas de erosion y depositacion para el evento 2, variacion lineal.

En las Figuras 6.31a y 6.31b se presentan los mapas de erosion y depositacion obtenidos mediante la variacion no lineal para el segundo evento, de manera similar a como sucede en el primer evento los valores simulados para ambos mapas son superiores a los obtenidos mediante la variacion lineal.

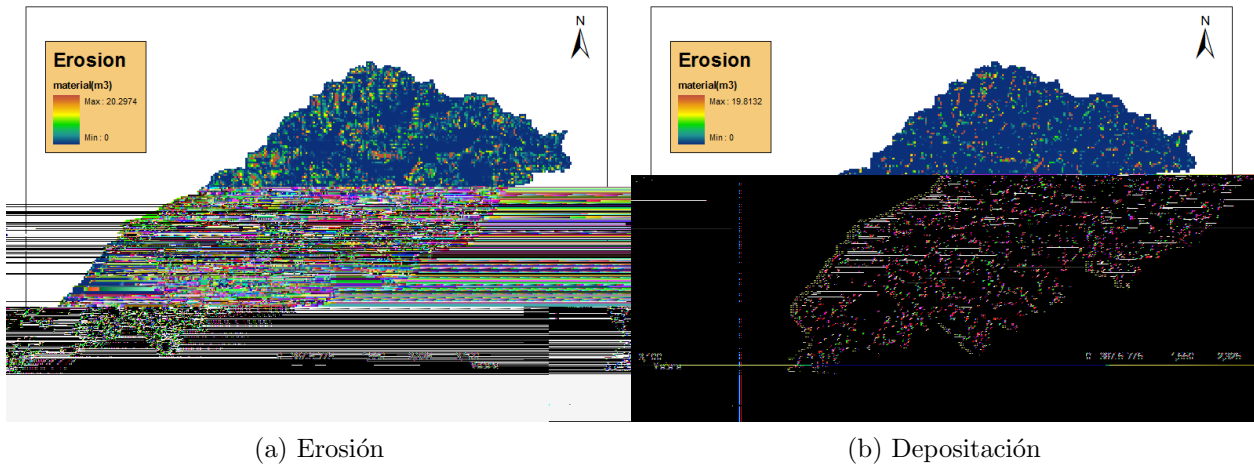


Figura 6.31: Mapas de erosion y depositacion para el evento 2, variacion no lineal.

### 6.7.3. Mapas evento 3

Las Figuras 6.32a y 6.32b presentan los mapas de erosion y depositacion obtenidos por la variacion lineal para el segundo evento analizado.

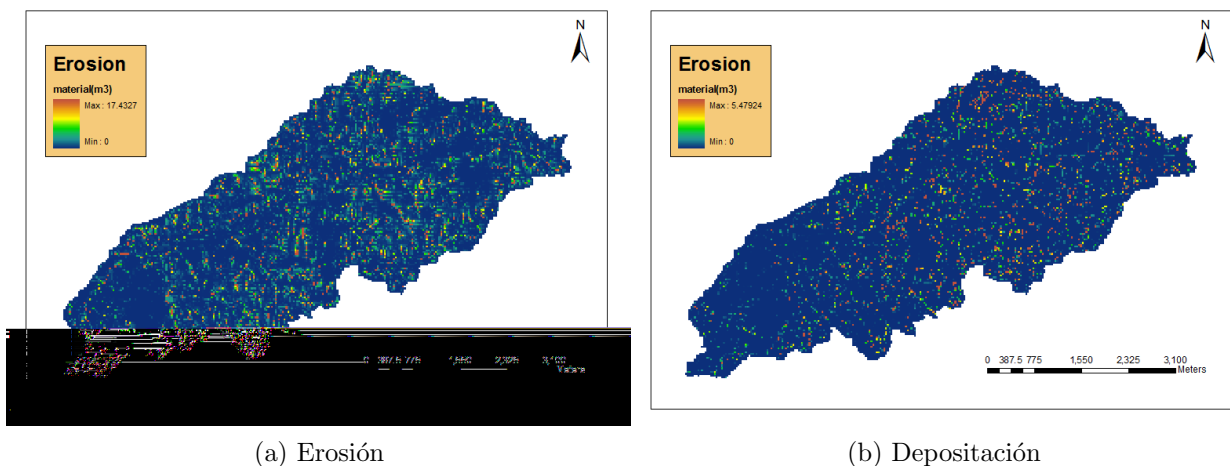
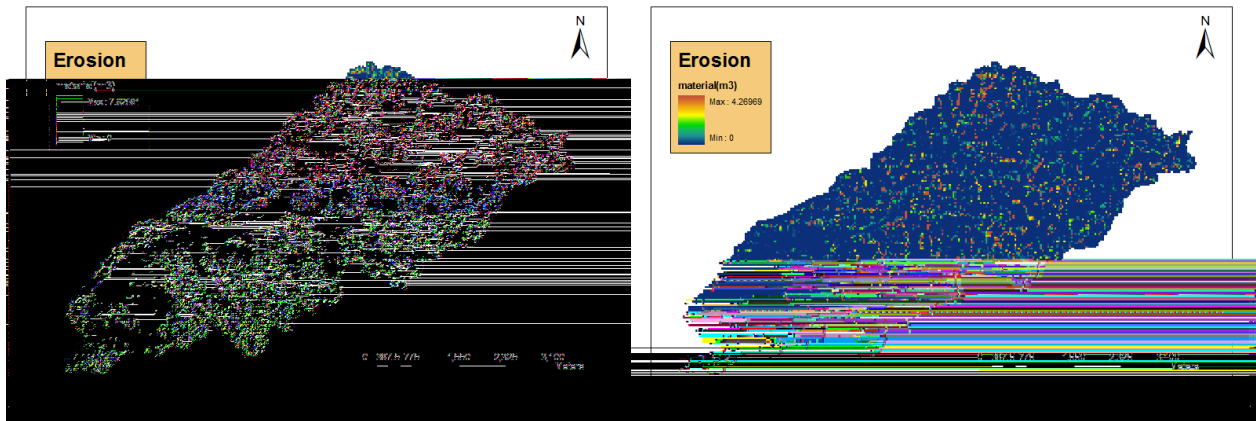


Figura 6.32: Mapas de erosion y depositacion para el evento 3, variacion lineal.

En las Figuras 6.33a y 6.33b se presentan los mapas de erosion y depositacion obtenidos mediante la variacion no lineal para el segundo evento, de manera similar a como

sucede en el primer evento los valores simulados para ambos mapas son superiores a los obtenidos mediante la variación lineal.



(a) Erosión

(b) Depositación

Figura 6.33: Mapas de erosion y depositacion para el evento 3, variacion no lineal.

# Cap tulo 7

## Analisis de resultados

### 7.1. Introduccion

Se han obtenido los resultados de dos variaciones del modelo hidrológico *TETIS*, en una de ellas la velocidad en la ladera es calculada de manera lineal, y en la segunda variación no. A pesar de que se presentan dinámicas diferentes en la ladera gran parte de los resultados presentados en el Cap tulo 6 muestran que ambas variaciones del modelo se comportan de manera muy similar. Dicha similitud se hace mas presente en el hidrograma, ya que en el sedimentograma se encuentran mayores diferencias, as mismo como en los mapas de erosión y depositación presentados en la Sección 6.7 del Cap tulo 6.

### 7.2. Analisis de caudales maximos

A partir de ambas variaciones del modelo se han obtenido caudales maximos similares, donde en la mayor a de los casos se sub-estima el caudal maximo observado del hidrograma. En la Figura 7.1 se presentan los caudales simulados contra los caudales observados para los diferentes eventos.

En la Figura 7.1 se observa nuevamente que el comportamiento de los caudales maximos simulados es similar en las dos variaciones del modelo. Durante el evento de calibración (evento 1) es donde se tiene el mejor ajuste, y donde por ende el caudal maximo es sub-estimado menor cantidad de veces. Por otro lado en los eventos de validación (eventos 2 y 3) se observa un cambio drástico en el comportamiento de los caudales maximos, dando como resultado caudales maximos mas lejanos del real. Durante el evento 2 se encuentra que todos los caudales han sido sub-estimados, lo cual se encuentra relacionado con el hecho de que en este evento se presentan los caudales mas altos. Para el evento 3 se obtienen resultados con un mejor ajuste que el presentado en el evento 2, presentando

ambos modelos comportamientos muy similares.

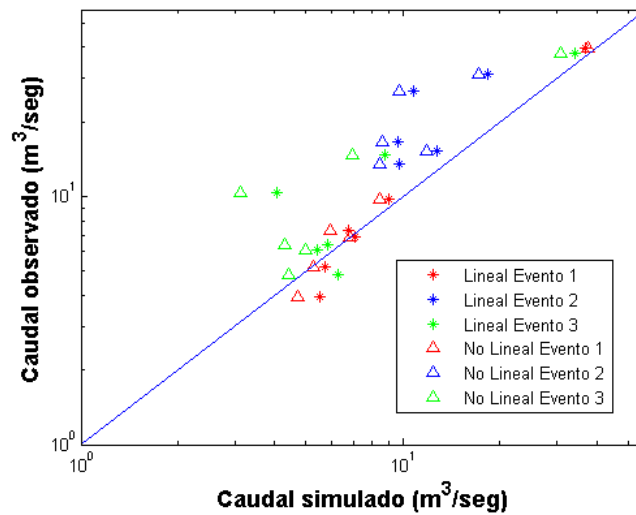


Figura 7.1: Comparacion caudales maximos.

En cuanto a las diferencias entre los resultados arrojados por cada variacion del modelo, a partir de la Figura 7.1 se encuentra que la variacion *Lineal* presenta caudales maximos con mayor ajuste a los observados, sin embargo la diferencia es relativamente baja en la mayor parte de los casos (ver Figura 7.2) ya que para todos los eventos y sobre todas las estaciones ambos presentan un comportamiento similar y un caudal pico similar.

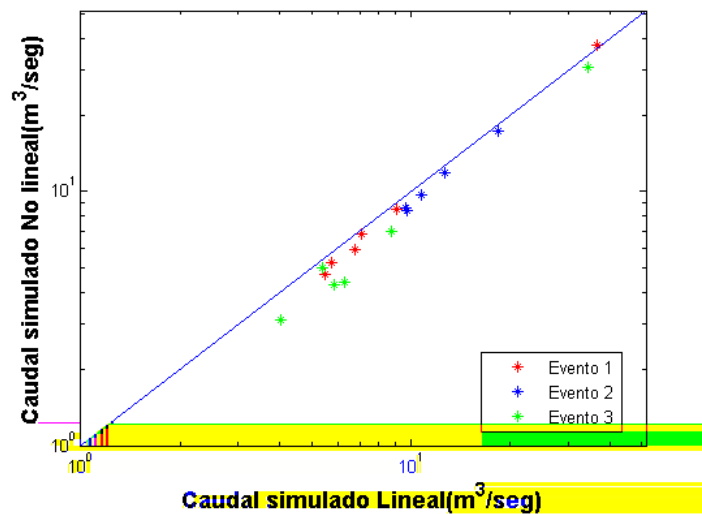


Figura 7.2: Comparacion caudales maximos de las variaciones de los modelos



### 7.3. Analisis de sedimentos simulados

En la Figura 7.3 se presenta una comparacion general del volumen de sedimentos simulado para cada estacion por cada una de las variaciones del modelo. Para este caso, por parte de ambas variaciones se tiene una mayor diferencia con los sedimentos observados, a pesar de esto a diferencia del comportamiento que se tiene con los caudales maximos, los valores no tienden a ser sub-estimados, y en gran parte de las ocasiones llegan a ser sobre-estimados. Nuevamente los resultados con mayor ajuste se presentan durante el evento de calibracion (evento 1). Los eventos 2 y 3 presentan valores con un ajuste menor.

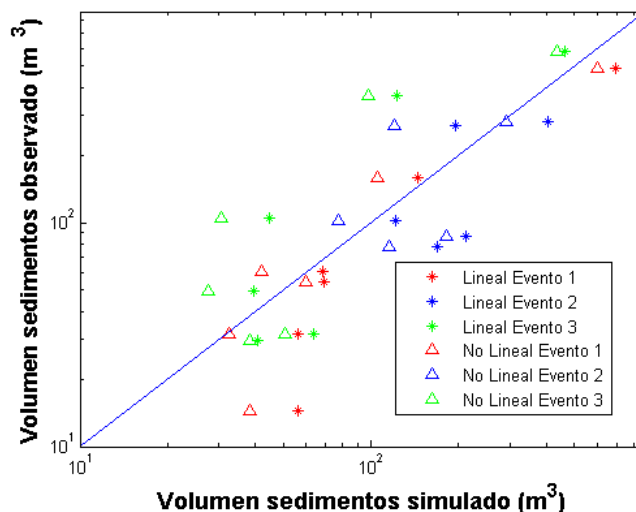


Figura 7.3: Comparacion volumen de sedimentos.

Contrario a como sucede con los caudales maximos, el desempeño de la variacion no lineal del modelo presenta volumenes de sedimento estimados en muchas ocasiones iguales o superiores a los presentados por la variacion lineal (Figura 7.3), lo cual en parte puede ser debido a la dinamica empleada para el calculo de la velocidad en ladera, la cual influye directamente en los procesos de erosion y depositacion.

Al comparar directamente el volumen de sedimento simulado por ambas variaciones (ver Figura 7.4), se tienen diferencias mas significativas entre los valores simulados, para todos los eventos se presenta que el volumen de sedimentos simulado por la variacion no lineal son mayores a los simulados por la variacion lineal. Lo anterior se comprueba al observar los mapas de erosion y depositacion presentados en las Figuras 6.31, 6.32 y 6.33.

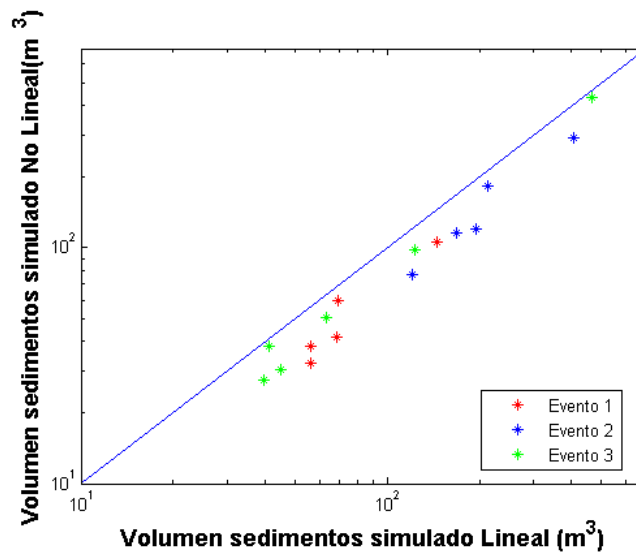


Figura 7.4: Comparacion de volumen de sedimentos calculados por ambas variaciones.

## 7.4. Analisis de sensibilidad

Se realiza un analisis de sensibilidad sobre la variacion no lineal del modelo, con el cual se busca establecer la importancia de la cobertura sobre el comportamiento de la cuenca, para ello se asume que la cuenca se encuentra cubierta en su totalidad ya sea por bosque, pastos o cultivos, para cada una de estas coberturas se han establecido valores de *manning* y de los coeficientes *C* y *K* de la ecuacion *USLE* (ver Tabla 7.1).

Cobertura	Manning	C	K
Bosque	0,008	0,005	0,5
Cultivos	0,03	0,1	0,2
Pastos	0,005	0,09	0,6

Tabla 7.1: Escenarios de cobertura vegetal

En las figuras 7.5a y 7.5b se presentan los resultados obtenidos durante el evento 1 para la estacion 1. En la Figura 7.5a se observa claramente que el valor de *manning* debido a la cobertura tiene una alta influencia en el comportamiento del hidrograma, ya que no solo varia el caudal maximo si no tambien la velocidad de viaje de la onda, es decir, en el caso en que se tiene una cobertura de pastos la respuesta de la cuenca es mas veloz que cuando se tiene una cobertura de bosque o de cultivos. Por otro lado se tiene la produccion de sedimentos, en la cual hay una cantidad mucho mayor de sedimentos para la cobertura de pastos debido a los altos valores que toma el hidrograma y a los valores que se han asignado a las variables de la ecuacion *USLE*, de manera contraria en los cultivos y bosques se tienen valores inferiores de sedimentos a los observados.

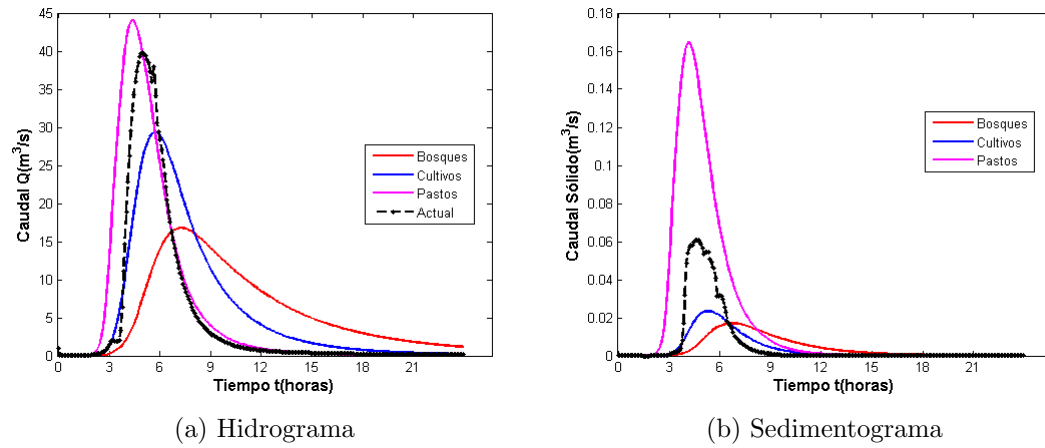


Figura 7.5: Escenarios de cambios ambientales

## Capítulo 8

# Conclusiones, Limitaciones y Recomendaciones

### 8.1. Conclusiones

Se ha elaborado una modificación en el modelo hidrológico *TETIS* (Velez, 2001), bajo la cual se da la posibilidad de calcular la velocidad en la ladera de cada celda mediante la ecuación de onda cinemática, para lo cual se asume que la lámina de agua viaja entre los surcos presentes en la ladera. Con el esquema propuesto se establece una relación no lineal entre el almacenamiento en el tanque superficial (Tanque 2) y la velocidad, relación que se da mediante el área de la sección.

Mediante el uso de la onda cinemática empleando la ecuación (5.19) se obtiene una variación del modelo con un mayor sentido físico, ya que a pesar de que dicha ecuación posea parámetros empíricos, relaciona la velocidad con la lámina de agua en la ladera para el instante  $t$ .

Se cuenta entonces con dos versiones del modelo *TETIS*, en las cuales el único cambio presente es la metodología empleada para el cálculo de la velocidad superficial. A ambas versiones se le ha agregado el modelo sedimentológico propuesto por Julien, 1995 para el modelo *CASC2D-SED*, con lo cual se obtienen dos variaciones del modelo *TETIS-SED*.

El modelo sedimentológico empleado se puede considerar como un modelo semi-físico, ya que a pesar de que las ecuaciones empleadas en el mismo provienen de la física de los procesos de erosión, transporte y sedimentación, las ecuaciones para estimar la energía de erosión incluyen variables provenientes de modelos empíricos (variables  $C$ ,  $K$  y  $P$  de la ecuación *USLE*).

Considerando que tanto la simulación hidrológica como sedimentológica se realizan durante eventos de tormenta con una escala temporal  $\Delta t = 5 \text{ min}$  donde se tiene una alta variabilidad, tanto en la calibración como en la validación el desempeño de los hidrogramas obtenidos por ambas variaciones del modelo pueden ser considerados como aceptables, ya que a pesar de que en la mayoría de los casos se sub-estiman los valores del caudal máximo ( $Q_{max}$ ) se alcanza a representar de manera relativamente exitosa la dinámica del hidrograma observado.

A pesar de que el modelo *TETIS* es un modelo físico, se busca una baja cantidad de datos de entrada y de parámetros para su funcionamiento. Se tiene entonces que para eventos con altas intensidades de lluvia las simulaciones tienden a bajar su desempeño, lo cual sucede en ambas variaciones del modelo.

A partir de una comparación del desempeño y el comportamiento de ambas variaciones del modelo, se han obtenido resultados similares en cuanto a los hidrogramas simulados por ambos, tanto en la calibración como en la validación. De manera contraria en las simulaciones de sedimentos se presentan diferencias significativas, las cuales parecen ser debidas a la metodología empleada para el cálculo de la velocidad superficial en ladera.

Mediante la variación no lineal del modelo se presenta una dinámica diferente en cuanto a los procesos sedimentológicos, con lo cual se obtuvieron mayores valores de erosión y deposición para todos los eventos analizados, así mismo la distribución de dichos procesos fue afectada, dando como resultado mayores valores de erosión en las laderas, y una deposición con mayor concentración en ciertas celdas.

Dentro del análisis de sensibilidad realizado sobre la variación no lineal del modelo se encuentra que el coeficiente de *manning* dado por las coberturas vegetales tiene una alta influencia sobre el comportamiento de las simulaciones. Igualmente se encuentra que el modelo responde adecuadamente a los diferentes escenarios propuestos. Por lo tanto el uso del modelo puede ser recomendado para el análisis de usos del suelo y sus efectos sobre la hidrología de la cuenca.

Bajo los análisis realizados no se puede afirmar cual de las dos variaciones del modelo *TETIS* es superior, a pesar de esto, a partir de los parámetros de calibración obtenidos para ambas variaciones del modelo se tiene que los parámetros obtenidos para la velocidad en las laderas, cárcavas y cauces en la versión no lineal del modelo se presentan más cercanos a la unidad (ver Tabla 6.4), lo cual indica un menor forzamiento de los parámetros y por lo tanto una mayor aproximación a la física del fenómeno. De manera similar sucede con el parámetro de calibración de la ecuación de Kilinc y Richardson para estimar la erosión en ladera, el cual se ve menos forzado en la variación no lineal del modelo *TETIS*.

## 8.2. Limitaciones y Recomendaciones

El modelo no considera la capacidad máxima del almacenamiento sub-superficial y en el acuifero, ambas variables pueden llegar a ser consideradas dentro de un trabajo futuro, se debe hacer un mayor énfasis en el almacenamiento máximo sub-superficial ya que este genera una influencia más directa sobre la simulación de crecientes durante eventos de tormenta.

Como se ha mencionado anteriormente se ha encontrado que una de las grandes fallas de ambas variaciones del modelo consiste en la sub-estimación del caudal máximo, deben entonces buscarse alternativas de calibración bajo las cuales se minimice tal error. Se sugiere realizar una calibración basada en diferentes eventos con el fin de abarcar dentro de los parámetros de calibración los diferentes fenómenos que suceden al interior de la cuenca y los errores de medición inherentes a la medición y la interpolación de las diferentes variables que intervienen en la simulación.

Ya que se cuenta con relaciones no lineales entre el almacenamiento de agua en el tanque superficial y la velocidad en la ladera es pertinente realizar un análisis en diferentes escalas temporales y espaciales, suponiendo que se tiene un fundamento físico bajo el cual el modelo gana versatilidad. Igualmente a partir de la aplicación de la onda cinemática queda abierta la investigación sobre la aplicación de la onda difusiva con el fin de obtener una mayor aproximación a la física con el objetivo de mejorar el desempeño del modelo y de dar la posibilidad de simular cuencas de baja pendiente.

Existen diferentes modelos sedimentológicos que pueden llegar a ser empleados en la simulación, para este caso se ha empleado el modelo propuesto por Julien, 1995 debido a que no requiere de una alta cantidad de parámetros para su funcionamiento, con lo cual pierde un poco su sentido físico. Se sugiere en un futuro realizar ensayos con otros esquemas de modelos sedimentológicos buscando que no requieran de una alta cantidad de parámetros.

El mapa de pendientes es de alta importancia para el cálculo de los diferentes procesos que se dan durante la simulación, hasta el momento se emplea el mapa obtenido del procesamiento del *MDE*, a pesar de que dicho mapa representa relativamente bien las pendientes en las laderas, posee problemas para la representación de las pendientes en los cauces, las cuales en realidad presentan cambios por tramos y no por celdas. Se pueden obtener mejoras al incluir un mapa de pendientes en el cual se realice la diferencia de las mismas por tramos.

# Referencias

- Aksoy, H., Kavvas, M.L., 2005. "A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models" *Catena* 64, 247-271.
- ASCE Task Committe., 1970. "Sediment sources and sediment yields". ASCE. Journal of the Hydraulics Division. 96 (HY6),1283-1329.
- Bathurst, J.C., 1986. "Physically-Based Distributed Modelling of an Upland Catchment Using the Systeme Hydrologique Europeen". *J. Hydrology.*, 87, 79-102.
- Bathurst, J.C., Abbott, M.B., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986. "AN INTRODUCTION TO THE EUROPEAN HYDROLOGICAL SYSTEM-SYSTEME HYDROLOGICAL EUROPEEN, "SHE", 2: STRUCTURE OF A PHYSICAL-BASED, DISTRIBUTED MODELLING SYSTEM" *Journal of Hydrology*, 87, 61-77.
- Beven, K.J., 2001. "Rainfall-Runoff Modelling: The Primer" John Wiley y Sons, England, 8.
- Bennett, J.P., 1974. "Concepts of mathematical modeling of sediment yield" *Water Resources Research* 10(3), 485-492.
- Blackmarr, W.A., 1995. "Documentation of Hydrologic, Geomorphic, and Sediment Transport Measurements on the Goodwin Creek Experimental Watershed, Northern Mississippi, for the Period 1982-1993 Preliminary Release" Channel and Watershed Processes Research Unit National Sedimentation Laboratory, Research Report No. 3 October 1995
- Burton, J.M, Tonina, D., 2009. "Hyporheic Exchange in Mountain Rivers II: Effects of Channel Morphology on Mechanics, Scales, and Rates of Exchange" *Geography Compass*, 3/3, 1038-1062.
- Clark, C.O., 1945. "Storage and the Unit Hydrograph" *Transactions: American Society of Civil Engineers*, vol. 110, 1419-1488.
- Crawford, N.H. Y Linsley, R.S., 1966. "Digital simulation in hydrology: The Stanford Waterched Model IV". Technical Report No. 39, Department of Civil Engineering. Stanford University, Palo Alto, California.

- De Roo, A.P.J., Wesseling, C.G., 1996. "*LISEM: A SINGLE-EVENT PHYSICALLY BASED HIDROLOGICAL AND SOIL EROSION MODEL FOR DRAINAGE BASINS. I: THEORY, INPUT AND OUTPUT*" Hydrological Processes, 10, 1107-1117.
- Derpsch, R., Roth, C.H., Sidiras, N, Kopke, U., 1991. "*Controle da erosão no Paraná, Brasil: Sistemas de cobertura do solo, plantio direto e preparo conservacionista do solo*" Sonderpublikation der GTZ, No. 245 Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ) GmbH, Eschborn, TZ-Verlagsgesellschaft mbH, Rossdorf, 272 pp.
- Foster, G.R., Meyer, L.D., 1972. "*A closed-form soil erosion equation for upland areas. In: Shen*" Sediment Symposium in Honor Prof. H.A. Einstein. Colorado State University, Fort Collins, CO, 12.1-12.19.
- Foster, G.R., Lane, L.J., 1981. "*Modelling rill density*" J. Irrig. and Drain. Div., Proc. ASCE, 107 (IR1),109-12.
- Green, W.H. y Ampt, G.A., 1911. "*Studies on Soil Physics*". Flow of Air and water through Soils. Journal of Agricultural Science, 4, 1-24.
- Hydrologic Engineer 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.
- Hillel, D., 1998. "*Environmental soil physics*" Academic Press, Oval Road, London, 1998, 427-448.
- Horton, R.E., 1933. "*The role of infiltration on the hydrologic cycle*" Transactions of the American Geophysical Union, 14, 446-460.
- Johnoson, B.E., Julien, P.Y., 1999. "*The two-dimensional upland erosion model CASC2D-SED*". The Hydrology-Geomorphology Interface: Rainfall, floods, Sedimentation, Land Use (Proceedings of the Jerusalem Conference, may 1999). IHAS Publ. no 261.
- Julien, P.Y., Simons, D.B., 1984. "*Analysis of sediment transport equations for rainfall erosion*" Civil Eng. report: CER83-84PYJ-DBS52, Colorado State University, Fort Collins, CO.
- Julien, P.Y., y Sagha an, B., 1991. "*CASC2D user's manual - A two dimensional watershed rainfall-runoff model*". Civil Engineer Report. CER90-91PYJ-BS-12, Colorado State University, Fort Collins, Fort Collins, CO.
- Julien, P.Y., 1995. "*Raster-based hydrologic modelling of spatially varied surface runoff*". Water Research Bulletin, 31(3), 523-536.



- Leopold, 1953. "*The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications*" U. S. Geological Survey Professional Paper 252, 55 p
- Leopold, 1964. "*Fluvial Processes in Geomorphology*" V.H. Freeman, San Francisco.
- Maidment, D. R., 1993. "*Developing a Spatially Distributed Unit Hydrograph by Using GIS*". Proceeding of the Vienna Conference.
- Molnar, R., Ramirez, J.A., 1998. "*An analysis of energy expenditure in Goodwin Creek*" Colorado State University, 1998.
- Montgomery, D.R., y Dietrich, W.E., 1988. "*Where do channels begin?*" Nature, 1988, 336, 232-234.
- Montoya, J.J., 2008. "*DESARROLLO DE UN MODELO CONCEPTUAL DE PRODUCCIÓN, TRANSPORTE Y DEPÓSITO DE SEDIMENTOS*" UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA, Tesis Doctoral, 2008.
- Musgrave, G. W., 1947. "*The Quantitative Evaluation of Factors in Water Erosion*". Journal of Soil and Water Conservation 0, 1947, 133-138.
- Muzylo, A., Llorens, P., Valente, F., Keizer, J.J., Domingo, F., Gash, J.H.C., 2009. "*A review of rainfall interception modelling*" Journal of Hydrology, 370, 2009, 191-206.
- O'Callaghan, F.J., y D.M. Mark, 1984. "*The Extraction of Drainage Networks From Digital Elevation Data*" Computer Vision, Graphics and Image Processing, 28, 328-344.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Yoder, D.C., McCool, D.K., 1994. "*RUSLE revisited: status, questions, answers and the future*" Journal of Soil and Water Conservation, 213-220 (Mayo-Junio).
- Restrepo, C., 2007. "*MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUIDO ORIENTADO A LA GESTIÓN DE LA UTILIZACIÓN CONJUNTA DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS*" Universidad Nacional de Colombia, Tesis de Maestría, 2007.
- Rojas, R., 2002. "*GIS-based upland erosion modeling, geovisualization and grid size effects on erosion simulations with CASC2D-SED*" PhD thesis, Dept. Civil Engr., Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Rojas, R., Julien, P., Johnson, B., 2003. "*A 2-Dimensional Rainfall-Runoff and Sediment Model, Reference Manual*" Colorado State University, 2003.
- Semmens, D.J., Goodrich, D.C., Unkrich, C.L., Smith, R.E., Woolhiser, D.A., Miller, S.N., "*KINEROS2 and the AGWA Modeling Framework*". U.S. Dept. of Agriculture, Agricultural Research Service, 3pp.

- Sherman, L.K., 1932. "*Streamflow from rainfall by the unit graph method*". Eng. News Rec. 108 (1932), pp. 501-505.
- Shepard, D., 1968. "*A two-dimensional interpolation function for irregularly-space data*" Proceedings of the 1968 ACM National conference, 517-524.
- Singh, V.P., 1995. "*Computer Models of Watershed Hydrology*". Water Resources Publications, Baton Rouge, LA.
- Sugawara, M., 1974. "*Tank model and its application to Bird Creek, Wollombi Brook, Bikin River, Kitsu River, Sanaga River and Nam Mune.*" Research note of the National Research Center for Disaster Prevention, No. 11; 1-64.
- Tarboton, D.G., 1997. "*A NEW METHOD FOR THE DETERMINATION OF FLOW DIRECTIONS AND UPSLOPE AREAS IN GRID DIGITAL ELEVATION MODELS*" Water Resources Research, 33(2), 309-319.
- Tarboton, D.G., 2005. "*Software: TauDEM for MapWindowGIS*" Utah State University, 2005.
- USDA., 1972. Hydrology. Sec. 4. Chap. 10, p.10.5-10.6. Soil Conservation Service National Engineering Handb. Washington, D.C.
- Velez, J.I., 2001. "*Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de crecidas*" UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA, Tesis Doctoral, 2001.
- Velleux, M.L., England, J.F., Julien, P.Y., 2008. "*TREX: Spatially distributed model to assess watershed contaminant transport and fate*" Science of the Total Environment, 404, 113-128.
- Chow, Ven.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1940. "*Hidrología Aplicada*" McGraw-Hill, 6, 1940.
- Viney, N.R., Sivapalan, M., 1999. "*A conceptual model of sediment transport: Application to the Avon River Basin in Western Australia*" Hydrological Processes 13, 727-743.
- Watson, D.F., 1981. "*Computing the n-dimensional tessellation with application to Voronoi polytopes*" The Computer Journal, 24(2), 1981, 167-172.
- Wicks, J.M., Bathurst, J.C., 1996. "*SHESED: a physically based, distributed erosion and sediment yield component for the SHE hydrological modelling system*" Journal of Hydrology, 175 (1996), 213-238.
- Wischmeier, H., Smith, D.D., 1978. "*Predicting Rainfall Erosion Losses*" Agriculture Handbook no 537, USDA, Science and Education Administration.

- Woolhiser, D.A. y Liggett, J.A., 1967. "*Unsteady, one-dimensional flow over a plane-the rising hydrograph*". Water Resources Research 3(3), 753-771.
- Woolhiser, D.A., Smith, R.E., Goodrich, D.C., 1990. "*KINEROS, A Kinematic Runoff and Erosion Model: Documentation and User Manual*". U.S. Dept, of Agriculture, Agricultural Research Service, ARS-77, 130pp.
- Young, R.A., Onstad, C.A., Bosch, D.D., y Anderson, W.P., 1987. "*AGNPS: An Agricultural nonpoint source pollution model: Awatershed analysis tool*". USDA Conservation Research Report 35. 77pp.