



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

# **Dinámica de la humedad del suelo y el nivel freático, y su influencia sobre el régimen de caudales en la cuenca Los Gavilanes, Veracruz – México**

**Johanna Patricia Barrero Rojas**

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Minas, Departamento de Geociencias y Medio Ambiente  
Medellín, Colombia  
2014



# **Dinámica de la humedad del suelo y el nivel freático, y su influencia sobre el régimen de caudales en la cuenca Los Gavilanes, Veracruz – México**

**Johanna Patricia Barrero Rojas**

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:  
**Magíster en Ingeniería de Recursos Hidráulicos**

Director:

Ph.D. Conrado Tobón Marín

Grupo de Investigación:

Hidrología y Modelación de Ecosistemas

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas, Departamento de Geociencias y Medio Ambiente

Medellín, Colombia

2014



*En medio del invierno, me pareció que había  
dentro de mí un verano invencible.*

*Albert Camus*



## **Agradecimientos**

El autor de la presente investigación agradece de manera muy sincera y profunda el invaluable apoyo prestado por el Profesor Conrado Tobón Marín durante todo su desarrollo; su guianza, aportes y apoyo tanto académico como moral fueron imprescindibles para la culminación de este trabajo. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología - Conacyt por respaldar y permitir que esta investigación se llevara a cabo. Al Instituto de Ecología – INECOL de Xalapa y al Dr. Daniel Geissert por sus consejos, la forma de incentivar a razonar sobre los problemas que iban surgiendo durante la fase de campo y en especial por la paciencia. De igual manera extiende sus agradecimientos al Geógrafo Luis Martínez por el acompañamiento durante la fase de campo; muchas gracias por toda la paciencia y apoyo. A todas aquellas personas que de alguna manera aportaron a lo largo de este proceso, mil y mil gracias.



## Resumen

La cuenca Los Gavilanes (Veracruz – México) juega un papel importante en el abastecimiento de agua a ciudades como Xalapa, Coatepec y otros municipios en la región; además provee agua para riego agrícola, uso recreativo y pesca local. La vegetación asociada actualmente es la presencia de relictos de bosque de niebla y cubriendo gran parte de la cuenca, parches de cultivos, pastizales y plantaciones de pino; usos que parecen haber alterado el régimen de caudales y el funcionamiento hidrológico de la cuenca. Con el objetivo de conocer cuáles son las variables que han sido afectadas y que conllevan a que presente dicha alteración de los caudales, se estudió el control que tiene la humedad del suelo y el nivel freático sobre la respuesta hidrológica en tres microcuencas con cobertura de bosque de niebla, bosque de pino y pastizal, en una escala de ladera. El comportamiento de la humedad del suelo evidencia que se mantuvo una conectividad hidráulica en toda la ladera entre la humedad del suelo, el nivel freático y el caudal de las microcuencas. El comportamiento de la humedad del suelo a través de la ladera fue estadísticamente diferente en las tres microcuencas ( $p < 0.05$ ) y las mayores diferencias entre coberturas ocurren entre los sitios del pastizal, donde la cantidad promedio de humedad volumétrica fue siempre mayor. El nivel freático presentó una relación de tipo lineal y directa con la humedad del suelo, especialmente cuando ésta estuvo por encima de la capacidad de campo. Asimismo incrementos en el nivel freático presentaron una relación directa con el periodo de tiempo sin precipitación, siendo más rápida y mayor la respuesta mientras más corto fue dicho periodo. De manera similar, la respuesta hidrológica de las microcuencas varía considerablemente en función de la magnitud del evento de lluvia y periodo antecedente y aumenta en la medida en que se presenta un aumento en el nivel freático, especialmente en las partes bajas de las laderas. Los picos de crecidas fueron mayores en la microcuenca bajo pastizales que bajo bosque de niebla, lo que remarca la importancia de la cobertura vegetal en la frecuencia y magnitud de los caudales de tormenta. Finalmente, es importante destacar que variaciones en la humedad del suelo condicionan el comportamiento del nivel freático y éstas a su vez condicionan la

aparición de procesos subsuperficiales y de saturación del suelo, contribuyendo de manera muy significativa a la respuesta del caudal.

**Palabras clave: humedad del suelo, nivel freático, respuesta hidrológica, cuenca Los Gavilanes, uso del suelo.**

## **Abstract**

Los Gavilanes watershed (Veracruz - Mexico) plays an important role in supplying water to large cities like Xalapa, Coatepec and other municipalities in the Southeast of México; also provides water for irrigation, recreation and local fishing. Most vegetation in this watershed is related the remnants of cloud forest, covering much of the basin, patches of crops, pastures and pine plantations; uses that appear to have altered the flow regime and the hydrological functioning of the watershed. In order to identified and characterize the most outstanding hydrological variables affecting watershed flows, I studied the control variables and parameters related to soil moisture dynamics at different soil depths, and their relation with ground water dynamics and discharge, in three catchments with natural cloud forest, pine forest and pasture, on a slope to catchment scales. Dynamics of soil moisture during the studied period evidence that hydraulic connectivity was maintained throughout the hillside between soil moisture, water table and runoff from the watersheds. This behaviour at the slope scale was statistically different in the three watersheds and the major differences between hedges occur among grassland sites, where the average amount of volumetric soil water content was always higher than in the other two land uses. The water table presented a direct linear relationship with soil moisture type, especially when it was above field capacity, or saturated conditions. In addition, increases in the water table had a direct relation to the antecedent time or a period without rain, being faster and greater the response as shorter was the period. Similarly, the watershed hydrologic response varies considerably depending on the magnitude of the rainfall event and antecedent period, to the extent that an increase occurs in the water table, especially in the lower parts of the slopes. Flood peaks were

higher in the watershed under pasture than under cloud forest, which highlights the importance of vegetation cover in the frequency and magnitude of storm flows. Finally, it is important to note that variations in soil moisture controlled the behaviour of the groundwater table and this, in turn, influence the occurrence of subsurface processes and soil saturation, contributing significantly to the stream flow response or runoff.

**Keywords:** soil moisture, groundwater level, hydrologic response, Los Gavilanes watershed, land use.



# Contenido

	Pág.
<b>Resumen</b> .....	<b>IX</b>
<b>Lista de figuras</b> .....	<b>XV</b>
<b>Lista de tablas</b> .....	<b>XVIII</b>
<b>Introducción</b> .....	<b>1</b>
<b>1. Planteamiento del problema</b> .....	<b>7</b>
1.1 Preguntas de investigación .....	7
1.2 Hipótesis.....	8
1.3 Objetivos.....	8
1.3.1 Objetivo General .....	8
1.3.2 Objetivos Específicos .....	8
<b>2. Marco teórico</b> .....	<b>9</b>
<b>3. Área de estudio</b> .....	<b>15</b>
3.1 Características físicas.....	15
3.2 Clima .....	17
3.3 Vegetación y usos del suelo .....	18
3.4 Suelos .....	18
<b>4. Metodología</b> .....	<b>21</b>
4.1 Selección de microcuencas .....	21
4.2 Clima .....	22
4.3 Evapotranspiración .....	24
4.4 Humedad del suelo.....	25
4.5 Calibración de las mediciones de humedad del suelo.....	27
4.6 Medición de las fluctuaciones del nivel freático.....	29
4.7 Monitoreo del caudal .....	29
4.8 Separación y caracterización de eventos de precipitación .....	31
4.9 Separación de los escurrimientos o flujo base y superficial .....	31
4.10 Constante de recesión del flujo base .....	36
4.11 Coeficiente de escorrentía .....	37
4.12 Análisis estadístico .....	37
<b>5. Resultados y discusión</b> .....	<b>39</b>
5.1 Humedad del suelo.....	39

5.2	Nivel freático .....	59
5.3	Caudal.....	65
5.4	Relación Humedad del suelo – Nivel freático .....	71
5.5	Relación Nivel freático - Caudal .....	75
5.6	Relaciones Humedad del suelo - Nivel freático -Caudal .....	77
<b>6.</b>	<b>Conclusiones .....</b>	<b>93</b>
	<b>Bibliografía .....</b>	<b>95</b>

## Lista de figuras

	<b>Pág.</b>
<b>Figura 3-1:</b> Localización de la cuenca Los Gavilanes en la parte alta del río La Antigua, vertiente oriental del sistema Cofre de Perote - Pico de Orizaba (Veracruz - Puebla). .....	16
<b>Figura 4-1:</b> Localización de las microcuencas y de los sitios de medición de las variables climáticas e hidrológicas.....	23
<b>Figura 4-2:</b> Ejemplo de distribución de los sensores de humedad en el perfil del suelo. ....	26
<b>Figura 4-3:</b> Representación esquemática de la división de flujos del escurrimiento total. Fuente: Elaboración propia.....	32
<b>Figura 4-4:</b> Representación gráfica de una creciente en la respuesta de las cuencas a eventos de precipitación o caudal de tormenta.....	34
<b>Figura 4-5:</b> Identificación en el hidrograma del punto B donde termina el escurrimiento superficial.....	36
<b>Figura 5-1:</b> Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 28 de junio al 20 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.....	40
<b>Figura 5-2:</b> Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de pino durante los días 28 de junio al 20 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.....	41
<b>Figura 5-3:</b> Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de pastizal durante los días 28 de junio al 20 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja. ....	42
<b>Figura 5-4:</b> Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 25 de mayo al 06 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.....	44
<b>Figura 5-5:</b> Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de pastizal durante los días 25 de mayo al 06 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja. ....	45
<b>Figura 5-6:</b> Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de pino durante los días 25 de mayo al 06 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.....	46
<b>Figura 5-7:</b> Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 21 de septiembre al 04 de noviembre de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja. 47	47

<b>Figura 5-8:</b>	Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 30 de junio al 01 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja. ....	48
<b>Figura 5-9:</b>	Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 26 al 27 de enero de 2012. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja. ....	49
<b>Figura 5-10:</b>	Evapotranspiración promedia diaria calculada para la microcuenca de bosque de niebla.....	52
<b>Figura 5-11:</b>	Evapotranspiración promedia diaria calculada para la microcuenca de pastizal.....	52
<b>Figura 5-12:</b>	Comportamiento de: (A) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (D) caudal, en la microcuenca de pastizal durante los días 02 al 03 de julio de 2011. ....	55
<b>Figura 5-13:</b>	Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de pino durante los días 15 de marzo al 16 de abril de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja. ....	56
<b>Figura 5-14:</b>	Diagrama de cajas para la profundidad del nivel freático a través de la ladera en la microcuenca de bosque de niebla. ....	59
<b>Figura 5-15:</b>	Comportamiento del nivel freático en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 22 de enero al 20 de febrero de 2012. ....	61
<b>Figura 5-16:</b>	Comportamiento del nivel freático en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 25 de mayo al 06 de julio de 2011. ....	61
<b>Figura 5-17:</b>	Comportamiento del nivel freático en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 25 de mayo al 13 de septiembre de 2011. ....	62
<b>Figura 5-18:</b>	Comportamiento de: (A) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media y (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja, en la microcuenca de pastizal durante los días 01 al 30 de junio de 2011.....	64
<b>Figura 5-19:</b>	Comportamiento del caudal en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 25 de mayo al 06 de julio de 2011. ....	66
<b>Figura 5-20:</b>	Comportamiento del caudal en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 21 de septiembre al 04 de noviembre de 2011. ....	67
<b>Figura 5-21:</b>	Comportamiento de: (A) el nivel freático parcela parte baja y (B) el caudal, en la microcuenca de pastizal durante los días 03 de febrero al 25 de mayo de 2011. ....	68
<b>Figura 5-22:</b>	Comportamiento de: (A) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media y (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja, en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 18 de junio al 14 de agosto de 2011.....	72
<b>Figura 5-23:</b>	Comportamiento de: (A) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media y (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja, en la microcuenca	

	de bosque de pino durante los días 18 de junio al 14 de agosto de 2011. .....	73
<b>Figura 5-24:</b>	Comportamiento de: (A) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media y (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja, en la microcuenca de pastizal durante los días 18 de junio al 14 de agosto de 2011.....	74
<b>Figura 5-25:</b>	Comportamiento de: (A) el nivel freático y (B) el caudal, en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 25 de mayo al 30 de agosto de 2011.....	76
<b>Figura 5-26:</b>	Comportamiento de: (A) el nivel freático y (B) el caudal, en la microcuenca de pastizal durante los días 25 de mayo al 30 de agosto de 2011.....	77
<b>Figura 5-27:</b>	Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (E) caudal, en la microcuenca de bosque niebla durante un evento tipo AAA.....	82
<b>Figura 5-28:</b>	Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (E) caudal, en la microcuenca de bosque de niebla durante un evento tipo BBB.....	86
<b>Figura 5-29:</b>	Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (E) caudal, en la microcuenca de pastizal durante un evento tipo BBB.....	87
<b>Figura 5-30:</b>	Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media y (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja, en la microcuenca de bosque de pino durante un evento tipo BBB.....	88
<b>Figura 5-31:</b>	Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (E) caudal, en la microcuenca de pastizal durante un evento tipo CCC.....	90
<b>Figura 5-32:</b>	Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (E) caudal, en la microcuenca de pastizal durante un evento tipo AAC.....	91

## Lista de tablas

	<b>Pág.</b>
<b>Tabla 3-1:</b> Propiedades de los suelos bajo cobertura de bosque de niebla, bosque de pino y pastizal.....	19
<b>Tabla 4-1:</b> Características de las microcuencas. ....	22
<b>Tabla 4-2:</b> Profundidades de instalación de los sensores de humedad del suelo.....	27
<b>Tabla 5-1:</b> Tipos de eventos de precipitación y sus características.....	80

## Introducción

La disminución de los caudales de los ríos y quebradas constituye un gran problema para el abastecimiento de agua, y potencialmente afecta la producción agrícola y la generación eléctrica durante las estaciones secas en la mayor parte del mundo. Las causas de esta disminución son varias, entre las cuales las más importantes son los procesos de deforestación acompañados de un posterior cambio de uso y manejo de los suelos, lo que genera una degradación de sus propiedades hidrofísicas, produciendo cambios sustantivos en el régimen de respuesta de los caudales y el rendimiento hídrico de las cuencas (Muñoz, 2008; Tobón *et al.*, 2010). Es bien conocido que el cambio de la cobertura original de una cuenca, a pesar de que puede afectar diferentes variables, afecta principalmente las propiedades hidrofísicas del suelo, como la tasa de infiltración, la capacidad de retención de humedad, la dinámica de la humedad del suelo y la recarga de los acuíferos; lo que a su vez produce cambios drásticos en el régimen de caudales en las cuencas hidrográficas, especialmente en el rendimiento y la regulación hídrica (Bruijnzeel, 2004; Muñoz y López, 2007; Tobón *et al.*, 2010). Entre estas variables, la infiltración, la dinámica de la humedad del suelo y del nivel freático son las que parecen estar más relacionadas con el comportamiento del caudal en cuencas hidrográficas (Lambin *et al.*, 2003; Bruijnzeel, 2004).

El efecto de la dinámica en el uso del suelo, tanto de los cambios en la cobertura como en el manejo posterior de estos suelos; es decir, los efectos de la alteración de las propiedades hidrofísicas del suelo sobre la hidrología de los bosques de montaña son poco conocidos. Dicha alteración se manifiesta en una menor capacidad para retener la humedad, una menor capacidad de infiltración y menor conductividad hidráulica, lo que ha generado una menor capacidad de regulación de los caudales (Tobón *et al.*, 2010; Poulénard *et al.*, 2001). Debido a que los suelos bajo estos ecosistemas son en general, muy vulnerables a perder irreversiblemente su capacidad de retención de humedad (Loaiza y Pauwels, 2011; Poulénard *et al.*, 2001), se tienen serios temores con respecto a las consecuencias de estos cambios sobre su capacidad de regulación hídrica.

En realidad, el rendimiento hídrico en una cuenca o la disminución en el caudal dependen de algunos factores como son el tamaño de la cuenca, las condiciones específicas del área, las características y tamaño de la cobertura vegetal, las características de la precipitación, su distribución temporal, el grado y tipo de alteración del bosque o cobertura, el tipo de suelos y su estado de degradación, entre otros (Bruijnzeel, 2004; Muñoz, 2008; Tobón, 2009). En este sentido, algunos autores han encontrado que el régimen de los caudales en una cuenca está estrechamente relacionado con la dinámica del nivel freático y la humedad del suelo (Beldring *et al.*, 1999; Cho *et al.*, 2009; Latron *et al.*, 2005; Rushton *et al.*, 2006; Zhang y Schilling, 2006; Loaiza y Casamitjana, 2008); sin embargo, existe una gran disparidad en los resultados presentados por estos autores y muy pocos han evaluado los efectos del cambio de uso del suelo sobre el comportamiento del nivel freático y la humedad del suelo (Cho *et al.*, 2009; Zhang y Schilling, 2006).

Los efectos del cambio de uso del suelo sobre la magnitud y estacionalidad de los caudales de tormenta son difíciles de evaluar debido a la alta variabilidad en la respuesta de las cuencas a los eventos de precipitación y del estado de humedad del suelo con anterioridad a cada evento. Muchos de estos cambios se aducen que se deben a la variabilidad del clima (Elkaduwa y Sakthivadivel, 1999; Richey *et al.*, 1989). Asimismo, de acuerdo con Bruijnzeel (2004) las variaciones observadas en la respuesta de cuencas a eventos de precipitación son tales que no se pueden efectuar predicciones reales cuantitativas para ningún área en particular. Por ello, existe la imperante necesidad de implementar programas específicos de monitoreo de las variables hidrológicas enfocadas a la identificación y cuantificación de los procesos, para determinar los efectos sobre la dinámica de los caudales en relación con la cobertura y las condiciones de la cuenca o su estado de alteración.

La importancia de los ecosistemas de alta montaña en el neotrópico, radica en que son ambientes de alta energía y en su abundancia hídrica en forma de glaciares, lagunas, turberas y complejas redes hídricas que drenan hacia las partes medias de las cuencas donde se asienta gran parte de la población humana (Bruijnzeel, 2004). Los bosques de niebla hacen parte de estos ecosistemas, los cuales además de aporte hídrico, presentan formaciones vegetales únicas en el mundo, tanto por su composición florística universal como por sus particularidades evolutivas que han desembocado en altos niveles de

endemismo (Bruijnzeel, 2004). Uno de los aspectos más significativos de estos ecosistemas, es que los suelos juegan un papel importante en la dinámica hídrica de las cuencas, debido esencialmente a que por lo general presentan valores altos de infiltración y mantienen un régimen de humedad muy cercano a saturación, favoreciendo la recarga constante del nivel freático y un régimen de caudales regulado (Bruijnzeel, 2004).

El potencial hidrológico de los bosques de niebla y su importancia en la conservación de los suelos y en la producción de agua limpia ha sido ampliamente reconocido (Bruijnzeel, 2004), aun cuando no se han llevado a cabo investigaciones de largo plazo enfocadas a identificar y cuantificar las variables más importantes que controlan los procesos relacionados con la dinámica de los caudales y su distribución espacio - temporal (Bruijnzeel y Proctor, 1995; Loaiza y Casamitjana, 2008). De los pocos estudios existentes, la mayoría se han enfocado a evaluar el balance hídrico mediante una aproximación llamada de “caja negra”, comparando valores de precipitación medida con pluviógrafos o pluviómetros tipo estándar y los caudales medidos a la salida de las cuencas hidrográficas (Tobón, 2009). A pesar de que este tipo de trabajos pudo haber generado los resultados esperados, no permiten conocer los procesos hidrológicos internos del ecosistema y los parámetros que controlan dichos procesos.

Para entender el funcionamiento hidrológico de los ecosistemas de bosques naturales, y poder evaluar el impacto generado por la deforestación y por los diferentes tipos de uso del suelo, es importante caracterizar los procesos involucrados en este funcionamiento de ecosistemas prístinos y determinar los parámetros que controlan estos procesos (Tobón, 2009). Cuando se presentan cambios en la cobertura, se deben tener en cuenta, por ejemplo, los principales procesos que resultan afectados con la alteración de los bosques primarios o la deforestación de las cuencas y el cambio en el uso del suelo; es decir, una evaluación integral de los impactos causados con la deforestación. Variables como la alteración de las propiedades hidrofísicas de los suelos que afectan la dinámica de los caudales en las cuencas, la humedad del suelo, el comportamiento del nivel freático y la erosión deben ser estudiadas (Tobón *et al.*, 2010; Elsenbeer, *et al.*, 1999; Lal, 1996; Loaiza y Pauwels, 2011).

Asimismo, la falta de información cuantitativa detallada sobre los cambios en la capacidad de infiltración de los suelos y los perfiles de conductividad hidráulica con respecto a la profundidad del suelo; la capacidad de retención de humedad y la profundidad de raíces asociada con los cambios en el uso del suelo en el trópico; exigen campañas de muestreo sistemático para poder aprovechar plenamente los modelos físicos orientados a simular las condiciones de los caudales y los efectos asociados en cuencas hidrográficas. La base de datos muestra ausencia completa de información en ecosistemas de alta montaña. Los cambios en las propiedades físicas e hídricas de los suelos, asociados con los procesos de deforestación y sus efectos sobre los regímenes y rendimientos hídricos de una cuenca, requieren de una mayor investigación, especialmente en áreas de montaña donde la topografía y la cobertura vegetal juegan un papel importante en el rendimiento hídrico de las cuencas.

Los bosques de niebla en México, son ecosistemas con una gran biodiversidad, endemismo (Rzedowski, 1978), y son muy importantes por los servicios hidrológicos que proporcionan. El conocimiento científico en relación al comportamiento hidrológico de estos ecosistemas en México, y de la cuantificación de los efectos por el cambio a otros usos de suelo en cuencas hidrográficas es escaso o prácticamente inexistente. En el estado de Veracruz (México), se presentan algunas masas boscosas en cuencas que presentan una alta presión por el hombre a pesar de su gran importancia hidrológica para la región (Muñoz y López, 2007). En el centro del estado de Veracruz en los últimos cincuenta años, el bosque de niebla ha sido fuertemente deforestado (70% de su superficie original) para su conversión a áreas agrícolas y ganaderas (Rzedowski, 1978; Williams *et al.*, 2002). Considerando la alta tasa a la cual el bosque de niebla se está perdiendo en la región (Lambin *et al.* 2003.), resulta urgente tomar medidas que promuevan la conservación y restauración de este tipo de bosque (Williams *et al.*, 2002).

La cuenca Los Gavilanes juega un papel importante en el abastecimiento de agua a ciudades como Xalapa, capital del estado, Coatepec, Xico, entre otros poblados; además provee agua para riego agrícola, uso recreativo y pesca local. Se caracteriza por presentar relictos de bosque de niebla y cubriendo gran parte de la cuenca, parches de cultivos, pastizales y plantaciones de pino; usos que parecen haber alterado el régimen de caudales y su funcionamiento hidrológico. De acuerdo con lo anterior, en esta cuenca existe la necesidad de conocer cuáles son las variables que han sido afectadas y que

---

conlleven a que presente dicha alteración de los caudales. Para ello se seleccionaron tres microcuencas con coberturas de bosque de niebla, bosque de pino y pastizales, con el fin de estudiar los mecanismos que gobiernan el funcionamiento hidrológico de esta cuenca, específicamente el control que tiene la humedad del suelo y el nivel freático, sobre la respuesta de microcuencas con diferentes coberturas a los eventos de precipitación, mediante una metodología que integra cuantificación de parámetros y seguimiento o monitoreo de los flujos. Esto permite generar herramientas para implementar programas de conservación en las zonas identificadas como de mayor oferta de servicios hidrológicos y de restauración en las microcuencas degradadas, con el fin de mejorar su oferta hídrica.



# 1. Planteamiento del problema

Los pocos estudios hidrológicos existentes en la cuenca Los Gavilanes se han concentrado únicamente en la medición de la precipitación y el caudal, sin explicar los problemas relacionados con el desequilibrio que viene presentando la cuenca desde hace ya más de 50 años en la regulación del caudal y el rendimiento hídrico. Esta información es requerida para formular planes de manejo, conservación y/o restauración de los ecosistemas, tendientes a mejorar la dinámica hídrica de la cuenca, debido a que ésta es la única fuente de abastecimiento de agua para la ciudad de Coatepec y otros municipios en la región. Por lo tanto, se hace necesario identificar y cuantificar las variables que controlan la respuesta de la cuenca a los eventos de precipitación y caracterizar los efectos hidrológicos causados por los cambios en el uso del suelo.

## 1.1 Preguntas de investigación

Tomando en cuenta la problemática enunciada anteriormente y el interés de conservar la oferta de recursos hidrológicos, se formulan las siguientes preguntas de investigación:

1. ¿Hasta qué punto la humedad del suelo y el nivel freático controlan el régimen de los caudales de las microcuencas bajo diferentes usos del suelo?
2. ¿Cuál es la magnitud de los cambios en la humedad del suelo y en el comportamiento del nivel freático, cuando el bosque de niebla ha sido reemplazado por otros usos del suelo?
3. ¿Cuáles son los efectos producidos por los cambios en la cobertura vegetal en el régimen hídrico de la cuenca, específicamente sobre los flujos base y cuál es su magnitud?

## 1.2 Hipótesis

- No existe una relación entre la humedad del suelo y el nivel freático con el régimen de caudales.
- No existen diferencias significativas entre la dinámica del agua en el suelo y el régimen hídrico para los diferentes usos del suelo de la cuenca Los Gavilanes.

## 1.3 Objetivos

### 1.3.1 Objetivo General

Caracterizar la dinámica de los flujos de agua y los procesos de intercambio hídrico entre la zona no-saturada del suelo y la zona saturada, evaluando su influencia sobre el régimen de caudales en tres microcuencas con diferentes usos del suelo, para la cuenca "Los Gavilanes".

### 1.3.2 Objetivos Específicos

- Estudiar el comportamiento de la humedad de los suelos bajo tres tipos de uso del suelo: bosque de niebla, bosque de pino y pastizal degradado con ganadería extensiva.
- Caracterizar las fluctuaciones del nivel freático en tres microcuencas de la cuenca Los Gavilanes, mediante el método de piezometría en los diferentes usos del suelo.
- Medir y comparar las respuestas del caudal, en dos de las tres microcuencas, asociadas a los eventos de precipitación, las condiciones de humedad del suelo y el nivel freático.
- Analizar las tendencias de la dinámica hídrica de la zona no-saturada y del nivel freático, con las propiedades hidroedáficas de los suelos en cada una de las coberturas estudiadas.

## 2. Marco teórico

El agua controla la mayoría de los procesos físicos, químicos y biológicos en la superficie del suelo, tanto en la zona de raíces, como en la zona saturada (Ripl, 1995). El agua en el suelo está sometida a dos tipos de fuerzas de acciones opuestas. Por un lado las fuerzas de succión tienden a retener el agua en los poros, mientras que la fuerza de la gravedad tiende a desplazarla entre los horizontes diagnósticos del suelo, a través de los macroporos especialmente (Campbell, 1988), de manera que si predominan las fuerzas de succión el agua queda retenida en el suelo, mientras que si la fuerza de la gravedad es más intensa, el agua se mueve hacia el nivel freático y horizontalmente hacia las fuentes de quebradas o ríos. Este movimiento se origina por las diferencias en el potencial del agua entre diferentes puntos del suelo, de tal manera que el agua en el suelo se mueve desde un estado de mayor energía hacia un estado de menor energía, buscando un estado de equilibrio que elimine el gradiente de potencial existente (Feddes *et al.*, 1975).

El estado de humedad del suelo y el movimiento del agua dentro del perfil del suelo están estrechamente relacionados con las condiciones del nivel freático. Dentro del programa de Experimentos en la superficie de la tierra de los Procesos Climáticos del Hemisferio Norte (NOPEX), en el sur de la zona de bosques boreales, norte de Estocolmo, Beldring *et al.* (1999) investigaron la variabilidad espacial del nivel freático y el contenido de humedad del suelo a diferentes escalas (cuencas medianas y cuencas pequeñas), con el fin de evaluar la significancia de estas variables para la formación de escorrentía. De acuerdo con estos autores, el contenido de humedad del suelo en la zona no saturada y la profundidad del nivel freático muestran una relación entre sí, vinculada con elementos del paisaje y con patrones característicos de la cuenca en estudio. De esta manera, entre los eventos de precipitación, el contenido de humedad del suelo tendrá un máximo valor en un estado de equilibrio hidrostático, el cual es determinado por las características físicas del suelo y la profundidad del nivel freático (Feddes *et al.*, 1975).

El contenido de agua en el suelo es una variable esencial en hidrología, que tiene una influencia muy importante sobre ciertos procesos hidrológicos como la respuesta de los ríos a los eventos de precipitación, o sobre las interacciones suelo - atmósfera (Croke, 2004). Además, el contenido de agua en el suelo se caracteriza por una gran variabilidad espacio - temporal (Latron *et al.*, 2005; Rushton *et al.*, 2006) que aumenta marcadamente la no-linealidad de dichos procesos hidrológicos. Frente a esta situación, a escala de cuenca es muy importante conocer la evolución espacio - temporal del contenido de agua en el suelo y la dinámica del nivel freático, con la finalidad de comprender mejor su funcionamiento hidrológico. En el área de NOPEX, Beldring *et al.* (1999) concluyeron que la mayor variabilidad espacial de la humedad del suelo y la profundidad del nivel freático se presenta en cuencas menores a 1 km<sup>2</sup>.

Existen distintos métodos para estimar la humedad del suelo en campo (muestreo gravimétrico, sonda de neutrones, tensiómetros, psicrómetros); sin embargo, cada uno de estos métodos tiene dificultades que los alejan de lo ideal. Por ejemplo, el método gravimétrico no puede ser automatizado, es destructivo, su ejecución consume mucho tiempo y a pesar de ser un método directo la precisión no supera el 3% (Brandelik, 1997; Alva y Fares, 1999). Por otro lado, los métodos dieléctricos (sensores de capacitancia - FDR, alta frecuencia, radiofrecuencia, microondas y Reflectómetro de Dominio de Tiempo - TDR) tienen una mejor precisión a pesar de ser de medición indirecta. Como todo método indirecto de medición de humedad del suelo necesita de una calibración para mantener la relación entre el contenido volumétrico del suelo y su coeficiente dieléctrico. La forma más correcta para calibrar los sensores es en el lugar específico de utilización (Tobón *et al.*, 2010).

El contenido de humedad del suelo además de ser condicionado por la profundidad del nivel freático está estrechamente relacionado con la topografía, la vegetación y las características del suelo en escalas de 1 a 2 km<sup>2</sup> (Beldring *et al.*, 1999). Información relacionada con la humedad de los suelos y el nivel freático en áreas del programa NOPEX, indica que la humedad del suelo varía a lo largo de las laderas de las cuencas, con valores mayores hacia las partes bajas de las laderas donde el nivel freático es superficial, y valores bajos de humedad y niveles freáticos profundos en la parte alta de las laderas (Beldring *et al.*, 1999).

El límite superior de las aguas subterráneas recibe el nombre de nivel freático o mesa del agua. Este nivel freático presenta un comportamiento que por lo general es controlado por el régimen de precipitaciones, la infiltración y la dinámica de la humedad del suelo (Wittenberg, 2003). En términos generales, en la época de lluvias el nivel freático está cercano a la superficie, mientras que en la época de sequía dicho nivel se hace más profundo. Por su parte el régimen de los ríos depende en gran medida de la fluctuación del nivel freático. Tanto el contenido de humedad del suelo como la profundidad del nivel freático son los principales factores que controlan la respuesta de las cuencas o caudal a los eventos de precipitación (Beldring *et al.*, 1999; Loaiza y Casamitjana, 2008). Cuando el nivel freático está más alto que el cauce de los ríos en ecosistemas de montaña, la tendencia es que se mantengan los caudales en forma regulada, dando como resultado ríos permanentes. Al contrario, son ríos de régimen intermitente aquellos que se secan en determinados periodos del año, especialmente durante la época de sequía, cuando el nivel freático desciende por debajo del cauce (Wittenberg, 2003).

Para la caracterización de la conectividad existente en una cuenca entre la humedad del suelo, el nivel freático y el régimen de caudales, se utilizan métodos de separación de los componentes del hidrograma: flujo base o flujo procedente del acuífero libre y caudal de tormenta o flujo rápido procedente de la escorrentía superficial; el flujo procedente de la zona no saturada se reparte entre ambos, dependiendo básicamente del tiempo de respuesta (Latron *et al.*, 2005).

Latron *et al.* (2005), estudiaron el papel de la topografía en terrazas sobre la generación de escorrentía en la cuenca de Can Vila situada en el Prepirineo (España), monitorizando 128 sondas de TDR automáticas ubicadas en una malla regular y en los primeros 30 cm del suelo. Los resultados correspondientes a un evento intenso de verano mostraron que aunque la parte superficial del suelo presente saturación, el caudal medido en el canal de drenaje es muy pequeño, lo cual ilustra la falta de conectividad hidrológica entre el área de terrazas y el caudal de verano o flujo base.

Los bosques no intervenidos desempeñan un papel fundamental en el rendimiento y la regulación hídrica de cuencas hidrográficas, ya que facilitan una mejor redistribución del agua lluvia dentro del bosque, mantienen inalteradas las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos, le agregan materia orgánica al suelo, lo que conjuntamente permite una

mejor infiltración de la precipitación y mejores condiciones de retención y almacenamiento del agua por el suelo (Tobón *et al.*, 2010). Algunos estudios, además han indicado un efecto positivo de los bosques y sus suelos en la calidad del agua para cuencas con cobertura forestal (Stednick, 1996; Arcova y Cicco, 1997).

En el Reino Unido, Finch (1998) consideró tres tipos de coberturas (vegetación arbustiva siempreverde, caducifolia y bosque de coníferas) para determinar los parámetros que tienen una mayor influencia sobre la estimación de la recarga de acuíferos. El estudio mostró en un modelo de balance hídrico simple, que los parámetros en superficie más importantes para la estimación de la recarga del nivel freático son los asociados al componente de humedad del suelo; en particular el agua libre del suelo, la máxima disponibilidad de agua y la profundidad de las raíces. Igualmente, se presentan diferencias significativas entre los tres tipos de coberturas; la recarga estimada fue relativamente insensible a los parámetros del dosel en la vegetación de porte bajo, pero fue sensible a los del bosque de coníferas, debido a la alta interceptación de la precipitación.

Cambios en el uso del suelo afectan la dinámica del agua en el suelo, esencialmente procesos como la infiltración y la conductividad hidráulica (Tobón *et al.*, 2010, Tobón, 2009). Los efectos hidrológicos producidos por los cambios en el uso del suelo sobre la dinámica del ciclo del agua han sido investigados en diferentes regiones del mundo (Yang *et al.*, 2002; Bruijnzeel, 2004; Tobón *et al.*, 2010). La reducción en la cantidad de agua de infiltración da como resultado un incremento en la escorrentía superficial, lo cual conduce a cambios en la respuesta hidrológica de las cuencas, con incrementos en los flujos torrenciales (Bruijnzeel, 2004). Asimismo, estos cambios alteran el balance entre precipitación, evapotranspiración y dinámica de los caudales (Li *et al.*, 2007); alteran el ciclo hidrológico en cuencas al corto plazo, mediante el incremento o disminución del rendimiento y la regulación hídrica, o incluso eliminando el caudal base durante las épocas de estiaje (Croke *et al.*, 2004; Bruijnzeel, 2004).

El efecto de pastos y suelos descubiertos sobre el nivel freático, humedad del suelo, evapotranspiración y recarga de acuíferos, fue estudiado por Zhang y Schilling (2006) en la parte central de la cuenca Walnut en Jasper (Iowa). El uso de la tierra tuvo un efecto significativo sobre la humedad del suelo y el nivel freático. Generalmente, la cobertura de

pastos reduce la humedad del suelo a través de pérdidas por evapotranspiración, lo que resulta en menos agua para la recarga de acuíferos y por lo tanto disminuye el nivel freático. De acuerdo con lo anterior, los autores concluyeron que más caudal base y cargas químicas pueden ser generadas a partir de cuencas con suelo descubierto en comparación con cuencas con vegetación.

El déficit de humedad del suelo debido a la evapotranspiración, tendrá que ser llenado antes de que se eleve el nivel freático. En los sitios cercanos a las corrientes, parte de la escorrentía puede ser generada por exceso de saturación de flujo sobre el suelo, debido a un efecto combinado de déficit de humedad del suelo antes de los eventos de precipitación y una elevación del nivel freático durante estos eventos (Feddes *et al.*, 1975).

Cho *et al.* (2009) construyeron un modelo para predecir el impacto de actividades de uso del suelo sobre el régimen de flujo subsuperficial, en la cuenca Roanoke al oeste de Virginia (EEUU). Los autores simularon ocho escenarios de uso del suelo y evaluaron los impactos de la densidad residencial, localización residencial y cobertura sobre el nivel freático y el caudal. Estos escenarios indicaron que se da un decrecimiento en el nivel freático y el caudal donde el cambio de uso del suelo ha ocurrido.



## 3. Área de estudio

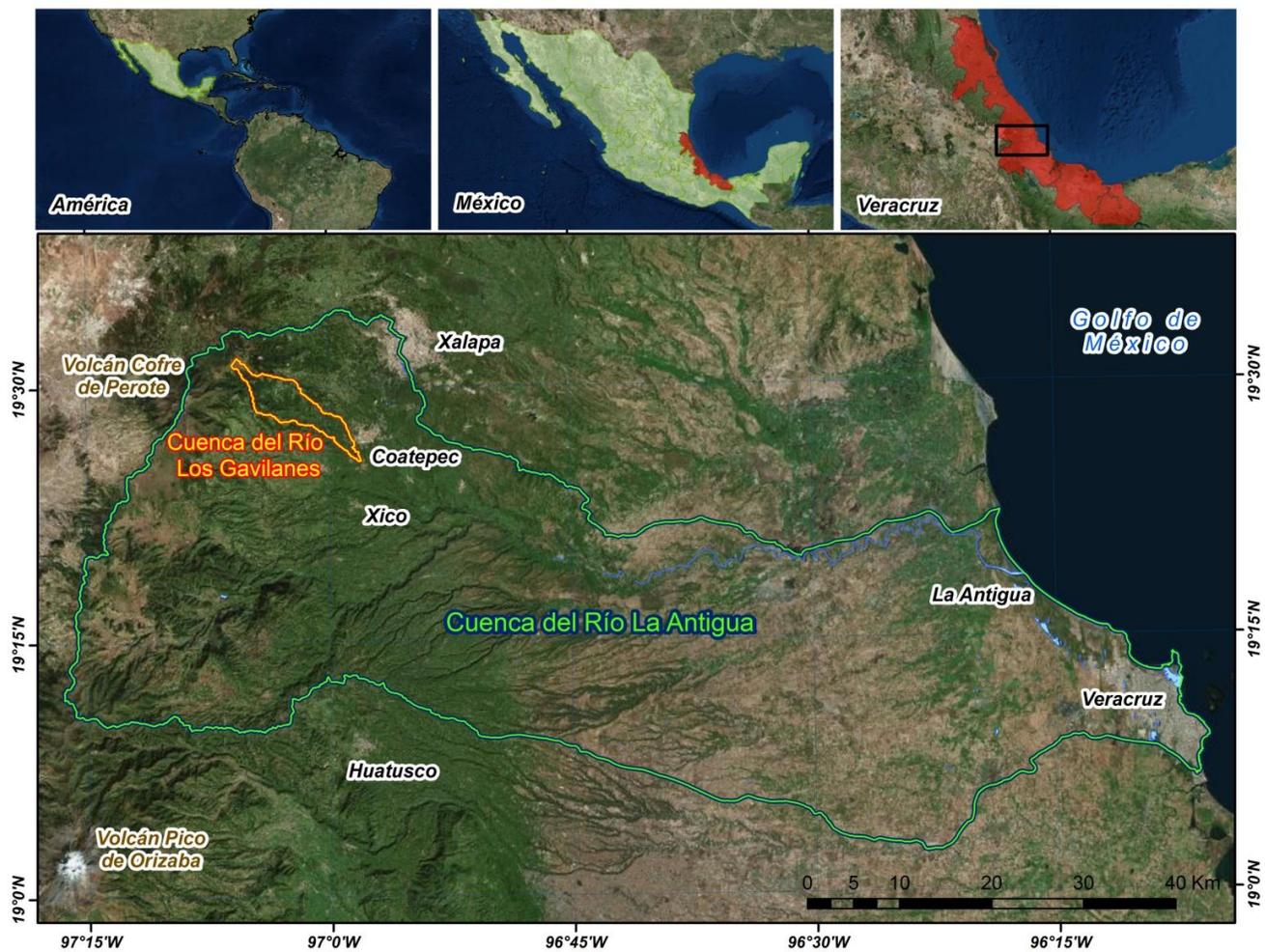
### 3.1 Características físicas

La cuenca Los Gavilanes, cuenca alta del río La Antigua, recorre la región central del estado de Veracruz, México (Figura 3-1). Esta cuenca tiene una superficie de 36.8 km<sup>2</sup> y se localiza al noroeste de los municipios de Coatepec y Xico entre las coordenadas 2148322.48 - 2160882.64 (latitud Norte) y 699036.34 - 714754.48 (longitud Este).

A pesar de su extensión, presenta características climáticas, topográficas y biológicas diversas, lo que le confiere condiciones de ecotonía muy particulares. En la cuenca se da un gradiente altitudinal de 1780 m, con una altitud mínima de 1180 msnm hasta alcanzar los 2960 msnm.

Es una cuenca caracterizada por la presencia de una densa red de drenaje en la que predominan los escurrimientos temporales y efímeros de primer y segundo orden. La corriente principal alcanza 21 km. La elevada densidad de corrientes (1.52 km/km<sup>2</sup>) y el mayor número de corrientes jóvenes de orden uno indican la dominancia de los procesos fluvio-erosivos (Geissert *et al.*, 2013).

Tanto el factor de forma (0.15), como el índice de forma (1.87) y el coeficiente de redondez (5.2) indican que la cuenca es de forma alargada, estrecha en sus extremos y ancha en la parte media superior, como producto de un control estructural por parte de los derrames de andesita y la presencia de fallas y fracturas (Geissert *et al.*, 2013).



**Figura 3-1:** Localización de la cuenca Los Gavilanes en la parte alta del río La Antigua, vertiente oriental del sistema Cofre de Perote - Pico de Orizaba (Veracruz - Puebla). Fuente: Elaboración propia.

## 3.2 Clima

En el sitio de estudio se distinguen tres estaciones durante el año:

- Una estación cálida húmeda que va de mayo a octubre, determinada por el ingreso del aire tropical (cálido y húmedo) en forma de vientos alisios provenientes del Golfo de México hacia el continente. Su manifestación en el territorio es a través de lluvias frecuentes de fuerte intensidad generalmente durante la tarde o la noche, causadas por procesos formativos de precipitación tipo orográfica - convectiva (Báez *et al.*, 1997). En ocasiones durante los meses de junio a octubre, se hacen presentes las “ondas del este”, las cuales se forman en el océano Atlántico e ingresan al territorio continental después de cruzar la península de Yucatán. Algunas veces, las “ondas del este” provocan cambios en la dirección e intensidad de los vientos alisios ocasionando inestabilidad atmosférica, generando depresiones, tormentas y ciclones tropicales o huracanes (Tejeda *et al.*, 1989).
- Una estación fría y seca, de noviembre a febrero, influenciada por el descenso del aire polar proveniente del Hemisferio Norte hacia el Sur durante el periodo de invierno. Durante este periodo se presentan fenómenos atmosféricos como los frentes fríos o “Nortes”, manifestándose como lluvias de baja intensidad y lloviznas derivadas de precipitaciones advectivas - orográficas. Es frecuente la ocurrencia de eventos de neblina durante esta estación (Acevedo y Luna, 2005).
- Una tercera estación cálida seca transitoria, de marzo a abril, en el periodo de primavera, caracterizada por lluvias ligeras ocasionales causadas por el paso de frentes fríos en combinación con lluvias torrenciales esporádicas debido a la formación de lluvias de tipo orográfica - convectiva (Acevedo y Luna, 2005).

La precipitación promedio en la cuenca es de 2500 mm al año y la temperatura media anual oscila entre los 12° C y los 18° C (Pladeyra, 2002).

### 3.3 Vegetación y usos del suelo

La vegetación característica de la cuenca Los Gavilanes es el bosque de pino- encino, encino y bosque mesófilo de montaña, más conocido como bosque de niebla. Durante los últimos 50 años las condiciones sociales y económicas han provocado cambios de uso del suelo, de forma tal que la mayor parte de la cubierta original del bosque de niebla fue convertida a pastizal, cafetal y otros usos (Pladeyra, 2002). Sin embargo, dentro de la cuenca se cuenta con una reserva ecológica, entre los 2000 a 2200 msnm, administrada por el municipio de Coatepec, denominada La Cortadura, en la cual existen aproximadamente 0.45 km<sup>2</sup> de bosque natural en un buen estado de conservación.

### 3.4 Suelos

Esta cuenca posee una alta diversidad litológica y edáfica. Como resultado de los efectos climáticos y de las propiedades particulares de los suelos de origen volcánico situados en pendientes pronunciadas, es una zona de alta fragilidad ecológica. Exhibe un paisaje de fuerte disección con pendientes entre 20° y 45° (Geissert *et al.*, 1994). La parte alta de la cuenca presenta un relieve suave de colinas con cauces de poca incisión; la parte media consiste en laderas de pendiente fuerte separadas por barrancas profundas en forma de “V” y la parte baja presenta cerros bajos y lomeríos que son separados por fondos de valle aluviales bien formados (Meza y Geissert, 2007).

El suelo dominante es andosol úmbrico, el cual se desarrolla en regiones volcánicas sobre materiales como cenizas, flujos piroclásticos, escorias, basalto y andesita. Su presencia está ligada a la conjugación del clima y de la litología de la región (Geissert *et al.*, 1994).

Los suelos bajo bosque de niebla maduro se clasifican como Aluandic Andosol Dystric por presentar propiedades ándicas bien desarrolladas (Tabla 3.1). La morfología de horizontes es de tipo A-Bw-C, indicando que es un Andosol con cierto grado de diferenciación. El contenido de carbono orgánico es elevado y disminuye con la profundidad. El suelo está desaturado en cationes intercambiables debido a la intensa lixiviación. La elevada porosidad es la causa de la baja densidad aparente. La textura es franca a franco arcillosa en el horizonte superficial y franco limosa en los otros horizontes (Geissert *et al.*, 2013).

Bajo pastizales se encuentra el mismo tipo de suelo. La morfología de horizontes y propiedades edáficas son similares a la de los suelos bajo bosque de niebla, pero la principal diferencia se debe a la menor porosidad y mayor densidad aparente, en particular en el suelo superficial, debido a la rotación de cultivos y pisoteo del ganado (Geissert *et al.*, 2013).

**Tabla 3-1:** Propiedades de los suelos bajo cobertura de bosque de niebla, bosque de pino y pastizal.

Cobertura	Horiz.	Prof. (cm)	A	L	Ar	Da	PT	I	CC	PMP	Ks
Bosque de niebla	Ao	0 - 50	27	44	29	0.27	89	0.59	0.58	0.23	0.62
	A/B	50 - 70	12	55	33	0.30	87		0.61	0.22	0.58
	Bw	70 - 90	16	63	21	0.28	88		0.60	0.24	0.43
	C	90->110	22	66	12	0.50	72		0.54	0.20	0.22
Bosque de pino	Ao	0 - 30	25	44	29	0.25	91	0.54	0.58	0.27	0.57
	A/B	30 - 65	12	55	33	0.28	85		0.57	0.25	0.48
	Bw	65 - 95	16	63	21	0.29	85		0.63	0.28	0.41
	C	>95	22	66	12	0.54	78		0.55	0.24	0.32
Pastizal	Ap	0 - 20	33	43	24	0.39	83	0.39	0.56	0.26	0.41
	Bw1	22 - 52	26	51	23	0.43	81		0.59	0.27	0.33
	Bw2	52 - 80	22	69	9	0.44	82		0.64	0.31	0.32
	C	>80	26	63	11	0.64	75		0.53	0.23	0.23

A: arcilla; L: limo; Ar: arena; Da: densidad aparente ( $Mg/m^3$ ); PT: porosidad total; I: infiltración básica (m/h); CC: Capacidad de campo ( $cm^3/cm^3$ ); PMP: Punto de marchitez permanente ( $cm^3/cm^3$ ); Ks: conductividad hidráulica saturada (m/h). Fuente: Geissert *et al.*, 2013.

En las laderas superiores la capacidad de infiltración del suelo es alta en el bosque de niebla maduro y secundario, por lo que la escorrentía superficial se espera sea baja a nula. En suelos bajo pastizal la infiltración es moderada a baja, favoreciendo la escorrentía. La conductividad hidráulica saturada es alta, aunque disminuye en el subsuelo en el contacto con la roca intemperizada (saprolita). En dichas condiciones

pueden formarse niveles freáticos de poca profundidad. La capacidad de retención de agua en el solum es alta, pero la capacidad de agua aprovechable para las plantas es moderada (Geissert *et al.*, 2013).

En laderas intermedias la capacidad de infiltración del suelo es muy alta en terrenos arbolados y de moderada a baja en pastizales. La conductividad hidráulica saturada también es alta, pero el gradiente de disminución con la profundidad es más fuerte que en las laderas superiores. Por la elevada infiltración, se espera una escorrentía limitada en terrenos forestales, pero significativa en pastizales. El drenaje vertical tiende a convertirse en flujo hipodérmico lateral en el contacto con la saprolita. La capacidad de retención de agua del solum es moderadamente alta, pero la capacidad de agua aprovechable para las plantas es de moderada a baja (Geissert *et al.*, 2013).

En laderas inferiores la capacidad de infiltración del suelo es mediana en terrenos arbolados y baja en pastizales. La conductividad hidráulica saturada sigue alta en el suelo superficial, pero disminuye a moderado en el contacto con la saprolita. El flujo hipodérmico se concentra en la base de la ladera y forma niveles freáticos poco profundos que se conectan con el cauce del arroyo. La capacidad de retención de agua del solum es baja a moderada, mientras que la capacidad de agua aprovechable para las plantas es baja (Geissert *et al.*, 2013).

## **4. Metodología**

### **4.1 Selección de microcuencas**

Las coberturas de bosque de niebla, bosque de pino y pastizal son las que presentan un mayor porcentaje de área en la cuenca Los Gavilanes y por lo tanto pueden estar incidiendo sobre su funcionamiento hidrológico. De acuerdo con lo anterior, estos tipos de cobertura fueron utilizados como criterio para la selección de las microcuencas donde se llevaron a cabo las mediciones.

En cada cobertura se seleccionó una microcuenca, en la que se midió cada una de las variables involucradas en esta investigación. En cada microcuenca seleccionada se instalaron estaciones automáticas donde se midieron variables como la humedad del suelo a diferentes profundidades, la dinámica del nivel freático y mediciones de caudal. Asimismo se instalaron estaciones meteorológicas para medir las diferentes variables climáticas (Figura 4-1). Estas variables fueron monitoreadas durante todo el periodo de experimentación.

En el presente estudio la respuesta hidrológica asociada a cada uso del suelo fue estudiada a escala de ladera dentro de cada microcuenca. Los sitios específicos de estudio se muestran en la Figura 4-1.

Las principales características para las microcuencas estudiadas se presentan en la Tabla 4-1.

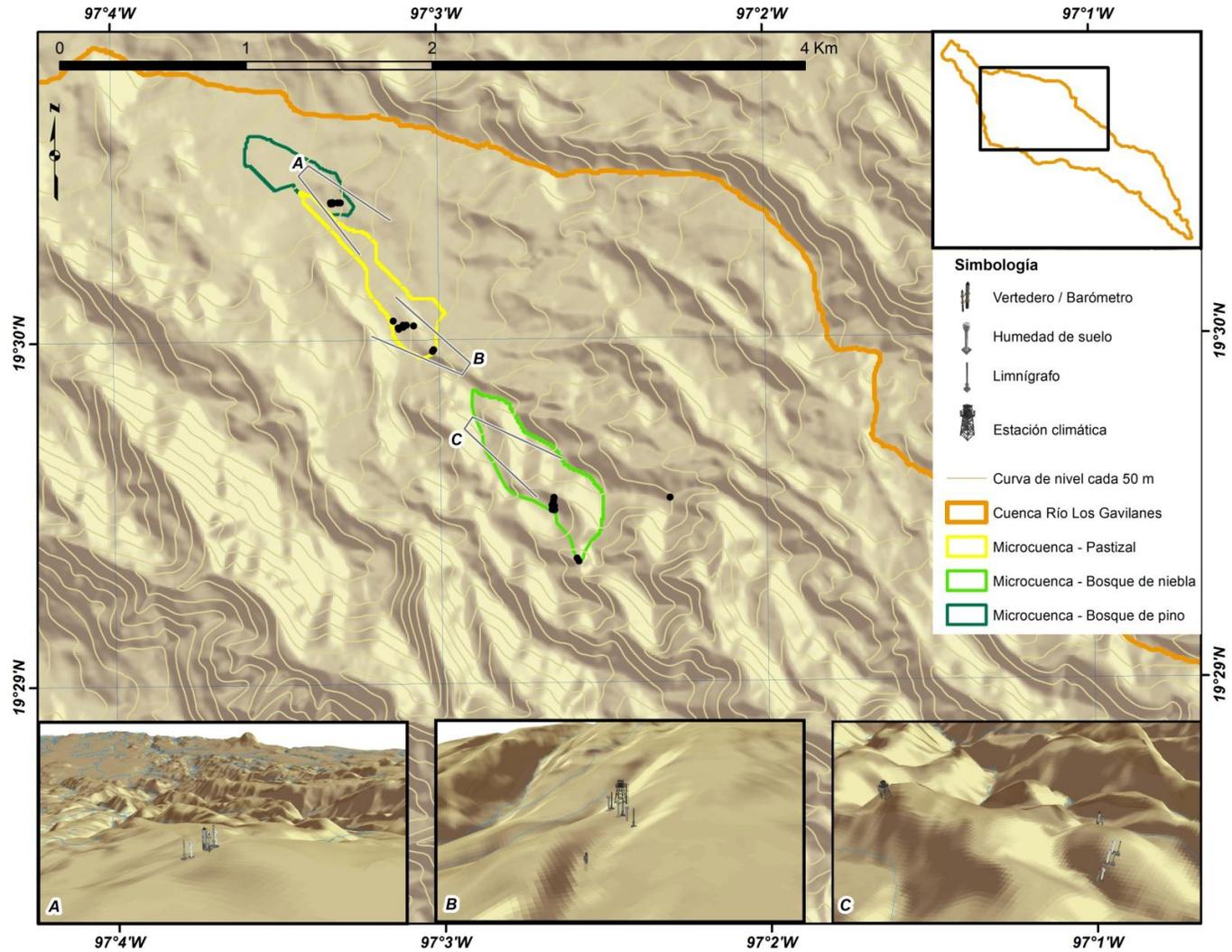
**Tabla 4-1:** Características de las microcuencas.

	Bosque de niebla	Bosque de pino	Pastizal
Especies dominantes	<i>Quercus germana</i> , <i>Q. salicifolia</i> , <i>Q. xalapensis</i> , <i>Q. ocoteifolia</i> , <i>Juglans sp.</i> , <i>Liquidambar styraciflua var. mexicana</i> , <i>Hedyosmum mexicanum</i> , <i>Cornus disciflora</i> , <i>Carpinus caroliniana</i> , <i>Oreopanax xalapensis</i> , <i>Ostrya virginiana</i> , <i>Miconia glaberrima</i> , <i>Clethra macrophylla</i> , <i>Parathesis melanosticta</i>	<i>Pinus patula</i>	<i>Paspalum notatum</i> , <i>Alchemilla pectinata</i> , <i>Pteridium aquilinum</i>
Área (ha)	24.7	11.1	14.5
Altitud (msnm)	2160.7	2536.5	2405.1
Pendiente (%)	42.5	22.2	21.67
Orientación (°AzN)	351.97	80.11	61.53
Tipo de suelo	Andosol úmbrico	Andosol úmbrico	Andosol úmbrico

Fuente: Elaboración propia.

## 4.2 Clima

La medición de las variables climáticas se realizó mediante la instalación de dos estaciones climáticas automáticas Campbell Scientific Ltd: una en la microcuenca de pastizal (a una altitud de 2366 msnm y coordenadas 704401.25E, 2157434.17N) y la otra hacia la parte media de la cuenca en un lugar libre de vegetación arbórea, a 600 m de la microcuenca de bosque de niebla (a una altitud de 2077 msnm y coordenadas 705926.57E, 2156536.68N). Dichas estaciones fueron programadas para medir y almacenar datos promedios y totales cada diez minutos para las siguientes variables: precipitación, temperatura, humedad relativa del aire, velocidad y dirección del viento, y radiación solar. La precipitación se midió en un sitio libre de vegetación arbustiva o arbórea mediante un pluviógrafo de cubeta vasculante (tipo Campbell Scientific Ltd), programado para tomar datos cada cinco minutos.



**Figura 4-1:** Localización de las microcuencas y de los sitios de medición de las variables climáticas e hidrológicas. Fuente: Elaboración propia.

### 4.3 Evapotranspiración

A partir de la información de las variables meteorológicas obtenidas de las estaciones climáticas, se calculó para las microcuencas de bosque de niebla y pastizal la evapotranspiración actual de acuerdo con el modelo de Penman - Monteith (Monteith, 1965).

$$\lambda E = \frac{\Delta R_n + \rho C_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_a)} \quad (4.1)$$

Donde,

$\lambda$  = Calor latente de vaporización del agua (J/kg)

$\Delta$  = Pendiente de la curva de saturación de vapor de presión, (mbar/K)

$R_n$  = Radiación solar neta, (W/m<sup>2</sup>)

$\rho$  = Densidad del aire, (kg/m<sup>3</sup>)

$C_p$  = Calor específico del aire a presión constante, (J/kg.K)

$e_s$  = Presión de vapor a punto de saturación, (mbar)

$e_a$  = Presión de vapor actual, (mbar)

$r_a$  = Resistencia aerodinámica, (s/m)

$\gamma$  = Constante psicrométrica, (mbar/K)

$r_s$  = Resistencia estomatal, (s/m)

De acuerdo con Tobón (2014), la precisión en el cálculo de la transpiración de referencia por el método de Penman - Monteith, dependerá de la precisión con que se mida o calcule la radiación neta y de la precisión con que sean determinados los valores de los parámetros, especialmente el de la resistencia estomatal. Esta resistencia depende de factores ambientales como la radiación solar, déficit de vapor de presión y humedad del suelo, así como de algunas características de la vegetación, como la fisiología de las hojas y su contenido estomatal. Este último valor puede ser determinado con alguna aproximación si se conoce, por ejemplo, el índice de área foliar de la vegetación estudiada. Sin embargo, en

el presente estudio se utilizó el valor de 215 s/m, de acuerdo con el comportamiento de esta variable en bosques de niebla en Jamaica (Hafkenscheid, 2000).

La resistencia aerodinámica de la vegetación fue calculada de acuerdo con Tobón (1999):

$$r_a = \frac{\left( \ln\left(\frac{Z-d}{z_o}\right) \right)^2}{k^2 * Vv} \quad (4.2)$$

Donde:

$Z$ : Altura de medición de la velocidad del viento por encima del dosel de vegetación, (m)

$$Z = 1.29h$$

$d$ : Desplazamiento que sufre una corriente al chocar con la vegetación u otra barrera, (m)

$$d = 0.75h$$

$z_o$ : Altura de la rugosidad, (m)

$$z_o = 0.1h$$

$h$  = Altura promedia de la vegetación, (m)

$k$ : Constante de von Karman, (0.40)

$Vv$  = Velocidad del viento, (m/s)

## 4.4 Humedad del suelo

En cada una de las coberturas elegidas se seleccionó una ladera orientada hacia la dirección predominante del viento y las masas de nubes que ascienden desde el Golfo, y en ella se escogieron tres sitios, en el sentido de la pendiente de la ladera: uno en la parte alta, otro en la parte media y otro en la parte baja de la misma. En cada sitio se excavó una calicata de 1 x 1 m de área superficial y su profundidad fue determinada por el perfil del suelo; es decir, hasta la zona de contacto lítico o regolito.

Dos sensores de humedad del suelo fueron instalados en cada horizonte diagnóstico. En el bosque de niebla se instalaron sensores Campbell CS616 (Figura 4-2) y en el pastizal y el bosque de pino se instalaron sensores Decagon 10HS. Ambos tipos de sensores hacen uso de características electromagnéticas para estimar la permitividad del medio y relacionar esta información con el contenido de humedad volumétrica. El 10HS obtiene el valor del contenido volumétrico de agua a partir de la medición de la constante dieléctrica del suelo a través de la utilización del concepto de capacitancia y la técnica FDR (Reflectometría de Dominio de Frecuencia). El CS616 mide el contenido volumétrico de agua en medios porosos utilizando métodos de medida en el dominio del tiempo TDR (Reflectometría de Dominio del Tiempo) que son sensitivos a la permitividad dieléctrica (Campbell Scientific Inc., 2006).



**Figura 4-2:** Ejemplo de distribución de los sensores de humedad en el perfil del suelo.

Cada sensor fue enterrado en el lado superior o de mayor altitud de la calicata y se tuvo en cuenta el no ubicarlo debajo de otro sensor que se encontrara en un horizonte superior, con el fin de evitar efectos producidos por alteración de las condiciones del suelo. Una vez instalados los sensores, se tapó cada calicata disponiendo el suelo ordenadamente por cada uno de sus horizontes, de acuerdo con su distribución original. Los sensores estuvieron conectados a un datalogger que tomaba lectura de datos de humedad del suelo cada 30 segundos y almacenaba los datos promedios cada cinco minutos.

Para el análisis de la información arrojada por los sensores de humedad del suelo, se eligió solo uno de ellos por horizonte con el objetivo de disminuir variabilidad entre las microcuencas en cuanto a profundidad de instalación. En la Tabla 4-2 se presentan las profundidades de instalación de los sensores elegidos.

**Tabla 4-2:** Profundidades de instalación de los sensores de humedad del suelo (cm).

Cobertura	Horizonte	Número	Parcela parte alta	Parcela parte media	Parcela parte baja
Bosque de niebla	Ao	1	15	28	23
	Bw	2	80	71	75
	C	3	105	100	108
Bosque de pino	Ao	1	21	18	27
	Bw	2	74	87	86
	C	3	107	117	132
Pastizal	Ap	1	25	20	25
	Bw	2	60	68	68
	C	3	81	93	105

Para efectos ilustrativos, la nomenclatura de las gráficas de humedad del suelo que se presentan en los resultados está conformada por las letras HS y dos números, el primero identifica el número de parcela dentro de la ladera (1: parcela parte alta, 2: parcela parte media y 3: parcela parte baja) y el segundo representa el horizonte donde se instaló el sensor de humedad del suelo de acuerdo con la Tabla 4-2.

## 4.5 Calibración de las mediciones de humedad del suelo

Debido a que no existen las curvas de calibración de la humedad de los suelos cuando ésta se mide para condiciones de alta humedad del suelo (por encima del 55%), al final

del período de mediciones de campo se llevó a cabo la calibración de cada una de las mediciones de humedad.

La calibración de las mediciones tomadas en campo consistió en desenterrar cada uno de los sensores y el suelo que lo cubría, en un cilindro de volumen conocido e inmediatamente cubrir con papel aluminio para evitar la pérdida de suelo. En el laboratorio, cada set de cilindro con sensor y suelo fue humedecido por capilaridad durante tres días hasta el punto de saturación y luego se drenaron durante 20 horas. La lectura de cada sensor y el peso de cada set de muestras en desecamiento a temperatura ambiente fueron tomadas cada hora, simultáneamente y durante el tiempo necesario para que el agua de la muestra se evaporara a tal punto de obtener una lectura constante. Una vez obtenida la estabilización de las mediciones se calculó la humedad volumétrica real  $W_v$  mediante la relación:

$$W_v = W_g * D_a \quad (4.3)$$

Donde:

$W_g$  : Humedad gravimétrica

$$W_g = \left( \frac{\text{Peso húmedo} - \text{Peso seco}}{\text{Peso seco}} \right) * 100 \quad (4.$$

4)

$D_a$  : Densidad aparente

$$D_a = \frac{\text{Peso seco}}{\text{Volumen de suelo}} \quad (4.5)$$

Posteriormente se realizó una regresión simple entre los datos reales de humedad de las muestras y las mediciones arrojadas por los sensores. La ecuación de calibración resultante fue aplicada a cada una de las mediciones tomadas en campo.

Los resultados obtenidos de la calibración de los sensores de humedad mostraron una excelente correlación en cada una de las pruebas ejecutadas, entre los valores

entregados por el sensor y la humedad volumétrica del suelo calculada. Esto nos muestra una correcta respuesta del sensor ante las variaciones en la humedad volumétrica del suelo y además asegura las bondades de la técnica de calibración utilizada.

## **4.6 Medición de las fluctuaciones del nivel freático**

La fluctuación del nivel freático en cada microcuenca fue medida mediante tres piezómetros que se instalaron de manera pareada con las estaciones de humedad del suelo, a una distancia aproximada de tres metros, en la misma curva de nivel y en dirección de la ladera (parte alta, media y baja). Cada piezómetro estuvo formado por un tubo de PVC ranurado, de dos pulgadas de diámetro y cuya longitud fue dada por la profundidad del perfil del suelo, hasta la zona de contacto con el regolito. Los tubos estuvieron instalados en huecos del mismo diámetro, con el fin de evitar el ingreso de agua de precipitación o flujos preferenciales a través de las paredes del tubo y fueron dotados de tapones tanto en su parte inferior como en la superior. En cada tubo de acceso se instaló un limnógrafo de presión marca Solinst Levellogger 3001 con el fin de medir los cambios en los niveles del agua subterránea o nivel freático. Estos limnógrafos fueron programados para tomar datos cada cinco minutos.

Para efectos ilustrativos, la nomenclatura de las gráficas de nivel freático que se presentan en los resultados está conformada por las letras NF y un número que identifica el número de parcela dentro de la ladera (1: parcela parte alta, 2: parcela parte media y 3: parcela parte baja).

## **4.7 Monitoreo del caudal**

La medición del caudal desde dos de las tres microcuencas en estudio se llevó a cabo utilizando aforadores triangulares (en forma de V), con un ángulo de abertura de 90° para el bosque de niebla y de 53.8° para el pastizal, instalados en la parte baja al cierre de las microcuencas seleccionadas. En cada vertedero o aforador se instaló y programó un limnógrafo o hidrógrafo de presión marca Solinst Levellogger 3001 en tubos de acceso (PVC) que permiten el aquietamiento del agua y un barómetro Barologger 3001 (Solinst Canada Ltd), ambos con una precisión de 1.0 mm. Estos instrumentos fueron colocados a

1.5 m aguas arriba del vertedero y programados para registrar lecturas cada cinco minutos. Los barómetros fueron utilizados para hacer la compensación de las lecturas de presión registradas por los limnógrafos, en cada microcuenca.

Para la calibración de las medidas de nivel del agua en el vertedero, se realizaron aforos volumétricos en un periodo de cese de las lluvias, durante el mes de mayo. Este procedimiento consistió en ubicar correctamente el cero de los limnógrafos y en medir manualmente en diez ocasiones el caudal, con el fin de ajustar posteriormente los resultados de caudal obtenidos desde los datos arrojados por los equipos.

Los datos de niveles de agua tomados con el limnógrafo fueron convertidos a valores de caudal aplicando la ecuación de calibración de un vertedero triangular, de acuerdo con Frumau *et al.* (2006):

$$Q = 0.53333C_d(2g)^{0.5} \tan(0.5\theta)h_e^{2.5} \quad (4.6)$$

Donde,

$Q$  = Caudal o descarga, ( $m^3/s$ )

$C_d$  = Coeficiente de descarga o salida de agua de drenaje

$g$  = Fuerza de gravedad sobre el nivel del agua antes del aforador, ( $9.81 m/s^2$ )

$\theta$  = Ángulo o abertura del aforador, ( $^\circ$ )

$h_e$  = Altura efectiva del nivel de agua, (m)

0.53333 = Parámetro de ajuste del vertedero específico

Con el objeto de evitar errores en la medición de la columna de agua debido a la acumulación de sedimentos dentro de los vertederos, éstos fueron constantemente removidos durante las descargas.

## 4.8 Separación y caracterización de eventos de precipitación

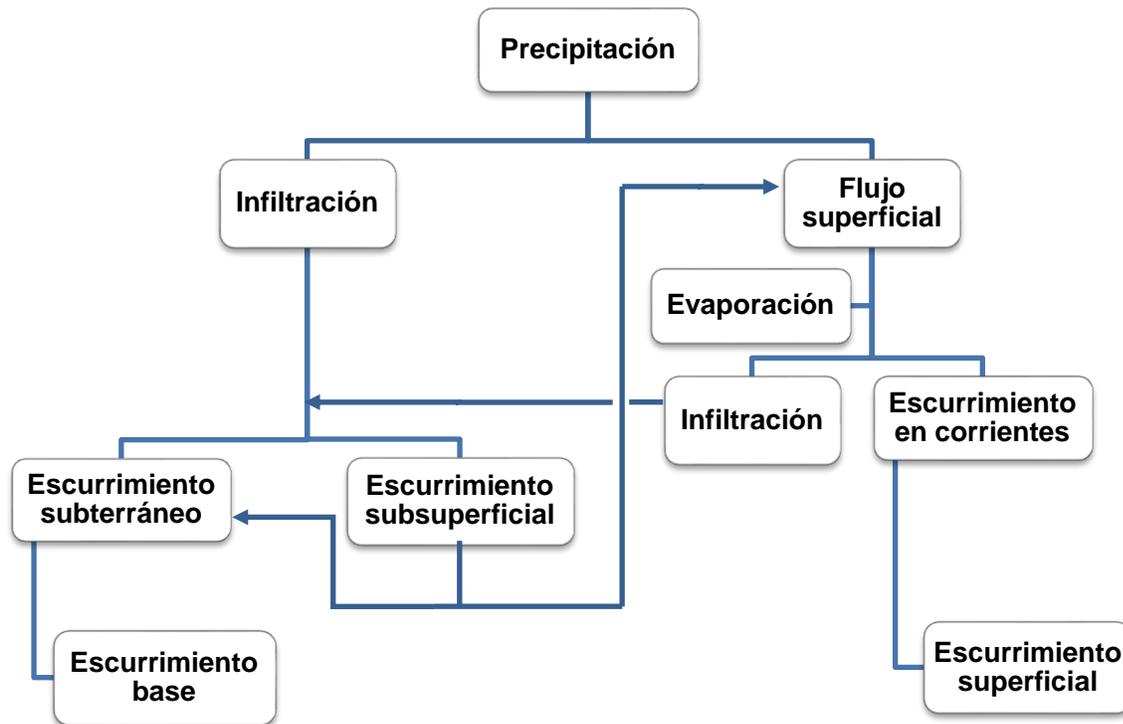
De acuerdo con algunos autores, un evento de precipitación es normalmente definido como el periodo de lluvia precedido por un periodo sin lluvia de al menos 3 horas (Schellekens *et al.*, 2000; Bruijnzeel, 2006; Cuartas *et al.*, 2007), y que además presente una cantidad mínima de lluvia de 0.6 mm. De acuerdo con lo anterior y con el fin de determinar las características de los eventos de precipitación que generan escorrentía o respuesta de las microcuencas, se llevó a cabo un análisis de cada uno de los eventos de precipitación caracterizándolos por los siguientes parámetros:

- Cantidad de precipitación por evento  $P$ , (mm)
- Duración del evento  $t$ , (h)
- Intensidad promedio del evento de precipitación  $I_p$ , (mm/h)
- Cantidad de precipitación que antecede a cada evento en las últimas 24 horas  $P_{24}$ , (mm)

## 4.9 Separación de los escurrimientos o flujo base y superficial

El escurrimiento se define como el agua proveniente de la precipitación que circula sobre o bajo la superficie terrestre y que llega a una corriente para luego ser drenada hasta la salida de la cuenca. Una parte del agua que llega a la superficie terrestre es interceptada y evaporada, la restante se mueve superficialmente, subsuperficialmente y por vía subterránea hasta la salida de la cuenca. La infiltración de la precipitación, una vez ha alcanzado la superficie del suelo, se da hasta que las capas superiores de éste se saturan; se comienzan a llenar las depresiones del terreno y al mismo tiempo el agua escurre sobre su superficie (Figura 4-3) (Aparicio, 1992).

Parte del agua infiltrada escurre cerca de la superficie del suelo y más o menos paralelamente a él (*escurrimiento subsuperficial*). La otra parte se infiltra hasta niveles inferiores al freático (*escurrimiento subterráneo*). Al agua que escurre sobre la superficie del suelo se le llama flujo superficial y se produce mientras no llegue a cauces bien definidos, caso en el cual se convertiría en escurrimiento en corrientes. El flujo superficial, junto con el escurrimiento en corrientes, forman el *escurrimiento superficial* (Aparicio, 1992).



**Figura 4-3:** Representación esquemática de la división de flujos del escurrimiento total.  
Fuente: Elaboración propia.

De los tres tipos de escurrimiento, el superficial es el que llega más rápido hasta la salida de la cuenca y por esto se relaciona directamente con un evento de precipitación particular, por lo cual se dice que proviene de la precipitación en exceso o efectiva y que constituye el escurrimiento directo. El escurrimiento subterráneo es el que de manera más lenta llega hasta la salida de la cuenca (puede tardar años en llegar), y en general, a menos que la cuenca sea demasiado pequeña y su suelo muy permeable, difícilmente se le puede relacionar con un evento en particular. Debido a que se produce bajo el nivel freático, el escurrimiento subterráneo es el único que alimenta a las corrientes cuando no hay lluvias y por eso se dice que forma el *escurrimiento base* (Aparicio, 1992).

Dependiendo de la permeabilidad de los estratos superiores del suelo, el escurrimiento subsuperficial puede ser casi tan rápido como el superficial o casi tan lento como el subterráneo; cuando es relativamente rápido se le trata junto con el escurrimiento superficial y cuando es relativamente lento se le considera parte del subterráneo. Es de anotar que el agua puede comenzar su viaje hacia la corriente como flujo superficial e infiltrarse en el camino, terminando como escurrimiento subsuperficial o subterráneo. A la inversa, el escurrimiento subsuperficial puede emerger a la superficie si en su camino se encuentra con un estrato muy permeable que aflora en una ladera. En realidad lo importante es la rapidez con que una cuenca responde a un evento de precipitación, pues esto es lo que determina la magnitud de las correspondientes avenidas (Aparicio, 1992).

El escurrimiento total que pasa por el cauce en un determinado lugar (estación de aforo) está compuesto por:

$$Q_t = Q_s + Q_b \quad (4.7)$$

Donde,

$Q_t$  = Escurrimiento total

$Q_s$  = Escurrimiento directo o superficial

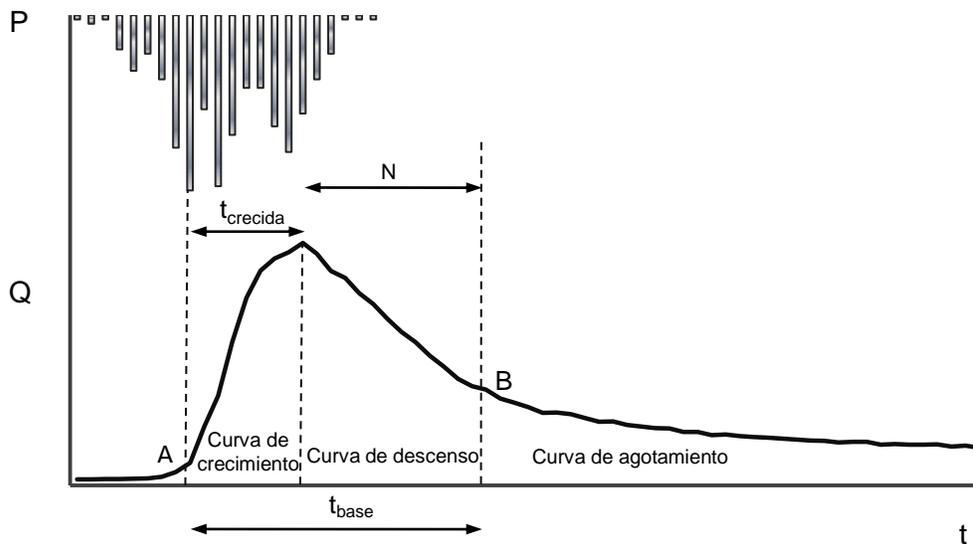
$Q_b$  = Escurrimiento base

El caudal de escurrimiento directo o superficial resulta de la diferencia entre el escurrimiento total y el escurrimiento base. Para la estimación del escurrimiento base es necesario separar, dentro de un determinado hidrograma, la porción del aporte que corresponde al escurrimiento superficial y la porción que puede considerarse propiamente como caudal base.

Teniendo en cuenta que un hidrograma es la expresión gráfica de la función:

$$Q = f(t) \quad (4.8)$$

El área que se encuentra bajo dicho hidrograma representa el volumen de agua que ha pasado en un intervalo de tiempo determinado (Figura 4-4). Un hidrograma se puede considerar también como el reflejo de la precipitación que ha generado un escurrimiento directo (Szilagyi y Parlange, 1998).



**Figura 4-4:** Representación gráfica de una crecida en la respuesta de las cuencas a eventos de precipitación o caudal de tormenta. Fuente: Elaboración propia.

Se han empleado diversas técnicas para la separación de hidrogramas y en consecuencia calcular el escurrimiento base para un flujo determinado en un río. La separación empleada en el presente trabajo se basa en métodos gráficos, trazando una línea entre los inicios de las curvas de crecimiento (A) y de agotamiento (B) de un hidrograma. En la Figura 4-4, el valor marcado con una B representa el punto en el que debido al cambio de pendiente de la curva, todo el escurrimiento directo o superficial originado por la precipitación ya ha pasado, quedando solamente el escurrimiento base.

Como método de aproximación a la curva de agotamiento de un hidrograma, la ley de decrecimiento del caudal responde a la ecuación de Maillet.

$$Q_t = Q_o * e^{-\alpha t} \quad (4.9)$$

Donde,

$Q_t$  = Caudal en el instante  $t$

$Q_0$  = Caudal en el instante inicial  $t_0$

$t$  = Tiempo transcurrido desde  $t_0$

$\alpha$  = Constante que depende del cuerpo de material poroso que se está considerando.

Se sabe que el volumen bajo la curva equivale al volumen escurrido y que éste puede ser calculado analíticamente mediante su integral, entonces:

$$V = \int_0^{\infty} Q_0 * e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0}{\alpha} \quad (4.10)$$

Si a esta ecuación se le aplica logaritmo se tiene:

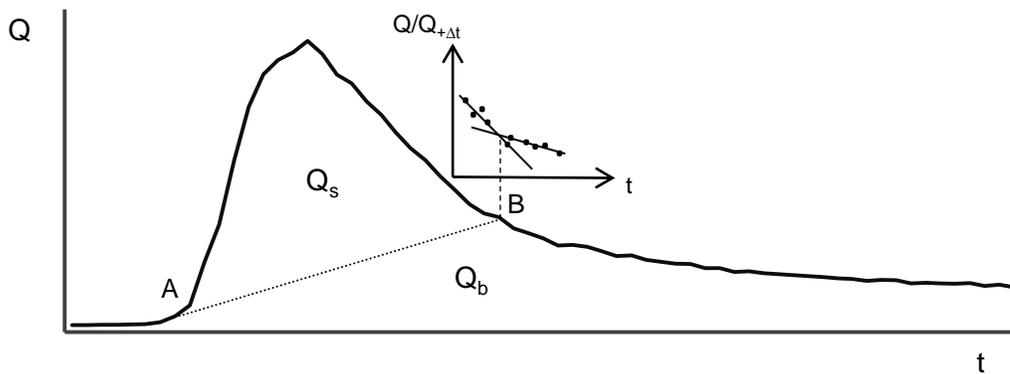
$$\log Q_t = \log Q_0 - \alpha t \log e \quad (4.11)$$

Si se dibuja el logaritmo de  $Q_t$  en función de  $t$ , la curva de agotamiento aparecerá como una línea recta, en donde  $\alpha t \log e$  es la pendiente y  $\log Q_0$  la ordenada en el origen. De esta manera, si se representa el logaritmo de  $Q_t$  en función del tiempo y se calcula la pendiente de la curva de agotamiento (que ahora será recta), se podrá calcular el volumen almacenado de forma subterránea en la cuenca en el instante  $t_0$  (Szilagyi y Parlange, 1998).

La separación del flujo base de una corriente inicia con la identificación de los puntos en los cuales el escurrimiento directo comienza y finaliza. El punto de inicio del escurrimiento directo se reconoce fácilmente porque es el tiempo en que el flujo empieza a incrementarse, mientras los puntos de finalización del escurrimiento directo se suele tomar como el punto de mayor curvatura de la curva de recesión (parte del hidrograma que va desde el pico hasta el final del escurrimiento directo) (Aparicio, 1992).

El método de flujo base que se aplicó para el cálculo de este escurrimiento base, supone que el escurrimiento superficial termina en un tiempo fijo  $N$  después del pico del

hidrograma. Para encontrar el punto de mayor curvatura de la curva de recesión del hidrograma se ordenan en una tabla los valores de caudal  $Q$  y luego estos valores se dividen entre los ocurridos un  $\Delta t$  fijo después  $Q_{+\Delta t}$ . Posteriormente se dibujan los cocientes contra el tiempo y en el punto donde ocurra un cambio de pendiente se tiene la mayor curvatura y por lo tanto el punto B. Una vez localizado este punto se traza la línea de separación entre el escurrimiento base y el directo uniando los puntos A y B (Figura 4-5) (Aparicio, 1992).



**Figura 4-5:** Identificación en el hidrograma del punto B donde termina el escurrimiento superficial. Fuente: Elaboración propia.

Los valores de caudal observados en cada una de las microcuencas (l/s) fueron convertidos a lámina (mm) teniendo en cuenta la superficie total de cada microcuenca. A partir de estos valores se construyeron los hidrogramas respectivos.

#### 4.10 Constante de recesión del flujo base

Con el fin de conocer la fracción del caudal conectada con el agua del acuífero superficial o nivel freático (Sujono *et al.*, 2004), se llevaron a cabo análisis de la recesión del caudal durante los periodos de verano, cuando las corrientes presentan un flujo base. De acuerdo con Rose y Peters (2001), esta constante está definida por:

$$K_{bf} = \left(\frac{1}{t}\right) \text{Ln} \left( \frac{Qm_{\text{mín}}}{Qm_{\text{máx}}} \right) \quad (4.12)$$

Donde:

$K_{bf}$  = Constante de recesión del flujo base

$Qm_{mín}$  = Caudal base más bajo promedio, (mm)

$Qm_{máx}$  = Caudal base más alto promedio, (mm)

$t$  = Número de días entre el caudal base más alto y el más bajo

La magnitud y el signo de la constante de recesión reflejan la tasa de cambio a la cual el agua subterránea es liberada desde el acuífero hasta la corriente como caudal base.

## 4.11 Coeficiente de escorrentía

El coeficiente de escorrentía representa la fracción de la precipitación que realmente genera escurrimiento superficial una vez se ha saturado el suelo por completo. Su valor depende de las características concretas del terreno que determinan la infiltración del agua en el suelo y es un buen indicador de la respuesta de las microcuencas, independientemente de la magnitud del evento (Lana-Renault, 2008). De acuerdo con Hewlett y Hibbert (1967) es expresado adimensionalmente por:

$$CE = \frac{Q_s}{P} \quad (4.13)$$

Donde:

$Q_s$  = Escurrimiento superficial, (mm)

$P$  = Precipitación, (mm)

## 4.12 Análisis estadístico

Los procedimientos estadísticos fueron llevados a cabo haciendo uso del software Statgraphics Centurion XV.I. La normalidad de los datos obtenidos durante el periodo de monitoreo fue identificada mediante el Test de Shapiro – Wilk. Asimismo se llevó a cabo

la Prueba F de Fisher (en comparación de dos muestras) y la Prueba de Levene (en comparaciones múltiples) para comprobar la igualdad de varianzas (homocedasticidad).

Se desarrollaron Análisis de Varianza y pruebas de comparación de medias con el fin de valorar si existen diferencias en el comportamiento de cada variable debidas al efecto de posición en la ladera y a los cambios en los horizontes del perfil, entre microcuencas y entre los sitios de medición en cada microcuenca, a través de pruebas LSD de Fisher. Cuando no se comprobó el supuesto de normalidad e igualdad de varianzas de las muestras, se recurrió al método no paramétrico Kruskal - Wallis para encontrar diferencias entre tratamientos mediante la prueba de medianas en comparaciones múltiples, y a la prueba de Mann - Whitney W para las comparaciones entre dos muestras.

Estas comparaciones se realizaron en los periodos más significativos durante el tiempo de medición: periodos húmedos, periodos secos y la transición entre periodos secos a húmedos.

El nivel de probabilidad para reconocer diferencias significativas fue de 0.05 en todos los análisis.

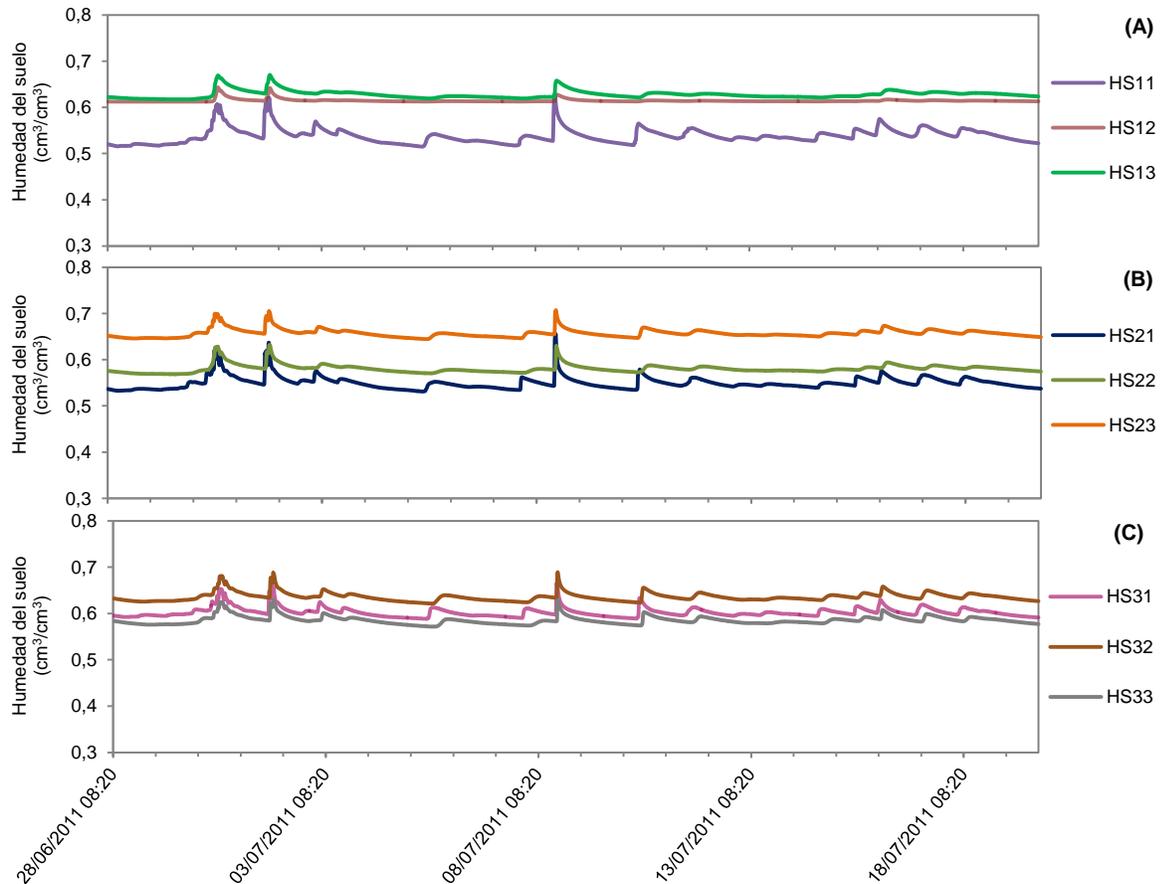
## **5. Resultados y discusión**

### **5.1 Humedad del suelo**

Se examinó la relación entre el estado de humedad del horizonte superficial y los demás horizontes en el perfil del suelo, en el bosque de niebla, bosque de pino y pastizal. Esta relación disminuye a medida que incrementa la profundidad del perfil, para cada uno de los sitios del bosque de niebla, al igual que en los del bosque de pino y el pastizal. Sin embargo, dicha relación fue mayor para los sitios del bosque de niebla y bosque de pino, lo que está relacionado con el hecho de que la vegetación tiende a hacer que la humedad del suelo en la parte superficial sea más homogénea que a profundidad. Además, es bien conocido que la humedad del suelo en la zona no saturada, o zona vadosa, está influenciada por las propiedades del suelo, la profundidad del nivel freático y las condiciones de precipitación antecedentes.

El comportamiento típico de la humedad del suelo en las microcuencas estudiadas durante los periodos húmedos se presenta en las figuras 5-1, 5-2 y 5-3. Este comportamiento indica que las respuestas son inmediatas; es decir, no amortiguadas en todas las profundidades, imitando los patrones de la precipitación; por lo tanto, las respuestas de la humedad del suelo en las épocas húmedas están accionadas directamente por la infiltración de las lluvias.

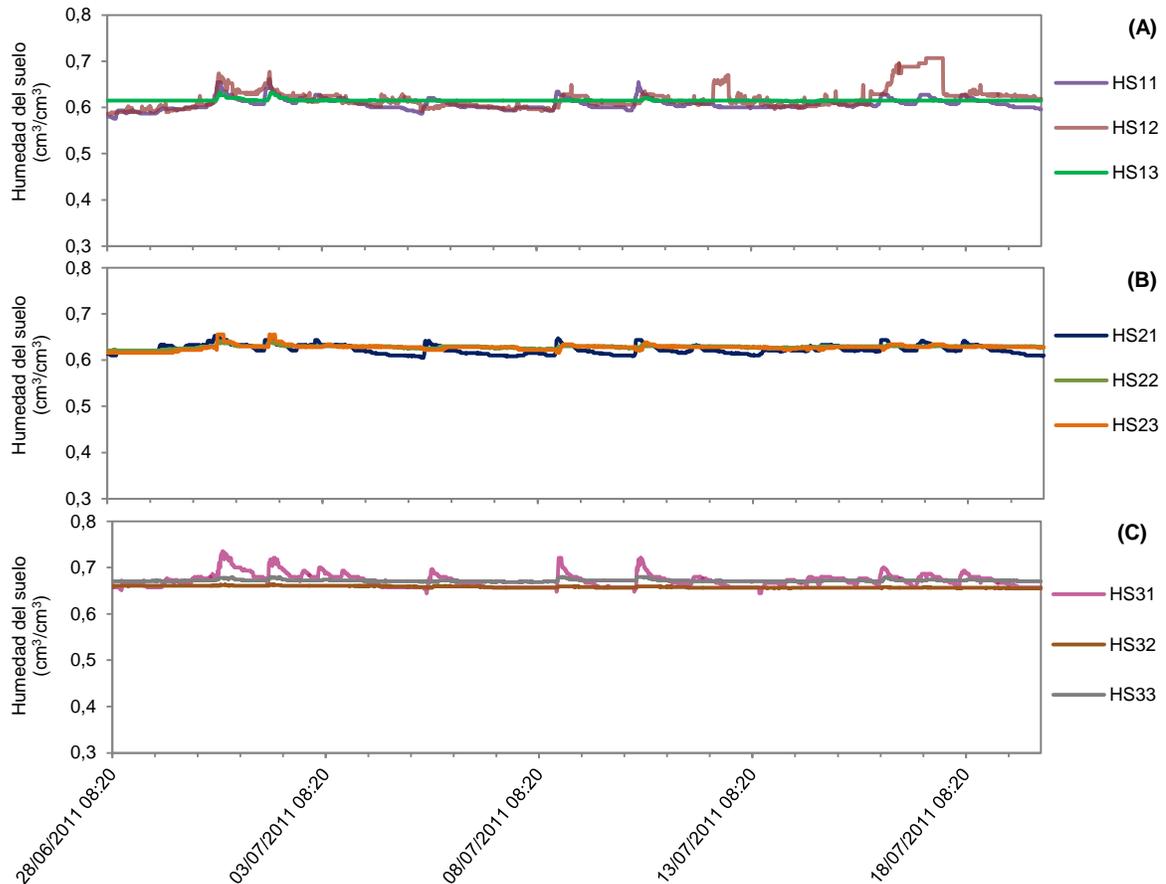
En los periodos húmedos se presenta un estado de humedad permanente del suelo a capacidad de campo y al presentarse un evento de precipitación los suelos se saturan y luego caen nuevamente a los valores de capacidad de campo inmediatamente después de los eventos de precipitación (figuras 5-1, 5-2 y 5-3).



**Figura 5-1:** Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 28 de junio al 20 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.

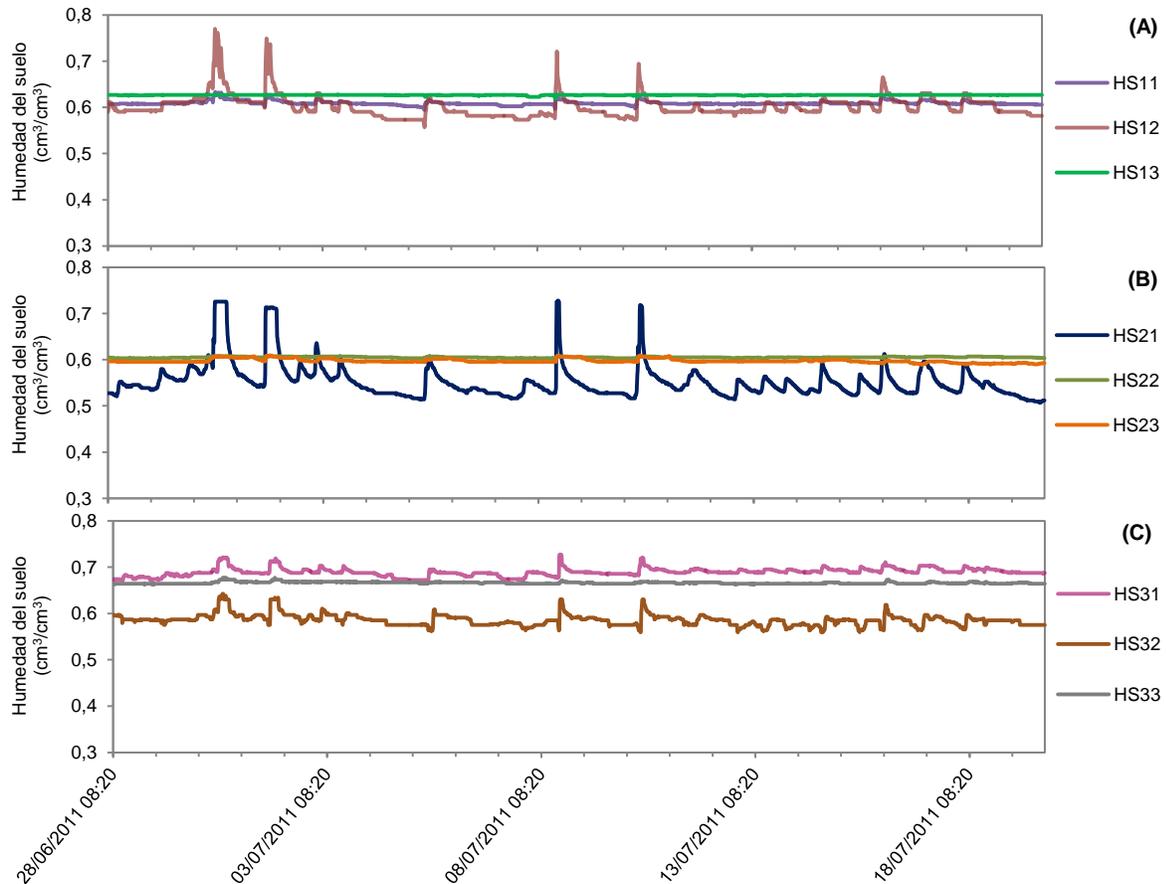
En las microcuencas estudiadas se observa que los suelos tienen un drenaje interno muy alto, siendo éstos capaces de drenar el exceso de agua, incluso durante las más intensas precipitaciones. Se puede observar en las figuras 5-1 y 5-2, que la humedad del suelo en todo el perfil aumenta rápidamente durante los eventos de precipitación; sin embargo, una vez terminado el evento, la humedad vuelve a bajar rápidamente hasta niveles próximos a capacidad de campo y solo en algunos sitios, como en el bosque de niebla y en el bosque de pino, en los horizontes más superficiales, la humedad se mantiene a niveles de saturación. Específicamente este comportamiento diferencial parece estar relacionado con los mayores contenidos de materia orgánica en estos horizontes, comparados con los suelos del pastizal y los horizontes más profundos

(Geissert *et al.*, 2013), lo que podría explicar la permanencia de las áreas saturadas observadas en el campo.



**Figura 5-2:** Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de pino durante los días 28 de junio al 20 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.

Debido a que la tasa de infiltración básica varía entre los suelos estudiados, siendo menor en la cobertura bajo pastizales (Geissert *et al.*, 2013), dicha respuesta también es menor y con lapsos de tiempo mayores entre eventos e incrementos en la humedad, en la microcuenca de pastizal (Figura 5-3).



**Figura 5-3:** Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de pastizal durante los días 28 de junio al 20 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.

La heterogeneidad de los suelos en las microcuencas estudiadas, principalmente a lo largo del gradiente de las laderas, parece afectar la distribución de la humedad del suelo, especialmente en la microcuenca bajo pastizal. Esta heterogeneidad en el comportamiento de la humedad del suelo está relacionada con ligeras variaciones en la textura, contenido de materia orgánica, la estructura y macroporosidad en los horizontes del suelo, de acuerdo con el estudio de suelos llevado a cabo en la cuenca (Geissert *et al.*, 2013).

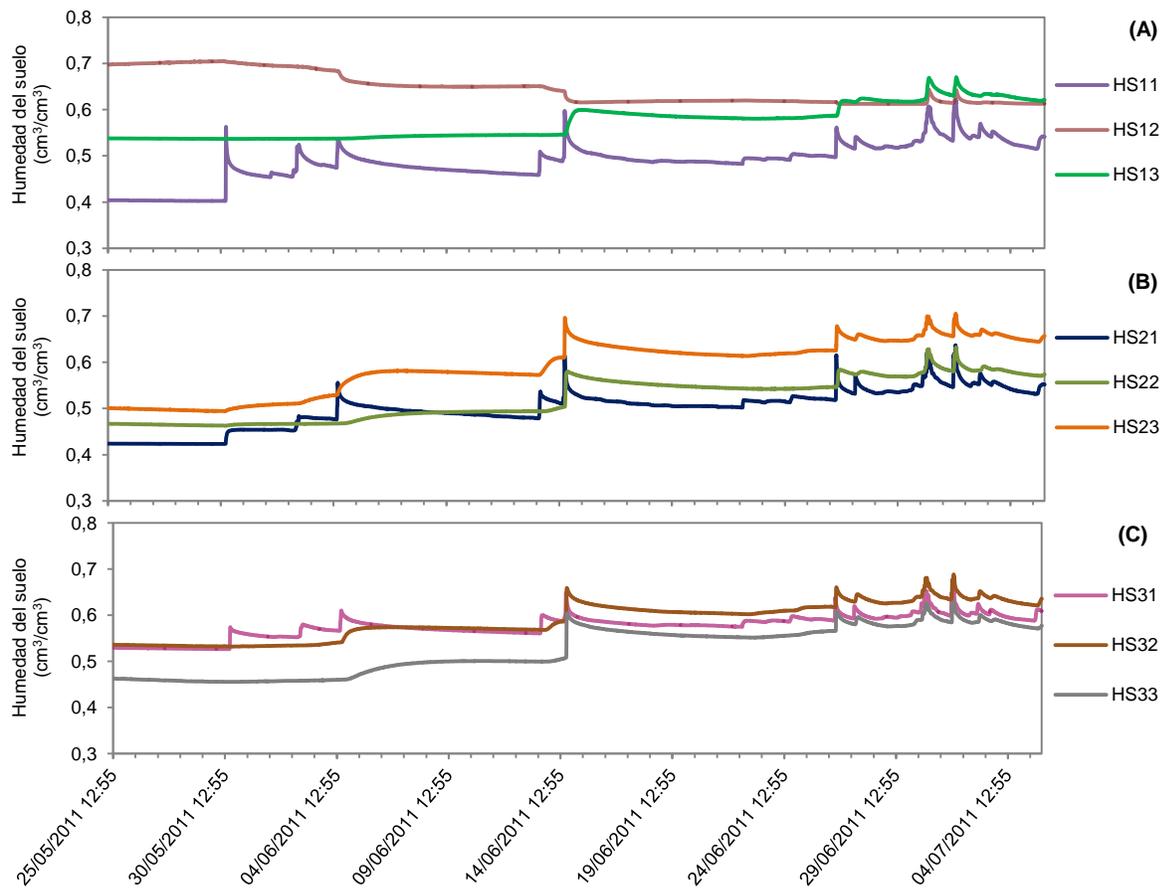
Variaciones, por ejemplo, en la conductividad hidráulica y en la capacidad de retención de humedad, entre los suelos de las microcuencas estudiadas y entre sitios de la ladera,

afecta considerablemente el flujo del agua vertical y lateral a través de la ladera. De acuerdo con las diferencias encontradas entre cada uno de los sitios estudiados a través de las laderas de las tres microcuencas, se presenta una variación significativa en la humedad del suelo, aún en pequeñas distancias, controladas especialmente por la porosidad del suelo y la textura.

Un estudio de las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos en la cuenca Los Gavilanes (Gómez-Tagle *et al.*, 2011; Geissert *et al.*, 2013), indica que la densidad aparente de los suelos en estas microcuencas es diferente entre la microcuenca de pastizal; especialmente en la parte más superficial presenta igualmente una menor porosidad y una menor conductividad hidráulica saturada (Geissert *et al.*, 2013). Sin embargo, a partir de 25 cm del perfil del suelo (horizonte Bw), no se presentaron diferencias significativas entre los valores de estas variables. Lo anterior explica el comportamiento similar que existe entre las tres microcuencas, en cuanto a la propagación del frente de humedecimiento de los perfiles de suelo y su aporte al nivel freático y al caudal mismo.

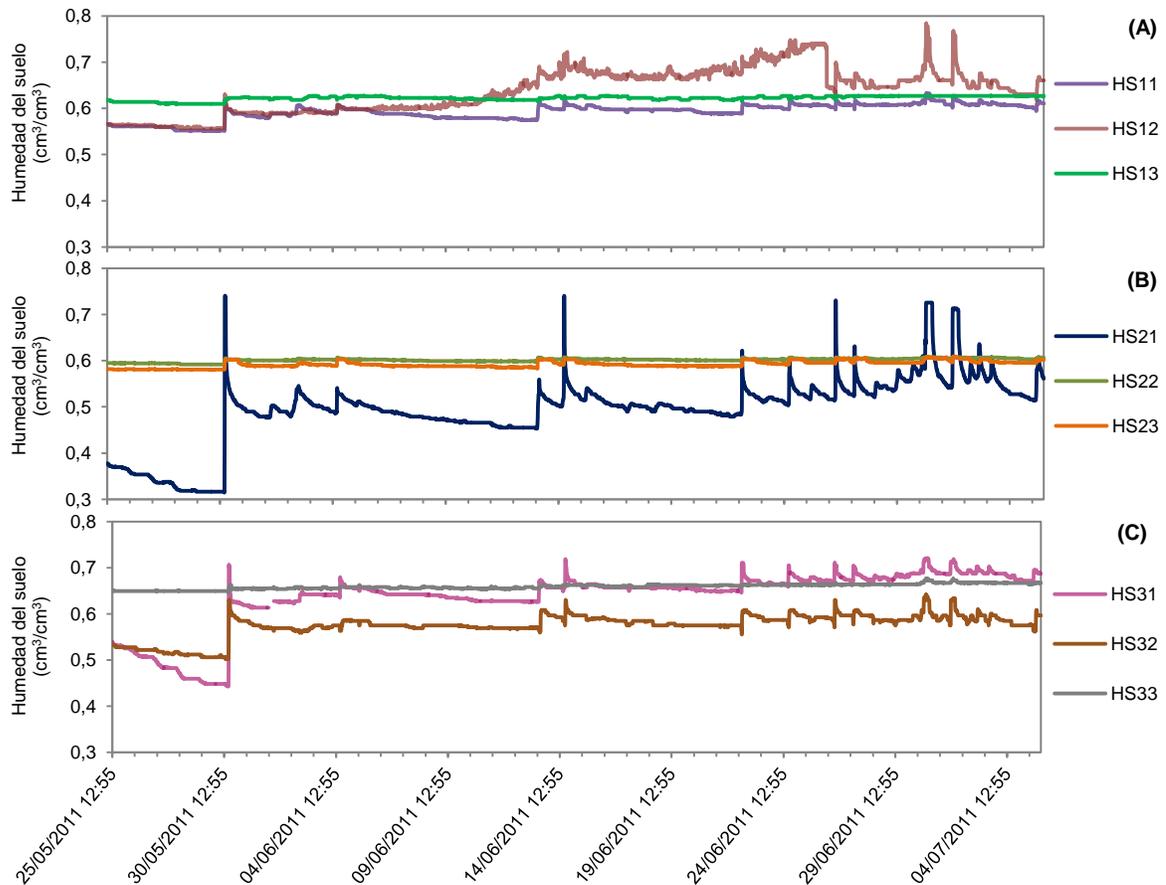
En la figuras 5-4, 5-5 y 5-6 se identifica una fase bien definida en el proceso de humedecimiento del perfil del suelo, en un periodo transicional de seco a húmedo. Como se puede notar en dos sitios de la ladera (figuras 5-4B y 5-4C), la humedad del suelo no solo responde a eventos de precipitación, sino igualmente a los movimientos laterales del agua desde las partes altas hacia las partes bajas bajo condiciones de saturación; es decir, se presenta una conectividad hidráulica en sentido de la ladera y hacia el drenaje de cada microcuenca.

Después de un periodo seco o sin lluvias, la precipitación que infiltra en el suelo o parte de ella es utilizada para humedecerlo y entonces la respuesta de la cuenca es menor, como se puede observar en las figuras 5-4, 5-5 y 5-6. La respuesta a los eventos de precipitación es más rápida en los horizontes más superficiales, por cuánto éstos son humedecidos primero y luego el agua continúa infiltrándose hacia los horizontes más profundos.



**Figura 5-4:** Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 25 de mayo al 06 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.

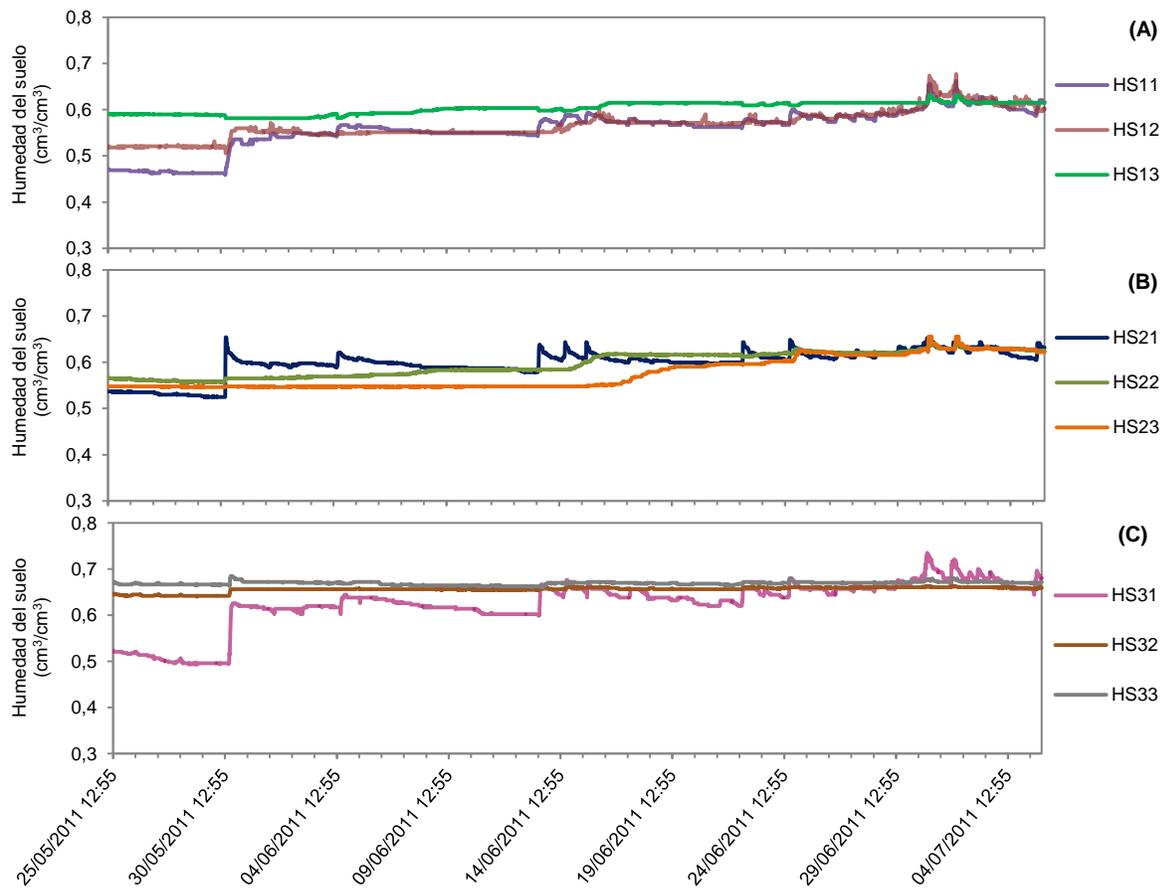
En general, la humedad volumétrica del suelo al inicio del periodo de lluvias aumentó rápidamente en todo el perfil del suelo y en cada uno de los sitios de las laderas estudiadas. Sin embargo, este aumento fue mayor en el bosque de niebla y en el bosque de pino, y entre éstos el mayor y más rápido incremento en la humedad del suelo se observó en los perfiles situados hacia el pie de las laderas. Este comportamiento indica la existencia de un flujo subsuperficial dominado por flujos preferenciales de ladera.



**Figura 5-5:** Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de pastizal durante los días 25 de mayo al 06 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.

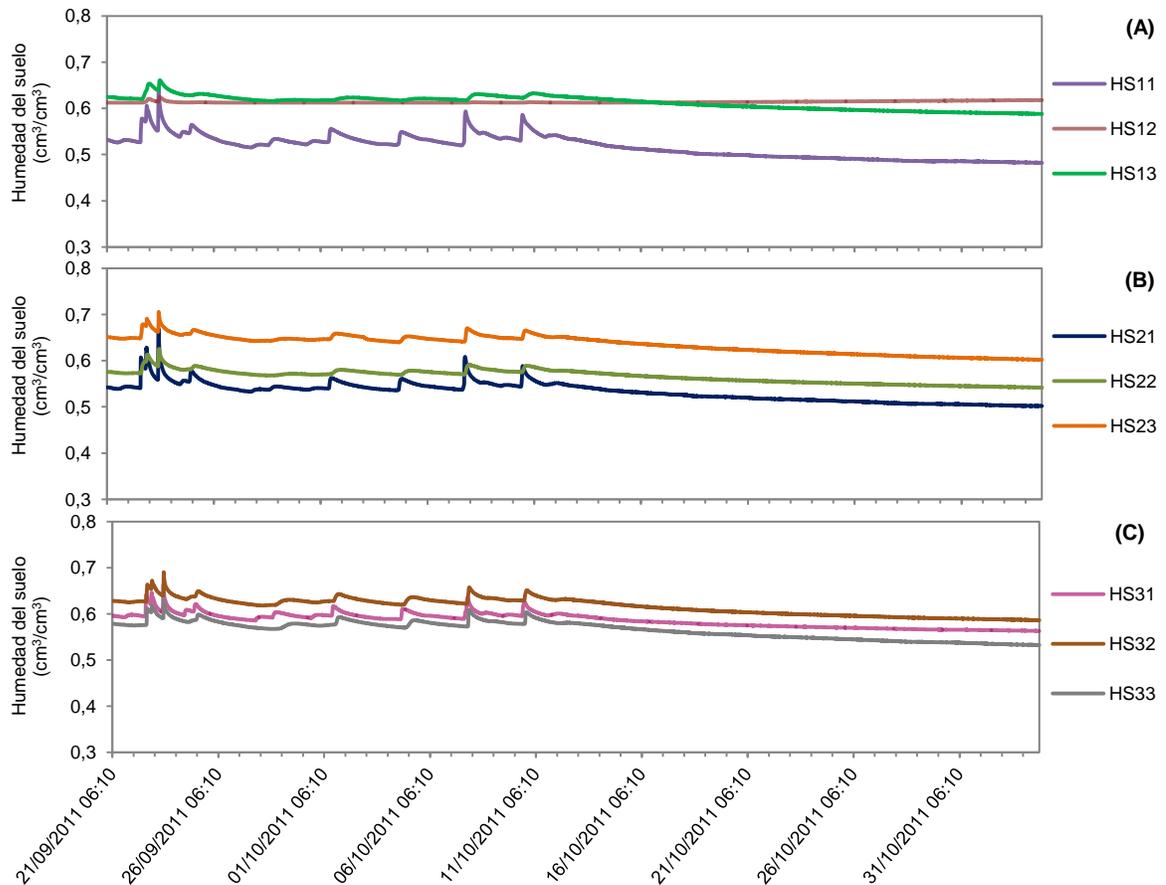
La humedad del suelo decae lentamente en épocas prolongadas sin precipitación, lo cual es notable en la Figura 5-7 que representa un periodo de transición de una época húmeda a una época seca.

Los flujos de ladera o flujos laterales del agua en el suelo están controlados por los cambios en las características topográficas de las microcuencas, con un marcado flujo de agua desde las partes altas hacia los drenajes o partes bajas de las laderas de éstas. De acuerdo con el comportamiento de la humedad del suelo durante todo el periodo de estudio, es evidente que se mantuvo una conectividad hidráulica en toda la ladera entre la humedad del suelo, el nivel freático y el caudal o drenaje de las microcuencas.



**Figura 5-6:** Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de pino durante los días 25 de mayo al 06 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.

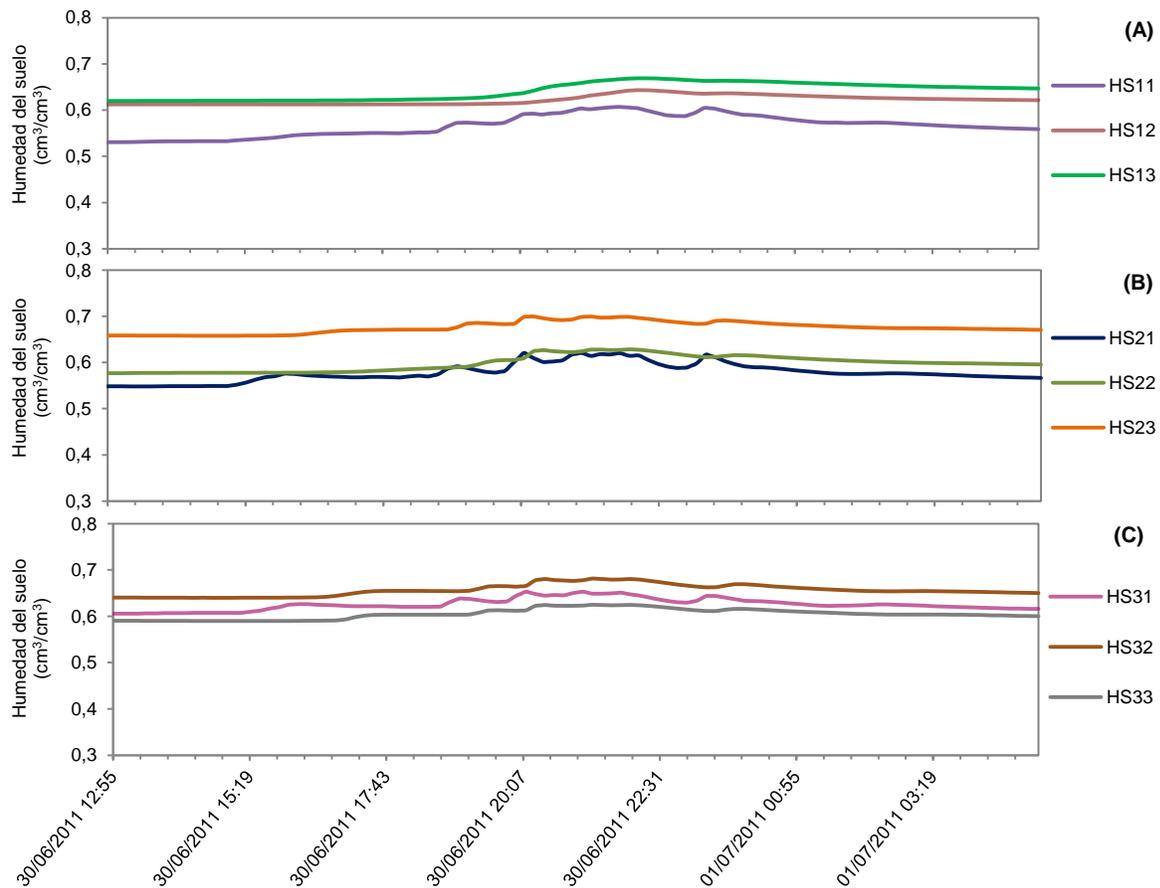
El rango de valores de la humedad volumétrica en cada una de las profundidades del perfil del suelo y en cada uno de los sitios seleccionados en las laderas de las microcuencas, osciló entre  $0.31$  y  $0.78 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ; sin embargo, la humedad del suelo se mantuvo muy cercana a capacidad de campo en todos los sitios investigados y durante eventos de precipitación ésta llegó a saturación y en algunos casos a sobresaturación por periodos de tiempo muy cortos.



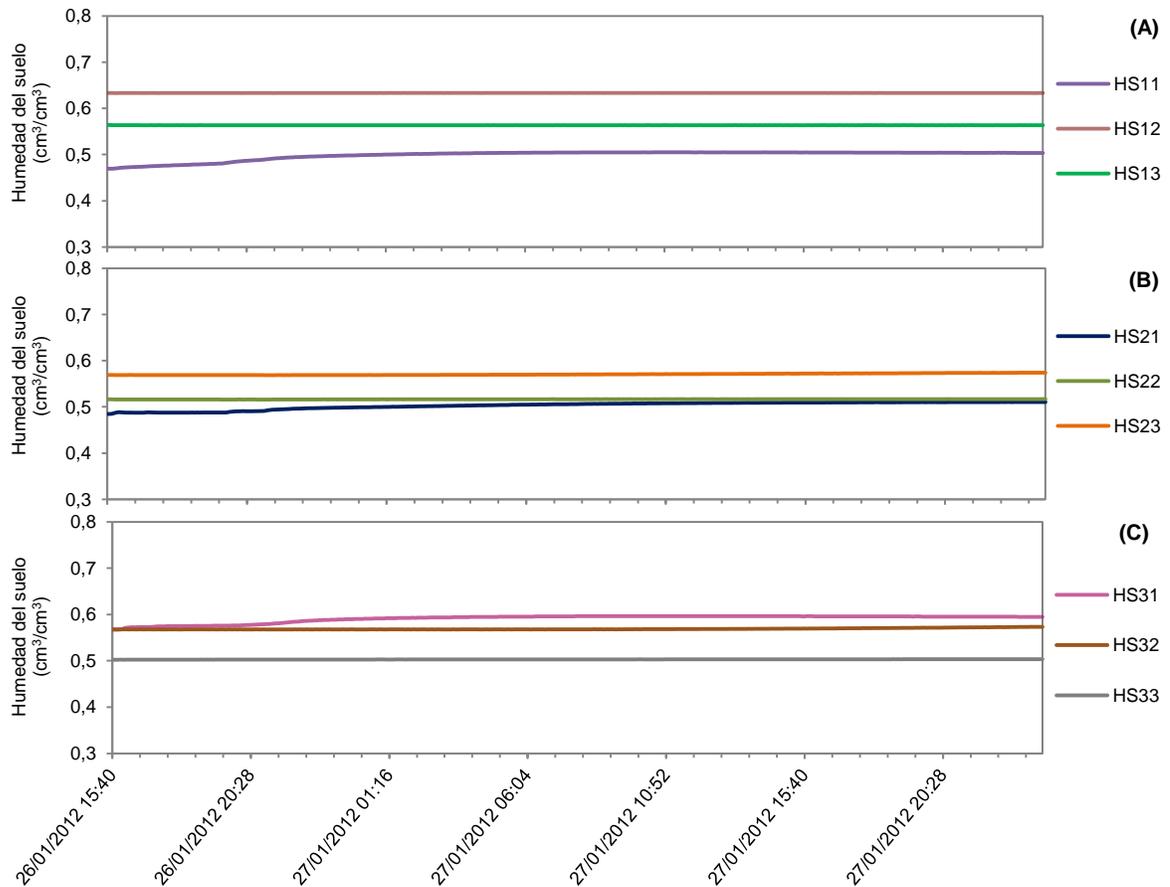
**Figura 5-7:** Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 21 de septiembre al 04 de noviembre de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.

En los periodos húmedos, la humedad del suelo en todos los sitios y profundidades estudiadas se mantuvo por encima de capacidad de campo, cercana a saturación. En los periodos de verano o sin lluvias, la humedad del suelo disminuyó en promedio 28% con respecto al periodo de lluvias, siendo esta disminución mayor en los perfiles de suelo ubicados en la parte alta de las laderas, en especial bajo cobertura de pastizales. Lo anterior está relacionado con flujos subsuperficiales entre los horizontes A y Bw donde se presenta un cambio textural y por lo tanto condiciones apropiadas para que se presenten flujos laterales en dirección de la pendiente.

Puede observarse que bajo condiciones de capacidad de campo un evento de precipitación, aun cuando de menor cantidad (Figura 5-8), genera una respuesta inmediata en el incremento de la humedad del suelo, a valores de saturación o sobresaturación, dependiendo de la magnitud y duración del evento. Sin embargo, cuando el lapso de tiempo entre evento y evento de precipitación es mayor a 5 días, la respuesta de la humedad del suelo a eventos de precipitación varía en función del periodo antecedente, de tal manera que si éste es mayor, la respuesta del suelo es de menor magnitud y más lenta en el tiempo (Figura 5-9).



**Figura 5-8:** Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 30 de junio al 01 de julio de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.



**Figura 5-9:** Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 26 al 27 de enero de 2012. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.

Antes del evento de precipitación, el suelo tiene una humedad por debajo de su capacidad de campo en todo el perfil, especialmente en los horizontes superficiales, de tal manera que entre más largo sea el periodo antecedente, menor va a ser la humedad del suelo, hasta llegar a valores cercanos al de agua residual del suelo, caso que no se observó durante el periodo estudiado debido a que el mayor lapso de tiempo sin un evento de precipitación fue de 14 días. Por lo tanto la humedad del suelo en todos los sitios y usos del suelo se mantuvo cercana a capacidad de campo en periodos relativamente secos; sin embargo, durante estos periodos se pudo observar que la respuesta de la humedad del suelo a los eventos de precipitación fue menor (Figura 5-9), debido a que parte del agua de lluvia que infiltró en el suelo, fue utilizada para recargar la

humedad del suelo hasta puntos de capacidad de campo, drenando la diferencia hacia el nivel freático a través de flujos por los macroporos del suelo o flujos saturados y flujos laterales, como se explicó anteriormente.

Como se puede observar en la Figura 5-8, cambios en el contenido de humedad del suelo en estos eventos presentaron flujos de derivación con respecto a la profundidad del suelo y la posición en la pendiente (ladera). Un humedecimiento progresivo del perfil del suelo se presentó en los horizontes más profundos del perfil, una vez los horizontes superficiales alcanzaron saturación, pero igualmente los perfiles de suelo ubicados en la parte baja de la ladera se humedecieron más homogéneamente.

De acuerdo con lo anterior, las dinámicas de la humedad del suelo en los sitios de ladera, para los tres usos del suelo, tuvieron un comportamiento diferencial entre sí. Mientras que los perfiles de suelo ubicados hacia la parte alta y media de las laderas mostraron una propagación del frente de humedecimiento progresiva del perfil del suelo, a partir del horizonte superficial al profundo; a medida que transcurría el evento de precipitación, los perfiles de suelo ubicados en la parte ribereña (parte baja de las laderas), presentaron un humedecimiento inmediato y más homogéneo en todo el perfil. Esto indica que en los suelos estudiados existe un flujo lateral del agua a través del suelo, desde las partes ubicadas hacia la ladera alta y media, el cual se presenta bajo los tres tipos de uso del suelo, sin una aparente afectación en la microcuenca de pastizal.

En los periodos húmedos, así como en los periodos secos y en la transición de los periodos secos a húmedos, el comportamiento de la humedad del suelo a través de la ladera fue estadísticamente diferente en las tres microcuencas ( $p < 0.05$ ), tanto para los horizontes superficiales como para los horizontes más profundos. En estos tres periodos, la humedad del suelo fue más alta en los horizontes más superficiales de las parcelas más bajas del bosque de niebla. Durante los periodos húmedos y secos, en los horizontes más profundos la mayor humedad se encontró en la parcela de la parte media de la ladera, seguida de la parcela de la parte alta. En los periodos de seco a húmedo la mayor humedad para los horizontes más profundos fue registrada en las partes altas de la ladera.

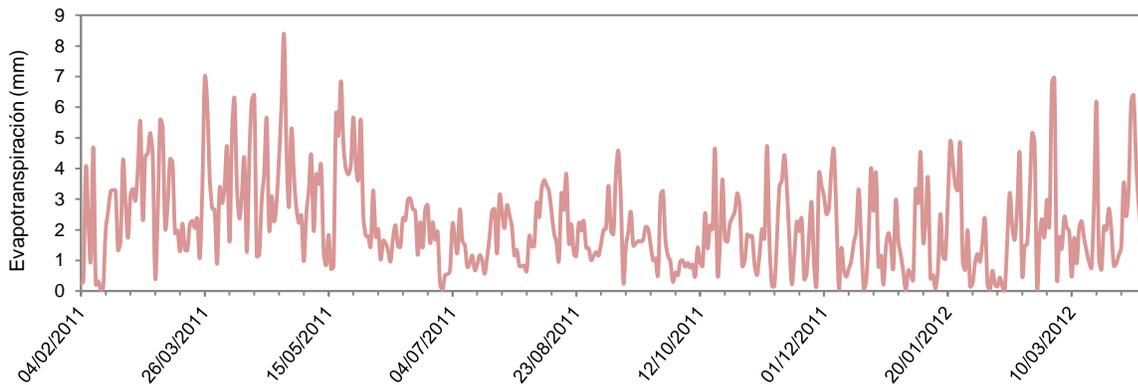
Durante los periodos húmedos y secos, en la microcuenca de pastizal la humedad del suelo fue más alta en la parcela de la parte baja, seguida de la parcela de la parte alta, tanto para los horizontes más superficiales como para los horizontes más profundos. En los periodos de seco a húmedo, los horizontes más superficiales del suelo exhibieron las mayores humedades en la parte alta de la ladera y las menores en la parte media, pero en los horizontes más profundos la mayor humedad se presentó en la parte baja de la ladera y la menor en la parte media.

Igualmente en los periodos húmedos y secos, la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de pino fue mayor en la parcela más baja y descende hasta la parte alta, en los horizontes más superficiales así como en los horizontes más profundos. En los periodos secos a húmedos la humedad del suelo de los horizontes más superficiales fue mayor en la parte media y menor en la parte alta de la ladera; en los horizontes más profundos la mayor humedad se presentó en la parcela de la parte baja y la menor en la parcela de la parte media de la ladera.

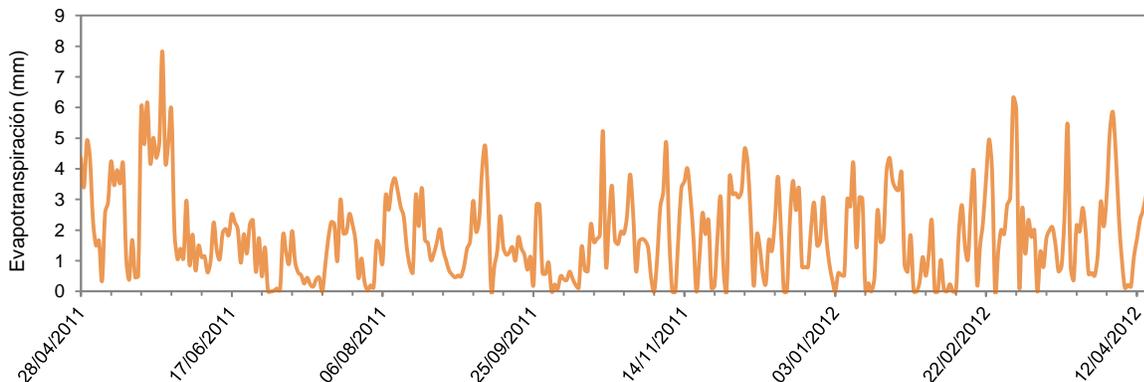
Las variaciones de la humedad encontradas a través del perfil del suelo, especialmente durante los periodos húmedos, parecen estar relacionadas con diferencias en las propiedades hidrofísicas de los suelos en los diferentes horizontes del perfil. En el bosque de niebla y en el bosque de pino, la dinámica del agua en los horizontes superficiales está controlada por los altos contenidos de materia orgánica, la alta porosidad y la baja densidad aparente (Geissert *et al.*, 2013), además de la abundancia de raíces finas; mientras que el incremento en arcillas a profundidad, la menor porosidad y conductividad hidráulica, generan una menor dinámica del agua en los horizontes más profundos (Hincapié y Tobón, 2011). En los periodos cortos sin lluvia o periodos secos, los cambios en la humedad del suelo estuvieron controlados por procesos de evapotranspiración de la vegetación, ya que estos cambios fueron mayores en el bosque de niebla y en el bosque de pino, que en el pastizal.

Este comportamiento de la humedad del suelo guarda una relación con la evapotranspiración. Los resultados indican que en general en la microcuenca de bosque de niebla se da una mayor evapotranspiración comparada con la microcuenca del pastizal (Figuras 5-10 y 5-11). Durante el periodo de mediciones los valores promedio diarios oscilaron entre 0.03 mm en días lluviosos y 8.38 mm en días soleados en el

bosque de niebla, y entre 0 y 7.83 mm en el pastizal. Estos resultados demuestran por qué en los cortos periodos secos, la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de niebla disminuye en mayor proporción que en la microcuenca de pastizal, lo que se relaciona con una mayor evapotranspiración. Además, de acuerdo con Muñoz (2008), la cantidad de agua interceptada por el bosque de niebla es tres veces mayor (23%) a la cantidad de agua interceptada por el pastizal (7%), lo que significa que la cantidad total de agua evapotranspirada por el bosque de niebla será mayor.



**Figura 5-10:** Evapotranspiración promedio diaria calculada para la microcuenca de bosque de niebla.



**Figura 5-11:** Evapotranspiración promedio diaria calculada para la microcuenca de pastizal.

El contenido de humedad en el suelo fue significativamente diferente entre las tres microcuencas. En los horizontes más superficiales la humedad del suelo se mantuvo mayor en las parcelas de la parte alta y baja de la ladera del pastizal y fue menor en las del bosque de niebla. En la parcela de la parte media la humedad del suelo fue mayor en el bosque de pino e igualmente menor en el bosque de niebla, en los periodos húmedos, ya que en los periodos secos y en la transición de seco a húmedo fue menor en el pastizal. Durante los periodos húmedos, en la parte alta y media de la ladera los horizontes más profundos del bosque de niebla conservaron los mayores contenidos de humedad, pero en la parte baja los menores valores, siendo mayor en la microcuenca de pastizal. Los menores contenidos de humedad se registraron para el bosque de pino y para el pastizal en las parcelas alta y media, respectivamente.

Contrariamente ocurre en los periodos secos y en la transición de seco a húmedo, donde la humedad del suelo permaneció más baja en los horizontes más profundos del bosque de niebla y los mayores valores se registraron para los periodos secos en la parte alta y baja de la ladera del bosque de pino y en la parcela de la parte media de la ladera del pastizal; y para los periodos de seco a húmedo en las parcelas de la parte alta y media de la ladera en la microcuenca de pastizal y en la parcela más baja de la microcuenca de bosque de pino.

Las diferencias significativas entre las distintas coberturas en todos los periodos analizados, podrían estar relacionadas con la disparidad en la distribución de la precipitación entre las microcuencas, la interceptación diferencial de las coberturas y las diferencias en las propiedades hidrofísicas de los suelos.

Los datos de series de tiempo del comportamiento de la humedad del suelo en periodos húmedos, muestran que la mayor humedad del suelo se registró en la parte más superior del perfil en todas las microcuencas estudiadas; sin embargo, el lapso de permanencia de dicha humedad fue relativamente corto, lo que indica que existe un alto drenaje interno en el perfil del suelo e igualmente que la mayor cantidad de materia orgánica en los horizontes superiores (Geissert *et al.*, 2013), ejerce un control sobre la capacidad de almacenamiento de agua por estos suelos.

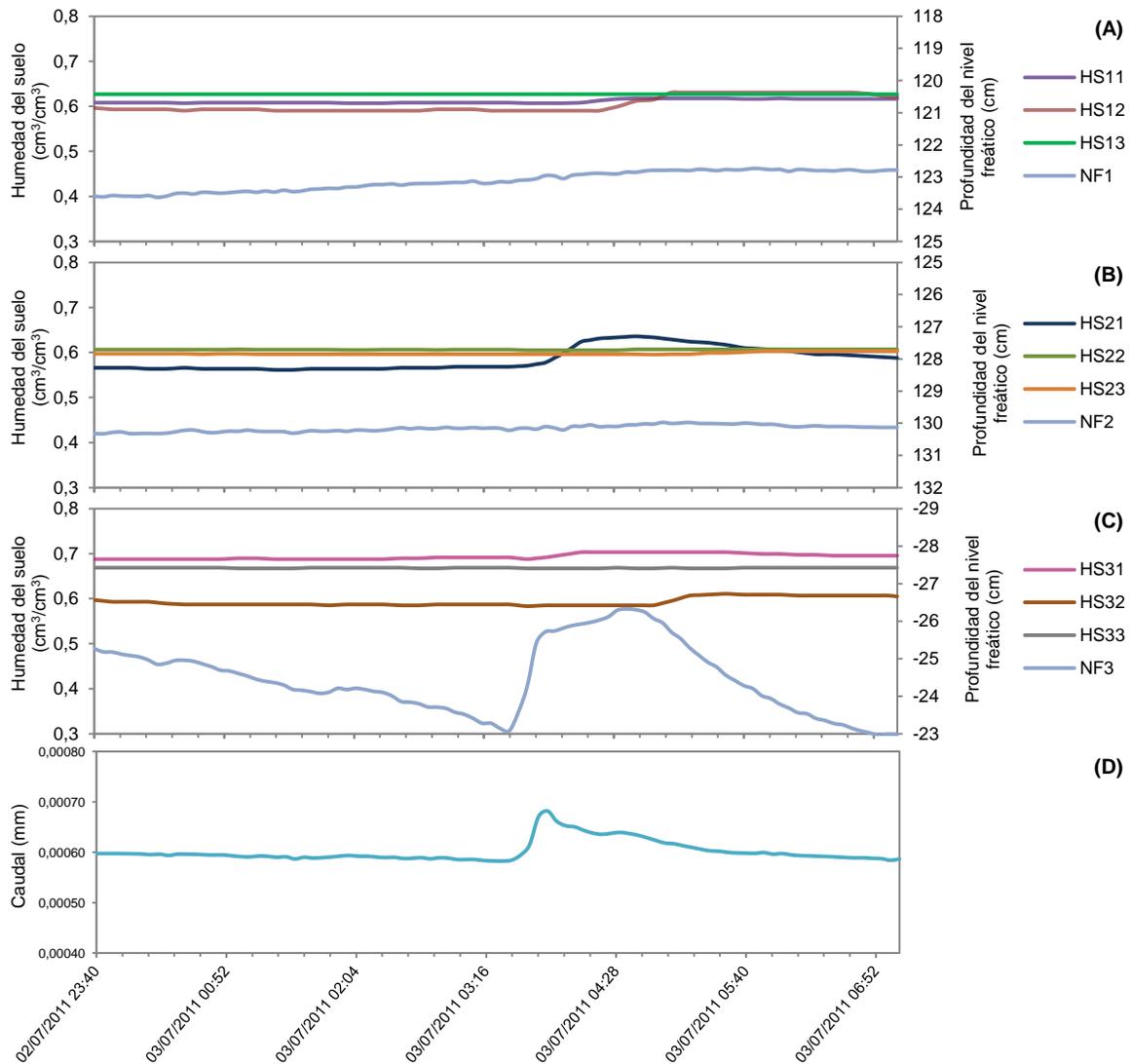
Debido a las condiciones casi permanentes de alta humedad del suelo, se pudo observar a través de las dinámicas en la humedad del suelo registradas mediante las mediciones automáticas continuas, que se presentaron flujos de agua hacia los horizontes subsuperficiales, con incrementos en el nivel freático y hacia las partes bajas de las laderas, donde fue mayor la permanencia de niveles de saturación de suelos por periodos más prolongados que en la parte alta de las laderas. Una inversión del dicho gradiente de humedad parece ocurrir en los cortos periodos secos, especialmente en los suelos del bosque de niebla y del bosque de pino; sin embargo, durante el presente estudio dichos periodos no fueron lo suficientemente prolongados, por lo que estos flujos no son totalmente evidentes.

Una vez los suelos se han saturado y el evento de precipitación ha terminado, la humedad del suelo no disminuyó considerablemente en la primera etapa de drenaje; es decir, en las primeras 24 horas de haber finalizado el evento de precipitación (Hillel, 1998). Sin embargo, en el horizonte superficial (los primeros 30 cm), en el bosque de niebla y el bosque de pino esencialmente, el contenido de humedad disminuyó más que en los horizontes subsuperficiales, lo que da a entender que en estos horizontes los macroporos son abundantes, quienes son los que conducen el agua (Hillel, 1998), dado que fue allí donde se presentaron los mayores cambios en la humedad en las primeras 24 horas.

Posteriormente, siguió un drenaje más lento en el cual los cambios en la humedad volumétrica a través del tiempo fueron mínimos. Reducciones lentas de la humedad en suelos han sido registradas por Dirksen (1991) y están relacionadas con la alta capacidad de retención de humedad propia de los suelos, lo cual parece ser mayor en el horizonte Bw, permaneciendo los suelos a humedad cercana a capacidad de campo durante casi todo el tiempo de estudio.

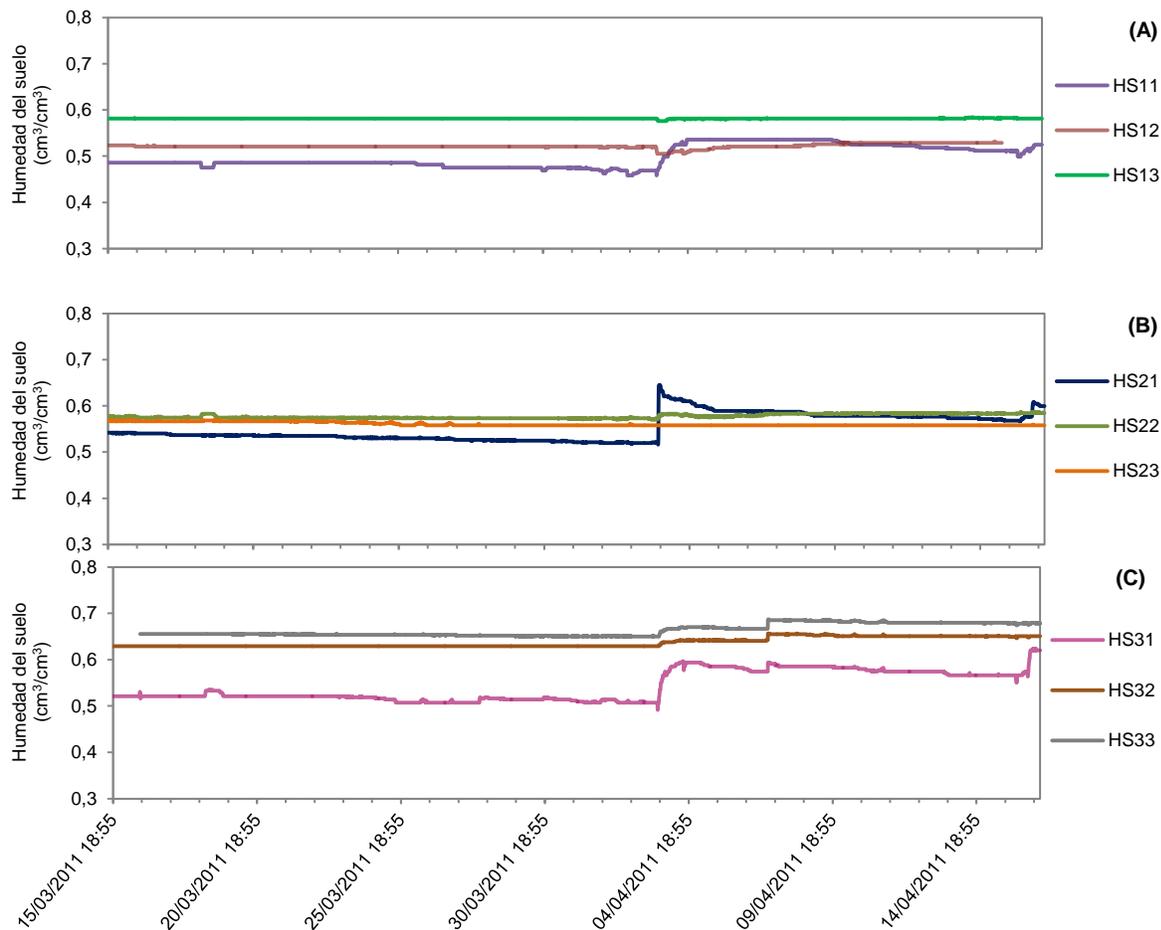
Adicionalmente, se puede notar en los registros continuos de humedad del suelo que durante periodos húmedos prolongados, cuando un evento de precipitación es seguido por otro con un lapso máximo de tiempo de 5 horas, los suelos de los sitios estudiados en cada una de las microcuencas permanecieron por encima de capacidad de campo (saturados), por lo tanto no es claramente observable la respuesta de la humedad del suelo a los eventos de precipitación. Sin embargo, se pudo observar claramente la

respuesta del nivel freático y del caudal a cada uno de estos eventos, la cual fue más rápida en ambos casos y se mantuvo por un periodo de tiempo mayor, con procesos de recesión lentos (Figura 5-12).



**Figura 5-12:** Comportamiento de: (A) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (D) caudal, en la microcuenca de pastizal durante los días 02 al 03 de julio de 2011.

Durante los cortos periodos secos la respuesta de la humedad del suelo a los eventos de precipitación se presenta en la Figura 5-13. Mientras que se mantienen las lluvias los suelos permanecen cercanos a capacidad de campo o aún por encima, es decir saturados. Una vez se presentan días consecutivos sin precipitación la humedad del suelo empieza a decrecer lentamente, por debajo de su capacidad de campo, hasta tal punto que con un nuevo evento de precipitación, si es de baja cantidad (menor a 5 mm), dicha humedad del suelo se mantiene constante y solo en algunos casos se presentan incrementos en los horizontes superficiales, excepto por los suelos del pastizal que no presentan ningún respuesta a estos eventos; sin embargo, si el evento es de larga duración y mayor a 10 mm, la humedad del suelo incrementa a través del perfil del suelo, con mayores incrementos en los suelos del bosque de niebla y el bosque de pino.



**Figura 5-13:** Comportamiento de la humedad del suelo en la microcuenca de bosque de pino durante los días 15 de marzo al 16 de abril de 2011. (A) parcela parte alta, (B) parcela parte media y (C) parcela parte baja.

En contraste con la respuesta en los periodos húmedos, estas respuestas no están amortiguadas por la humedad del suelo antecedente o agua almacenada en el suelo, sino que siguen los patrones de lluvia; es decir, la humedad del suelo responde en función de las características y tamaño de los eventos de precipitación, especialmente en los suelos del bosque de niebla y el bosque de pino, con algunas variaciones en la microcuenca bajo pastizales, lo cual está relacionado con la menor capacidad de infiltración de estos suelos.

La alta humedad volumétrica que mantuvieron los suelos durante el periodo de estudio, indica claramente que el movimiento de agua a través de los perfiles del suelo en las microcuencas está controlado por el potencial gravitacional, con un gradiente matricial muy bajo, lo que hace que el flujo de agua hacia el nivel freático esté influenciado por la gravedad.

En el periodo relativamente seco, caracterizado por presencia de lluvias aisladas y de corta intensidad y duración, se genera una estabilidad hídrica edáfica con una ligera disminución en la humedad del suelo, especialmente en los horizontes superficiales, hasta el momento en que comienzan las lluvias. Esta fase está seguida de una intermitencia de las precipitaciones que produce variaciones en los contenidos de humedad del suelo, hasta alcanzarse situaciones prácticamente de saturación. Durante el primer periodo se observan dinámicas diferentes entre los sitios de una misma cobertura, mientras que en el segundo periodo estas diferencias disminuyen considerablemente, homogeneizándose el suelo en su contenido de agua.

En algunos periodos secos se pudo observar ligeros incrementos de la humedad del suelo en los horizontes superficiales hacia las horas de la mañana y la tarde, aún sin haberse presentado eventos de precipitación. De acuerdo con algunos autores (Findell *et al.*, 2002), incrementos de la humedad del suelo en la mañana, en los primeros centímetros del perfil, están relacionados con procesos de condensación del agua alrededor de la superficie del suelo; por otro lado, los aumentos hacia las horas de la están relacionados con ascensos capilares desde horizontes subsuperficiales del suelo, los cuales tienen un mayor contenido de humedad que los horizonte superficiales y entonces se presenta un gradiente de temperatura en el perfil del suelo (Tobón *et al.*, 2010).

En algunos de los sitios estudiados, especialmente en las partes alta y media de las laderas en las coberturas de bosque de niebla y bosque de pino, la humedad del suelo presenta fluctuaciones diurnas evidentes en los primeros horizontes del suelo y en menor medida en horizontes subsuperficiales, lo que está relacionado con las respuestas a la transpiración de los árboles durante el día, seguido de una recuperación durante la noche.

Una comparación entre el comportamiento de la humedad del suelo a través de la ladera (parte alta, media y baja) en cada uno de los sitios estudiados, indica que en las tres microcuencas la humedad del suelo se mantuvo con valores más altos en la parte baja de las laderas, donde el perfil permaneció cercano a capacidad de campo o saturado durante casi todo el periodo de estudio, aún en los periodos cortos sin precipitación. Este comportamiento está relacionado con algunas condiciones específicas de estos sitios: (i) existe un drenaje o flujo de agua lateral en el suelo, el cual se presenta desde las partes altas y medias de la ladera, hacia las partes bajas o pequeños valles inundables estrechos; (ii) el nivel freático en estas partes bajas se mantuvo considerablemente más cercano a la superficie que en los demás sitios y (iii) se presenta un mayor contenido de materia orgánica en los suelos ubicados hacia la parte baja de las laderas, lo que hace que éstos puedan retener una mayor cantidad de agua durante periodos más prolongados.

Al comparar el comportamiento de la dinámica del agua entre los diferentes usos del suelo estudiados, se puede observar estados hídricos contrastantes en los que se aprecia que la dinámica del agua entre los diferentes usos del suelo no sigue un patrón complejo. Teniendo en cuenta los contenidos hídricos promedios del conjunto del periodo analizado, las mayores diferencias entre coberturas ocurren entre los sitios del pastizal, donde la cantidad promedio de humedad volumétrica es siempre mayor que en el bosque de niebla y el bosque de pino. Lo mismo sucedió en el bosque de niebla, donde la cantidad de agua en el suelo es ligeramente mayor que en el bosque de pino, aun cuando esta condición no se mantuvo durante todo el periodo de estudio.

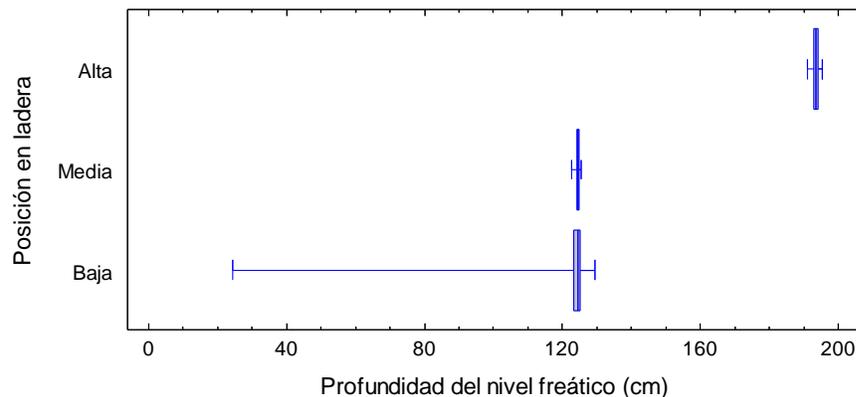
En algunos trabajos llevados a cabo en condiciones diferentes o contrastantes a las estudiadas, sobre el comportamiento de la humedad del suelo en relación con diferentes coberturas y usos del suelo, se encontró que en los primeros centímetros del suelo la

cantidad de agua bajo bosque es mayor que en espacios abiertos fuera del bosque o pastizales, debido a que la materia orgánica aportada por el árbol mejora la capacidad de retención hídrica del suelo (Joffre y Rambal, 1988). Además, la interceptación por el dosel juega un papel importante en la cantidad de agua que llega al suelo (Tobón *et al.*, 2000; Martínez-Fernández, 2006; Lavado Contador *et al.*, 2006).

## 5.2 Nivel freático

Convencionalmente, en aquellas cuencas donde el nivel freático es poco profundo, los cambios en las fluctuaciones de dicho nivel pueden ser determinados a partir de observaciones de las condiciones de la humedad del suelo; es decir, del almacenamiento de agua en la zona no saturada del perfil del suelo.

En el caso de la microcuenca de bosque de niebla, durante los periodos húmedos la profundidad del nivel freático en la parte alta de la ladera fue estadísticamente diferente a la de la parte media y baja, que no son estadísticamente diferentes la una de la otra (P-value = 0.10718) (Figura 5-14), permaneciendo más profundo en la parte alta. En los periodos secos y en la transición de seco a húmedo, las diferencias entre las tres parcelas fueron significativas, conservando la mayor profundidad en la parte alta y la menor en la parte media de la ladera, pero en el periodo de transición fue menor en la parte baja de la ladera.



**Figura 5-14:** Diagrama de cajas para la profundidad del nivel freático a través de la ladera en la microcuenca de bosque de niebla.

En el pastizal, la profundidad del nivel freático se mantuvo estadísticamente diferente en las tres parcelas experimentales ( $p < 0.05$ ) y sus valores fueron menores en el piezómetro de la parcela más baja, llegando incluso a rebasar la superficie del suelo en los periodos húmedos. La mayor profundidad del nivel freático se registró en la parte media de la ladera.

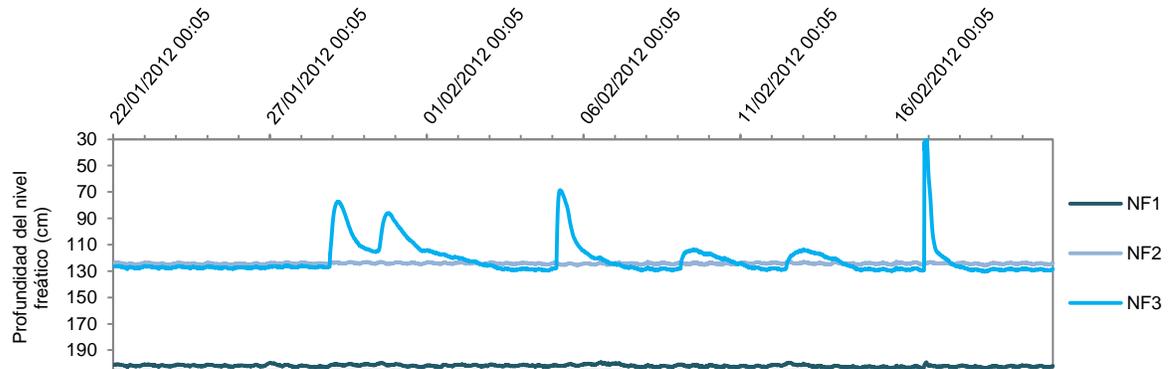
El nivel freático en el bosque de pino permaneció significativamente diferente en profundidad en todas las parcelas y se mantuvo menos profundo en la parte alta, descendiendo hasta la parte baja de la ladera.

En general, se observó que las menores profundidades se presentan en los sitios ubicados en la parte baja de la ladera, en particular se distinguen los sitios del bosque de niebla y los del pastizal, lo que indica que existe un flujo descendente en la mayor parte de las microcuencas y zonas de descarga directamente en el canal de las quebradas que drenan estas microcuencas.

La profundidad del nivel freático fue estadísticamente diferente entre coberturas ( $p < 0.05$ ). En la parcela de la parte alta permaneció más profundo en el bosque de niebla, seguido por el bosque de pino. En este último permaneció más profundo tanto en la parte media como en la parte baja de la ladera. Durante los periodos húmedos y secos, se registraron las menores profundidades de nivel freático en la parte media de la ladera del bosque de niebla y durante los periodos de transición de seco a húmedo de la microcuenca de pastizal. En los tres periodos, los menores valores de profundidad se presentaron en la microcuenca de pastizal.

Cuando los suelos presentaron condiciones de capacidad de campo, el nivel freático se mantuvo generalmente por debajo de los 2 m de profundidad en las partes altas de la ladera y a solo 1.2 m de profundidad hacia las partes bajas o plano inundable (Figura 5-15). Dichas variaciones en el nivel freático son efímeras y solo en algunos casos éste permanece alto por algunas horas después de los eventos de precipitación, lo cual indica que durante el evento de precipitación, las fluctuaciones en el nivel freático dependen del tipo de evento, pero una vez el evento ha terminado, las dinámicas dependen del estado de humedad o cantidad de agua que se haya almacenado en el suelo, de tal manera que cuando el suelo alcanzó a saturarse completamente, la respuesta en el descenso del

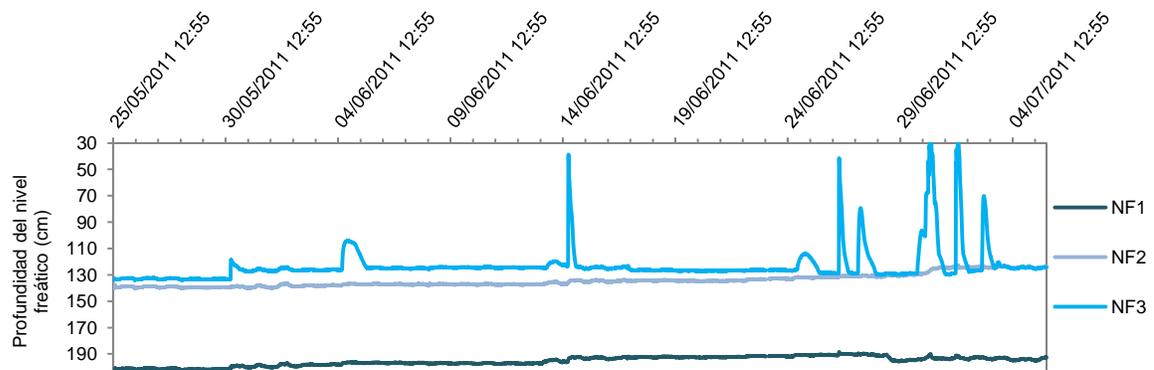
nivel freático es lenta y prolongada en el tiempo, hasta varias horas después de haber terminado el evento.



**Figura 5-15:** Comportamiento del nivel freático en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 22 de enero al 20 de febrero de 2012.

Por el contrario, cuando el suelo no alcanza saturación, el nivel freático aumenta rápidamente durante el evento y decrece rápidamente una vez ha terminado el evento de precipitación; es decir, tiene un receso vertiginoso.

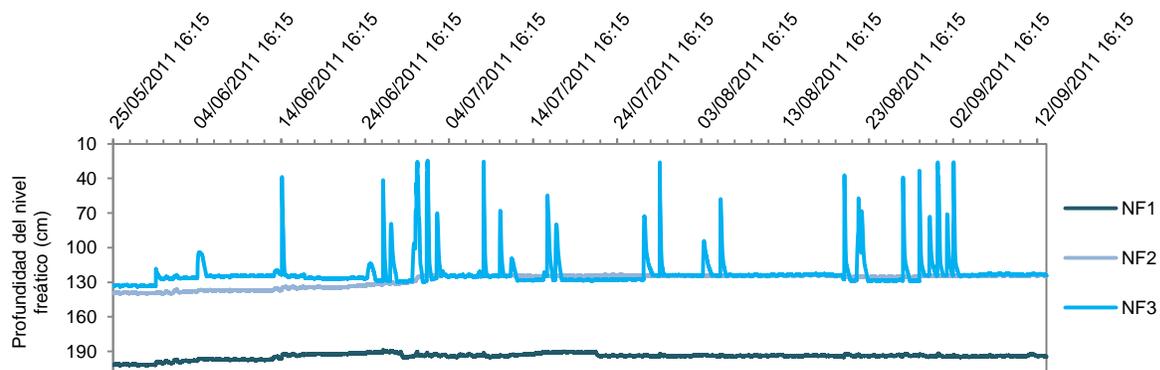
Durante los periodos húmedos, el comportamiento del nivel freático está linealmente conectado a las dinámicas en la humedad del suelo, de tal manera que incrementos en la humedad del suelo resultan en incrementos del nivel freático, especialmente observable en las parcelas ubicadas en la parte baja de las laderas (Figura 5-16).



**Figura 5-16:** Comportamiento del nivel freático en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 25 de mayo al 06 de julio de 2011.

En el caso del nivel freático se muestran los datos correspondientes a los piezómetros instalados en la ladera del bosque de niebla a manera de ejemplo (Figura 5-17), debido a que su comportamiento es bastante similar a los de las demás microcuencas. Tal como muestra la evolución del nivel freático, entre los meses más húmedos, el nivel freático se mantiene por debajo de 1.2 m y solo durante los eventos de precipitación éstos incrementan a valores más superficiales, sin alcanzar la superficie. Se destaca principalmente el hecho de que la magnitud de las crecidas tanto en el bosque de niebla como en el pastizal, están estrechamente relacionadas con los cambios en el nivel freático.

El comportamiento del nivel freático en todos los sitios no presenta ninguna estacionalidad en la dinámica de las reservas hídricas de la microcuenca. En los piezómetros instalados; con excepción del de la parte baja de la microcuenca de pastizales donde en algunos eventos el nivel freático llegó hasta la superficie, manteniéndose por encima del piezómetro hasta unas horas después de terminado el evento y de la descarga directa en el canal; el nivel freático no alcanzó la superficie y esto sugiere que tanto en las laderas como en las microcuencas estudiadas, a pesar de que el suelo alcanza una saturación, el nivel freático es transitorio, excepto en áreas muy puntuales del bosque, especialmente hacia la parte baja, donde el nivel freático permanece relativamente alto por un mayor periodo de tiempo.



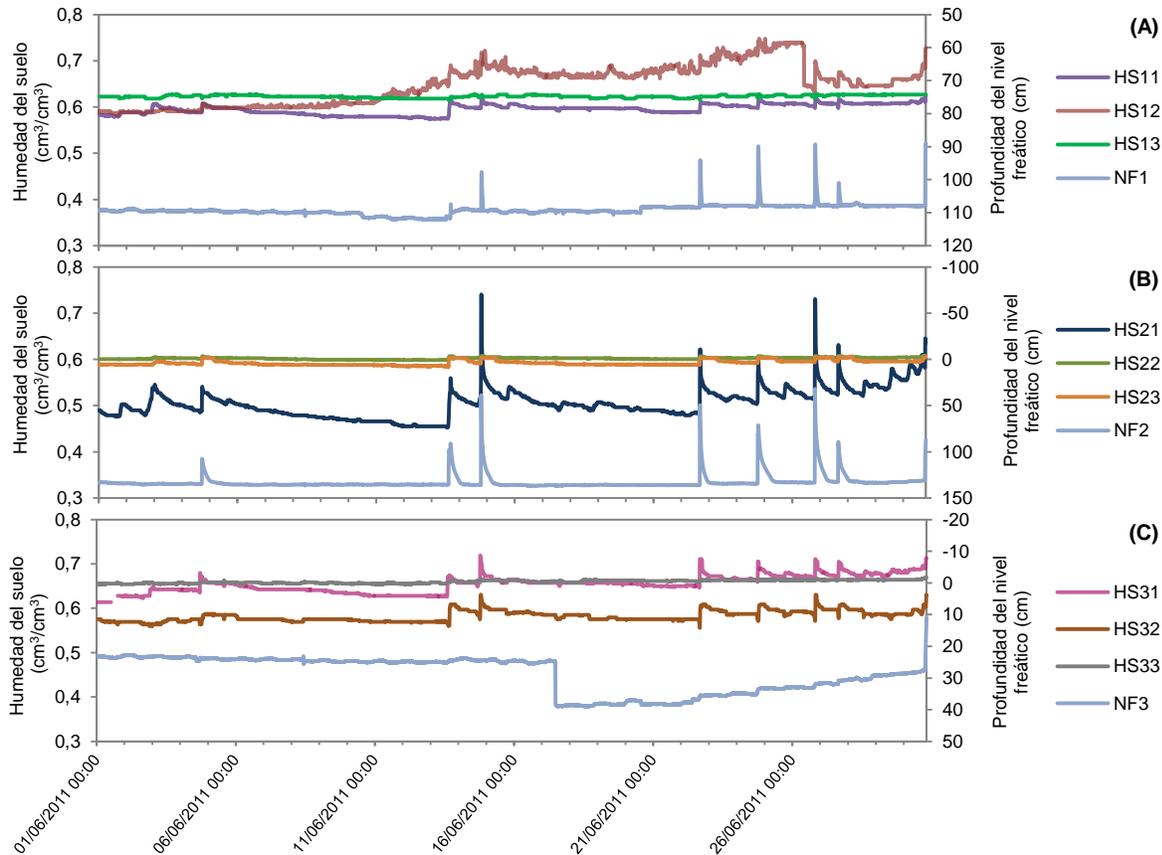
**Figura 5-17:** Comportamiento del nivel freático en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 25 de mayo al 13 de septiembre de 2011.

La elevada capacidad de infiltración de los suelos favorece que la escorrentía predominante sea la subsuperficial, al contrario de lo que ocurre en otras cuencas (Peters *et al.*, 2003; Latron, 2003), donde si se dan procesos de saturación. Además, las fuertes pendientes que dominan en estas microcuencas, facilitan la rápida circulación subsuperficial del agua, de manera que tras la lluvia el descenso del nivel freático se produce con cierta rapidez.

La dinámica del nivel freático en cada uno de los sitios estudiados fue analizada con respecto al comportamiento de la humedad del suelo para cada perfil. El nivel freático presentó una relación de tipo lineal y directa con la humedad del suelo, especialmente cuando ésta estuvo por encima de la capacidad de campo o saturación. Incrementos en la humedad del suelo fueron seguidos inmediatamente por incrementos en el nivel freático (Figura 5-18); sin embargo, la magnitud de estos incrementos fue diferente entre microcuencas y entre sitios de las laderas.

Los mayores incrementos y respuestas más rápidas fueron observados en el bosque de niebla y el bosque de pino en las partes altas y medias de la ladera, seguidos por incrementos hacia la parte baja.

Asimismo dichos incrementos presentaron una relación directa con el periodo antecedente, es decir el periodo de tiempo sin precipitación. Entre más corto fue dicho periodo, más rápida y mayor la respuesta, lo que estuvo relacionado con el comportamiento de la humedad del suelo en dichos periodos como se indicó anteriormente. Contrariamente, durante los periodos secos o periodos antecedentes largos, el nivel freático no presentó correlación con las dinámicas de la humedad del suelo y solo en las partes bajas de las laderas esta correlación fue alta, con una disminución en la curva de receso. Esta disminución de la amplitud con el aumento de la proximidad al canal de flujo es controlado por el límite de salida o descarga en el canal, donde el agua subterránea está descargando a lo largo del evento.



**Figura 5-18:** Comportamiento de: (A) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media y (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja, en la microcuenca de pastizal durante los días 01 al 30 de junio de 2011.

Se pudo observar que el nivel freático en el pie de la ladera subió rápidamente una vez iniciado el evento de precipitación, especialmente cuando el suelo estaba saturado. En términos generales se puede decir que el contenido de humedad del suelo en todo el perfil y el nivel freático respondieron más rápidamente a eventos de precipitación de alta cantidad e intensidad en cualquier época, sin importar el periodo antecedente ni el estado inicial de la humedad del suelo. Por el contrario, no se observó respuesta alguna en estas variables a eventos de precipitación de baja y media cantidad y baja intensidad, aún con periodos antecedentes cortos. En los demás eventos, la respuesta de las microcuencas dependió del estado de humedad del suelo antes de iniciado el evento, es decir el periodo antecedente.

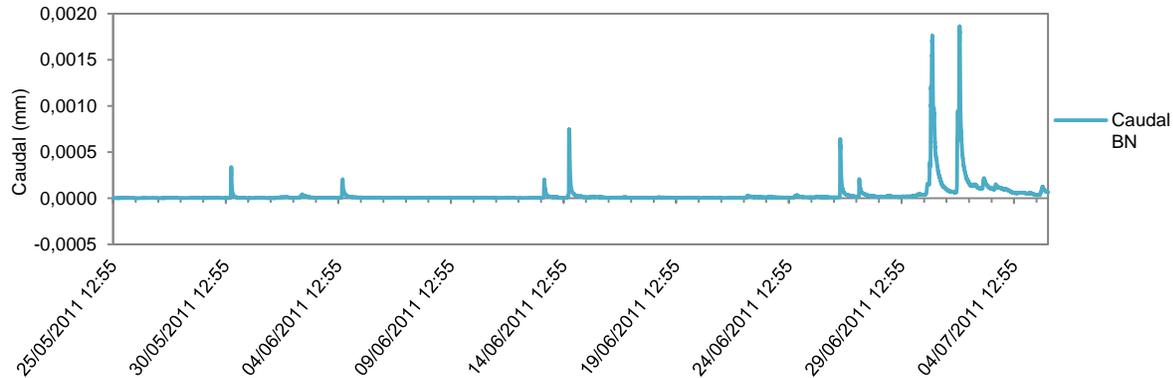
De acuerdo con Balek (1988), el tipo de recarga local de los acuíferos en las microcuencas es de “corto plazo”, debido a que ocurre ocasionalmente, durante e inmediatamente después de los eventos de precipitación, a pesar de que la región presenta una estación húmeda marcada, pero no una seca. De hecho, cuando se presenta un periodo húmedo prolongado la recarga que presentan los acuíferos parece ser de tipo estacional, con una tasa de recarga limitada que se da por eventos de precipitación, pero esto solo se presenta durante periodos húmedos a muy húmedos; sin embargo, los niveles freáticos se mantuvieron por debajo del metro de profundidad del perfil del suelo, favoreciendo la formación de una zona no saturada o zona de aireación para las raíces de los árboles (De Vries y Simmers, 2002; López, 1997).

### 5.3 Caudal

Es bien conocido que si el caudal base en una cuenca es muy bajo, el coeficiente de escorrentía lo es también, mientras que si el caudal base presenta valores medios o altos, el coeficiente de escorrentía alcanza frecuentemente un valor elevado (Hewlett, 1987). De manera similar, para un caudal base determinado se observa que la respuesta hidrológica de las microcuencas varía considerablemente en función de la magnitud del evento de lluvia y del lapso de tiempo o periodo antecedente, de tal manera que en periodos secos es necesario un volumen de lluvia elevado para obtener coeficientes de escorrentía altos. Por el contrario, en periodos húmedos, cuando el caudal base es moderado, las precipitaciones de menos de 10 mm causan una respuesta inmediata en ambas microcuencas, con coeficientes de escorrentía mayores.

El caudal de la microcuenca de bosque de niebla difiere estadísticamente del de la microcuenca de pastizal; ésta última obteniendo el mayor promedio tanto durante los periodos húmedos como durante los periodos secos y la transición de seco a húmedo.

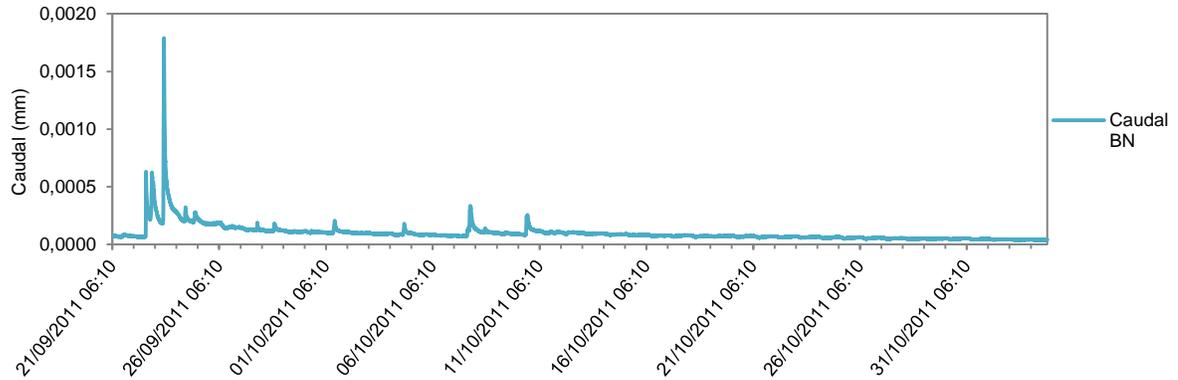
Al principio del periodo húmedo las respuestas hidrológicas presentan bajos coeficientes de escorrentía, con caudales máximos de muy baja magnitud e hidrogramas con picos bajos, como se puede apreciar en la Figura 5-19.



**Figura 5-19:** Comportamiento del caudal en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 25 de mayo al 06 de julio de 2011.

Esta respuesta tan baja se explica fundamentalmente por el estado inicial de humedad del suelo y la profundidad del nivel freático, e igualmente por las características de los eventos de precipitación, generalmente caracterizadas por mostrar intensidades muy bajas y volúmenes entre bajos y moderados. Después de estos eventos, tanto la humedad del suelo como el nivel freático se mantienen muy elevados durante varias semanas consecutivas, como consecuencia de la escasísima evapotranspiración potencial que se produce en ese momento del año y las continuas lluvias, así sean de baja cantidad.

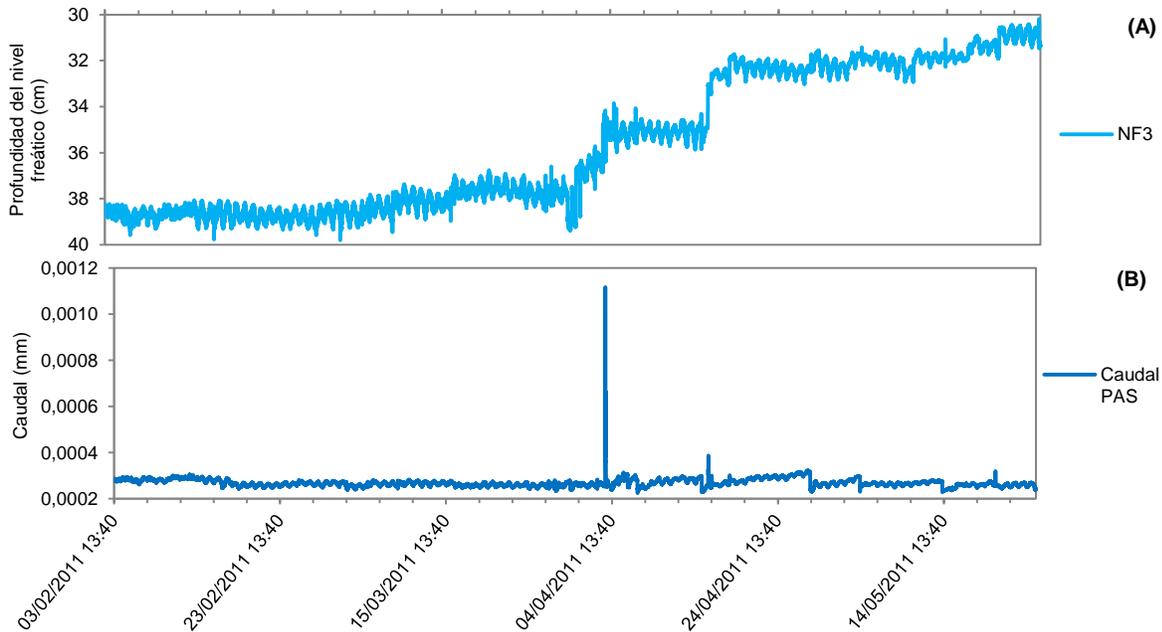
Hacia la segunda mitad del periodo húmedo, a medida que se incrementa la ocurrencia de las precipitaciones la altura del nivel freático indica que la microcuenca presenta un estado de humedad elevado, los coeficientes de escorrentía aumentan y alcanzan valores altos y en consecuencia los picos máximos de caudal alcanzan los mayores valores de todo el año hidrológico, tanto en la microcuenca bajo bosque de niebla, como en la de pastizales. Además, los hidrogramas de crecida muestran rápidos tramos ascendentes de caudal y curvas de recesión mucho más lentas y prolongadas (Figura 5-20). Todo esto pone de manifiesto que los caudales base se mantienen muy elevados, reflejando la gran importancia que demuestra la escorrentía subsuperficial en estos ambientes.



**Figura 5-20:** Comportamiento del caudal en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 21 de septiembre al 04 de noviembre de 2011.

El comportamiento hidrológico del periodo seco, en comparación con el periodo más húmedo, se debe a dos factores fundamentales. En primer lugar, por los más altos valores de interceptación. En estas condiciones alrededor de un 25 % del agua de las precipitaciones queda interceptada en la copa de los árboles (Tobón, 1999; Tobón *et al.*, 2000). En segundo lugar, los valores de evapotranspiración potencial superan con creces el volumen de precipitación acumulado, lo cual acentúa la situación de déficit hídrico. Esto se pone de manifiesto en la evolución de la altura del nivel freático, cuyas variaciones no son proporcionales a las precipitaciones, en comparación con lo observado durante la estación más húmeda.

La Figura 5-21 confirma que la respuesta hidrológica en la microcuenca de pastizal se manifiesta en unas condiciones muy determinadas, de manera que las crecidas solamente se producen cuando el nivel freático registrado en el piezómetro de la parte baja de la ladera alcanza un determinado umbral (aproximadamente 35 cm por debajo de la superficie). Durante el periodo de estudio, el nivel freático no alcanzó la superficie en los sitios de medición ni en los usos del suelo estudiados, con excepción del de la parte baja del pastizal en algunos periodos húmedos, lo que indica que el principal mecanismo de generación de escorrentía en las laderas, especialmente con cobertura de bosques, es la escorrentía subsuperficial, de acuerdo con lo indicado por algunos autores (Freeze, 1972; Weyman, 1973; Beven, 1995).



**Figura 5-21:** Comportamiento de: (A) el nivel freático parcela parte baja y (B) el caudal, en la microcuenca de pastizal durante los días 03 de febrero al 25 de mayo de 2011.

La respuesta hidrológica en la microcuenca de bosque de niebla está asociada a dos aspectos principalmente: el estado hídrico de la microcuenca, representado por el caudal base al inicio de la crecida y por la altura del nivel freático; y el volumen total de precipitación. Solo se registra respuesta cuando se cumplen simultáneamente determinadas condiciones del estado hidrológico de la microcuenca y de la precipitación: (i) eventos pluviométricos con volúmenes relativamente elevados, por encima de 10 mm y (ii) cuando el caudal base es alto (periodos húmedos), donde las respuestas de mayor magnitud se dan siempre que coinciden ambas situaciones.

A escala de cuenca, la respuesta que presentan las microcuencas a los eventos de precipitación, muestra una relación directa con el tipo de evento, aun cuando la magnitud de la respuesta depende de la microcuenca, siendo diferente en la microcuenca de bosque de niebla a la de pastizal, y del periodo antecedente, siendo mayor la respuesta en eventos que están precedidos por otros eventos, dentro del mismo día o al menos en los dos días anteriores.

La relación entre las diferentes variables analizadas en este estudio (humedad del suelo, nivel freático y caudal) con respecto al coeficiente de escorrentía, es semejante a la observada en otras investigaciones realizadas en ambientes contrastantes (Lana-Renault, 2007; Latron *et al.*, 2008; Martínez-Fernández y Ceballos, 2005) o en otras zonas climáticamente diferentes (Jordan, 1994). No obstante, la relación observada en la microcuenca bajo pastizales, es siempre inferior a la observada en la microcuenca de bosque de niebla. De igual forma, las relaciones observadas entre estas mismas variables y el incremento máximo de caudal para periodos húmedos, con eventos superiores a 20 mm, son inferiores a las obtenidas en otros trabajos de alta montaña (Tobón y Arroyave, 2008).

Al contrario de lo que se ha observado en otras cuencas (Ceballos y Schnabel, 1998; Lana-Renault, 2007; Martínez Fernández *et al.*, 2007; Latron *et al.*, 2008; Nadal-Romero *et al.*, 2008), en la microcuenca bajo bosque de niebla y aún bajo pastizales, se destaca la escasa importancia que la intensidad de la lluvia tiene sobre la respuesta hidrológica, lo que coincide con lo encontrado por Hewlett (1987), en el sentido de que la respuesta hidrológica en cuencas cubiertas por vegetación depende muy poco de la intensidad de la lluvia, donde el comportamiento hortoniano se limita a las áreas con escasa cobertura.

La especificidad de la respuesta hidrológica en la microcuenca bajo bosque de niebla, puede ser parcialmente explicada por algunas de las características intrínsecas de la microcuenca. Por un lado el papel de la interceptación por el bosque asociado al grado de cobertura del suelo; y por otro, las características edáficas, propias de un ambiente forestal poco alterado y con altos contenidos de materia orgánica, donde los suelos permanecen saturados gran parte del año.

Estudios llevados a cabo en sitios diferentes en cuanto a clima y suelos, presentan tiempos de retardo similares a los de las dos microcuencas estudiadas, independientemente del tamaño de la microcuenca y la longitud total del canal. (Evans *et al.*, 1999; Guntner *et al.*, 1999; Torres *et al.*, 1998), lo cual parece estar relacionado con el tipo de cobertura de cada microcuenca.

La cantidad de agua que no llega al suelo puede ser muy elevada en función de la especie arbórea y de la época del año, con independencia de la intensidad y duración de

las precipitaciones (Hamilton y Rowe, 1949; Zinke, 1967; García-Ortiz, 2006). En el caso de climas intermedios o con estaciones muy marcadas, Llorens (1997) afirma que los bosques juegan un papel hidrológico importante a través de la interceptación de la precipitación y la evapotranspiración, a pesar de la intensidad de las precipitaciones, frecuentes sobre todo en periodos húmedos.

Los suelos forestales tienen generalmente una capacidad de infiltración superior a la de áreas de pastizal o con vegetación escasa, debido principalmente a los macroporos que generan las raíces de los árboles (Bosch y Hewlett, 1982) o a una menor degradación del suelo (Seeger, 2004). En la microcuenca de bosque de niebla, los suelos alcanzan espesores de más de dos metros, con una elevada presencia de raíces en los horizontes superiores. Al mismo tiempo presentan una capa orgánica hidráulicamente efectiva (Beguiría *et al.*, 2003) que favorece la infiltración y el movimiento del agua en dirección de la pendiente o flujos laterales.

Estas características de los suelos sugieren que durante los meses en los que el balance entre precipitación y evapotranspiración es negativo, el agua que alcanza el suelo se infiltra rápidamente. Por ello, la capacidad de generación de esorrentía es muy reducida, pues el déficit hídrico que presenta el suelo puede llegar a ser muy superior al volumen registrado en cualquier tormenta de verano. Únicamente a medida que se producen las precipitaciones durante la estación más húmeda, coincidiendo con una menor temperatura media y especialmente cuando las plantas han detenido su actividad vegetativa, es cuando los acuíferos comienzan a recargarse y se dan unas condiciones favorables para la generación de crecidas.

Por su parte, la interceptación de la lluvia por la vegetación arbórea y las propiedades de los suelos, confieren a las microcuencas de bosque de niebla y bosque de pino las características más relevantes de su comportamiento hidrológico. Uno de ellos es la total ausencia de respuesta hidrológica en aquellos momentos del año en que las condiciones hidrológicas no son tan favorables; es decir, el periodo de precipitaciones escasas con altos valores de evapotranspiración y de interceptación de las pocas lluvias. Este hecho llama la atención cuando se compara la respuesta con la microcuenca de pastizal, cuyo suelo presenta algunas diferencias en las propiedades hidrofísicas (Geissert *et al.*, 2013) y la vegetación es mucho menos densa, con una menor evapotranspiración e

interceptación, donde parte de la respuesta hidrológica es aún visible en eventos pequeños de precipitación o periodos relativamente secos.

Durante los periodos secos, la constante de recesión del flujo base indicó que la microcuenca de pastizal disminuye el caudal base en un 11% más ( $0.036 \text{ día}^{-1}$ ) que la microcuenca de bosque de niebla ( $0.032 \text{ día}^{-1}$ ). Esta diferencia es una muestra de que la retención de humedad de los suelos del bosque de niebla es mayor y por ende la liberación del agua por el suelo es más lenta.

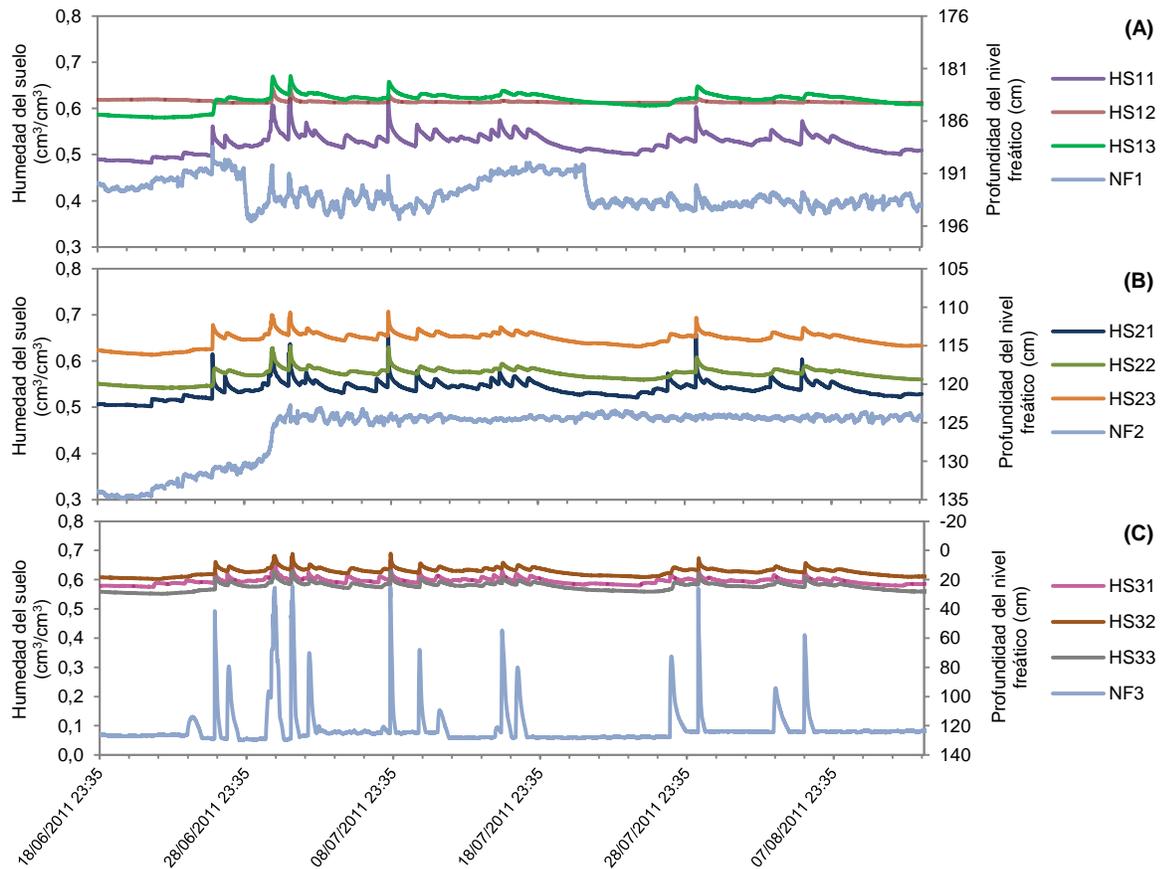
Los picos de crecidas o caudales de tormenta fueron mayores en la microcuenca bajo pastizales que en aquella bajo bosque de niebla. Esto remarca la importancia de la cobertura vegetal en la frecuencia y magnitud de los caudales de tormenta (Beguería *et al.*, 2003; López-Moreno *et al.*, 2006) pues sin tener en cuenta las condiciones hidrológicas antecedentes, las cuencas forestales registran volúmenes de caudal inferiores y picos de crecida más moderados (Bonell, 1993).

Como ya se anotó anteriormente, los suelos de las microcuencas estudiadas tienen una alta infiltración, siendo mayor en áreas bajo bosque de niebla y bosque de pino que en potreros u otros usos del suelo (Geissert *et al.*, 2013). Por lo tanto, los suelos de las microcuencas estudiadas son en sí la zona de alimentación directa que permite la infiltración de las aguas lluvias, a través de un flujo del agua controlado por un gradiente de potenciales, mientras que el nivel freático, alimentado por el flujo subsuperficial a través del perfil del suelo, es la zona de circulación hacia los canales de evacuación que permite alimentar los manantiales en cada microcuenca.

## 5.4 Relación Humedad del suelo – Nivel freático

La relación entre los niveles de agua subterránea y la humedad del suelo se presenta en las figuras 5-22, 5-23 y 5-24. Como se puede observar, incrementos en el nivel freático estuvieron relacionados con incrementos en la humedad del suelo, como resultado de la saturación de los primeros 40 cm del perfil del suelo, especialmente en el bosque de niebla y el bosque de pino, y en algunos eventos en el pastizal. Estos datos muestran que el nivel freático presenta una alta correlación con la humedad del suelo en los periodos húmedos, controlados especialmente por flujos de agua en el perfil del suelo,

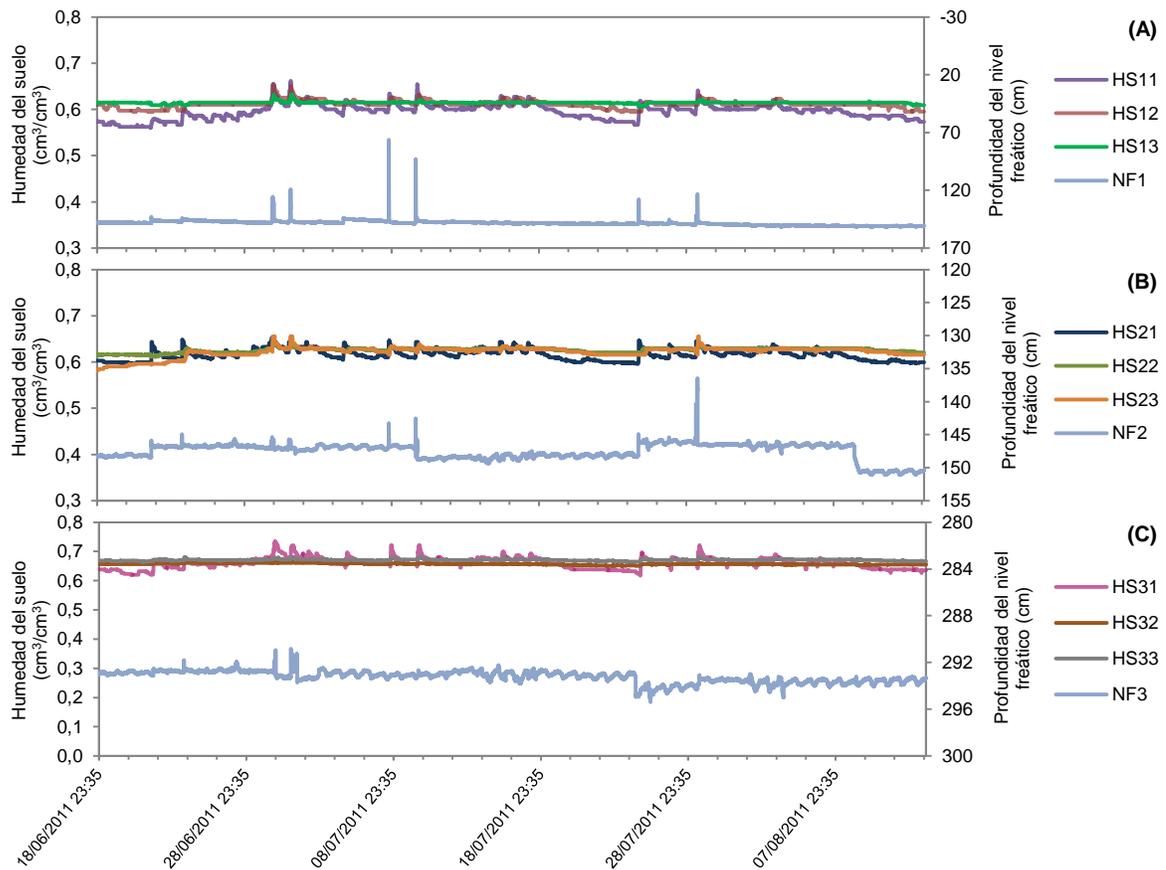
bajo condiciones de saturación. Sin embargo, a medida que el nivel freático cae por debajo de los 180 cm de profundidad del suelo (en periodos secos o relativamente secos), la relación con la humedad del suelo es menor, es decir se desvía de la relación 1:1.



**Figura 5-22:** Comportamiento de: (A) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media y (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja, en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 18 de junio al 14 de agosto de 2011.

A lo largo de la ladera el comportamiento del nivel freático mantuvo una estrecha relación con las dinámicas de la humedad del suelo. Incrementos en la humedad del suelo, hasta niveles de saturación, dieron como resultados incrementos rápidos en el nivel freático, siendo esta respuesta más rápida en la parte baja de la microcuenca o valle inundable, en los tres usos del suelo estudiados (Figura 5-22). Sin embargo, las respuestas no

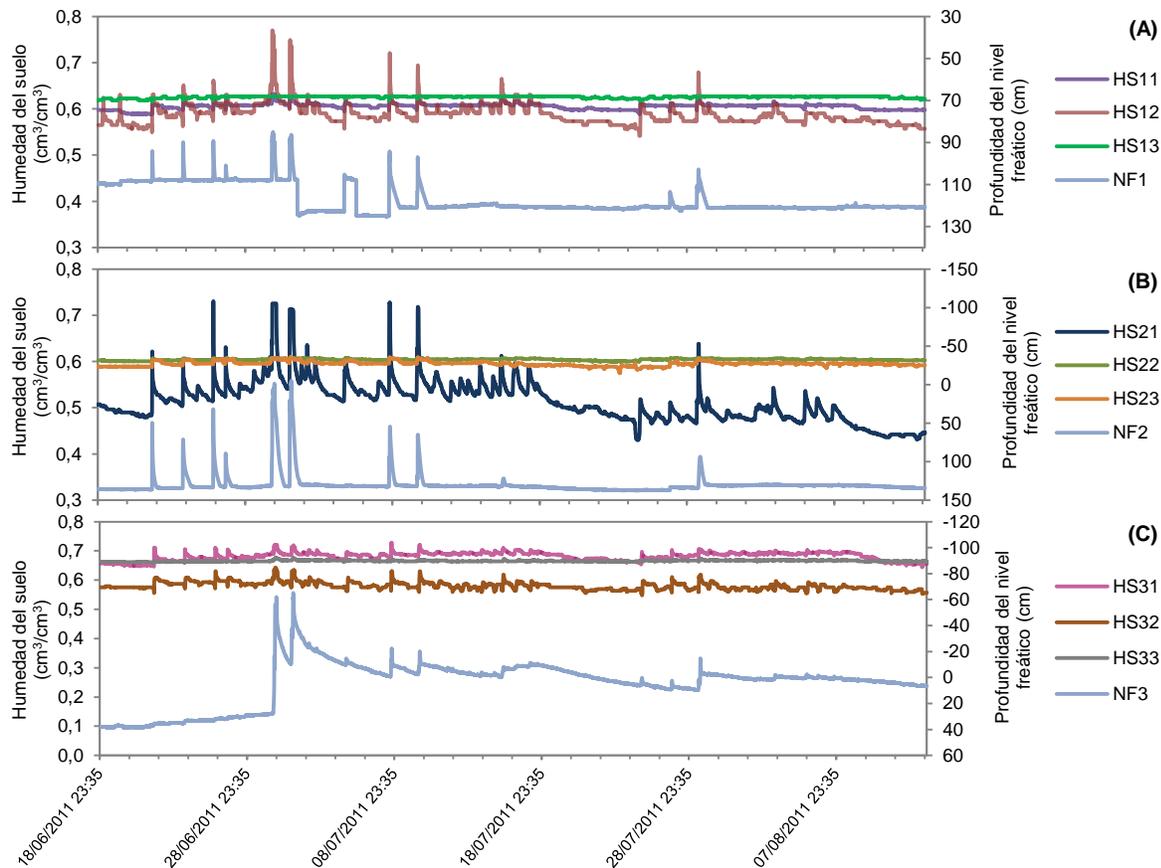
fueron iguales en todos los usos del suelo (Figura 5-23 y 5-24). En el bosque de niebla, por ejemplo, la respuesta del nivel freático fue más rápida y alcanzó valores mayores, lo que indica que una mayor cantidad de agua atraviesa los horizontes del suelo y recarga el nivel freático (Figura 5-22).



**Figura 5-23:** Comportamiento de: (A) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media y (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja, en la microcuenca de bosque de pino durante los días 18 de junio al 14 de agosto de 2011.

Lo anterior indica que durante los periodos húmedos o periodos lluviosos, en estos suelos existe una recarga directa del nivel freático desde el suelo mineral, especialmente desde los horizontes superficiales del perfil, lo cual ha sido encontrado en otros estudios, en ambientes diferentes (Haria y Shand, 2004), donde la relación entre la humedad del

suelo y la respuesta del nivel freático mantiene una relación 1:1, aun cuando los niveles del agua en el suelo están por debajo de los 2 m de profundidad.



**Figura 5-24:** Comportamiento de: (A) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media y (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja, en la microcuenca de pastizal durante los días 18 de junio al 14 de agosto de 2011.

Existen varias razones que explican este comportamiento, una de las cuales podría estar relacionada con flujos preferenciales del agua de lluvia hacia el nivel freático directamente, a través de los hoyos o huecos de acceso de los piezómetros (Haria y Shand, 2004; Chikhaoui *et al.*, 2008). Debido a que en el presente estudio se prestó especial atención en cerrar los espacios entre el tubo de acceso o piezómetro y el suelo, es poco probable que ésta sea la razón de dicho comportamiento. Otra explicación para este comportamiento radica en el hecho de que los suelos presentan una textura de

franca a franca arenosa y una alta porosidad, especialmente macroporos (bioporos), lo cual determina un flujo saturado muy rápido en el suelo, de tal manera que aún en eventos de precipitación de alta intensidad y duración, el agua que infiltra en el suelo se mueve rápidamente hacia los horizontes inferiores del perfil y de allí hasta el nivel freático, causando incrementos rápidos en dicho nivel. En este caso, una vez finalizado el evento, el nivel freático cae nuevamente en función de la descarga al caudal o drenaje de la microcuenca, aun cuando el suelo permanece saturado por periodos de tiempo prolongados.

Durante los periodos en que las aguas subterráneas y la humedad del suelo mantienen una relación de 1:1, los niveles freáticos o aguas subterráneas son un poco más altos o superficiales, especialmente en las partes bajas de las laderas y en coberturas como el bosque de niebla y el bosque de pino. La mayor diferencia entre las microcuencas se registró en las partes altas de las laderas, donde los niveles del agua subterránea se mantuvieron más profundos, lo que parece estar relacionado con el principio físico de que los niveles freáticos siguen la topografía del terreno.

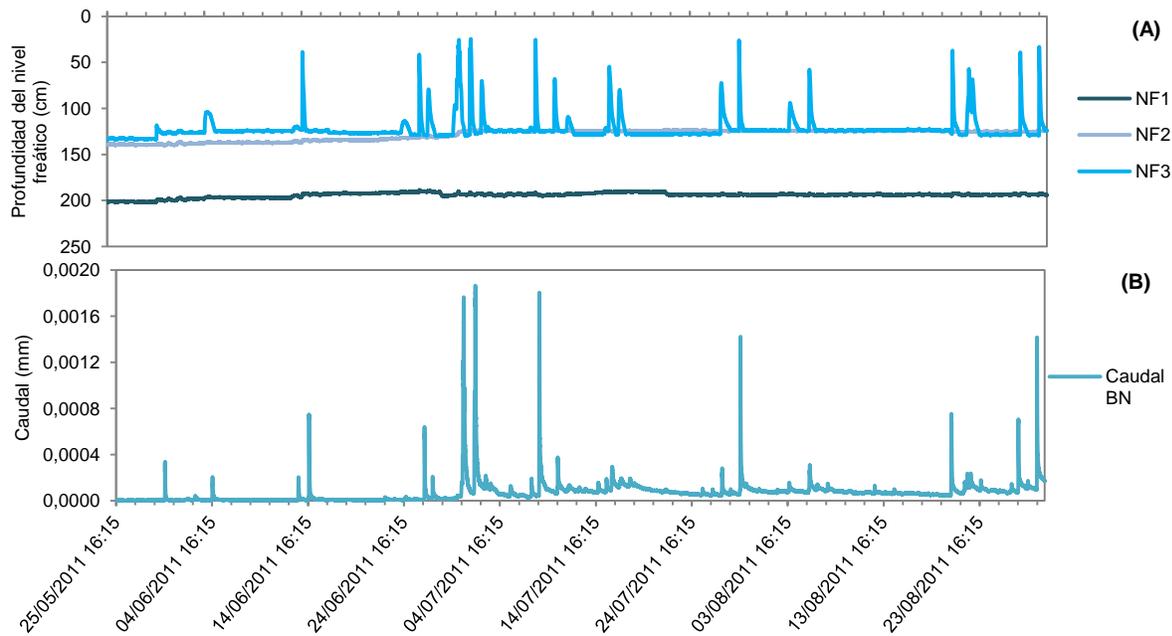
## **5.5 Relación Nivel freático - Caudal**

La relación entre el comportamiento del nivel freático en cada uno de los sitios estudiados para los diferentes usos del suelo, indica que los niveles del agua subterránea o nivel freático están controlados por la descarga de la corriente en las microcuencas, especialmente aquellos de las partes bajas de las laderas y en consecuencia no varían en un gran rango.

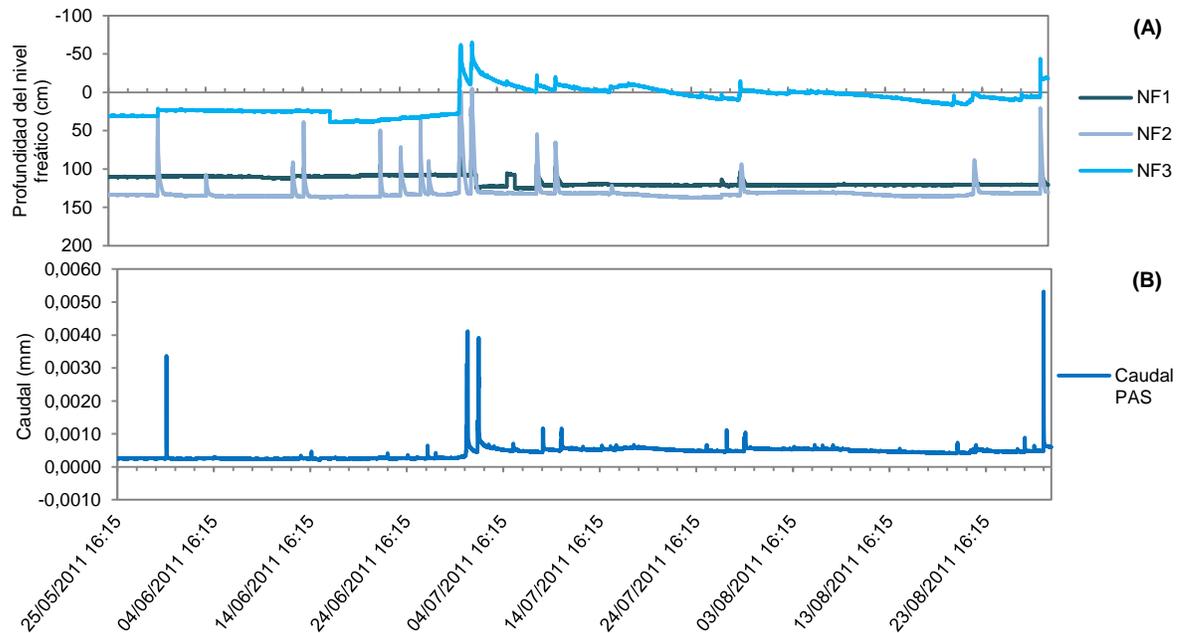
En la figuras 5-25 y 5-26 se puede observar que el caudal en la quebrada del bosque de niebla y el pastizal, respectivamente, responde de una manera directa a incrementos en el nivel freático, de tal manera que el caudal aumenta en la medida en que se presenta un aumento en el nivel freático, especialmente el de la parte baja de la ladera, y disminuye después de que el nivel freático ha disminuido igualmente, aun cuando el caudal permanece por encima de los niveles iniciales antes del evento, por un periodo de tiempo más prolongado, mientras que el nivel freático cae vertiginosamente a los valores iniciales, después de su descarga en el canal de la quebrada. De acuerdo con Haria y Shand (2004), este comportamiento indica una conexión hidráulica alta entre el nivel

freático y la corriente de agua o caudal, debido especialmente a la cercanía entre los sitios de medición del nivel freático y el canal mismo y la alta porosidad o fracturación de las rocas.

El aumento del nivel freático durante las tormentas, en la parte alta de las laderas, no superó algunos centímetros después del final de cada evento (Figura 5-25), mientras que en aquellos ubicados en la parte baja de la ladera, es decir, en el pequeño valle aluvial, en las tres microcuencas, se requiere de sólo un pequeño aumento del nivel freático para conectar hidráulicamente la zona ribereña de la corriente y aumentar el caudal o la respuesta de las microcuencas a los eventos de precipitación (Figura 5-25 y 5-26).



**Figura 5-25:** Comportamiento de: (A) el nivel freático y (B) el caudal, en la microcuenca de bosque de niebla durante los días 25 de mayo al 30 de agosto de 2011.



**Figura 5-26:** Comportamiento de: (A) el nivel freático y (B) el caudal, en la microcuenca de pastizal durante los días 25 de mayo al 30 de agosto de 2011.

En términos generales se puede decir que entre más aumentó el nivel freático en los sitios de la ladera, mayor fue la porción de las microcuencas que estaba conectada hidráulicamente a la corriente durante los eventos de precipitación. Como se indicó anteriormente, la humedad del suelo y el nivel freático en la parte baja de las laderas, en los tres usos del suelo, presentó una mayor dinámica, especialmente aumentaron rápidamente con los eventos de precipitación.

## 5.6 Relaciones Humedad del suelo - Nivel freático - Caudal

La relación entre las tres variables estudiadas en la presente investigación se definió a partir de la comparación de éstas en su conjunto entre las microcuencas, influenciada por eventos con diferentes características. Así pues, se eligieron diferentes tipos de eventos de precipitación, donde cada uno estuvo caracterizado por una escala gradual de bajo a alto en cuanto a la cantidad e intensidad de precipitación ocurrida y la cantidad de lluvia que antecedió cada evento en las últimas 24 horas antes de haberse manifestado.

En la Tabla 5-1 se presentan los tipos de eventos y las principales características analizadas en cada uno de ellos. Cada evento fue denominado con tres letras, designadas para demarcar el grado de las características, en donde la primera letra denota si la precipitación fue de alta, mediana o baja cantidad (A, B o C, respectivamente); la segunda letra si fue de alta, mediana o baja intensidad (A, B o C, respectivamente) y la tercera letra si la precipitación antecedente de 24 horas fue de cantidad alta, mediana o baja (A, B o C, respectivamente). A manera de ejemplo, un evento tipo AAA hace referencia a un evento cuya cantidad de precipitación, intensidad y volumen de precipitación antecedente es alto.

En cuanto a la cantidad del evento de precipitación, la Tabla 5-1 pone de manifiesto que todos los eventos de alta cantidad generaron escurrimiento superficial. De igual manera se observa que la mayoría de los eventos de mediana cantidad manifestaron escurrimiento superficial en el bosque de niebla y solo cuando los eventos fueron de alta intensidad y la lluvia antecedente fue tipo B, así como cuando la intensidad fue mediana y la precipitación antecedente tipo C no ocurrió este escurrimiento. Para el caso de la microcuenca de pastizal, se produjo escurrimiento superficial en casi todos los tipos de evento, excepto cuando todas las características de los eventos fueron medianas (eventos tipo BBB). Tanto en la microcuenca de bosque de niebla como en la microcuenca de pastizal, ningún evento de baja cantidad generó escurrimiento superficial.

Teniendo en cuenta la intensidad de los eventos de precipitación, en el bosque de niebla y en el pastizal los eventos de alta intensidad generaron escurrimiento superficial; sin embargo, cuando la cantidad de precipitación, tanto del evento como antecedente fue mediana, lo anterior no se presentó en el bosque de niebla.

En la microcuenca de bosque de niebla y en la del pastizal, cuando la cantidad de precipitación en el periodo antecedente de 24 horas fue alta y mediana, y además la cantidad de lluvia tipo B, el mayor coeficiente de escorrentía estuvo condicionado por la intensidad del evento de precipitación, siendo mayor en los eventos de baja intensidad. De igual manera, cuando la cantidad del evento de precipitación fue alta, el escurrimiento superficial también fue mayor.

El caudal de la microcuenca de bosque de niebla reportó los mayores coeficientes de escorrentía cuando los eventos de precipitación fueron de alta cantidad, alta intensidad y cuando la cantidad de precipitación antecedente al evento también fue alta. Por el contrario, los menores coeficientes de escorrentía se dieron en eventos de mediana cantidad e intensidad y un periodo antecedente largo de precipitación.

La microcuenca de pastizal manifestó los mayores coeficientes de escorrentía en eventos de mediana cantidad de precipitación, intensidad baja y un periodo antecedente largo; y los menores valores para eventos de alta cantidad, intensidad media y un periodo antecedente tipo B.

A pesar de que la microcuenca de bosque de niebla casi dobla en área a la microcuenca de pastizal, cuando se habla de volumen de agua las respuestas en el régimen de caudal en la microcuenca de pastizales son mayores que en el bosque de niebla. Este comportamiento es irregular, especialmente bajo la consideración de que la cantidad de precipitación es muy similar y ambas microcuencas están muy cerca una de la otra. Una posible explicación, fundamentada en las formas del terreno, es que se podría estar presentando un transvase de agua desde una microcuenca adyacente en la parte alta de la microcuenca bajo pino, hacia la parte de la microcuenca bajo pastizal, sin embargo aún se desconocen los resultados de un estudio hidrogeológico llevado a cabo, mediante la técnica de isótopos.

En las tres microcuencas estudiadas se denota que para aquellos eventos tipo AAA (Figura 5-27), la humedad del suelo en todas las profundidades se mantuvo cerca de capacidad de campo y en la mayoría de los eventos de precipitación llegó a saturación o inclusive en algunos casos como en el bosque de niebla llegó a sobresaturación, pero inmediatamente después del evento de precipitación, los valores de la humedad del suelo en todas las profundidades regresaron a capacidad de campo.

**Tabla 5-1:** Tipos de eventos de precipitación y sus características.

Evento	Bosque de niebla							Pastizal						
	P	I <sub>p</sub>	P <sub>24</sub>	Q <sub>b</sub>	Q <sub>s</sub>	Q <sub>t</sub>	CE	P	I <sub>p</sub>	P <sub>24</sub>	Q <sub>b</sub>	Q <sub>s</sub>	Q <sub>t</sub>	CE
<b>AAA</b>	73.6	9.5	23.0	0.01030	0.01768	0.02798	0.00024	58.2	7.6	13.6	0.04307	0.01613	0.05920	0.00028
<b>AAB</b>	19.6	6.9	3.2	0.00114	0.00049	0.00163	0.00002	19.6	7.4	3.8	0.00641	0.00105	0.00746	0.00005
<b>AAC</b>	21.8	16.4	0.0	0.00122	0.00288	0.00410	0.00013	38.2	10.9	0.0	0.01461	0.00442	0.01903	0.00012
<b>ABA</b>	19.2	2.3	34.0	0.01209	0.00131	0.01340	0.00007	21.2	0.9	19.4	0.11526	0.00340	0.11866	0.00016
<b>ABB</b>	16.4	3.5	6.6	0.00106	0.00093	0.00199	0.00006	16.6	2.7	5.4	0.03631	0.00048	0.03679	0.00003
<b>ABC</b>	18.4	2.1	0.0	0.00189	0.00096	0.00285	0.00005	19.4	2.2	0.0	0.03949	0.00163	0.04111	0.00008
<b>BAA</b>	4.8	7.2	21.6	0.00307	0.00012	0.00319	0.00003	4.4	7.5	40.4	0.01145	0.00038	0.01183	0.00009
<b>BAB</b>	5.2	8.9	0.4	0.00019	0.00000	0.00019	0.00000	6.0	10.3	0.8	0.00911	0.00022	0.00932	0.00004
<b>BAC</b>	7.4	9.9	0.0	0.00034	0.00012	0.00046	0.00002	5.6	11.2	0.0	0.00760	0.00023	0.00783	0.00004
<b>BBA</b>	3.8	1.2	30.0	0.00568	0.00012	0.00581	0.00003	5.2	1.3	19.6	0.01963	0.00023	0.01986	0.00004
<b>BBB</b>	7.2	2.5	1.0	0.00114	0.00082	0.00197	0.00011	8.2	1.0	2.4	0.06203	0.00000	0.06203	0.00000
<b>BBC</b>	5.0	1.5	0.0	0.00071	0.00008	0.00079	0.00002	5.6	1.4	0.0	0.02831	0.00022	0.02853	0.00004
<b>BCA</b>	6.6	0.5	13.8	0.00528	0.00042	0.00570	0.00006	6.2	0.4	16.8	0.05736	0.00061	0.05797	0.00010
<b>BCB</b>	3.2	0.5	4.0	0.00109	0.00006	0.00115	0.00002	2.8	0.5	4.0	0.04704	0.00033	0.04737	0.00012
<b>BCC</b>	2.8	0.5	0.0	0.00208	0.00000	0.00208	0.00000	3.0	0.5	0.0	0.07067	0.00226	0.07293	0.00075
<b>CBA</b>	0.8	1.6	19.2	0.00179	0.00000	0.00179	0.00000	0.6	1.4	38.8	0.00736	0.00000	0.00736	0.00000
<b>CBB</b>	1.2	1.0	0.4	0.00070	0.00000	0.00070	0.00000	1.2	2.1	1.0	0.00699	0.00000	0.00699	0.00000
<b>CBC</b>	1.0	3.0	0.0	0.00034	0.00000	0.00034	0.00000	1.0	2.4	0.0	0.01263	0.00000	0.01263	0.00000
<b>CCA</b>	1.2	0.3	54.8	0.00161	0.00000	0.00161	0.00000	1.0	0.4	23.6	0.01455	0.00000	0.01455	0.00000
<b>CCB</b>	1.0	0.5	1.8	0.00060	0.00000	0.00060	0.00000	1.2	0.4	0.8	0.02099	0.00000	0.02099	0.00000
<b>CCC</b>	0.8	0.3	0.0	0.00076	0.00000	0.00076	0.00000	1.0	0.6	0.0	0.01051	0.00000	0.01051	0.00000

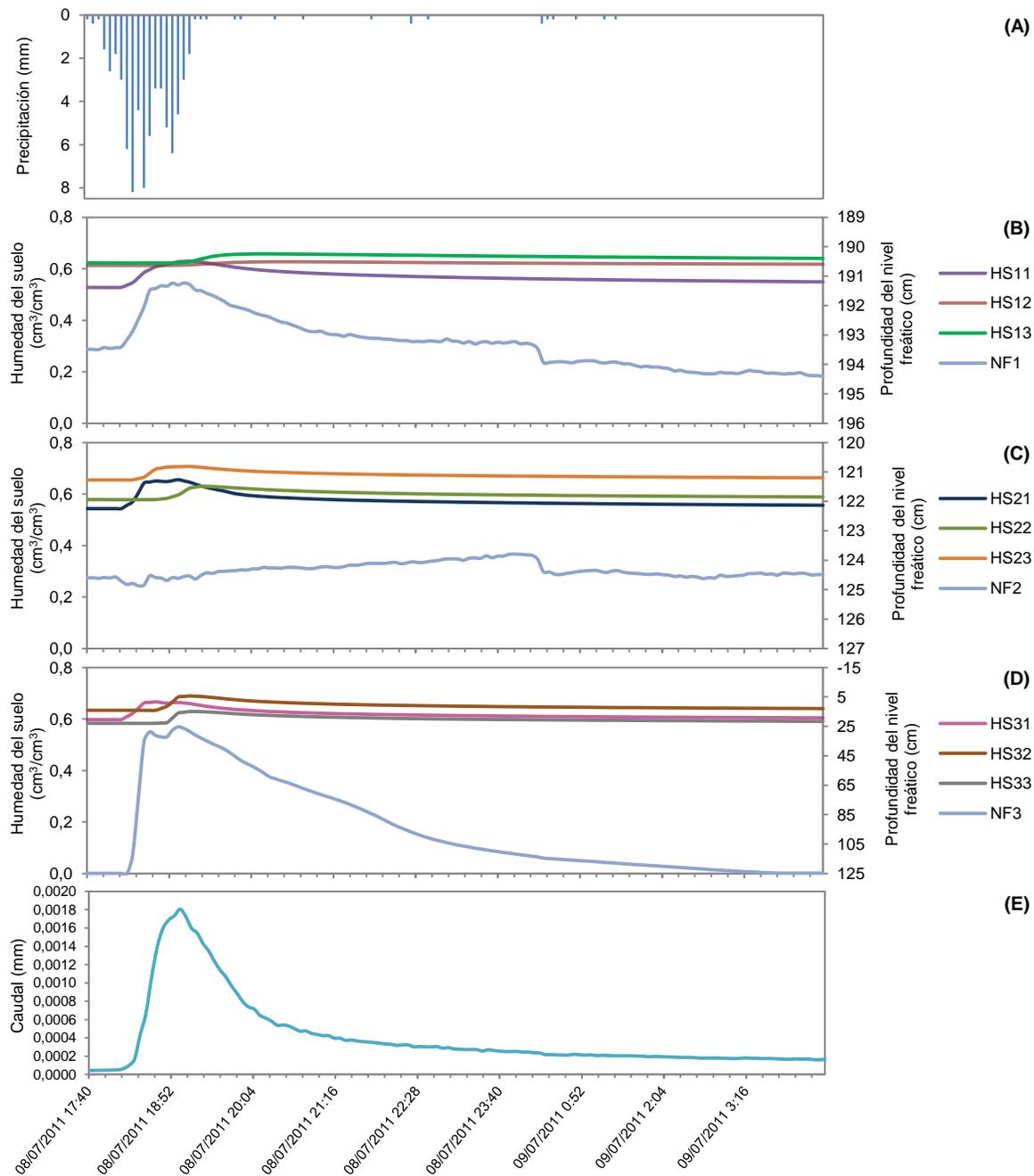
P: cantidad de precipitación (mm), I<sub>p</sub>: intensidad promedio del evento (mm/h), P<sub>24</sub>: cantidad de precipitación que antecede a cada evento en las últimas 24 horas (mm), Q<sub>b</sub>: escurrimiento base (mm), Q<sub>s</sub>: escurrimiento superficial (mm), Q<sub>t</sub>: escurrimiento total (mm), CE: coeficiente de escorrentía.

La mayor respuesta de la humedad del suelo a los eventos de precipitación y al comportamiento de la evapotranspiración se dio en los horizontes superiores, lo cual está relacionado con una mayor presencia de raíces en estos horizontes, especialmente en los primeros 30 a 40 cm para todos los ecosistemas; sin embargo, en el pastizal esto no fue tan visible y los horizontes se mantuvieron cercanos a capacidad de campo y en los eventos de precipitación a saturación.

En términos generales, la respuesta a los eventos de precipitación en el bosque de niebla es la siguiente: en eventos de alta cantidad, alta intensidad y un periodo antecedente corto, la humedad del suelo incrementa rápidamente a niveles por encima de la capacidad de campo en todas las profundidades y permanece alta regresando a capacidad de campo; además hay una respuesta inmediata del nivel freático, éste permanece alto decayendo suavemente con el tiempo, de igual manera el caudal responde inmediatamente al evento de precipitación y decae lentamente; lo anterior en términos hidrológicos se llama un sistema interconectado.

En las tres microcuencas, en la parte alta, media y baja de la ladera hubo una respuesta casi inmediata de cambios en el nivel freático relacionados con cambios en la humedad del suelo; es decir, cuando la humedad del suelo mostró saturación o valores de capacidad de campo a saturación, el nivel freático respondió inmediatamente a los eventos de precipitación incrementándose en los tres sitios, especialmente en las parcelas ubicadas en las partes bajas de las laderas, donde el nivel freático se mantuvo alto por mayor periodo de tiempo y la respuesta fue más rápida (Figura 5-27). Hacia la parte alta la respuesta fue un poco retrasada y el nivel freático cayó rápidamente. Estas respuestas fueron más inmediatas en aquellos eventos de alta precipitación, alta intensidad y cuando el periodo en el cual había sucedido otro evento de precipitación fue corto; es decir, cuando se dieron eventos de precipitación continuos.

De acuerdo con la Figura 5-27, la respuesta de la microcuenca bajo bosque de niebla presenta una alta correlación con los incrementos en el nivel freático, conectados a los de la humedad del suelo. En eventos de tipo AAA, no se observaron diferencias en la respuesta entre esta microcuenca con la de pastizal, a pesar de que la cantidad fue mayor en la microcuenca bajo pastizal.



**Figura 5-27:** Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (E) caudal, en la microcuenca de bosque niebla durante un evento tipo AAA.

Solo en algunos periodos correspondientes a eventos tipo ABC, la humedad del suelo incrementó ligeramente, especialmente en los horizontes superiores; esto tuvo que ver con la ausencia de eventos de precipitación cuando la evapotranspiración, se asume, tomó agua del suelo de estos horizontes superiores y por lo tanto una vez se presenta el evento de precipitación se humedece ligeramente.

El tiempo que transcurre entre la intensidad máxima de la lluvia y el pico de descarga correspondiente dependió del periodo antecedente sin lluvia, específicamente en la humedad del suelo antecedente y el nivel de las aguas subterráneas. En estos periodos, la respuesta de las microcuencas a pequeños eventos de precipitación (menor de 4 mm) fue insignificante, especialmente al primer evento presentado después del periodo antecedente.

Los comportamientos observados, sugieren que la velocidad de propagación del drenaje vertical del agua en el perfil del suelo o flujo gravitacional y su conexión con el nivel freático poco profundo, en la zona transitoria saturada, determina la respuesta rápida de descarga en el canal de la quebrada, lo cual es más evidente en la microcuenca bajo bosque de niebla. Por el contrario, en las dos microcuencas donde se hizo el seguimiento del caudal (bosque de niebla y pastizal), es evidente que el tiempo de permanencia en los canales no desempeña un papel importante en esa escala temporal y espacial.

Las aguas transitorias en el nivel freático representan una fuente inmediata de flujo subsuperficial lateral al canal de las quebradas en las microcuencas de bosque de niebla y pastizal. No se encontró ningún aporte a las corrientes como filtración de aguas subterráneas; sin embargo no se llevó a cabo ningún estudio de los acuíferos, con el fin de poder determinar su contribución a las dinámicas hidrológicas de las microcuencas. De acuerdo con lo anterior, se puede concluir que especialmente bajo condiciones de saturación de la zona vadosa, los flujos laterales a través de las laderas estudiadas, controlan las dinámicas del nivel freático en las tres microcuencas y éstas a su vez controlan el comportamiento de los caudales en las dos microcuencas donde éste fue medido. Asimismo, se puede concluir que el aporte de la escorrentía superficial es mínimo y que éste solo se presentó en la microcuenca bajo pastizal, en algunos eventos de alta intensidad y larga duración, como flujo de sobresaturación del suelo.

En eventos intermedios (tipo BBB) hubo solo una leve respuesta con suaves incrementos en el nivel freático y en el caudal, lo que posiblemente está relacionado con flujos superficiales desde la parte baja de las microcuencas, es decir desde las zonas cercanas al canal de la quebrada (figuras 5-28, 5-29, 5-30).

En un tipo de evento BBB en el bosque de niebla (Figura 5-28), se observa que no hay respuesta en la humedad del suelo, se da un ligero incremento retardado del nivel freático en todos los sitios y una interconexión parte alta, parte media y parte baja de la ladera; además de una respuesta del caudal prolongada con el tiempo. Este tipo de evento es especial porque es de larga duración, lo que quiere decir que en estos eventos las microcuencas responden muy lentamente, pero su respuesta se prolonga en el tiempo. Se da claridad de que en este tipo de eventos no hay respuesta de la humedad del suelo debido a que ya se encuentra a capacidad de campo, pero como el agua está infiltrando por eso se da un incremento en el nivel freático y éste hidráulicamente la pasa al canal de la quebrada, incrementando lentamente el caudal y manteniéndose por encima del valor inicial por periodos prolongados de tiempo.

En un tipo de evento BBB en el pastizal (Figura 5-29), no se observa respuesta en la humedad del suelo ni en el nivel freático en las parcelas de la parte alta y media de la ladera; sin embargo, hacia la parte baja de la ladera se observa una respuesta retardada en el nivel freático, que conecta de manera similar con el caudal; es decir, existen igualmente respuestas en el caudal retrasadas y prolongadas en el tiempo. Lo anterior quiere decir que hacia la parte baja del pastizal hubo un flujo de agua subsuperficial, que si bien no incrementó el nivel freático en la parte alta y media de la ladera, si lo incrementa hacia la parte baja, recarga el nivel freático en el pequeño valle aluvial y se refleja inmediatamente con incrementos en el caudal.

Lo anterior quiere decir en términos generales, que en esta microcuenca está sucediendo el sistema general de saturación de suelos y de respuestas en el nivel freático, que consiste en que en los valles aluviales las partes bajas de los drenajes se saturan, inicialmente incrementando tanto la humedad del suelo como el nivel freático y a medida que continúa el evento de precipitación esta saturación incrementa y se va expandiendo hacia las otras partes de las laderas. Si los eventos de precipitación son prolongados y de alta cantidad, así no sean de alta intensidad, el nivel freático de la parte media y alta

de la ladera responde inmediatamente y no solo es el perfil del suelo el único interconectado hidráulicamente sino toda la ladera, generando interconexión hidráulica de la ladera o flujo de ladera, donde toda la ladera, los suelos y el nivel freático quedan saturados y el agua empieza a descender por gravedad por los poros del suelo recargando el valle aluvial, quien finalmente es el que queda con un mayor nivel freático; es decir, es más prolongada la permanencia alta del nivel freático y va descargando en el canal. Cuando está descargando el agua de lluvia en el canal como caudal, el nivel freático baja igualmente.

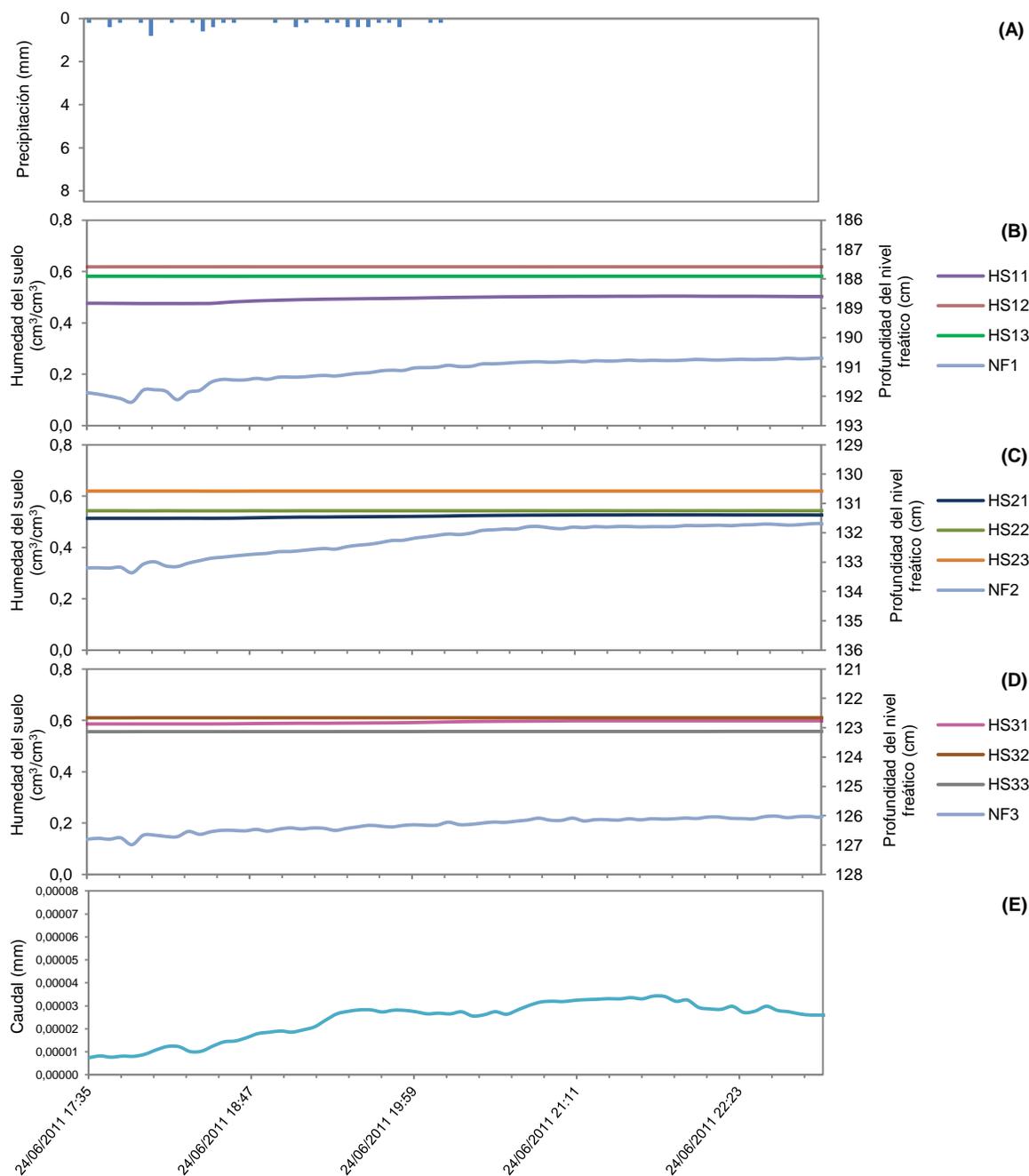
En un tipo de evento BBB en el bosque de pino (Figura 5-30), se puede observar que hay ligeros incrementos en la humedad del suelo y ligeros incrementos poco notables en el nivel freático, pero a diferencia del bosque de niebla aquí se ve que el nivel freático no responde considerablemente a este tipo de eventos a pesar de que la humedad del suelo es alta.

Contrariamente, en eventos CCC no hubo una respuesta en la humedad de suelo, ni incrementos en el nivel freático y tampoco se observó una respuesta visible en el caudal (Figuras 5-31).

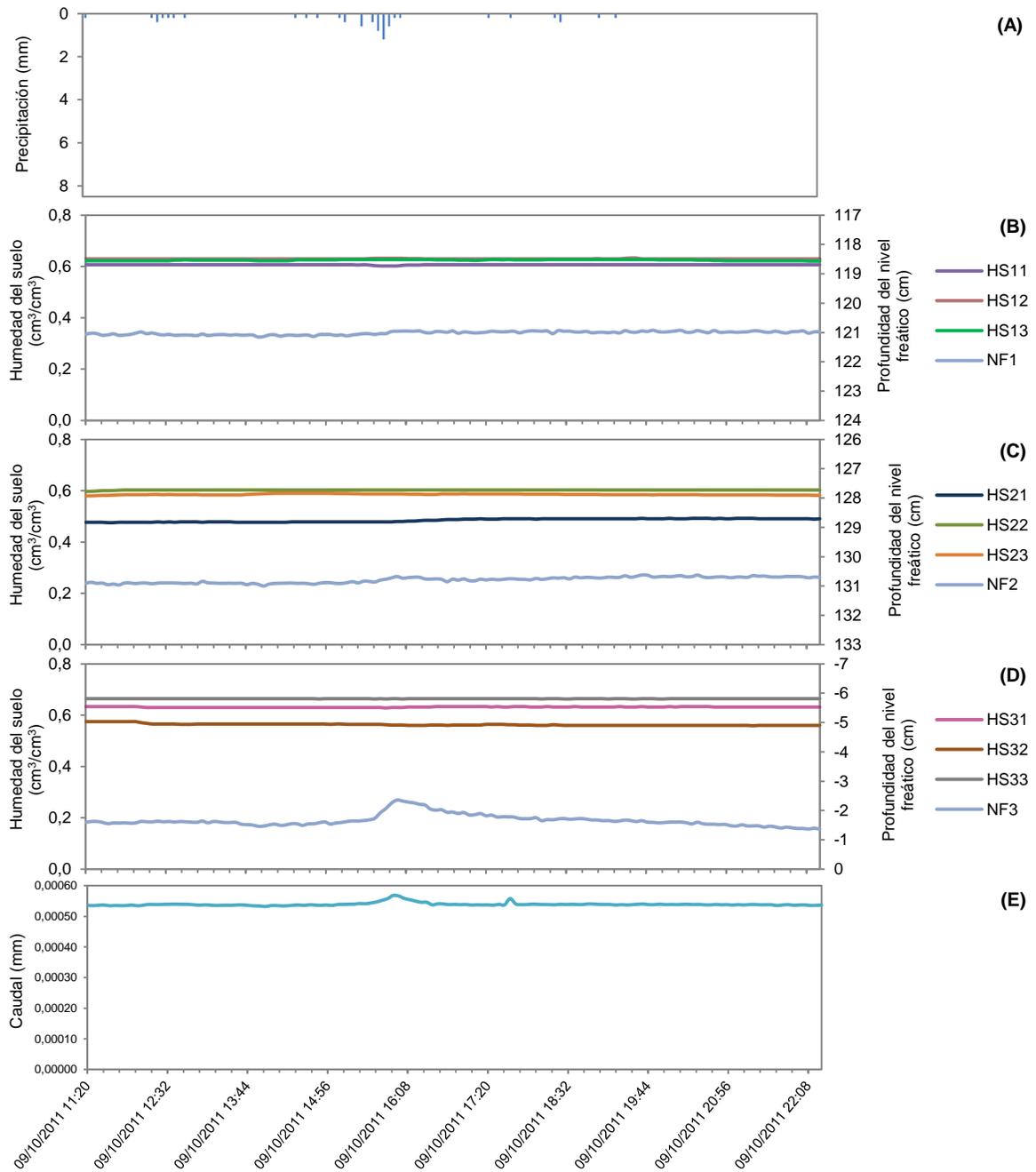
Para eventos AAB la humedad del suelo no presentó cambios significativos, lo que se debe a que los suelos estaban saturados en esos periodos. El nivel freático presenta incrementos considerables al igual que el caudal, aunque la respuesta de este último fue más lenta.

La diferencia que existe entre eventos de precipitación AAC y eventos AAB, es que tanto el comportamiento del nivel freático como el comportamiento del caudal son más prolongados en el primero; es decir, en eventos AAC el nivel freático permanece alto por un mayor periodo de tiempo, cae suavemente y el caudal igualmente da una respuesta y permanece alto decayendo con el tiempo suavemente.

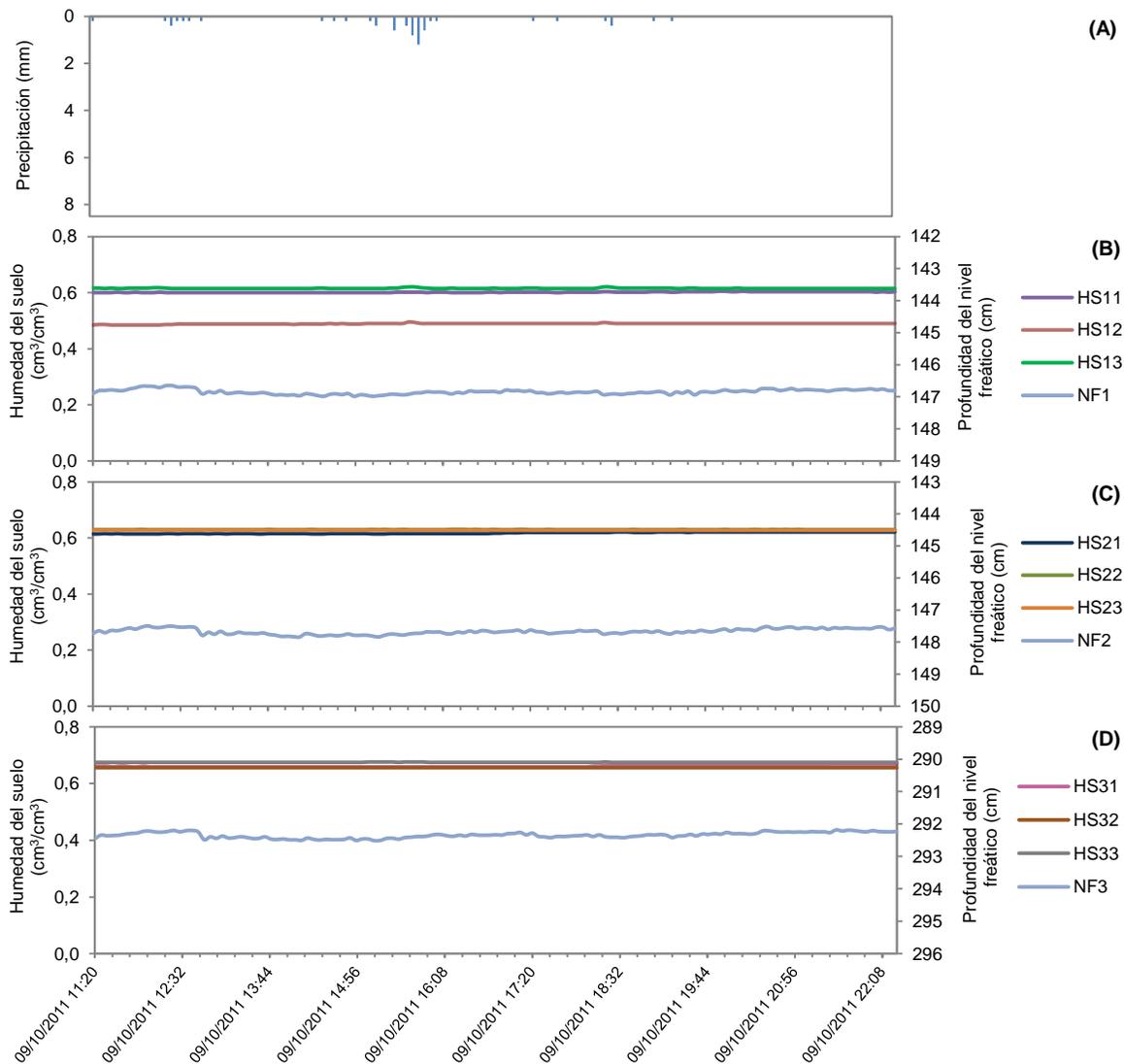
Para el caso de la respuesta a los eventos de precipitación tipo AAB y AAC (Figura 5-32), la respuesta del nivel freático y del caudal fue un poco retardada y tanto el nivel freático como el caudal caen inmediatamente a los niveles iniciales después del evento de precipitación.



**Figura 5-28:** Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (E) caudal, en la microcuenca de bosque de niebla durante un evento tipo BBB.



**Figura 5-29:** Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (E) caudal, en la microcuenca de pastizal durante un evento tipo BBB.



**Figura 5-30:** Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media y (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja, en la microcuenca de bosque de pino durante un evento tipo BBB.

El hecho de que los eventos de tipo AAA, AAB, ABA, ABB muestren que el suelo se mantuvo a capacidad de campo casi todo el tiempo, quiere decir que en las microcuencas estudiadas existe una interconexión hidráulica, debido a la alta humedad del suelo a través de su perfi; por lo tanto siempre se presentó una respuesta inmediata

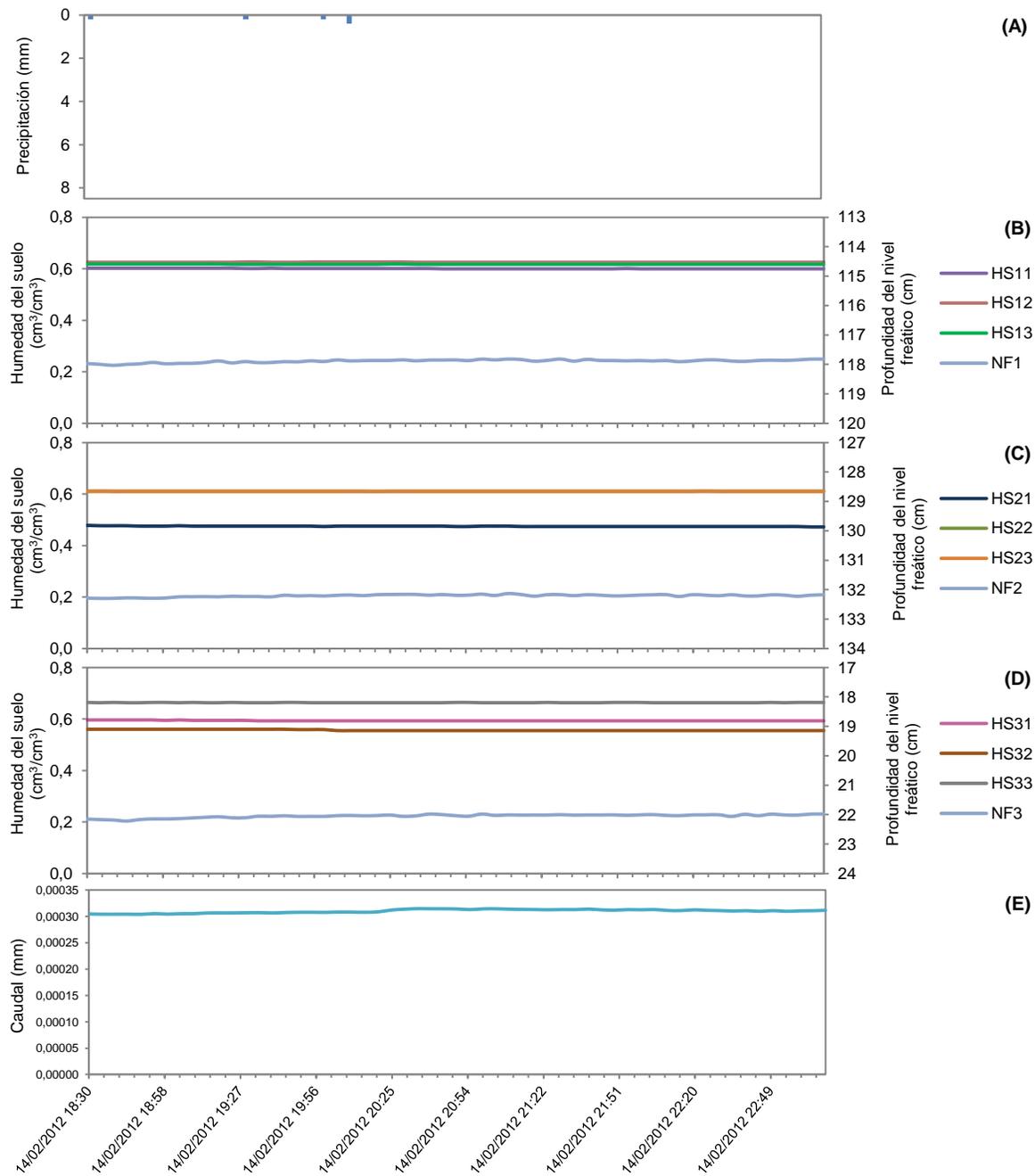
con incrementos en el nivel freático y en el caudal. El nivel freático es fluctuante, aumenta con los eventos de precipitación, descarga el agua en el canal y vuelve y baja una vez ha descargado y ha transcurrido el evento de precipitación.

El bosque de niebla fue el que presentó mayores respuestas a los eventos de precipitación, tanto en humedad del suelo como en nivel freático y caudal. Le sigue el bosque de pino y finalmente el pastizal, que presenta una muy baja respuesta a los eventos de precipitación BBC, donde no hay respuesta en la humedad del suelo en ningún sitio, el nivel freático solamente responde en la parte baja o plano aluvial con un incremento ligero al que el caudal responde suavemente y luego el nivel freático decae casi inmediatamente.

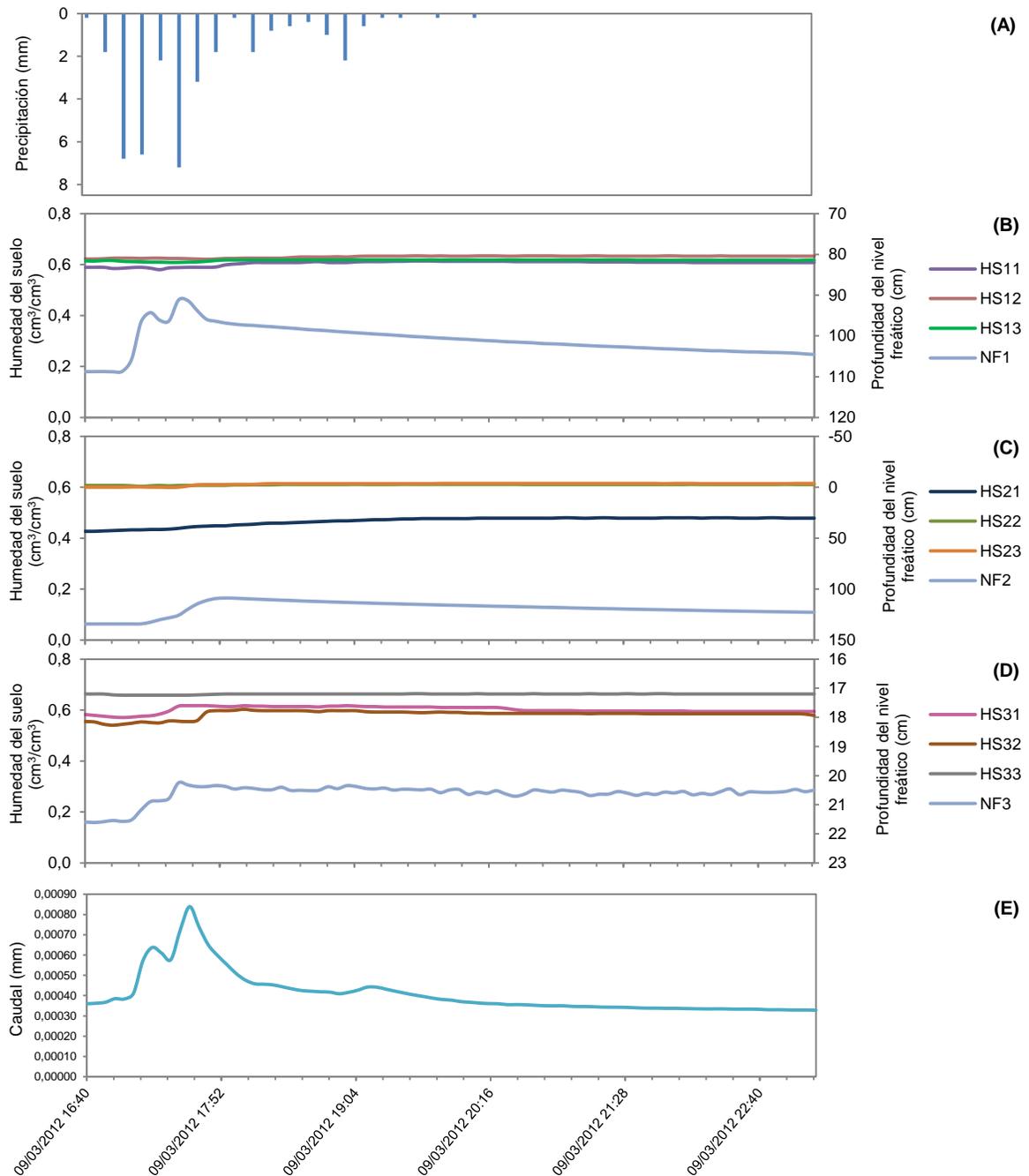
En los eventos de tipo BCA debido a que el periodo antecedente es muy corto, no hay respuesta en la humedad del suelo y no hay respuesta en el nivel freático en ninguno de los sitios, pero hay una ligera respuesta del caudal; lo que indica haber un flujo o escorrentía superficial.

En eventos BCB solo hay una respuesta del nivel freático en la parte baja de la ladera. En todas las microcuencas la parte baja de la ladera fue la que presentó mayor respuesta a eventos de precipitación de cualquier tipo; sin embargo, esa respuesta no se refleja en el caudal o no fue suficiente para producirse una descarga en caudal.

En eventos de tipo CBA, CBB, CBC, CCA, CCB y CCC no se presenta ninguna respuesta a eventos de precipitación y por el contrario se denota una caída suave de la humedad del suelo con el tiempo, una caída del nivel freático muy leve y una disminución en el caudal.



**Figura 5-31:** Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (E) caudal, en la microcuenca de pastizal durante un evento tipo CCC.



**Figura 5-32:** Comportamiento de: (A) precipitación, (B) humedad del suelo y nivel freático parcela parte alta, (C) humedad del suelo y nivel freático parcela parte media, (D) humedad del suelo y nivel freático parcela parte baja y (E) caudal, en la microcuenca de pastizal durante un evento tipo AAC.

Para el caso de los eventos de tipo AAA, que son precedidos por otros eventos, las dos microcuencas responden similarmente en términos de tiempo y magnitud de la respuesta del caudal de tormenta; sin embargo, la curva de receso es más suave en la microcuenca bajo bosque de niebla que en pastizal, donde la caída de la curva del caudal de tormenta es más rápida. Como se indicó anteriormente en el comportamiento de la humedad del suelo y el nivel freático, la escorrentía en las microcuencas está íntimamente conectada al comportamiento de la humedad del suelo, a la cual está igualmente el nivel freático, especialmente debido a que gran parte de la precipitación infiltra en el suelo y por lo tanto esta variable se convierte en una variable de control del comportamiento hidrológico de las microcuencas. En otras cuencas donde el impacto a las propiedades del suelo ha sido mayor (Tobón *et al.*, 2010), la respuesta está más relacionada con la escorrentía superficial y/o los flujos subsuperficiales.

Aun cuando para el tipo de eventos AAA, AAB y ABB existe una alta conectividad entre la humedad del suelo a lo largo de las laderas de las tres microcuencas, para los eventos de menor intensidad y/o duración y especialmente para aquellos que no son precedidos por otros eventos (periodo antecedente seco), dicha conectividad se observa únicamente entre las condiciones del nivel freático en la parte baja de la ladera y el canal, indicando una contribución marginal del evento de precipitación y una alta contribución del agua retenida en el suelo, la cual sufre el efecto pistón de la nueva precipitación que infiltra y que drena lateralmente a través de la ladera recargando las partes bajas de las microcuencas estudiadas.

## 6. Conclusiones

El estudio de la dinámica de la humedad del suelo y del nivel freático a lo largo de las laderas de las tres microcuencas permitió entender la manera como funcionan hidrológicamente, especialmente el grado de conectividad entre el suelo y el canal de las microcuencas, donde los flujos verticales y laterales controlan su respuesta a los eventos de precipitación.

Existen diferencias en la dinámica de la humedad del suelo, relacionadas por un lado por las diferentes coberturas y por el otro por la situación topográfica de los perfiles en la ladera, en cada microcuenca. En eventos de baja cantidad de precipitación se producen unas condiciones de menor humedad del suelo en los perfiles situados bajo coberturas de bosque de niebla y bosque de pino, como consecuencia de la reducción de los aportes de agua al suelo provocada por una mayor interceptación del agua de lluvia por la vegetación y su transpiración. En términos generales, es remarcable que las partes bajas de las laderas tienen unos contenidos de humedad más elevados que las partes más altas de las laderas; estas diferencias están relacionadas con la presencia de flujos subsuperficiales a través de la pendiente y flujos saturados o gravitacionales entre los horizontes del suelo.

Durante los periodos húmedos, la humedad del suelo permanece cercana a capacidad de campo o por encima de ésta en las diferentes profundidades y en las diferentes coberturas. En los periodos más secos, se registran las mayores diferencias entre profundidades, sitios de la ladera y coberturas, siendo mayor en los suelos bajo la cobertura de bosque de niebla, seguida por la del bosque de pino y finalmente el pastizal.

En términos generales, las variaciones de los niveles del agua subterránea a través de la pendiente en las laderas y en las coberturas estudiadas, muestran una relación directa con las precipitaciones y la humedad del suelo.

En la zona de estudio el flujo de agua se da como respuesta a los eventos de precipitación y son de una baja temporalidad, donde los suelos aumentan rápidamente su estado de humedad durante los eventos de precipitación y conectado a estos incrementos de humedad volumétrica del suelo, aumenta el nivel freático y los caudales, durante el evento y en un periodo de tiempo corto una vez el evento ha finalizado.

El ascenso del nivel freático se percibe una vez el suelo alcanza niveles de saturación. Durante los periodos sin lluvias se presentó un descenso marcado del nivel freático en todos los sitios, lo que indica que el comportamiento de esta variable hidrológica está asociado no solamente con el comportamiento de la precipitación sino igualmente con la tasa de descarga del agua freática hacia el canal de las quebradas.

Finalmente, es importante destacar que la observación del comportamiento de la humedad del suelo ha resultado esencial en las microcuencas estudiadas para explicar la respuesta hidrológica de las mismas, donde variaciones en la humedad del suelo condicionan el comportamiento del nivel freático y éstas a su vez condicionan la aparición de procesos subsuperficiales y de saturación del suelo, contribuyendo de manera muy significativa a la respuesta de las microcuencas a los eventos de precipitación.

## Bibliografía

Acevedo, F. y Luna, A. 2005. Principales Fenómenos Meteorológicos que afectaron al Estado de Veracruz en el Año 2005. En: Inundaciones del 2005 en el Estado de Veracruz. A. Tejeda y C.M. Welsch (Eds), pp. 53 - 67 (Universidad Veracruzana: México, 2005).

Alva, A.K y Fares, A. 1999. New techniques for continuous monitoring of soil moisture content to improve citrus irrigation. Proceedings of the Florida State Horticulture Society FSHS, St Petersburg. FL.

Aparicio, F.J. 1992. Fundamentos de hidrología de superficie. Editorial Limusa S.A. de C.V. Grupo Noriega Editores. México, D.F. 302 P.

Arcova, F.C. y Cicco, V. 1997. Características do deflúvio de duas microbacias hidrográficas no laboratorio de Hidrologia Florestal Walter Emmerich Cunha-SP. Revista Instituto Florestal de São Paulo, Vol 9, (2) 153 – 170.

Báez, A.P.; Padilla, H.; Cervantes, J.; Pereyra, D. y Belmont, R. 1997. Rainwater chemistry at the eastern flanks of the Sierra Madre Oriental, Veracruz, Mexico. Journal of Geophysical Research, 102: 23329 - 23336.

Balek, J. 1988. Groundwater Recharge Concepts. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Reidel, NATO ASI Series, Boston. p. 3-9.

Beguería, S.; López-Moreno, J.I.; Lorente, A.; Seeger, M. y García-Ruiz, J.M. 2003. Assessing the effect of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *Ambio* 32 (4): 283–286.

Beldring, S.; Gottschalk, L.; Seibert, J. y Tallaksen, L. M., 1999. Distribution of soil moisture and groundwater levels at patch and catchment scales. *Agricultural and Forest Meteorology* 98 – 99, 305 – 324.

Beven, K. 1995. Linking parameters across scales: subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. In: Kalma, J.D.; Sivapalan, M. (Eds.), *Scale Issues in Hydrological Modelling*, Wiley, Chichester. pp. 263-281.

Bonell, M. 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *J. Hydrology* 150: 217-275.

Bosch, J. M. y Hewlett, J. D. 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*. 55: 3-23.

Brandelik, A. y Hubner, C. 1997. Soil moisture determination - Accurate, large and deep. *PHys. Chem. Earth* 21(3): 157 - 160.

Bruijnzeel, L. A. 2006, Hydrological impacts of converting tropical montane cloud forest to pasture, with initial reference to northern Costa Rica. Final Technical Report DFID-FRP Project no. R7991. Vrije Universiteit Amsterdam and Forestry Research Programme of the U.K. Department for International Development, Aylesford, 52 P ([www.geo.vu.nl/~fiesta](http://www.geo.vu.nl/~fiesta)).

Bruijnzeel, L.A. 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees?. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 104: 185 – 228.

Bruijnzeel, L.A y Proctor, J. 1995. Hydrology and Biogeochemistry of tropical montane cloud forests: What do we really know? En: L.S. Hamilton, J.O: Juvik y F.N. Scatena, ed. *Tropical Montane cloud forests*, Ecological Studies 110, Springer Verlag, New York.

Campbell Scientific INC. 2006. CS616 and CS25. Water Content Reflectometers. Utah, EEUU.

Campbell, G.S. 1988. Soil water potential measurement: An overview. Int. Conf. on the Measurement of soil plant water status. 6-10 July, 1987, Logan, Utah, (USA). *Irrigation Science*, 9 (4): 265 - 273.

Ceballos, A. y Schnabel, S. 1998. Hydrological behaviour of a small catchment in the dehesa landuse system (Extremadura, SW Spain). *Journal of Hydrology* 210: 146–160.

Cuartas, L.A.; Tomasella, J.; Donato Nobre, A.; Hodnett, M.G.; Waterloo, M.J. y Camilo Múnera, J. 2007. Interception water - partitioning dynamics for a pristine rainforest in Central Amazonia: Marked differences between normal and dry years. En: *Agricultural and Forest Meteorology* 145:69 - 83.

Croke, B.F.W.; Merritt, W.S. y Jakeman, A.J. 2004. A dynamic model for predicting hydrologic response to land cover changes in gauged and ungauged catchments. *Journal of Hydrology* 291: 115 – 131.

Chikhaoui, M.; Madramootoo, C.; Eastman, M. y Michaud, A. 2008. Estimating preferential flow to agricultural tile drains, Proc. 2008 ASABE Ann. Intl. Meet. (29 June–2 July 2008). Am. Soc. Agric. Biol. Eng., St. Joseph, MI.

Cho, J.; Barone, V.A. y Mostaghimi, S. 2009. Simulation of land use impacts on groundwater levels and streamflow in a Virginia watershed. *Agricultural water management* 96: 1 – 11.

De Vries, J. y Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. En: *Hydrogeology Journal*, No. 10: 5-17.

Dirksen, C. 1991. Unsaturated hydraulic conductivity. pp. 209-269. In: Smith, K.A. and C.E. Mullins. (eds.). *Soil analysis physical methods*. New York. 620 P.

Elkaduwa, W.K.B. y Sakthivadivel, R. 1999. Use of historical data as a decision support tool in watershed management: a case study of the upper Nilgawa basin in Sri Lanka. IWMI Research Report No. 2. International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka. 31 P.

Elsenbeer, H.; Newton, B.E.; Dunne, T. y De Moraes, J.M. 1999. Soil hydraulic conductivities of latosols under pasture, forest and teak in Rondonia, Brazil. *Hydrological Processes* 13: 1417 – 1422.

Evans, M.G.; Burt, T.P.; Holden, J. y Adamson, J.K. 1999. Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *J. Hydrol.* 221: 141–160.

Feddes, R.A.; Neuman, S.P. y Bresler, E. 1975. Finite element analysis of two - dimensional flow in soils considering water uptake by roots: II. Field applications. *Soil Science Society of America Journal* 39 (2): 231 - 237.

Finch, J.W. 1998. Estimating direct groundwater recharge using a simple water balance model – sensitivity to land surface parameters. *Journal of Hydrology*, 211: 112 – 125.

Findell, K.; Elfatih, A. y Elthair, B. 2002. Atmospheric Controls on Soil Moisture–Boundary Layer Interactions. Part I: Framework Development. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 4: 552-569.

Freeze, R.A. 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff. *Water Resour. Res.* 8: 1272-1283.

Frumau, K.F.A.; L.A. Bruijnzeel y C. Tobón. 2006. Hydrological measurement protocol for montane cloud forest. Annex 2, Final Technical Report DFID-FRP Project R799. Vrije Universiteit, Amsterdam, 105 P.

García-Ortiz, E. 2006. Efecto de la estructura de la copa en la partición de lluvia de tres especies arbustivas en clima semiárido. Tesis Doctoral Inédita, Universidad de Almería. 404 P.

Geissert, D.; Gómez-Tagle, A.; Martínez, L.; Meza, E. y Enríquez Fernández, E. 2013. Cartografía del suelo para la identificación de unidades hidroedáficas funcionales en una cuenca de montaña: conceptos y propuesta metodológica. Memorias del III Congreso Nacional de Manejo de Cuencas Hidrográficas, Morelia, México.

Geissert, D.; Dubrecq, D.; Campos, A. y Meza, E. 1994. Carta de paisajes geomorfoedafológicos de la región volcánica Cofre de Perote, Estado de Veracruz, México, Escala 1:75000 (México: Instituto de Ecología, A.C. - ORSTOM - CONACYT).

Gómez-Tagle, A; Geissert, D.; Pérez-Maqueo, O.; Marín-Castro, E. y Rendón-López, B. 2011. Saturated Hydraulic Conductivity and Land Use Change, New Insights to the Payments for Ecosystem Services Programs: a Case Study from a Tropical Montane Cloud Forest Watershed in Eastern Central México. En: Developments in Hydraulic Conductivity Research 10: 225-248.

Guntner, A.; Uhlenbrook, S.; Seibert, J. y Leibundgut, Ch. 1999. Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrol. Process.* 13: 1603–1620.

Hamilton, E.L. y Rowe, P.B. 1949. Rainfall interception by Chaparral in California. *Calif. Forestry and Range Expt. Sta. In Coop. With Calif. Div. Of Forestry.* 43 P.

Hafkenscheid, R.L.L.J. 2000. Hydrology and biogeochemistry of tropical montane rain forests of contrasting stature in the Blue Mountains, Jamaica. Doctoral dissertation, Vrije Universiteit Amsterdam. 302 P.

Haria, A.H. y Shand, P. 2004. Evidence for deep sub-surface flow routing in forested upland Wales: implications for contaminant transport and stream flow generation. *Hydrology and Earth System Sciences* 8 (3): 334–344.

Hewlett, J.D. y Hibbert, A.R. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. En: Forest Hydrology (Sopper, W.E. y Lull, H.W. Eds). New York: Pergamon Press, 1967. pp. 275 – 290.

Hewlett, J.D. 1987. Principles of Forest Hydrology. University of Georgia Press, 2<sup>nd</sup>. Edition. 204 P.

Hillel, D. 1998. Environmental soil physics. Academic Press. New York. 413 P.

Hincapié, E. y Tobón, C. 2011. Caracterización de las propiedades hidrofísicas de los andisoles en condiciones de ladera. Revista Suelos Ecuatoriales. Suelos Ecuatoriales, Vol. 3: 67-78.

Joffre, R. y Rambal, S. 1988. Soil water improvement by trees in the rangelands of southern Spain. En: Oecologia Plantarum 9: 405–422.

Jordan, J.P. 1994. Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a swiss catchment. Journal of Hydrology 153 (1–4), 357–382.

Lal, R. 1996. Deforestation and land-use effects on soil degradation and rehabilitation in western Nigeria. I. Soil physical and hydrological properties. Land Degradation Development. 7: 19 – 45.

Lambin, E.F., Geist, H.J. y Lepers, E. 2003. Dynamics of land-use and land-cover change in tropical regions. Annual Review of Environmental Resources 28: 205 – 241.

Lana-Renault, N. 2008. Respuesta hidrológica y sedimentológica en una cuenca de montaña media afectada por cambios de cubierta vegetal: la cuenca experimental de Arnás, Pirineo Central. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza. Zaragoza, España. 314 P.

Lana-Renault, N.; Latron, J. y Regues, D. 2007. Streamflow response and water-table dynamics in a sub-Mediterranean research catchment (Central Pyrenees). *Journal of Hydrology* 347: 497– 507.

Latron, J.; Soler, M.; Llorens, P. y Gallart, F. 2008. Spatial and temporal variability of the hydrological response of a small Mediterranean Basin (Vallcebre, Eastern Pyrenees) *Hydrological Processes*, 22 (6): 775-787.

Latron, J.; Rubio, C. y Llorens, P. 2005. Relaciones entre la dinámica local de la humedad del suelo y la respuesta hidrológica a escala de cuenca. Resultados preliminares. VII Jornadas de Investigación en la Zona no Saturada del Suelo, 16 al 18 de Noviembre, Coruña.

Latron, J. 2003. Estudio del funcionamiento hidrológico de una cuenca mediterránea de montaña. Tesis Ph.D., Univ. Barcelona, España.

Lavado Contador, J. F.; Maneta Lopez, M. y Schnabel, S. 2006. Prediction of near-surface soil moisture at large scale by digital terrain modeling and neural networks. *Environmental Monitoring and Assessment*. 121: 213-232.

Li, K.Y.; Coe, M.T.; Ramankutty, N. y De Jong, R. 2007. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. *Journal of Hydrology* 337: 258 - 268.

Loaiza, J.C. y Pauwels, V.R. 2011. Desarrollo de modelos hidrológicos y modelación de procesos superficiales. Caso de estudio para vertientes de alta montaña. En: *Gestión y Ambiente*, Vol.14 (3): 23 – 32.

Loaiza, J.C. y Casamitjana, M. 2008. Caracterización del caudal en dos subcuencas de montaña mediterránea, Aplicabilidad de un modelo hidrológico. En: *Avances en Recursos Hidráulicos*, Vol. 18 (1): 15 – 24.

López-Moreno, J.I.; Beguería, S. y García-Ruiz, J.M. 2006. Trends in high flows in the central Spanish Pyrenees: response to climatic factors or to land-use change? *Hydrological Sciences Journal-Journal des Sciences Hydrologiques* 51 (6): 1039–1050.

López, J.J. 1997. Medida de la recarga por la lluvia: métodos instrumentales en parcelas y de trazadores. En: *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Textos del seminario Celebrado en las Palmas de Gran Canaria*. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. pp. 111-123.

Llorens, P. 1997. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area. II. Assessment of the applicability of Gash's analytical model. *Journal of Hydrology*. 199: 346-359.

Martínez Fernández, J.; Cano, A.; Hernández Santana, V. y Moran Tejada, C. 2007. Evolucion de la humedad del suelo bajo diferentes tipos de cubierta vegetal en la cuenca del Duero. *Estudios en la Zona No Saturada*. VIII: 275-280.

Martínez Fernández, J. 2006. Cambios en la cubierta vegetal y recursos hidricos: un analisis de la interceptacion en la Cuenca del Duero. Congreso homenaje al Douro/Duero y sus ríos: memoria, cultura y porvenir. F. N. C. Agua. Zamora.

Martínez-Fernández, J. y Ceballos, A. 2005. Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. *Journal of Hydrology* 312 (1–4), 28–38.

Meza, E. y Geissert, D. 2007. El comportamiento hidrodinámico de Andosoles con uso diferenciado en el municipio de Coatepec, Estado de Veracruz, México. En: *Reporte Técnico Final del proyecto No. INE/A1-064/2007*. Instituto de Ecología, A.C. – Vrije Universiteit Amsterdam – Instituto Nacional de Ecología (INE-SEMARNAT). Xalapa, Ver., México, pp. 118-130.

Monteith, J.L. 1965. Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology*, Vol. 19: 205 - 234.

Muñoz, L.E. 2008. Efecto del cambio en el uso del suelo sobre la dinámica hidrológica y calidad del agua en el trópico húmedo del centro de Veracruz, México. Tesis doctoral Universidad Autónoma Metropolitana de México. 173 P.

Muñoz, L.E. y López, J. 2007. Land use/cover changes using Landsat TM/ETM images in a tropical and biodiverse mountainous area of central - eastern Mexico. *International Journal of Remote Sensing* 29(1): 71 - 93.

Nadal-Romero, E.; Latron, J.; Lana-Renault, N.; Serranomuela, P.; Martí-Bono, C. y Regués, D. 2008. Temporal variability in hydrological response within a small catchment with Badland Areas, Central Pyrenees. *Hydrological Sciences, Journal Des Sciences Hydrologiques*, 53(3): 629-639.

Peters, E.; Freer, J. y Aulenbach, B.T. 2003. Hydrological dynamics of the Panola Mountain Research Watershed, Georgia. *Ground Water* 41 (7): 973–988.

Pladeyra, S. C. 2002. Asesoría sobre el potencial de recarga de acuíferos y estabilización de ciclos hídricos de áreas forestadas. Cuenca del Río Gavilanes, Coatepec, Veracruz. Informe final de estudio. INE - SEMARNAT, México D.F. 80 P.

Poulenard, J.; Podwojewski, P.; Janeau, J.L. y Collinet, J. 2001. Runoff and soil erosion under rainfall simulation of Ando sols from the Ecuadorian Páramo: effect of tillage and burning. *Catena* 45.

Richey, J.E.; Nobre, C. y Deser, C. 1989. Amazon river discharge and climate variability: 1903 – 1985. *Science* 246, 101 – 103.

Ripl, W. 1995. Management of water cycle and energy flow for ecosystem control: The energy – transport reaction (ETR) model. *Ecological Modelling* 78: 61–76.

Rose, S. y Peters, N. E. 2001. Effects of urbanization on streamflow in the Atlanta area (Georgia, USA): a comparative hydrological approach. *Hydrological Processes* 15: 1441 – 1457.

Rushton, K. R.; Eilers, V. H. M. y Carter R. C. 2006. Improved soil moisture balance methodology for recharge estimation. *Journal of Hydrology*, Vol. 318: 379 – 399.

Rzedowski, J. 1978. *Vegetación de México*. Editorial Limusa, México. 326 P.

Seeger, M.; Errea, M.P.; Beguería, S.; Arnáez, J.; Martí, C. y García-Ruiz, J.M. 2004. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Hydrology* 288: 299–311.

Schellekens, J.; Bruijnzeel, L.A.; Scatena, F.N.; Bink, N.J., y Holwerda, F. 2000. Evaporation from a tropical rain forest, Luquillo Experimental Forest, Eastern Puerto Rico. *Water Resources Research* 36: 2183 - 2196.

Stednick, J.D. 1996. Monitoring the effects of timber harvest on water yield. *Journal of Hydrology* 176: 79 - 95.

Sujonom, J.; Shikasho, S. y Hiramatsu, K. 2004. Una comparación de las técnicas para el análisis de la recesión hidrográficas. *Procesos hidrológicos* 18: 403 – 413.

Szilagyi, J. y Parlange, M. B. 1998. Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. *J. Hydrol.* 204 (1-4): 251-260.

Tejeda, M.A.; Acevedo, F. y Jáuregui, E. 1989. *Atlas Climático del Estado de Veracruz*. Col. Textos Universitarios, Universidad Veracruzana. 150 P.

Tobón, C. 2014. *Los Bosques de la Amazonía Colombiana: Ecohidrología y Ciclos Biogeoquímicos*. pp 46-50.

Tobón, C.; Bruijnzeel, L.A.; Frumau, K.F.A. y Calvo, J.C. 2010. Changes in soil hydraulic properties and soil water status after conversion of tropical montane cloud forest to pasture in northern Costa Rica. In: L.A. Bruijnzeel, F.N. Scatena and L.S. Hamilton (editors), *Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 765 – 778.

Tobón, C. 2009. Los Bosques Andinos y el Agua. Serie Investigación y Sistematización 04. Programa Regional ECOBONA–Intercooperation, Condesan, Quito Ecuador. 122 P.

Tobón, C. y Arroyave, F. 2008. Hidrología de los bosques Alto Andinos. En: Ecología de Bosques Andinos. Juan Diego León Pelaéz (ed.). Universidad Nacional de Colombia. 260 P.

Tobón, C.; Bouten, W. y Sevink, J. 2000. Gross rainfall and its partitioning into throughfall, stemflow and evaporative loss in four forest ecosystems in western Amazonia. *J. of Hydrol.* Vol. 237(1-2): 40-57.

Tobón, C. 1999. Monitoring and modelling hydrological fluxes in support of nutrient cycling studies in Amazonian rain forest ecosystems. Tropenbos series 17, Wageningen, the Netherlands. 169 P.

Torres, R.; Dietrich, W.E.; Montgomery, D.R.; Anderson, S.P. y Loague, K. 1998. Unsaturated zone processes and the hydrologic response of a steep, unchanneled catchment. *Water Res. Resour.* 34: 1865–1879.

Weyman, D.R. 1973. Measurement of the downslope of water in a soil. *Journal of Hydrology* 20: 267-288.

Williams, G.; Manson, R. H. y Isunza, E. 2002, La fragmentación del bosque mesófilo de montaña y patrones de uso de suelo en la región oeste de Xalapa, Veracruz, México. *Madera y Bosques* 8: 73 – 79.

Wittenberg, H. 2003. Effects of season and man-made changes on baseflow and flow recession: case studies. *Hydrological Processes*, 17: 2113 - 2123.

Yang, S.L.; Zhao, Q.Y. y Belkin, I.M. 2002. Temporal variation in the sediment load of the Yangtze River and the influence of human activities. *Journal of Hydrology* 263: 56 - 71.

Zhang, Y. K. y Schilling, K. E. 2006. Effects of land cover on water table, soil moisture, evapotranspiration, and groundwater recharge: A Field observation and analysis. *Journal of Hydrology*, Vol. 319: 328 – 338.

Zinke, P. J. 1967. Forest Interception Studies In: The Unites States. En Shopper, W. and Lull, H. (Eds.): *Forest Hydrology*. N. York, 137 - 161.