



Universidad de los Andes
Postgrado de Ecología Tropical
Instituto de Ciencias Ambientales y Ecológicas.



Trabajo de Grado de Maestría:

**EL PÁRAMO COMO PROVEEDOR DE AGUA:
ANÁLISIS DE LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS Y DE VEGETACIÓN
SOBRE EL BALANCE HÍDRICO DE UNA MICROCUENCA ANDINA DE
VENEZUELA.**



Lic. Mayanín E. Rodríguez Morales

Tutor: Dr. Dimas Acevedo

Cotutor: Dr. Wouter Buytaert

Mérida, 17 de junio de 2010

Este Trabajo de Maestría fue financiado por:

Programa de Becas del Proyecto Páramo Andino, CIP-CONDESAN

Beca Misión Ciencias “Plan de Desarrollo de Talento Humano de Alto Nivel”, del Fondo Nacional de Ciencias, Tecnología e Innovación. Ministerio de Ciencias y Tecnologías.

CDCHT – ULA (C-1654-09-01-EM)

AGRADECIMIENTOS

A todo el equipo del Instituto de Ciencias Ambientales y Ecológicas (ICAE). Al personal técnico del instituto, en especial a William Dugarte por su grata compañía en campo. A todos los profesores, a Fermín Rada, Luís Daniel Llambí, Carlos García, Liccia Romero, Raphael D, María Elena Naranjo, en especial a Eulogio Chacón por toda la dedicación durante las primeras etapas de mi carrera profesional.

Al Postgrado de Ecología Tropical.

A mi tutor Dimas Acevedo.

A mi cotutor Wouter Buytaert por sus recomendaciones y valiosa asesoría en todo momento y por su apoyo para participar en el Curso de Hidrología de Ecosistemas Andinos.

A mis jurados Michelle Ataroff y Lina Sarmiento por sus acertadas sugerencias.

A Luis Llambí como Coordinador del Proyecto Páramo Andino en Venezuela, por haber apoyado plenamente este proyecto y haberme brindado toda su confianza en la ejecución del mismo.

A Lina Sarmiento, por su asesoría cuando más la requería y por su apoyo en la compra de los sensores y para participar en enriquecedores cursos en el extranjero.

A Magdiel Ablan por todo su tiempo y valiosa ayuda en el procesamiento de los datos.

A todos mis amigos del postgrado, Adri, Caribay, Willmer, Johanita, Marcela, Hamlet, Harold, Kike, Alma, Roxi, Carmen y Miguel.

A Leidita, Samanta, Yolanda, Dianita y Haldyn con quienes compartí sol, lluvia y hasta granizo y gratos momentos en mi querido Páramo de Mixteque. A Julia Smith por su amistad.

A Betsaida Hernández y a su mamá por habernos alojado en su casa en Mixteque, la cual fue nuestra estación biológica por varios meses.

Al Sr. Neptalí Dávila, a Gregori Dávila, a Neptalí Dávila hijo y a toda su bella familia, hijos, hijas y nietos, por su grata compañía en campo.

A toda la gente de Mixteque, en especial a Frank Dávila y a María Vicenta Dávila.

A mi querido Cheito (José Gregorio Monsalve) por todo su valioso apoyo, compañía, paciencia durante toda la realización de este proyecto. Y por todas las demás cosas bellas que día a día compartimos.

A mi papá por ser tan especial.

A mi mamá por apoyarme incansablemente y por ser ejemplo de lucha para hacer de este un mejor mundo para todos.

A mi bello hijo Arturo Zuhé por toda su paciencia, inmenso amor y desbordante alegría...

A todos mil gracias!!!

RESUMEN: El páramo andino es reconocido como un importante proveedor y regulador de agua, de la cual depende directamente la población paramera y sus actividades productivas, así como otras localidades andinas. Las precipitaciones en el páramo venezolano poseen una marcada estacionalidad, con tres meses secos. Sin embargo, los caudales siguen proveyendo agua a sus pobladores durante la época de sequía. Buscando entender su funcionamiento como proveedor y regulador hídrico, fueron planteados los siguientes objetivos 1) Establecer balances hídricos mensuales a escala de microcuenca en la parte media-alta del páramo de Mixteque, a fin de analizar su función como proveedor, su capacidad de regulación y de almacenamiento 2) Analizar el funcionamiento hídrico del suelo en diferentes posiciones topográficas y con coberturas contrastantes para evaluar su rol en el almacenamiento y regulación de la microcuenca en general. Para ello, se escogió la parte media-alta de la microcuenca de la quebrada Miguaguó y se instalaron una red de 13 pluviómetros, cuatro estaciones climatológicas automatizadas y una de caudal. Se encontró que este páramo entre septiembre del 2008 y marzo de 2009 proveyó como caudal el 30,2% de sus precipitaciones, almacenó 1,9% en la capa de 0 a 10 cm del suelo y casi dos tercios de las entradas egresaron como evapotranspiración. Separando los flujos gaseosos, aparentemente el 38,3% de las precipitaciones egresaron como evaporación y 19,9% por transpiración, indicando que probablemente la vegetación disminuye las salidas gaseosas. Sus suelos almacenaron agua que abasteció el déficit de dos meses secos y mantuvieron el caudal base. Las unidades de fondo de valle fueron importantes almacenadoras de agua en época de sequía, cuyos humedales, que abarcaban solo el 4,3% del área, almacenaron el 33% del agua contenida en los primeros 10 cm del suelo de la microcuenca y el fondo de valle con arbustales-rosetales almacenó el 40% del agua contenida en esta capa del suelo. Las laderas fueron unidades donde prevaleció permanentemente la infiltración, funcionando aparentemente como reguladores de crecidas del caudal y contribuyendo al almacenamiento de agua en los fondos de valle por medio de aportes laterales a través de flujos subsuperficiales. En

resumen, las características ambientales del Páramo de Mixteque, como suelos, cobertura vegetal y sus precipitaciones, favorecen el almacenamiento y disminuyen las salidas gaseosas, permitiéndole al ecosistema abastecer permanentemente del recurso agua.

ÍNDICE DEL TRABAJO

1) INTRODUCCIÓN	1
1.1) Estado actual del conocimiento de la hidrología de los páramos.....	4
1.1.1) Balances a escala de cuenca.....	5
1.1.2) Precipitación.....	6
1.1.3) Escorrentía e infiltración.....	8
1.1.4) Capacidad de almacenamiento.....	10
1.1.5) La evapotranspiración.....	12
1.1.6) El Caudal.....	13
1.2) PROYECTOS DE INVESTIGACIÓN RELACIONADOS.....	14
1.3) HIPÓTESIS.....	16
1.4) OBJETIVOS.....	17
1.4.1) Objetivo general.....	17
1.4.2) Objetivos específicos.....	17
2) MÉTODOS	19
2.1) ÁREA DE ESTUDIO.....	19
2.2) DISEÑO EXPERIMENTAL.....	23
2.2.1) Mapas geomorfológicos y de vegetación.....	23
2.2.2) Medición y análisis de la precipitación.....	24
2.2.3) Contenido de agua en los primeros 10 cm del suelo.....	27
2.2.4) Otras variables edáficas.....	31
2.2.5) Estimación de la evapotranspiración de referencia (ET _o).....	34
2.2.6) Estimación de la evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico (ET _c aju).....	36

2.2.6.1) Coeficiente basal de la vegetación (Kcb).....	37
2.2.6.2) Coeficiente de evaporación (Ke).....	39
2.2.6.3) Máximo valor de Kc con suelo húmedo (Kcmax).....	39
2.2.6.4) Coeficiente de reducción de la evaporación (Kr).....	41
2.2.6.5) Coeficiente de estrés hídrico (Ks).....	43
2.2.7) Estimación de evaporación directa desde el suelo.....	46
2.2.8) Estimación de la transpiración.....	46
2.2.9) Cálculo del caudal.....	46
2.2.9.1) Pasos para calibrar el MiniDiver.....	48
2.2.10) Otras variables ambientales.....	49
2.2.11) Relación entre precipitación, caudal y contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos.....	50
2.2.12) Balances hídricos mensuales a escala de microcuenca.....	51
3) RESULTADOS.....	53
3.1) MAPAS DE GEOMORFOLOGÍA Y VEGETACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	53
3.2) ESCALA DE MICROCUENCA.....	57
3.2.1) Precipitaciones.....	57
3.2.1.1) Variabilidad espacial de las Precipitaciones.....	57
3.2.1.1.a) Gradiente Altitudinal.....	57
3.2.1.1.b) Gradiente Topográfico.....	59
3.2.1.1.c) Patrón espacial de las precipitaciones en la microcuenca (Interpolación de las precipitaciones) Variabilidad temporal de las precipitaciones.....	60
3.2.1.2) Variabilidad temporal de las precipitaciones.....	63
3.2.1.3) Caracterización de los eventos de precipitación.....	64

3.2.2) Contenido de agua en los primeros 10 cm de profundidad del suelo.....	66
3.2.3) Evapotranspiración referencia (ET0).....	67
3.2.4) Evapotranspiración de la vegetación, ajustada a condiciones de déficit hídrico (ETc aj).....	69
3.2.5) Caudal.....	68
3.2.6) Integración de variables ambientales.....	70
3.2.6.1) Precipitación y contenido de agua en los primeros 10 cm de profundidad vs caudal.....	70
3.2.6.1.a) Magnitud de las precipitaciones vs respuesta del caudal.....	72
3.2.6.1.b) Intensidad de las precipitaciones vs respuesta del caudal.....	73
2.3.7) Balances hídricos mensuales.....	73
3.2.8) Otras variables ambientales.....	77
3.2.8.1) Radiación solar.....	77
3.2.8.2) Velocidad del Viento.....	79
3.3) A ESCALA DE UNIDADES TOPOGRÁFICAS Y DE VEGETACIÓN.....	80
3.3.1) Precipitaciones.....	80
3.3.2) Contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos.....	81
3.3.3) Evapotranspiración de referencia (ET0).....	84
3.3.4) Evapotranspiración de la vegetación ajustada a estrés hídrico, evaporación y transpiración.....	86
3.3.5) Comportamiento hídrico de las unidades frente a eventos de diferente magnitud y la respuesta del caudal.....	90
4) DISCUSIÓN.....	95
4.1) MAPAS DE GEOMORFOLOGÍA Y VEGETACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	95

4.2) ANÁLISIS A ESCALA DE MICROCUENCA.....	96
4.2.1) Precipitaciones.....	96
4.2.1.1) Variabilidad espacial de las precipitaciones.....	96
4.2.1.1.a) Gradiente Altitudinal.....	96
4.2.1.1.b) Gradiente Topográfico.....	99
4.2.1.1.c) Interpolación de las precipitaciones.....	99
4.2.1.2) Variación temporal de las precipitaciones.....	100
4.2.1.3) Caracterización de los eventos de precipitación.....	101
4.2.2) Agua contenida en los primeros 10 cm del suelo.....	102
4.2.3) Evapotranspiración de referencia (ET ₀).....	103
4.2.4) Evapotranspiración de la vegetación, ajustada a condiciones de déficit hídrico (ET _{c aj}).....	104
4.2.5) Caudal.....	106
4.2.6) Integración de variables ambientales.....	106
4.2.6.1) Precipitación, contenido de agua en los primeros 10 cm del suelo vs caudal.....	106
4.2.6.1.a) Magnitud de las precipitaciones vs respuesta del caudal.....	108
4.2.6.1.b) Intensidad de las precipitaciones vs respuesta del caudal.....	109
4.2.7) Balances hídricos mensuales.....	110
4.2.8) Otras variables ambientales.....	113
4.2.8.1) Radiación solar.....	113
4.2.8.2) Velocidad del Viento	114
4.3) A ESCALA DE UNIDADES TOPOGRÁFICAS Y DE VEGETACIÓN.....	114
4.3.1) Precipitaciones.....	114

4.3.2) Contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos.....	115
4.3.3) Evapotranspiración de referencia (ET ₀).....	120
4.3.4) Evapotranspiración de la vegetación ajustada a estrés hídrico, evaporación y transpiración.....	122
4.3.5) Comportamiento hidrológico de las unidades topográficas y de vegetación en función de la magnitud de las precipitaciones..	125
4.3.5.1) Respuesta hidrológica de la unidad de FV-AA.....	125
4.3.5.2) Respuesta hidrológica de la Unidad de LD-AD.....	126
4.3.5.3) Respuesta hidrológica de la unidad de LI-AA.....	126
4.3.5.4) Respuesta hidrológica de la unidad de FV-HM.....	127
4.3.5.5) Respuesta del caudal frente a la respuesta hidrológica de las unidades.....	127
5) CONCLUSIONES.....	128
5.1) RECOMENDACIONES PARA INVESTIGACIONES FUTURAS.....	130
BIBLIOGRAFÍA.....	132

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Balance hídrico de la Cuenca Alta del río Chama por encima de los 3.000 de altitud hasta la naciente en el Valle de Mifafí.....	6
Figura 2. Patrones de precipitación del páramo de Ecuador vs páramos de Venezuela. Variación interanual de las precipitaciones.....	7
Figura 3. Laguna de Miguaguó en el Páramo de Mixteque.....	18
Figura 4. Ubicación de la localidad de Mixteque en el Municipio Rangel del Estado Mérida en Venezuela.....	19
Figura 5. Microcuenca de la Quebrada Miguaguó.....	20
Figura 6. Camino hacia el Alto de Mixteque y húmedal del Páramo de Mixteque.....	22
Figura 7. Pluviómetros artesanales instalados en la microcuenca.....	24
Figura 8. Mapa de la Microcuenca media-alta de la Quebrada Miguaguó con la localización de la red pluviométrica y las estaciones de clima y caudal.....	25
Figura 9. Estaciones climáticas automatizadas instaladas en la microcuenca.....	28
Figura 10. Método para la recolección de muestras de suelo inalterado.....	32
Figura 11. Método de permeámetro de carga constante para el cálculo de la conductividad hidráulica en condiciones de saturación.....	33
Figura 12. Sensores de caudal y estación de caudal en la Microcuenca de Miguaguó.....	47
Figura 13. Mapa de geomorfología del valle principal de la Microcuenca de Miguaguó.	54

Figura 14. Mapa de vegetación del valle principal de la Microcuenca de Miguaguó.	55
Figura 15. Variabilidad de las precipitaciones en el gradiente altitudinal, comparación entre transectas.....	58
Figura 16. Variabilidad de las precipitaciones en el gradiente altitudinal. Precipitación en las estaciones de fondo de valle.....	58
Figura 17. Variabilidad de las precipitaciones en el gradiente topográfico.....	60
Figura 18. Mapas de precipitación del mes de enero de 2009, generados con diferentes modelos de interpolación.....	61
Figura 19. Distribución de la precipitación total en el área de estudio, a partir de la interpolación con Universal kriging corregido con la altitud.....	62
Figura 20. Precipitación promedio mensual en la microcuenca.....	63
Figura 21. Distribución de la frecuencia de las precipitaciones según su magnitud y según su intensidad.....	64
Figura 22. Distribución horaria de las precipitaciones en la microcuenca.....	65
Figura 23. Magnitud promedio de los eventos de precipitación en cada hora del día	66
Figura 24. Contenido de agua promedio mensual en los primeros 10 cm del suelo de la microcuenca.....	67
Figura 25. Evapotranspiración de referencia promedio mensual de la Microcuenca de Miguaguó.....	67
Figura 26. ETC _{aj} promedio mensual de la Microcuenca de Miguaguó.....	68
Figura 27. Caudal mensual de la Microcuenca de Miguaguó.....	69

Figura 28. Curva de duración de caudal de la Quebrada de Miguaguó	70
Figura 29. Comparación entre la precipitación diaria, contenido de agua promedio diario en los primeros 10 cm del suelo del fondo de valle y caudal diario.....	71
Figura 30. Componentes del balance hídrico: precipitación, ETc aj, caudal y almacenamiento en los primeros 10 cm del suelo, en la Microcuenca de la Quebrada de Miguaguó.....	74
Figura 31. Balance hídrico general del Páramo de Mixteque.....	76
Figura 32. Radiación solar promedio mensual en la microcuenca.....	77
Figura 33. Cursos diarios de radiación de solar en la microcuenca.....	78
Figura 34. Distribución de frecuencia de radiación solar diaria en la microcuenca.....	78
Figura 35. Velocidad del viento promedio mensual en la microcuenca.....	79
Figura 36. Contenido de agua promedio diario en los primeros 10 cm de los suelos de las unidades topográficas y de vegetación monitoreadas en la microcuenca.....	81
Figura 37. Promedios mensuales, máximos y mínimos de la ET0 en las unidades evaluadas.....	85
Figura 38. Evapotranspiración de referencia mensual en las unidades monitoreadas.....	85
Figura 39. Evapotranspiración mensual de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico en las unidades evaluadas.....	87
Figura 40. Evaporación mensual en las unidades evaluadas en la microcuenca.....	87
Figura 41. Transpiración mensual de las unidades evaluadas en la microcuenca.....	88

Figura 42. Variación del contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos de FV-AA, LD-AD y LI-AA durante eventos de precipitación de diferentes magnitudes.....91

Figura 43. Variación del contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos de FV-HM y la respuesta del caudal durante eventos de precipitación de diferentes magnitudes.....92

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Áreas de las unidades geomorfológicas en el valle glacial principal de la microcuenca de la Quebrada Miguaguó.....	53
Tabla 2. Área de las unidades de vegetación en el valle glacial principal de la microcuenca de la Quebrada Miguaguó.....	56
Tabla 3. Superficie que abarcan las unidades topográficas evaluadas en el valle principal de la microcuenca de la Quebrada Miguaguó.....	57
Tabla 4. Variación de la precipitación sobre el gradiente altitudinal. Análisis a partir de los datos de los pluviómetros de fondo de valle.....	59
Tabla 5. Precipitación mensual en el área de estudio, estimada a partir de varios modelos de interpolación.....	61
Tabla 6. Respuesta del caudal frente a eventos de magnitud variable, en condiciones contrastantes de humedad previa del suelo (con y sin eventos previos de precipitación).....	72
Tabla 7. Respuesta del caudal frente a eventos de magnitud variable y de intensidades contrastantes.....	73
Tabla 8. Componentes del balance hídrico en la Microcuenca de Miguaguó.....	75
Tabla 9. Variación temporal y espacial de la precipitación en la Microcuenca de Miguaguó. Promedio mensual de las precipitaciones en cada temporada.....	80
Tabla 10. Contenido de agua promedio en los primeros 10 cm del suelo de las unidades monitoreadas durante la época seca y húmeda. Valores máximos y mínimos.....	82
Tabla 11. Pendiente y características edáficas de los primeros 10 cm del suelo de las unidades topográficas y de vegetación monitoreadas en la microcuenca.....	83

Tabla 12. Aporte promedio de cada unidad al contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos de la microcuenca y en cada temporada.....	84
Tabla 13. Promedio mensual de la ET0 de las unidades monitoreadas durante la época seca y los meses lluviosos monitoreados.....	86
Tabla 14. Características y coeficientes de la vegetación medidos y estimados en cada unidad.....	88
Tabla 15. Aporte ponderado de cada unidad a la evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico, evaporación total y transpiración total del área de estudio.....	89
Tabla 16. Aporte ponderado de cada unidad a la evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico, durante la época seca y los meses lluviosos monitoreados.....	90
Tabla 17. Variación del contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos en las unidades monitoreadas, durante eventos de precipitación de magnitudes diferentes.....	93



1) INTRODUCCIÓN

El páramo andino es un ecosistema único, restringido a la parte alta de los Andes del Norte. Se distribuye de manera aislada y fragmentada, por encima de los 2800 a 3500 m de altitud, sobre el límite continuo de bosques, a lo largo de Venezuela, Colombia, Ecuador y el Norte de Perú (Monasterio, 1980).

El páramo se caracteriza por ser un ambiente de alta montaña tropical, con una biota única, una elevada biodiversidad con alto porcentaje de endemismo. Posee una rica diversidad cultural y un gran potencial para el turismo (Monasterio y Celecia, 1991).

Uno de los principales servicios ambientales que se le ha reconocido al páramo andino es ser proveedor del recurso agua. En Venezuela, la población paramera y sus sistemas de producción dependen del agua que proviene de él (Monasterio *et al*, 2006). En Colombia y Ecuador, este ecosistema le provee agua a los Andes altos, a zonas de tierras bajas y a grandes ciudades como Bogotá, Quito y Cuenca, que consumen agua casi exclusivamente del páramo (De Bievre *et al.*, 2006; Hofstede, 1995). Por tales razones, este ecosistema tiene un gran valor como reserva de agua tanto para consumo humano como para el desarrollo de actividades económicas (Vivas, 1992).

En los páramos se produce una gran variedad de productos agrícolas exclusivos de ambientes fríos (Suárez, 1978), que abastecen parte de las demandas nacionales de estos rubros (el estado Mérida en Venezuela, por dar un ejemplo, aporta el 51% de la producción nacional de papa, (Romero, 2005)). Sin embargo, el crecimiento poblacional en los países con páramos ha traído consigo un aumento en las demandas nacionales de estos rubros. Esta situación ha generado la necesidad de incorporar nuevas áreas agrícolas, ha impulsado la intensificación del uso de la tierra del páramo (Monasterio, 1980) y con ello el incremento de la demanda del recurso agua (Monasterio *et al*, 2006)

Paradójicamente, las superficies agrícolas, demandantes de agua, están reduciendo progresivamente las áreas del páramo natural que almacenan, proveen y regulan la disponibilidad de este recurso a las primeras. El avance de la frontera agrícola sobre los páramos ha conllevado a tasas anuales de pérdida

considerables (Monasterio, *et al*, 2006). Inclusive en Venezuela, donde el 70,9% de los páramos se encuentran bajo figuras de protección (Josse *et al*, 2009) se evidencia la transformación de este ecosistema estrechamente relacionada con la producción de papa (Romero, 2005). El avance agrícola actual se localiza mayormente sobre las laderas, donde se alcanza a veces hasta los 3.600 a 4.000 m de altitud (Monasterio, 1980). Estos procesos de transformación se vienen desarrollando sin el adecuado conocimiento del funcionamiento del páramo y de la potencialidad de sus recursos (Vivas, 1992). Además, alteran el comportamiento hidrológico del páramo y afectan su función como proveedor de agua (Buytaert *et al* 2008b; Buytaert *et al.*, 2006a; Buytaert *et al.*, 2006c y Poulénard *et al.*, 2001).

Por otra parte, el sistema productivo en los páramos venezolanos ha sido transformado, generando una mayor demanda de agua durante todo el año (Monasterio, *et al*, 2006). Los cultivos de papa negra (un ciclo de cultivo anual) han sido abandonados y reemplazados por la producción de la papa blanca (tres ciclos anuales) (Velázquez, 2001), además se han incorporado la utilización de agroquímicos, altas cantidades de abonos y nuevos cultivos resistentes a las heladas (como ajo y zanahoria), así como la instalación de sistemas de riego comunales y privados. En consecuencia, actualmente las áreas agrícolas del páramo son zonas de producción permanente (Monasterio, 1980) que dependen constantemente del agua que proveniente del páramo natural (Acevedo *et al*, 2006).

Otro factor que afecta los procesos de almacenamiento y regulación del recurso hídrico, ha sido Indirectamente el proceso de intensificación de la agricultura, el cual ha generado cambios en los modelos de pastoreo y con ello una mayor presión e impacto del ganado sobre los páramos (Monasterio, *et al*, 2006). El sistema agrícola tradicional, que se caracterizaba por dejar descansar la tierra (entre 3 hasta más de 12 años), permitía al ganado vacuno y equino pastorear en dichas parcelas durante los períodos de barbecho (Sarmiento y Monasterio, 1993). A medida que se fue intensificando el sistema de producción, se fue eliminando la práctica del descanso, en consecuencia el ganado pastorea por más tiempo en las zonas más altas del páramo natural. Esto incrementa el

impacto sobre este ecosistema, en especial sobre los humedales. Esta situación altera el funcionamiento del páramo como proveedor y regulador de agua (Monasterio, *et al* 2006), ejemplo de ello, lo reportó Valero (2009), quien encontró en los suelos de humedales pastoreados, mayores densidades aparentes y menor capacidad de almacenamiento en punto de saturación, en comparación con suelos de humedales protegidos por cercas que excluyen al ganado. Las diferencias se presumen son un efecto directo de la compactación de los suelos por el pisoteo del ganado. Esto es una evidencia de la disminución de la capacidad de almacenamiento de los páramos por efectos antrópicos y la degradación de los humedales afectando los procesos de regulación hídrica.

El cambio de uso de las tierras del páramo en combinación con la demanda creciente de agua, ha generado conflictos por el recurso hídrico (García, 2006; Harden, 2006; Buytaert, 2005; Molinillo y Monasterio, 1997). Esto hace que sea necesario planificar el uso de las tierras del páramo y la optimización de la utilización del agua. Para ello, es necesario y fundamental el estudio de su hidrología, para poder soportar la toma de futuras decisiones (Acevedo *et al*, 2006; Buytaert *et al*, 2006a).

El estudio de la hidrología del páramo reviste cierto grado de complejidad, dado por su relieve montañoso irregular, que afecta la velocidad y dirección de los vientos, la nubosidad, las precipitaciones, la cantidad de radiación que llega al ecosistema y otros elementos meteorológicos (Vivas, 1992). Esto genera una gran heterogeneidad de los ingresos por precipitación y en los balances energéticos, es decir, patrones de clima fuertemente variables a escala local (Buytaert *et al*, 2006b). A toda esta variabilidad, se le combina la topografía, que a escala local determina diferentes tipos de suelos (Anderson y Burt, 1990) y facilita la existencia de varios tipos de vegetación (Fariñas, 1977). En consecuencia es de esperar, que el páramo resulte un mosaico de unidades con comportamientos hidrológicos diferentes, que repercuten en el balance hídrico global de este ecosistema. Debido a la dificultad de monitorear y a la escasez de datos de caudales de ríos pequeños de la alta montaña tropical, el conocimiento de cuanta agua pueden proveer los páramos es limitado. Esta complejidad hace que el manejo sustentable del recurso

hídrico y biodiversidad de las zonas de montaña sea un desafío (Liniger *et al.*, 1998 en Buytaert, 2008b).

Los estudios hidrológicos de este ecosistema, han sido desarrollados principalmente en páramos de Ecuador y Colombia. Estos páramos no son comparables a los páramos venezolanos principalmente por dos razones. Primero porque en el páramo venezolano el clima posee una estación seca marcada, que dura entre 4 a 5 meses, en la cual llueve poco o nada; en contraste, el clima de los páramos de Ecuador y Colombia es predominantemente más húmedo y con precipitaciones contantes durante todo el año (Wouter *et al*, 2008b). Segundo, en Venezuela los suelos son predominantemente jóvenes (Entisoles e Inceptisoles) (Malagon, 1982) y en Ecuador y Colombia la mayoría de sus suelos parameros son de origen volcánico o Andosoles (Buytaert *et al.*, 2008a; Tobón, 2008). Tales características establecen marcadas diferencias entre estos páramos. Por tal razón, existe un vacío en el conocimiento hidrológico de los páramos venezolanos que no puede suplirse con los estudios desarrollados en Colombia y Ecuador. Sin embargo, Sarmiento (2000) hizo balances hídricos a escala de parcelas en el Páramo de Gavidia suministrando alguna información clave durante dos años de monitoreo.

1.1) Estado actual del conocimiento de la hidrológica de los páramos

A fin de aprovechar los estudios hidrológicos desarrollados en los páramos de Colombia y Ecuador para comprender el funcionamiento de los páramos venezolanos, a continuación se expone una síntesis de los componentes del ciclo hidrológico y de las características de la dinámica hídrica, a fin de identificar diferencias y similitudes e inferir su respuesta como proveedor y regulador del recurso agua. Los páramos de Perú no fueron considerados en esta comparación debido a su carencia de estudios hidrológicos.

1.1.1) Balances a escala de cuenca

Los balances hídricos en áreas de montaña son una herramienta de gran utilidad para el estudio de la dinámica hídrica en ambientes tan heterogéneos como los páramos, son de importante interés ya que representan un enfoque hidrológico simplificado, que parte de delimitar un área de superficie conocida, estimar las entradas y las salidas de agua y las transferencias o procesos que influyen en el comportamiento hidrológico y su dinámica. Este tipo de enfoque permite conocer la capacidad de abastecimiento de agua que tiene un sistema, tema que se está convirtiendo en un asunto de gran importancia económica y social en los Andes como en muchas partes del mundo.

Para la cuenca alta del río Chama en Venezuela, por encima de los 3000 msnm, Acevedo (datos sin publicar) realizó un balance hídrico basado en la información cartográfica, edafológica e hidrológica de los principales ecosistemas parameros, que permitió sintetizar bajo un modelo de flujo ($\text{Precipitación} = \text{ETP} + \text{Drenaje} \pm \text{Almacenamiento}$) las principales entradas, salidas y almacenamiento en los primeros 30 cm de profundidad de suelo (Figura 1), encontrando que de los 800 mm de precipitación vertical promedio que ingresaron, el 56% salieron en forma gaseosa o evapotranspiración potencial (ETP), el 40% salió como caudal y el 4% fue almacenado en los suelos, evidenciando que estos ambientes con altas pendientes y suelos superficiales son buenos proveedores hídricos para las zonas aguas abajo.

Tobón (2008) reportó que en los páramos de Colombia con 3600 mm de entradas, el 14% salieron por evaporación y el 63% como caudal y en páramos medianamente húmedos los caudales representaron el 55% de las entradas, indicando altos rendimientos, con valores similares a lo estimado en Venezuela.

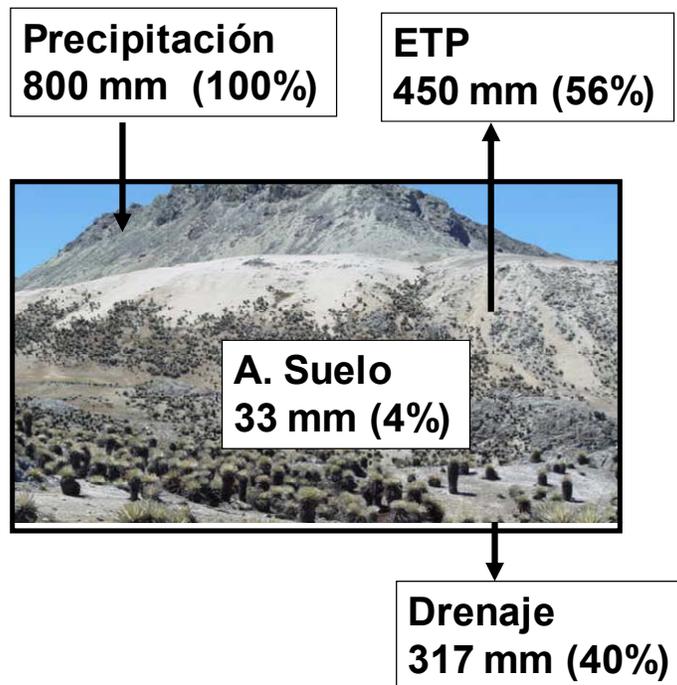


Figura 1. Balance hídrico de la Cuenca Alta del río Chama por encima de los 3000 msnm hasta la naciente en el Valle de Mifafí (Acevedo, datos sin publicar).

1.1.2) Precipitación

Particularmente en ambientes de montaña, la precipitación es fuertemente variable en el espacio y el tiempo. En los páramos venezolanos, específicamente en los merideños, se han reportado marcados gradientes de precipitación, que van desde los 600 mm a los 1300 mm una variación de un factor 2,16 en tan solo 10 km en línea recta, entre Mucuchíes y el Páramo de Gavidia (Andressen y Ponte, 1973). De igual manera en Ecuador, se han reportado diferencias del 25% de variación de las precipitaciones en gradientes de 4 Km de distancia (Buytaert *et al.*, 2006b). Combinada a esta gran variabilidad espacial, las precipitaciones presentan variaciones temporales en su distribución. El clima de los páramos venezolanos se caracteriza por una distribución claramente estacional (Figura 2B), con una marcada estación seca, en la cual llueve muy poco o nada (Monasterio, 1980), esto es producto de la influencia de los vientos alisios del noreste sobre su clima. Por el contrario, en los páramo de Ecuador y Colombia, las precipitaciones

poseen una variación mensual muy baja (Figura 2A), debido a que su clima está influenciado por la Zona de Convergencia Intertropical que mantiene precipitaciones constantes durante todo el año, alta nubosidad y permanente neblina (Buytaert *et al.*, 2008b). Adicionalmente, el clima del páramo presenta una notoria variabilidad interanual (Figura 2C), distinguiéndose secuencias de años secos entre grupos de años más húmedos (Acevedo *et al.*, 2006) haciendo de la entrada por precipitación una variable con gran heterogeneidad espacial y temporal a cualquier escala.

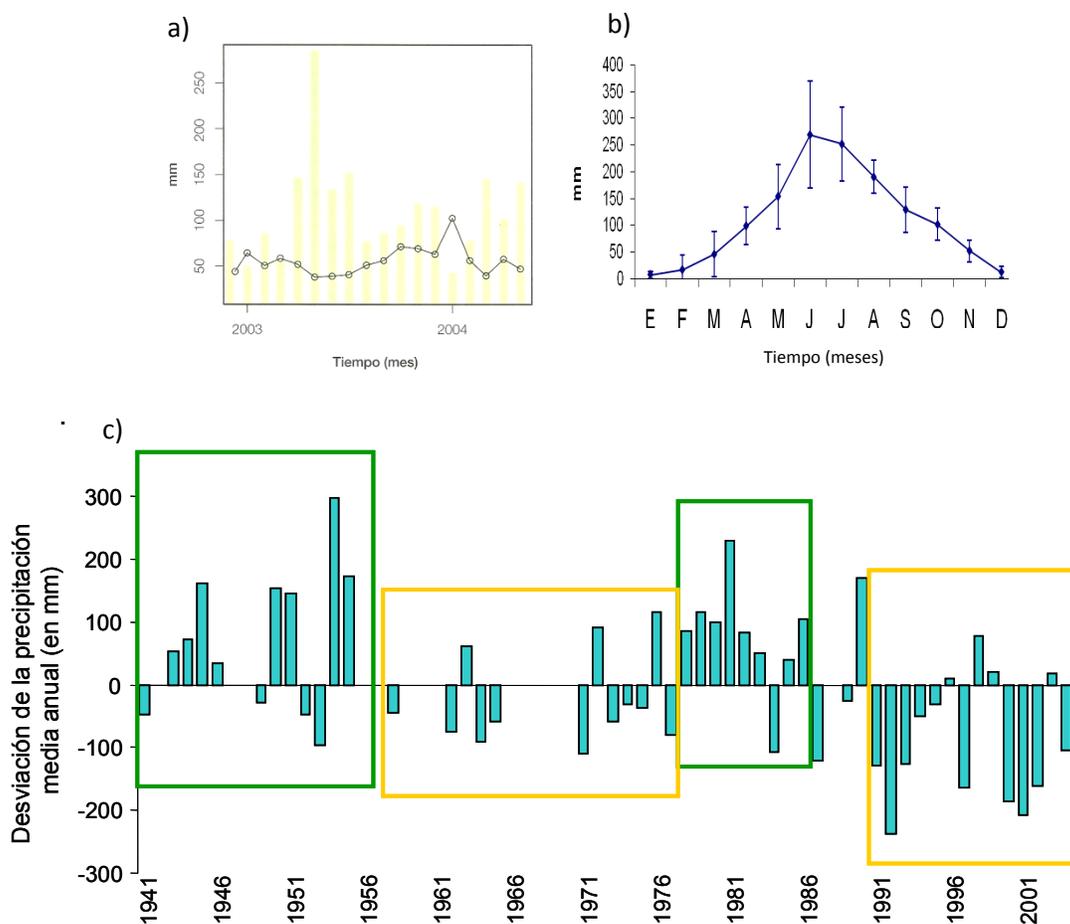


Figura 2. a) Precipitación mensual (barras) en el Páramo de Machángara-Ecuador (Buytaert *et al.*, 2008). b) Precipitación mensual en el Páramo de Gavidia-Venezuela (Sarmiento, comunicación personal). c) Variación interanual de la precipitación en La Toma–Mucuchíes-Venezuela (Estación INIA) entre 1941 y 2004. La precipitación media anual es 649 mm. Las cajas verdes indican series de años más húmedos y las cajas naranjas series de años más secos (Acevedo, et al., 2006)

Los eventos de precipitación, en todos los páramos son en general de pocas magnitudes y bajas intensidades, alta frecuencia, característica que influirán en todo el ciclo hidrológico (Buytaert *et al.*, 2006b; Sarmiento, 2000).

La excelente regulación hídrica reportada en los páramos de Ecuador y Colombia, se atribuye en parte a la poca variabilidad mensual de sus precipitaciones a lo largo del año (Tobón 2008; Buytaert *et al.*, 2006c). En consecuencia, se esperaría que el páramo venezolano tuviese una menor capacidad de regulación hídrica, como consecuencia de la marcada estacionalidad hídrica de sus precipitaciones.

1.1.3) Escorrentía e infiltración

En el estudio de Sarmiento (2000) en el Páramo de Gavidia en Venezuela la escorrentía fue muy baja (1,7% de la precipitación total), es decir, que casi toda la precipitación que llega a la superficie del suelo (precipitación neta) infiltra hacia el interior del suelo. La misma tendencia ha sido observada en páramos del Ecuador, donde se reportan tasas de infiltración altas de 50-60 mm h⁻¹ (Poulenard *et al.*, 2001) y entre 10-20 mm h⁻¹ (Buytaert *et al.*, 2006a). Esta característica de los páramos en general, es atribuida principalmente a la baja intensidad de sus precipitaciones y a las propiedades físicas de sus suelos (Buytaert *et al.*, 2006b). Como un ejemplo contrastante, en ecosistemas de montaña Himalayos, la fuerte intensidad de las precipitaciones (característica de climas monzónicos), genera escorrentías del 30% (Mishra and Ramakrishman, 1983 en Sarmiento, 2000).

La baja escorrentía y la elevada infiltración es otra característica que le confiere a los páramos una alta capacidad de regulación hídrica (De Bievre *et al.*, 2006) ya que se favorece al almacenamiento y se modera el tiempo de salida del agua a través de los flujos subsuperficiales (Sarmiento, 2000).

Entre las características edáficas que influyen en los mencionados procesos, se encuentran: estructura porosa y alta conductividad hidráulica. Estas características están relacionadas al elevado contenido de carbono orgánico presente en sus suelos y a sus texturas medias (Buytaert *et al.*, 2008b; Sosa *et al.*,

1997). En la cordillera de Mérida, la estructura porosa de los suelos minerales se ve acentuada por la alta pedregosidad o suelos esqueléticos, y por los altos contenidos mineralógicos en la fracción fina de cuarzo y plagioclasas provenientes de la meteorización predominantemente física de los gneiss, migmatitas y esquistos de la Asociación Grupo Iglesias (Malagón 1982)

En Venezuela, la cantidad de carbono orgánico en los suelos del páramo oscila entre 3,4 a 36% (Sosa *et al.*, 1997) y en promedio 11 % aproximadamente (Pansu *et al.*, 2006; Coûteaux *et al.*, 2002; Llambí y Sarmiento, 1997; Fariñas y Monasterio, 1980). En Ecuador los valores oscilan entre 12,5 a 21,2% (Poulenard *et al.*, 2001) y en suelos de localidades húmedas (con precipitaciones mayores a 900 mm anual) es frecuente encontrar más 40% de carbono orgánico (Buytaert *et al.*, 2008b). Por consiguiente, se esperaría que en los páramos venezolanos la porosidad fuese menor, la conductividad hidráulica menor y en consecuencia, una mayor escorrentía que en los otros páramos.

La vegetación del páramo cumple un importante papel. Por una parte, su biovolumen definirá la intercepción de las precipitaciones en el dosel y determinará la precipitación neta, disminuyendo las entradas de agua al sistema (Pacheco y Ataroff, 2005; Hofstede, 1995). Por otra parte, su cobertura interceptará y modificará el tamaño de las gotas de lluvia y por ende disminuirá la energía cinética del impacto de las gotas al llegar al suelo (Belmonte y Romero, 1999) favoreciendo la infiltración y reduciendo la escorrentía. Ejemplo de ello, fue reportado por Sarmiento (2000), quien observó tasas de escorrentía altas en parcelas agrícolas recién abandonadas (con escasa cobertura de vegetación), y evidenció una disminución progresiva de este flujo a medida que aumentaba la cobertura vegetal, pocos meses después. Además, la vegetación es el principal aporte de materia orgánica a los suelos, mejorando otro aspecto del balance hídrico como lo es el almacenamiento de agua en los suelos (Nierop *et al.*, 2007).

1.1.4) Capacidad de almacenamiento

La información reportada referente a agua contenida en los suelos del páramo venezolano es escasa. Acevedo (datos sin publicar) estimó a partir del análisis de 33 perfiles edáficos, que los suelos parameros podrían ser capaces de almacenar hasta alrededor de 224 mm de precipitación, es decir el 31% de las entradas promedio de la cuenca Alta del Chama. Según Sarmiento (2000) los suelos franco-limosos del Páramo de Gavidia tenían la capacidad de retener agua hasta el 55% de su volumen aproximadamente en condiciones de saturación, sin embargo, mantuvieron entre el 35 a 38% de su volumen en posición de laderas, en los primeros 20 cm de profundidad y llegaron a alcanzar el punto de marchitez en temporada de sequía. En Ecuador esta característica llega a ser excepcional, con 80 a 90% de agua en condiciones de saturación, características por las cuales los han reportado como excelentes almacenadores de agua (De Bievre *et al.*, 2006; Poulenard *et al.*, 2001).

La capacidad de almacenamiento de agua de los suelos de los páramos se atribuye a los altos contenidos de materia orgánica, a la elevada porosidad, a la densidad aparente baja a media, a su profundidad (pocos cm hasta varios metros) y específicamente en los Andosoles, a la presencia de arcillas amorfas tales como alófanos e imogolito y la presencia de complejos organometálicos producto de asociaciones de Al y Fe con la materia orgánica que le confieren a estos suelos una mayor capacidad de almacenamiento (Buytaert, 2008a; Buytaert *et al.*, 2005).

Con respecto a la cantidad de carbono orgánico, el porcentaje presente en los suelos de Venezuela es menor al de los suelos de Ecuador y Colombia. Se han reportado correlaciones altamente significativas entre la cantidad de carbono orgánico en el suelo y su capacidad de campo (Sosa *et al.*, 1997), lo que podría estar explicando parte de las diferencias en el almacenamiento entre estos páramos.

Por otra parte, la textura en combinación con la materia orgánica influye en la capacidad de almacenamiento. Un mayor porcentaje de arcillas definirá un mayor porcentaje de microporos y con ello aumenta la capacidad de

almacenamiento (Sosa *et al.*, 1997). En Venezuela, sobre los 3000 m de altitud un gran porcentaje de los suelos son de texturas franco arenosa y franco arcillo arenosa (Ochoa, 1975-1978). En Ecuador, la texturas reportadas son limosa, areno-limosa y franco limosas (Buytaert *et al.*, 2005). En consecuencia, esta característica favorece al almacenamiento de agua y a la vez, a altas conductividades en los suelos de este ecosistema.

Los suelos de los páramos en general son de densidades bajas a medias. En Venezuela los valores de densidad aparente oscilan entre 0,6 a 1g cm⁻³ (Pérez, 1992 en Buytaert, 2008b), ligeramente más densos que los suelos de Ecuador con valores entre 0,4 g cm⁻³ hasta 0,90 g cm⁻³ en páramos más secos (Poulenard *et al.*, 2001).

La profundidad del horizonte orgánico de los suelos venezolanos (suelos de origen del modelado glaciario), según los valores reportados varía entre 20 a 70 cm, (González y Bezada, 2001; Manrique *et al.*, 1997), a diferencia de los suelos de origen volcánico de otros páramos, cuyas profundidades del horizonte orgánico oscila entre 30 a 80 cm (Buytaert *et al.*, 2008a; Buytaert *et al.*, 2005). En ambientes de montaña la profundidad y otras características físicas de los suelos son muy variables, como una consecuencia directa del relieve. Suelos sobre fuertes pendientes serán menos profundos, por efectos de decapitación, y tendrán un menor desarrollo pedogenético, que suelos en lugares planos (Malagón, 1980).

En resumen, los menores contenidos de carbono orgánico, las densidades aparentes más altas y los suelos menos profundos, permiten inferir que los suelos de los páramos de Venezuela poseen características menos propicias para el almacenamiento de agua, como se refleja en la información reportada.

Las lagunas glaciares y humedales conforman una intrincada red hidrológica que caracteriza a los páramos, representan un importante compartimiento de almacenamiento de agua en las microcuencas de este ecosistema (Monasterio 1980). Las lagunas son áreas que acumulan considerables cantidades de agua que surten constantemente a las quebradas y ríos de este ecosistema. Los suelos de los humedales tienen la capacidad de almacenar más del 80% de su volumen aproximadamente, actuando como verdaderas esponjas que retienen el drenaje

en sus suelos profundos, con elevadas cantidades de materia orgánica y gracias a su baja densidad aparente (Valero, 2009). Abarcan una pequeña superficie del Páramo (1% de la superficie por encima de los 3000 m de altitud en la Sierra de la Culata y el 9% en la Sierra Nevada (Molinillo y Acevedo, datos sin publicar)) sin embargo, tienen una importante repercusión en la regulación y el balance hídrico de los páramos (Monasterio, *et al.*, 2006).

Un problema ambiental grave actual es el deterioro que están sufriendo los humedales andinos (ciénagas y céspedes), ya que son las áreas preferenciales de pastoreo por el ganado vacuno debido a que son áreas con permanente disponibilidad de agua y mantienen la presencia de gramíneas palatables, el ganado vacuno y equino suele concentrarse en ellos, degradando y compactando sus suelos y disminuyendo su capacidad de almacenar agua (Valero, 2009). Por tales razones, representan áreas prioritarias de conservación.

1.1.5) La evapotranspiración

En Venezuela, la evapotranspiración de referencia en parcelas agrícolas en ambiente de páramo (sin déficit hídrico, a 3000 m de altitud) fue en promedio de 3,3 mm día⁻¹ y en total este flujo de salida representó el 77% de las entradas de precipitación y riego (Díaz, 2009). En el Páramo de Gavidia, Sarmiento (2000) reporta salidas por evapotranspiración de 61% de las precipitaciones (estimados por diferencia a partir de balances). Para los páramos de Ecuador se reportan valores de evapotranspiración potencial entre 1 y 1,5 mm día⁻¹ (De Bievre *et al.*, 2006), representando salidas de 55% aproximadamente de las precipitaciones (Buytaert, 2006c). Estos valores reflejan que la evapotranspiración es el mayor flujo de salida de agua del ecosistema. Sin embargo, Tobón (2008) describe que la evapotranspiración en los páramos es baja.

Aparentemente, la vegetación del páramo tiene una relevante importancia en la disminución de este flujo. La vegetación del páramo protege al suelo de la evaporación directa, ya que a pesar de las bajas temperaturas del aire en el

páramo, el color oscuro de sus suelos y la elevada radiación solar, la superficie del suelo alcanza elevadas temperaturas que favorecen la evaporación (Sarmiento, 2000). Por otra parte, las especies del páramo tienen bajas tasas de transpiración, sus características adaptativas como la presencia de pubescencia (en especies del género *Espeletia*) y hojas pequeñas adheridas al tallo (como *Hypericum* y *Arcytophyllum*) son adaptaciones que reducen las salidas por este flujo (Rada, 1993). Algunos estudios, demuestran indirectamente el papel de la vegetación en la reducción de las salidas gaseosas, por ejemplo, Sarmiento (2000) reportó que al inició de una sucesión de páramo sobre parcelas agrícolas, cuando no hay o es muy escasa la cobertura vegetal, los flujos de drenaje son bajos y en pocos meses, van incrementando progresivamente con el aumento de la cobertura vegetal, lo que sugiere que las salidas por evaporación directa desde el suelo son mayores a la evapotranspiración. Este bajo consumo de agua natural, se presume es otra de razón por la cual el páramo posee una sostenida producción de agua (Buytaert, 2008b).

1.1.6) El Caudal

A pesar que en el páramo venezolano las precipitaciones tienen este marcado régimen estacional, la gran mayoría de las quebradas y ríos que nacen en él mantienen caudales base que surten permanentemente de agua de consumo a sus pobladores y para las actividades productivas, inclusive en la temporada seca. Por ejemplo, Naranjo y Duque (2004) reportan que solo el 15% de las microcuencas que conforman la cuenca alta del río Chama, presentan déficit hídrico permanente, el resto cuentan con más agua de la que consume o presentan déficits cortos. En los páramos ecuatorianos y colombianos los caudales base son altos y permanentes a lo largo del año. Esta capacidad en la regulación es desconocida, pero su clima carente de variación estacional de las precipitaciones puede ser una causa (De Bievre, 2006; Buytaert *et al.*, 2006b).

Entonces bien, si el clima del páramo venezolano posee una marcada estacionalidad y carece de Andosoles, cabe preguntar: ¿Cómo es la dinámica y

funcionamiento hídrico del páramo venezolano? ¿Es el páramo venezolano un buen regulador del caudal durante todo el año? ¿Cuál es su capacidad de regulación? ¿Qué características del páramo favorecen al almacenamiento y la regulación hídrica? entendiéndose por regulación la capacidad de retener agua en los suelos durante la época de lluvias y proveerla durante la sequía, traducándose esto en caudales permanentes con poca oscilación en el año.

1.2) PROYECTOS DE INVESTIGACIÓN DONDE SE INSERTA EL PRESENTE TRABAJO DE GRADO.

El proyecto Red SuAgua (Establecimiento de una red comunitaria de investigación participativa para el uso eficiente de los recursos hídricos en el valle alto del río Chama), es una propuesta de investigación cuyo objetivo es evaluar y analizar la situación de los recursos agua y suelo en los páramos venezolanos. Su objetivo es formular estrategias para el manejo racional y eficiente de estos recursos en la microcuenca alta del río Chama, bajo un enfoque de investigación participativa con las poblaciones locales. Este proyecto se desglosa en tres bloques de investigación: el primero busca instalar una red participativa de medición del clima, para conocer las entradas de agua por precipitación y otros elementos meteorológicos clave (temperatura, radiación, etc.). El segundo bloque, se enfoca en medir con las comunidades el agua disponible que provee el ecosistema páramo por drenaje superficial (caudal) para el abastecimiento humano y riego. Y el tercer bloque busca caracterizar las demandas de agua en la zona agrícola y rural (Acevedo *et al*, 2006).

La comunidad de Mixteque es una de las localidades de estudio seleccionadas en el Proyecto Red SuAgua. En esta comunidad, se ha desarrollando la Red SuAgua a través de subproyectos y tesis de maestría. El Proyecto Mapeo Participativo es uno de estos subproyectos. Fue desarrollado en el 2006-2007, con una actualización en el 2009. A través de esta investigación se mapearon las fincas de la comunidad, las áreas bajo diferentes rubros y superficies con riego, a fin de tener una base cartográfica comunitaria para la

estimación de las demandas de agua en Mixteque (Smith *et al.*, 2009). Otro de los subproyectos desarrollados fue el Proyecto Caudal, en el cual se transfirieron técnicas para la medición de caudal y captación por sistemas de riego y consumo, a los habitantes de Mixteque, a modo de caracterizar la oferta y la demanda del recurso agua en esta localidad (Hernández, 2010).

Por otra parte, Mixteque es sitio piloto del Proyecto Páramo Andino. Este es un proyecto internacional que se está desarrollando en los páramos de Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú. Su objetivo principal es la conservación de la biodiversidad de este ecosistema. Entre sus lineamientos principales se encuentra el estudio de la hidrología del páramo a nivel regional, con el fin de divulgar uno de sus principales servicios ambientales como proveedor del recurso agua y de esta manera resaltar la importancia de su conservación (www.infoandina.org).

La presente investigación, forma parte de ambos proyectos (Proyecto Red SuAgua y Proyecto Páramo Andino). Esta investigación contribuirá a caracterizar la oferta de agua del páramo enmarcado en el Proyecto Red SuAgua. Por otra parte, forma parte de la red internacional de monitoreo hidrológico de los páramos enmarcado en el Proyecto Páramo Andino y aportará información para la formulación de estrategias de conservación de este ecosistema.

1.3) HIPÓTESIS

1) Debido a que la microcuenca de Mixteque se ubica entre dos sistemas climáticos característicos de los andes venezolanos, cuya parte alta tiene una mayor influencia del patrón de precipitaciones llanero y la parte baja está influenciada por el bolsón árido de Mucuchíes, es de esperar que las precipitaciones incrementen con la altitud y que sean iguales en una misma franja altitudinal independientemente de la posición topográfica.

2) El caudal de la microcuenca debe incrementar en función con el aumento de la magnitud, intensidad y frecuencia de los eventos de precipitación. Debido al origen glaciar de la microcuenca, con laderas de altas pendientes, estrechos del fondo de valle, afloramientos rocosos y suelos pocos profundos, debe observarse una alta oscilación o variación del caudal con la ocurrencia de la precipitación.

3) Debido a las condiciones de alta montaña tropical (radiación solar elevada, altas temperaturas diurnas, vientos, principalmente en los meses de secos), es de esperar que las principales salidas de agua de la microcuenca sean a través de evapotranspiración.

4) El contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos de la microcuenca, se espera que sea mayor en los suelos de fondo de valle que en aquellos de las laderas, ya que las características edáficas (suelos más arcillosos, conductividad hidráulica en saturación bajas, altos contenidos de materia orgánica, capacidad de campo y punto de saturación altos) y flujos hídricos (infiltración favorecida, disminución de la escorrentía superficial) determinados por la topografía plana, favorecen la retención de agua por más tiempo en comparación con aquellas zonas de pendientes mayores.

1.4) OBJETIVOS

1.4.1) Objetivo general

Evaluar y analizar algunos de los procesos hídricos (precipitación, caudal, contenido de agua en los primeros 10 cm del suelo y evapotranspiración) y hacer el balance de agua en la microcuenca de la quebrada Miguaguó (Sector de Mixteque) con la finalidad de estudiar al páramo como un ambiente proveedor y regulador del recurso hídrico.

1.4.2) Objetivos específicos

- 1) Elaborar mapas de unidades geomorfológicas y de vegetación de la microcuenca, para cuantificar la superficie que cada unidad abarca, para la extrapolación de los flujos de evapotranspiración y contenido de agua en los primeros 10 cm del suelo a toda el área de estudio, a fin de hacer los balances hídricos a escala de microcuenca.
- 2) Monitorear y cuantificar las entradas de agua por precipitación vertical y caracterizar sus patrones espaciales y temporales en toda la microcuenca.
- 3) Analizar la variación temporal y magnitud de las salidas de agua por drenaje superficial (caudal) y los egresos por evapotranspiración para toda la microcuenca
- 4) Elaborar balances hídricos mensuales a escala de microcuenca que nos permitan analizar las funciones del ecosistema páramo como regulador y productor de agua.

5) Monitorear y cuantificar el contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos de las principales unidades geomorfológicas y de vegetación de la microcuenca y analizar su variación temporal.

6) Estudiar los aportes de cada unidad geomorfológica y de vegetación al contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos de la microcuenca y a las salidas gaseosas del área de estudio, a fin de inferir sus posibles contribuciones a la regulación y aprovisionamiento del recurso agua de la microcuenca.



Figura 3. Laguna de Miguaguó, en el Páramo de Mixteque.

2) MÉTODOS

2.1) ÁREA DE ESTUDIO

La microcuenca de la quebrada de Miguaguó, se localiza en el Sector de Mixteque (8°44'N y 70°53'W), en la Parroquia Capital del Municipio Rangel del Estado Mérida, sobre la Sierra Nevada de Mérida de Venezuela (Figura 4), forma parte de la cuenca alta del río Chama.

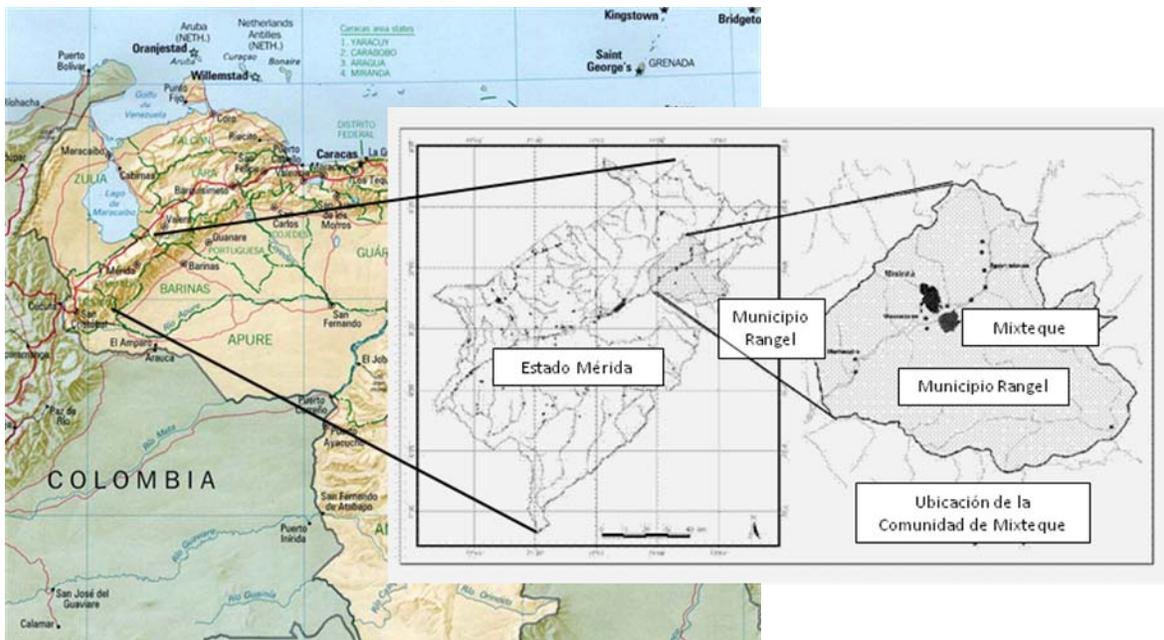


Figura 4. Ubicación de la localidad de Mixteque en el Municipio Rangel del Estado Mérida en Venezuela (Smith *et al.*, 2007).

Su gradiente altitudinal va desde los 2800 m a los 4050 m de altitud aproximadamente. Posee una extensión de 739,80 ha. Está conformada por dos valles glaciales relictuales (un valle principal al este y un valle tributario al oeste) con depósitos glaciares y fluvio-glaciares en su interior. Para este estudio solo se consideró la parte media-alta de la microcuenca, a partir de los 3600 m de altitud, sobre la frontera agrícola, cuya superficie (ambos valles) tienen 613,03 ha (82,86

% de toda la microcuenca), sin embargo, la investigación se centró específicamente sobre el valle principal, al este de la microcuenca (de una superficie de 362,1 ha, el 49% de la microcuenca completa) por razones metodológicas, de tiempo y recursos (Figura 5).

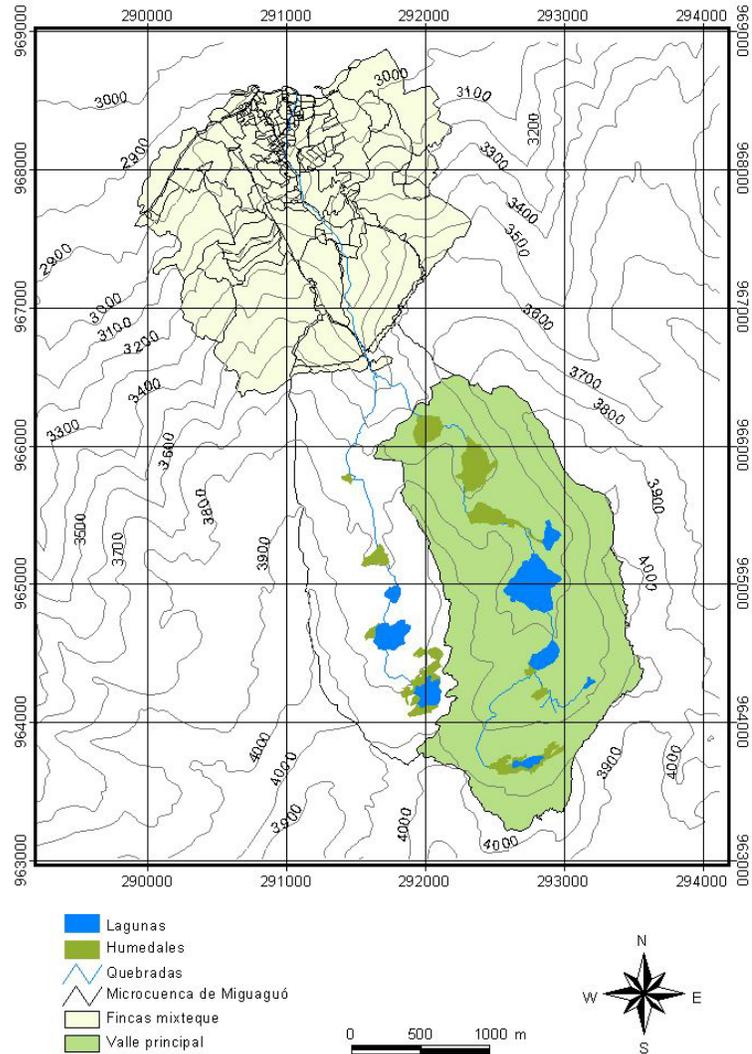


Figura 5. Microcuenca completa de la Quebrada Miguaguó, mostrando en color verde claro el área de estudio.

El área de estudio, se localiza en una zona transicional entre un clima seco y húmedo, cuyas precipitaciones incrementan progresivamente con la altitud, desde 700 mm a 900 mm aproximadamente (Acevedo *et al.*, 2006). Las

precipitaciones tienen un régimen unimodal, con tres meses secos entre diciembre-marzo. Las temperaturas medias anuales que varían entre 9°C en su zona baja y 2°C en su parte alta (Monasterio, 1980).

La geomorfología de la parte media-alta de la microcuenca es producto de los modelados glacial (relictual), periglacial y fluvio-glacial. Está conformada por dos circos glaciales, cuyos valles se fusionan en la parte media de la microcuenca (Figura 5). Abundan los afloramientos de rocas metamórficas, las rocas aborregadas y los escalones glaciares. Las deposiciones de till morrénico en las formas típicas del modelado glacial (morrenas laterales, terminales y de retroceso) fueron interrumpidas por la presencia de los numerosos afloramientos rocosos, el poco desarrollo del valle y las altas pendientes. Se evidencia una pequeña falla sentido este-oeste en el límite inferior del área en estudio.

La hidrología está conformada por la quebrada de Miguaguó, la cual nace en el valle principal al este de la microcuenca. Aguas abajo se le une otra quebrada proveniente del valle tributario al oeste. En la parte media-alta de la microcuenca, a lo largo de los fondos de valle se encuentra un sistema en rosario de 8 lagunas y 10 humedales interconectados por dichas quebradas (Figura 5).

Los suelos, según Acosta (1975), son de texturas franco arenosa, arcillo arenosa y franco arcillo arenosa, con pendientes que varían entre 6 a 60%, con horizontes superficiales que alcanzan profundidades entre 40 a 80 cm, con contenidos de materia orgánica que varían entre 4,4 a 10% y de pedregosidad moderada a alta.

Toda el área de estudio posee vegetación natural, protegida bajo la figura del Parque Nacional Sierra Nevada desde 1952 (González, 1978). La vegetación está conformada por arbustales-rosetales bajos, arbustales altos, humedales y bosques altoandinos, según la clasificación de Smith y Llambí (2004) para el páramo de Gavidia. El tipo de vegetación dominante es el arbustal-rosetal bajo, el cual se distribuye uniformemente sobre toda el área (Figura 6). Las otras formaciones vegetales se disponen en parches, inmersas dentro la vegetación

anterior. La vegetación en la ladera derecha es predominantemente un arbustal-rosetal con un dosel espeso, dominando por *Arcytophyllum nitidum* (Romerito) y *Espeletia schultzii*, denominado en este estudio “Arbustal rosetal denso”. Por otra parte los fondos de valle y la ladera izquierda están cubiertos por un arbustal de dosel abierto con mayores porciones de suelo desnudo, dominando por *Hypericum laricifolium* y *Espeletia schultzii*, el cual fue denominado “Arbustal rosetal abierto”. Por encima de los 3850 m, la vegetación mantiene las mismas características de los arbustales-rosetales, pero *E. schultzii* es reemplazada por Coespeletias, según lo observado en campo. Sobre cubetas de sobreescavamiento rellenas con depósitos fluvióglaciales se localizan los humedales, dominados por vegetación de céspedes y ciénagas (Valero, 2010).



Figura 6. Camino hacia el Alto de Mixteque. Humedal del Páramo de Mixteque.

En la parte baja de la microcuenca (Figura 5) se localiza la comunidad de Mixteque. En esta zona se desarrollan actividades agrícolas bajo un manejo intensivo. Tanto la comunidad como sus actividades productivas, dependen altamente del agua proveniente del páramo para cubrir las demandas de consumo doméstico y agua de riego. Naranjo y Duque (2004), catalogaron a esta microcuenca como un área de déficit hídrico permanente, ya que según sus

análisis la demanda siempre supera a la oferta. La actividad pecuaria que realiza la comunidad se basa en la cría en forma extensiva de ganado vacuno y equino, que pastorean en las partes medias y alta de la microcuenca.

2.2) DISEÑO EXPERIMENTAL

2.2.1) Mapas geomorfológicos y de vegetación

Se elaboraron mapas de geomorfología y vegetación de la parte alta y media de la microcuenca de la quebrada Miguaguó. El mapa de geomorfología se elaboró a partir de una foto aérea de la misión 010480, del año 1989, escala 1:35.000. La georreferenciación de la foto se hizo con mapas de Cartografía Nacional, escala 1:25.000 y con puntos de GPS tomados en el área de estudio. La fotointerpretación se elaboró a partir de un modelo 3D de la microcuenca, creado con ILWIS (ITC, 2001). La Lic. Erika Zaa de la escuela de Geografía, elaboró una clasificación preliminar de las unidades geomorfológicas durante sus pasantías en el ICAE. Esta clasificación fue hecha sobre pantalla. El mapa preliminar fue revisado en campo. Posteriormente, se redefinieron con mayor detalle las unidades geomorfológicas para obtener el mapa final de geomorfología.

El mapa de vegetación se hizo a partir de la clasificación supervisada de una imagen SPOT de enero de 2008. Esta imagen fue facilitada por el Laboratorio de Procesamiento Avanzado de Imágenes de Satélites (LPAIS). La vegetación se clasificó según las mismas unidades que definieron Smith y Llambí (2004) para el Paramo de Gavidia. El mapa preliminar fue verificado en campo y comparado con el mapa preliminar de vegetación de la Lic. Norelmi Colmenares de la Escuela Geografía. El mapa de Colmenares fue elaborado durante sus pasantías en el ICAE, quien siguió la misma metodología del mapa de geomorfología.

Estos mapas fueron empleados para localizar las estaciones automatizadas y la red de pluviómetros en la microcuenca. Además se utilizaron para calcular las

áreas de las unidades geomorfológicas, topográficas y de vegetación para hacer los balances a escala de microcuenca.

2.2.2) Medición y análisis de la precipitación

Se instaló una red de 13 pluviómetros artesanales en el área de estudio. El periodo de medición de los pluviómetros fue desde 01 de junio de 2008 hasta el 29 de julio de 2009, sin embargo, para la gran mayoría de los análisis se consideró el periodo entre septiembre de 2008 y marzo de 2009 (lapso con datos completos de todas las variables monitoreadas). Los pluviómetros tenían un área de captación de 189 cm² y fueron instalados a 1,5 m. sobre la superficie del suelo (Figura 7). Siete de los pluviómetros fueron localizados sobre una transecta longitudinal entre 3501 m hasta 4000 m de altitud. (Figura 8).



Figura 7. Pluviómetros artesanales instalados en la microcuenca.

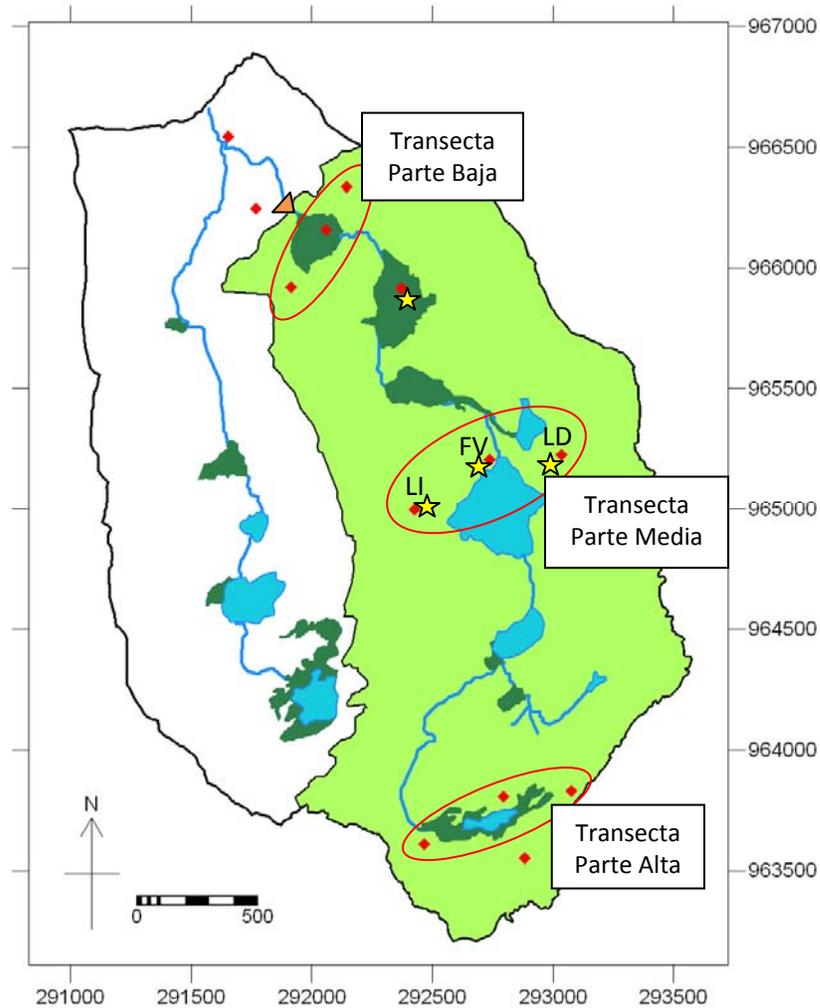


Figura 8. Mapa de la microcuenca media-alta de la Quebrada Miguaguó. En tono oscuro se representan los humedales de la parte media-alta de la microcuenca. Los rombos representan los pluviómetros, las estrellas las estaciones automatizadas y el triángulo la estación de caudal. Las posiciones topográficas en estudio son: Ladera derecha (LD), Ladera izquierda (LI) y Fondo de Valle (FV).

El resto de los pluviómetros se instalaron sobre tres transectas transversales, en la parte baja (3650 m de altitud), en la parte media (3850 m de altitud) y en la parte alta (3950 de altitud). Cada transecta estaba conformada por tres pluviómetros localizados en la ladera derecha (LD), en el fondo de valle (FV) y la ladera izquierda (LI). El objetivo de las transectas trasversales fue estudiar la variación de la precipitación en el gradiente topográfico (Figura 8).

Los pluviómetros se medían cada 15 a 20 días en la época de lluvias y alrededor de 30 días en la época seca.

Por otra parte, se instaló un pluviógrafo (marca HOBO, modelo S-RGB-M002) en la parte central del área de estudio, justo al lado del pluviómetro de fondo de valle de la transecta media. Este pluviógrafo registró acumulados de precipitación cada 10 min. El periodo de registros considerado en esta investigación fue desde 1 de septiembre de 2008 hasta el 31 de marzo de 2009.

Se estimó la precipitación diaria en todos los pluviómetros y pluviógrafo de la microcuenca. Esto se hizo a partir de los datos del pluviógrafo, calculando la precipitación diaria y total en cada periodo de muestreo (lapso transcurrido entre un muestreo y el siguiente), con ello se estimó que porcentaje representaron las precipitaciones de cada día con respecto al acumulado en el periodo de muestreo. Se tomaron los acumulados registrados en cada pluviómetro y se les extrajo día a día el porcentaje correspondiente. Una vez calculadas las precipitaciones diarias en cada pluviómetro, se calcularon las precipitaciones mensuales en cada uno de los mismos.

Para los balances hídricos mensuales a escala de microcuenca, se interpoló la precipitación mensual de la red pluviométrica a todo el área de estudio. Para ello, se probaron cuatro modelos de interpolación, los cuales fueron: Moving Surface, Inverse Distance Weightin (IDW), Kriging universal corregido con la altitud y Kriging ordinario. Para la interpolación con el Modelo Moving Surface, se trabajó en ILWIS y se seleccionó la función de la distancia inversa, se empleó un modelo lineal de 2^{do} grado, con una distancia límite de 3.000 m, distancia que permitió incluir a todos los pluviómetros de la red en la interpolación de las precipitaciones. El IDW, se corrió en ArcGis, se definió un ángulo de 145, con un eje mayor de 2000 m y un eje menor de 600 m. Tanto el Kriging universal corregido con la altitud, como el Kriging ordinario, fueron ejecutados con un scrip para el programa R, que fue desarrollado y facilitado por Dr. Wouter Buytaert. Cada modelo arrojó un mapa raster de la distribución de las precipitaciones en todo el valle para cada mes. Estos mapas fueron importados a ILWIS y se

calcularon sus histogramas de frecuencia. Se multiplicó el número de píxeles por su respectivo valor de precipitación y por el área de píxel (25 m^2) y se totalizaron los productos para obtener el valor acumulado mensual de las precipitaciones sobre todo el valle derecho. Una vez evaluados los resultados se escogió el modelo Kriging universal corregido con la altitud para los cálculos de las entradas por precipitación en la microcuenca, debido a que arrojó mapas de distribución de las precipitaciones más detallados y por ser el modelo sugerido en la bibliografía para ambientes de páramo y empleados a la misma escala de esta investigación (Buytaert, *et al.*, 2006a). Estos valores fueron utilizados en los balances hídricos mensuales del área de estudio.

Para caracterizar las precipitaciones en el área de estudio, se consideraron los registros continuos del pluviógrafo entre septiembre de 2008 y marzo de 2009 y se separaron por eventos. Un evento fue considerado como toda precipitación sin interrupciones temporales mayores a una hora. Cuando la precipitación pausa por más de una hora se considera como dos eventos separados. Se calculó la magnitud, intensidad y frecuencia de los eventos clasificados. Las magnitudes se obtuvieron sumando los montos registrados en cada uno de los mismos. La intensidad se calculó dividiendo la magnitud entre el tiempo efectivo en el cual hubo entradas por precipitación durante el evento. La frecuencia fue calculada como el tiempo transcurrido entre dos eventos de precipitación. Todos estos cálculos fueron hechos con R, a partir de un “scrip” elaborado por la Dra. Magdiel Ablan.

2.2.3) Contenido de agua en los primeros 10 cm del suelo

Se instalaron 4 estaciones automatizadas marca HOBO. Cada estación tenía tres sensores TDRs (Time Domain Reflectometers, marca HOBO, modelo S-SMC-M005) para monitorear el contenido de agua en los suelos de la microcuenca. Estas estaciones fueron ubicadas en posiciones topográficas diferentes y con vegetación contrastante (Figura 8 y 9). Inicialmente los tres TDRs serían instalados a tres profundidades diferentes, sin embargo, fueron instalados verticalmente en los primeros 10 cm del suelo de cada unidad, a fin de monitorear

la variabilidad en esta capa del suelo y estimar los flujos de infiltración y escorrentía en cada unidad (flujos que metodológicamente fueron imposibles de calcular). Finalmente, solo fue considerada esta porción del suelo ya que es por la cual pasa toda el agua que infiltra y por donde sale la que es evapotranspirada (capa con la mayor dinámica hídrica). Los TDRs se programaron para registrar cada diez minutos, se consideraron los registros de septiembre de 2008 hasta marzo de 2009.

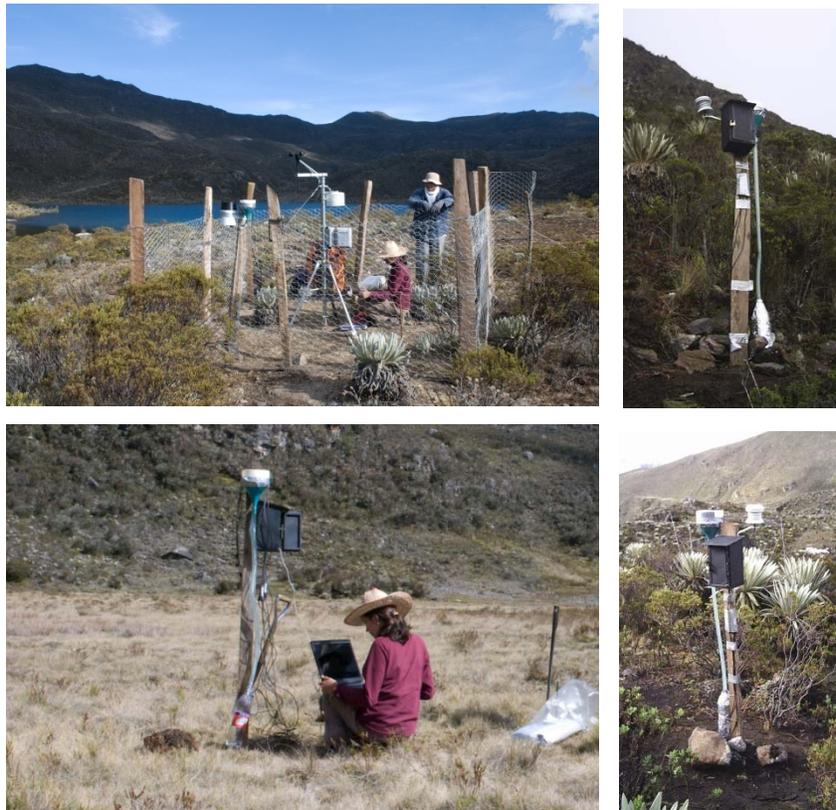


Figura 9. Estaciones climáticas automatizadas en el fondo de valle con arbustal rosetal abierto, en la ladera derecha con arbustal denso, en el fondo de valle con humedal y en la ladera izquierda con arbustal rosetal abierto.

Los TDRs fueron calibrados en el laboratorio para corregir los registros. Para la calibración se extrajeron muestras compuestas (2 Kilos) de los primeros 10 cm de suelo en cada unidad monitoreada. Las muestras de suelo se extendieron sobre un mesón y se dejaron secar al aire libre por 3 a 4 semanas. Luego los

suelos fueron tamizados con malla de 2 mm y se colocaron en bandejas de aluminio desechables, lo suficientemente anchas y profundas para que los sensores no tuviesen contacto con la misma. Se extrajeron porciones pequeñas de cada una de las muestras para calcular la cantidad de agua contenida en los suelos al inicio de la calibración. Estas submuestras de suelo fueron pesadas (*peso fresco*) y colocadas en la estufa por 48 horas a 105°C, luego se pesaron nuevamente (*peso seco*). El contenido de humedad en las submuestras se calculó con la siguiente fórmula:

$$CHR \text{ inicial submuestra} = \frac{\text{Peso fresco submuestra} - \text{Peso seco submuestra}}{\text{Peso seco submuestra}}$$

Paralelamente al paso anterior, los suelos fueron pesados inmediatamente después de extraer las submuestras (*peso fresco de la muestra*), se les introdujo un TDR verticalmente (programado para registrar cada 1 hora), se taparon con plástico y se colocaron en un lugar fresco para evitar las pérdidas por evapotranspiración.

Al día siguiente, a cada suelo se le agregó 50 ml de agua. Este procedimiento se hizo repetidas veces con una frecuencia de hora, hasta saturar los suelos. Se registraron los momentos en que se adicionó agua. Se calculó el contenido de humedad relativo real (*CHR real*) luego de adicionar cada 50ml con la siguiente fórmula:

$$CHR \text{ real } (t_a) = \frac{\text{Peso agua agregada acumulada } (t_a) + \text{Peso agua inicial}}{\text{Peso seco muestra}}$$

El *CHR real* se obtiene en unidades gravimétricas. De los registros de los TDRs, se extrajeron los contenidos de humedad medidos (*CHR medidos*). Los registros considerados en este paso fueron aquellos correspondientes a la media

hora después que se agregó el agua a las muestras. Los *CHR medidos* fueron registrados en unidades volumétricas. Para hacer las curvas de calibración fue necesario transformar los *CHR real* (en unidades gravimétricas) a unidades volumétricas, esta transformación se realizó multiplicando los *CHR real* por la densidad aparente de su correspondiente suelo (la cual se midió con el método explicado en el punto 2.2.4). Luego se hizo la curva de regresión colocando en el eje de las abscisas el *CHR real* y en la ordenada *CHR medido*. Con las funciones arrojadas se corrigieron todos los registros de los TDRs de cada unidad. Por razones de tiempo, la calibración no fue validada con el método gravimétrico a partir de muestras de suelo de cada unidad. Sin embargo, a partir de gráficas de CHR (datos calibrados) del fondo de valle, se observó que el punto de saturación (CHR máximo durante eventos fuertes) correspondió al punto de saturación medido en el laboratorio. Este método de validación no se pudo emplear en las laderas debido a que sus suelos nunca alcanzaron punto de saturación.

Una vez rectificadas las medidas de los TDRs, fueron promediadas las lecturas de los tres TDRs en cada estación. Con estos datos se calcularon los promedios diarios y mensuales de contenido de agua (CHR) en los primeros 10 cm del suelo y el almacenamiento de agua a dicha profundidad. En esta investigación se consideró como contenido de agua del suelo los datos medidos con los TDRs y el almacenamiento de agua en el suelo fue la variación mensual del contenido de agua (agua que se retuvo o se perdió de la capa de 0 a 10 cm en el suelo, que efectivamente participó en el balance hídrico, desde el inicio hasta el final del mes). Para incluir en los balances el contenido de agua de los primeros 10 cm del suelo y el almacenamiento, se transformaron de $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ a mm, este paso se hizo multiplicando el CHR por un factor de corrección de 100 unidades.

Para el cálculo del contenido de agua en los primeros 10 cm del suelo de toda el área de estudio, se multiplicó el área que abarcaba cada unidad topográfica en la microcuenca (Ladera derecha, Ladera izquierda, Fondo de valle y humedales, derivado del mapa de geomorfología) por su correspondiente contenido de agua promedio mensual en la capa de 0 a 10 cm del suelo. La

sumatoria de los contenidos de agua de todas las unidades fue el contenido de agua a 10 cm de profundidad de toda la microcuenca. A las áreas con afloramientos rocosos y derrubios, se les asignó contenido de agua igual a cero. Las lagunas no fueron incluidas en este análisis. Es importante tener presente que no fue incluida la pedregosidad de los suelos, por consiguiente, es probable que el contenido de agua en las unidades y en la microcuenca en los primeros 10 cm del suelos esté sobreestimado, debido a que las rocas restan volumen a los suelos y al agua que podría contenerse en los mismos.

2.2.4) Otras variables edáficas

Para complementar el análisis de agua contenida en los suelos, se evaluaron otras variables edáficas que influyen en la capacidad de retener agua y sobre comportamiento hidrológico de las unidades, ellas fueron: la pendiente, la densidad aparente, el contenido de materia orgánica en el suelo, la textura, conductividad hidráulica en saturación, capacidad de campo, punto de marchitez permanente, contenido de humedad en saturación.

La pendiente fue medida con un Hipsómetro-Dendrómetro digital Vertex IV Bluetooth de Haglöff.

El contenido de materia orgánica, textura, capacidad de campo, punto de marchitez permanente se obtuvieron a partir de muestras compuestas de suelos de cada unidad. Fueron colectadas en los primeros 10 cm de profundidad. Los análisis fueron hechos por el Laboratorio de Suelos de la Escuela de Geografía de la Universidad de los Andes.

La densidad aparente se midió a partir de cinco muestras inalteradas de suelo, de los primeros 10 cm de profundidad de cada unidad. Las muestras se colectaron con cilindros de metal de 10 cm de alto por 6 cm de diámetro (Figura 10). En el laboratorio, los suelos se secaron en estufa por 48 horas a 105°C. Una vez secos, se tamizaron (a 2 mm de luz) para verificar que no tuviesen rocas y

fueron pesados. Se halló el volumen de los cilindros y finalmente se calculó la densidad aparente dividiendo el peso del suelo seco entre el volumen del cilindro. Como ya fue planteado en puntos anteriores no fue medido el porcentaje de pedregosidad en los suelos. Por lo que el contenido de agua en los primeros 10 cm podría estar sobrestimado.



Figura 10. Método para la recolección de muestras de suelo inalterado para el cálculo de la densidad aparente, conductividad hidráulica en saturación y contenido de humedad en saturación.

La conductividad hidráulica fue medida con el método de Permeámetro de carga constante, según Vicente Iñiguez (comunicación personal). Para ello, se tomaron 5 muestras de suelo en cada una de las unidades en estudio. El método empleado para recolectar el suelo fue el mismo utilizado para la densidad aparente (Figura 10). Las muestras se saturaron en una bandeja con agua por unas cuatro semanas aproximadamente. A los cilindros que contenían los suelos, se les fijó un vaso sin fondo en la parte superior con cinta adhesiva, de manera que no existieran fugas de agua. Esto se hizo para que se pudiese empapar el agua sobre la superficie de los suelos y mantener una carga de agua constante durante el ensayo (Figura 11). Luego los cilindros fueron fijados a embudos por su parte inferior y se colocaron sobre un soporte de madera. Cuidadosamente se agregó agua hasta alcanzar una altura de 3 cm y se mantuvo este nivel durante toda la prueba. Al cabo de un rato, se recolectó el agua percolada (100 a 150 ml), se pesó el agua en una balanza de decima y se registro el tiempo. Según la

recomendación de Iñiguez la balanza empleada debe tener una precisión de 0,1% del volumen total de salida. Las mediciones se repitieron hasta lograr registrar tres mediciones sucesivas cuya diferencia fue menor al 2%.



Figura 11. Método de permeámetro de carga constante para el cálculo de la conductividad hidráulica en condiciones de saturación.

Finalmente la conductividad hidráulica en saturación se calculó con la siguiente fórmula:

$$K_s = \frac{Q}{t \times A} \times \frac{l}{l \times d}$$

Donde:

K_s = Conductividad hidráulica saturada (cm/hora).

Q = Volumen del flujo de agua percolada a través de la sección A

t = Tiempo en horas

l = Altura de la muestra de suelo en cm

d = Altura de agua en cm

A = Sección de la muestra de suelo en cm^2

El contenido de humedad en saturación se cálculo a partir de las mismas muestras colectadas para la prueba anterior. Una vez que los suelos estaban saturados fueron pesados antes de las pruebas de conductividad. Una vez terminado este ensayo, los suelos se llevaron a la estufa a 105° C por 48 horas. Luego se pesaron. A través de la siguiente fórmula se calculó el contenido de humedad en saturación en unidades gravimétricas:

$$\text{CH saturación} = \frac{\text{Peso del suelo saturado (g)} - \text{Peso del suelo seco (g)}}{\text{Peso del suelo seco (g)}}$$

El contenido de humedad de saturación se transformó de unidades gravimétricas a volumétricas multiplicando los valores de CH saturación por su densidad aparente correspondiente.

2.2.5) Estimación de la evapotranspiración de referencia (ET_o) (salidas gaseosas)

Para la estimación de la evapotranspiración de referencia en el área de estudio, se instaló un sensor de temperatura del aire (marca HOBO, modelo S-TMA-M002) a 1,5 m del suelo en cada una de las estaciones automatizadas mencionadas en el punto anterior. Además sobre la estación del fondo de valle con arbustal rosetal abierto se colocó un piranómetro (marca HOBO, modelo S-LIB-M003), un anemómetro (marca HOBO, modelo WSA-M003) ambos a 2 m de altura (Figura 9). Todas las variables fueron medidas cada 10 min. Se consideró la serie de tiempo entre septiembre de 2008 y marzo de 2009. Se calcularon las estadísticas diarias de las variables ambientales en cada estación con el programa “R”, utilizando un scrip desarrollado por la Dra. Magdiel Ablan.

La evapotranspiración de referencia diaria se estimó con la fórmula de ET_o de la FAO Penman-Monteith (FAO, 1990) en cada una de las estaciones. Estos cálculos se hicieron con la siguiente fórmula:

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta (Rn) + \gamma [900/(T+273)] u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)}$$

Donde:

ET₀ = Evapotranspiración de referencia (mm día⁻¹)

Rn = Radiación neta (MJ m⁻² día⁻¹)

T = Temperatura media del aire a 2 m de altura (°C)

u₂ = Velocidad del viento a 2 m (m s⁻¹)

e_s = Presión de vapor de saturación (KPa)

e_a = Presión real de vapor (KPa)

(e_s - e_a) = Déficit de presión de vapor (KPa)

Δ = Pendiente de la curva de presión de vapor (KPa °C⁻¹)

γ = Constante psicrométrica (KPa °C⁻¹)

Todos los cálculos de la ET₀ diaria fueron hechos en Vensim con un programa desarrollado y facilitado por la Dra. Lina Sarmiento. Se utilizó la temperatura registrada en cada lugar. La radiación y velocidad del viento se consideró igual para todas las estaciones climatológicas. Se calcularon los acumulados mensuales de la ET₀ en cada estación partir de las estimaciones diarias.

La ET₀ mensual de toda el área de estudio se calculó de la misma manera que el almacenamiento, multiplicando la ET₀ acumulada mensual de cada estación por el área que abarca su correspondiente unidad topográfica. Las lagunas se consideraron como una unidad adicional. La evaporación en las lagunas fue calculada con la siguiente fórmula (FAO, 1990):

$$\text{Evaporación} = 0,8 * \text{Radiación promedio diaria (MJ)} * 0,408$$

La ET₀ es una medida de las demandas evaporativas del ambiente y en este caso no se corresponden a las medidas reales por dos razones. La primera

razón es que la ET₀ es calculada para condiciones con disponibilidad permanente de agua. El clima de la microcuenca posee una estación seca notoria, en la cual se evidencia déficit hídrico, esta situación genera que la ET₀ para este periodo se no ajuste a los valores reales. La segunda razón, es que la ET₀ es calculada para un cultivo de referencia, cuyas características difieren notablemente de las características de la vegetación de la microcuenca, siendo este otro factor que hace que la ET₀ no se corresponda al valor real. Esto introduce errores en los balances. Es por ello que fue necesario estimar la evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico.

2.2.6) Estimación de la evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico (ET_c aju) (salidas gaseosas)

La evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico fue calculada con el método de la FAO (1990). Fue estimada para corregir los valores de la ET₀ en la temporada de sequía y para ajustarla a los diferentes tipos de vegetación sobre en los cuales se localizaron las estaciones de clima. Los tipos de vegetación incluidos en este análisis fueron los siguientes: Arbustal rosetal denso “AD” (localizado en la ladera derecha), el Arbustal rosetal abierto “AA” (sobre dos posiciones topográficas, fondo de valle y ladera izquierda) y humedal “H” (sobre fondo de valle).

La fórmula empleada fue la siguiente:

$$ET_c \text{ aju} = (K_s K_{cb} + K_e) ET_0$$

Donde:

ET_c aju = Evaporación de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico

K_s = Coeficiente de estrés hídrico

K_{cb} = Coeficiente basal de la vegetación

K_e = Coeficiente de evaporación

A continuación se describen cada uno de los pasos desarrollados para el cálculo de los mencionados coeficientes:

2.2.6.1) Coeficiente basal de la vegetación (Kcb):

Para el cálculo del Kcb fueron necesarios datos de evapotranspiración de la vegetación (ETc) medidos en campo durante la época húmeda.

La ETc fue calculada a partir de datos ecofisiológicos de las especies más representativas de estos páramos, a partir de información reportada por Rada (1993) de la época húmeda. Las especies consideradas fueron *Espeletia schultzi* e *Hypericum laricifolium* (pertenecientes al estrato superior) e *Hypochoeris setosus* (como una representante del estrato inferior, adosado al suelo). Se calculó el promedio de transpiración de cada especie a partir de las curvas de cursos diarios. Se transformaron las unidades de transpiración de mmoles m^{-2} de hoja seg^{-1} a L m^{-2} de hoja día^{-1} . Esta transformación pudo introducir un error, debido a que la transpiración es un flujo con mucha variación y sensible a numerosas variables, como cantidad de radiación solar que llega, disponibilidad de agua en los suelos, condición hídrica de las plantas, edad de las hojas, entre otros y puede que el promedio de un ciclo diario no sea representativo.

Para obtener la ETc, se calculó el promedio de las transpiraciones de las tres especies mencionadas. Se consideró que no era necesario ponderar la transpiración por especies, debido a que según datos de cobertura reportados por Pirela (2006) en el Páramo de Mucubají, las especies en cuestión poseen coberturas muy similares (*Espeletia schultzi* tiene una cobertura del 25%, *Hypericum laricifolium* de 18,5 % y las especies del estrato adosado al suelo, como *Hypochoeris setosus*, tienen una cobertura de 35%) por lo tanto su aporte a la transpiración promedio se consideró similar. Este es otro punto que podría estar introduciendo un error en el cálculo de la transpiración de la vegetación del páramo, ya que estas tres especies puede que no sean representativas.

Para el cálculo de la ETc (en mm) en cada unidad, se necesitó medir el índice de área foliar (proporción de m² de hojas en relación a un m² de superficie de suelo) en las unidades de “AD” y “AA” en las dos posiciones topográficas. Para ello se utilizó un LAI-2000 de la LICOR. El sensor fue colocado a ras del suelo. Las medidas se hicieron sobre una transecta de 50 m, se midió el Índice de Área Foliar (IAF) cada metro, el aparato promediaba el IAF cada 10 medidas, con lo que se obtuvieron 5 muestras que fueron a su vez promediadas. Hay que considerar que por las características de este instrumento es incapaz de medir el área foliar del estrato adosado al suelo subestimando el IAF y con ello la transpiración, pero por otra parte, no es capaz de descartar las hojas muertas adosadas al tallo de las *Espeletias* (hojas que no transpiran) incrementando el IAF y sobreestimando la transpiración, estas limitaciones del instrumento probablemente introdujeron errores en los cálculos.

Pasos para el cálculo de Kcb

*Se calculó la transpiración promedio diaria de cada especie a partir curvas de cursos diarios de transpiración. Se transformaron los promedios diarios de micromoles*m⁻² de hoja*seg⁻¹ a L*m⁻² de hoja*día⁻¹.*

Se calculó el promedio de la transpiración de las tres especies, con lo que se obtuvo la transpiración promedio para el Páramo como unidad.

*Se calculó la transpiración (ETc) de cada unidad (mm*día⁻¹) multiplicando la transpiración promedio por su correspondiente IAF.*

Por otra parte, se calculó la ET0, promediando las ET0 de los días húmedos de cada unidad monitoreada.

Se calculó el Kcb de cada una de las unidades dividiendo las ETc entre sus correspondientes ET0:

$$Kcb = \frac{ETc}{ET0}$$

El Kcb del humedal fue un valor tabulado, recomendado por la FAO (1990) para vegetación de humedales (con altura 30 cm) de climas templados y sin heladas.

2.2.6.2) Coeficiente de evaporación (Ke):

Este coeficiente fue calculado para cada día del periodo de muestreo y en cada una de las unidades de vegetación sobre las diferentes unidades topográficas evaluadas, a partir de la siguiente fórmula:

$$K_e = K_r (K_{cmax} - K_{cb})$$

Donde:

Kr = Coeficiente de reducción de la evaporación

Kcmax = Máximo valor del coeficiente de la vegetación con suelo húmedo

2.2.6.3) Máximo valor del coeficiente de la vegetación con suelo húmedo (Kcmax):

Para el cálculo de este coeficiente, se empleó la siguiente fórmula:

$$\{1,1+[0,04*(u_2-2)-0,004*(HRmin-45)]*(h/3)^{0,3}\}$$

Donde:

u_2 = Velocidad del viento promedio diaria a 2 m de altura

h = Altura media de la vegetación

Se promedió la velocidad del viento durante la época húmeda.

Se estimó la humedad relativa mínima (HRmin) a partir de los valores máximos y mínimos de temperatura, registrados durante la época húmeda, en cada una de las unidades. La fórmula utilizada fue la siguiente:

$$HR_{\min} = \frac{e_a}{e^{\circ}(T)} \times 100\%$$

Donde:

e_a = Presión real de vapor a la temperatura mínima

e° = Presión de saturación de vapor a la misma temperatura

La e_a se calculó con la fórmula:

$$e_a = e^{\circ}(T_{\min}) = 0,611 \exp [(17,27 \cdot T_{\min}) / (T_{\min} + 237,3)]$$

La e° se estimó como:

$$e^{\circ} = [e^{\circ}(T_{\min}) + e^{\circ}(T_{\max})] / 2$$

Donde la $e^{\circ}(T_{\max})$, se obtuvo:

$$e^{\circ}(T_{\max}) = 0,611 \exp [(17,27 \cdot T_{\max}) / (T_{\max} + 237,3)]$$

Se midió la altura de la vegetación (h) en cada una de las unidades de vegetación y topografía monitoreadas, siguiendo el mismo método empleado para el IAF.

Pasos para el cálculo del K_{cmax} :

Se calculó la velocidad del viento promedio (u^2) en la época húmeda.

Se estimó la H_{\min} de la época húmeda en cada unidad.

Se midió la altura de la vegetación en cada unidad.

Se calculó el K_{cmax} de cada unidad.

2.2.6.4) Coeficiente de reducción de la evaporación (Kr):

El coeficiente de reducción de la evaporación fue calculado para cada día del período de muestreo y en cada unidad. La fórmula utilizada fue:

$$K_r = \frac{AET - D_{e,i-1}}{AET - AFE}$$

Donde:

AET = Agua evaporable total

AFE = Agua fácilmente evaporable

$D_{e,i-1}$ = Lamina acumulada de evaporación (lamina agotada)

El agua evaporable total (AET) fue calculada con la fórmula:

$$AET = 1000 (\theta_{fc} - 0,5 * \theta_{wp}) * Z_e$$

Donde:

θ_{fc} = Capacidad de campo

θ_{wp} = Punto de marchitez permanente

Z_e = Profundidad de la capa del suelo que está sujeta a secado a través de la evaporación.

La capacidad de campo, el punto de marchitez permanente y la textura de suelo se obtuvieron a partir de análisis de suelo. Para se ello, se colectaron muestras compuestas de suelo entre 0 y 10 cm de profundidad en cada unidad. Estas muestras fueron analizadas en el Laboratorio de suelo de la Escuela de Geografía.

A la capa del suelo sujeta a evaporación (Z_e) se le asignó un valor de 10 cm, ya que hasta esa profundidad se monitoreó el contenido de agua en los suelos.

El agua fácilmente evaporable (AFE) fue un valor tabulado, definido a partir de la textura de los suelos de las unidades, según el manual de la FAO (1990).

La lámina acumulada de evaporación (De_{i-1}) fue calculada para cada día del periodo de muestro. El De_{i-1} de cada día se estimó restándole a la capacidad de campo (CC) el último registro de contenido de agua del suelo en los primeros 10 cm del suelo (CHR medido con los TDRs) correspondiente al día anterior. Este cálculo indicará la cantidad de agua disponible diariamente para la evaporación. Los CHR se transformaron de cm^3/cm^3 a mm multiplicándolos por el factor de corrección (100 mm). Esta operación se realizó para cada unidad. Fue importante considerar que:

Cuando el $De_{i-1} \leq AFE$, no habrá limitación para la evaporación por lo tanto el K_r es igual a 1. Cuando $De_{i-1} > AFE$, pero menor al AET, se calcula el K_r diario con la fórmula indicada. Cuando el $De_{i-1} > AET$, no hay agua disponible, K_r es igual a cero y se interrumpe la evaporación.

Pasos para calcular K_r diario

Se calculó el AET de cada unidad a partir de la CC y PMP.

Se buscó el valor tabulado del AFE según las texturas del suelo en cada unidad.

Se calculó De_{i-1} diario a partir de la CC y del CHR medido al final del día anterior correspondiente, en cada unidad.

Se calculó el K_r diario en cada unidad, tomando en cuenta las consideraciones mencionadas.

Una vez calculados los Kcmax y los Kr diarios, se procede al cálculo de Ke diario en cada una de las unidades.

Pasos para calcular el Ke diario

Se calculó el Kcb de cada unidad en la época de lluvia.

Se estimó el Kmax de cada unidad.

Se calcula Kr diario en cada unidad.

Se calcula Ke diario de cada unidad con: $Ke = Kr (Kcmax - Kcb)$

2.2.6.5) Coeficiente de estrés hídrico (Ks):

El coeficiente de estrés hídrico fue calculado diariamente y para cada una de las unidades, con la siguiente fórmula:

$$Ks = \frac{ADT - Dr}{ADT - AFA}$$

Donde:

ADT = Agua disponible total

AFA = Agua fácilmente aprovechable

Dr = Agotamiento de la humedad en la zona radicular o cantidad de agua acumulada faltante con respecto a la capacidad de campo.

El agua disponible total (ADT) fue calculada con la siguiente fórmula:

$$ADT = 1000 * (\theta_{fc} - \theta_{wp}) * Z_r$$

Donde:

θ_{fc} = Capacidad de campo

θ_{wp} = Punto de marchitez permanente

Zr = Profundidad de las raíces.

El valor establecido para Zr fue de 0,1 m. Se consideró esta profundidad debido a que los TDRs monitorearon entre 0 y 10 cm. Por otra parte, a esta profundidad se reporta una mayor concentración de las raíces de la vegetación del páramo (Montilla *et al.*, 2002), sin embargo, alcanzan hasta los 30 cm aproximadamente. Esto pudo subestimar la transpiración, ya que las plantas deben explotar agua a una profundidad mayor a 10 cm.

El agua fácilmente aprovechable se calculó con la siguiente fórmula:

$$\text{AFA} = p * \text{ADT}$$

Donde:

p = Fracción promedio del total de agua disponible en el suelo (ADT) que puede ser agotada de la zona radicular antes de presentarse estrés hídrico. Rango entre 0 - 1.

El valor establecido de p fue 0,5 para todas las unidades. Se utilizó este valor ya que según la FAO (1990) este es el valor empleado para la mayoría de los cultivos. Por otra parte el Dr. Fermín Rada (comunicación personal) manifestó que las plantas dominantes del páramo poseen potenciales hídricos similares a plantas de cultivos, por tal razón, este valor de “p” parece ser apropiado. Ejemplo de ello, son los potenciales hídricos mínimos reportados para *Espeletia schultzi* (-0,25 MPa), *Hypericum laricifolium* (-0,75 MPa) y *Hypochoeris setosus* (-0,25 MPa) según Rada, (1993) y para papa -0,20 MPa (Martínez y Moreno, 1992).

El Dr se estimó de la misma manera como se cálculo el De_{i-1} . Para el cálculo del Ks se hicieron las mismas consideraciones planteadas para el cálculo del Kr, solo que se sustituyeron el AET por ADT, el AFE por AFA y el $De_{.1}$ por el Dr.

Pasos para calcular Ks diario

Se calculó el ADT de cada unidad a partir de la CC y PMP.

Se calculó el AFA a partir del valor asignado de p. Se calculó Dr diario a partir de la CC y del CHR medido al final del día anterior correspondiente. Los cálculos se hicieron en todas las unidades.

Se calculó el Ks diario en cada unidad, tomando en cuenta las consideraciones hechas.

Se calculó la ETc aju para toda la microcuenca de la misma manera que se hizo para la ET0. Para este cálculo se consideró que toda la ladera derecha está cubierta por el Arbustal rosetal denso, la ladera izquierda y el fondo de valle por el Arbustal rosetal abierto. Esta decisión se apoyó con los mapas de vegetación y geomorfología, que demuestra que este patrón se cumple en líneas generales.

Como un análisis adicional, se calculó el aporte de cada unidad a la evapotranspiración total restringida a los 10 primeros cm del suelo del área de estudio, multiplicando la evapotranspiración estimada de cada unidad por sus respectivas superficies y se llevó a porcentajes. Lo mismo se hizo para la época húmeda y seca, por separado. La finalidad de este análisis fue inferir la influencia de la cobertura vegetal sobre las tasas de evapotranspiración. Para afinar este análisis se separaron los procesos de transpiración y de evaporación directa desde el suelo en cada una de las unidades y se hicieron los mismos cálculos.

2.2.7) Evaporación directa desde el suelo

Este parámetro se halló multiplicando la evapotranspiración de referencia diaria (ET₀) por el Coeficiente de evaporación diario (K_e) correspondientes a cada unidad. Según la FAO (1990) esto representa el proceso de evaporación por separado.

2.2.8) Transpiración

Transpiración de la vegetación, se calculó multiplicando la evapotranspiración de referencia diaria (ET₀) por el Coeficiente basal de la vegetación (K_{bc}) por el Coeficiente de estrés hídrico diario (K_s) correspondiente a cada unidad. De igual manera, según la FAO (1990) esto representa únicamente el proceso de transpiración en la ecuación de ET_c aju.

2.2.9) Cálculo del caudal (Salidas líquidas)

Se construyó un vertedero en el punto de salida de la quebrada del valle derecho (Figura 8) inmediatamente después del humedal más bajo, sobre un afloramiento rocoso que determina el límite inferior del área de interés.

El vertedero fue en forma de “V” con una apertura de 90° (Figura 12). Se instaló un limnógrafo (MiniDiver) en el vertedero y un barómetro (BaroDiver) en la estación del humedal. Los instrumentos fueron programados cada 10 minutos para el registro continuo de la presión de la columna de agua y aire. La serie de datos considerada fue desde septiembre 2008 hasta marzo de 2009. Con el Software Diver Office se compensaron los registros del MiniDiver (presión de la columna de

agua más presión atmosférica) con los registros del BaroDiver (presión atmosférica).



Figura 12. Sensores de caudal. Estación de caudal en la Microcuenca de la Quebrada Miguaguó en el Páramo de Mixteque, el limnígrafo (Diver) se encontraba dentro tubo negro localizado al lado del vertedero.

El MiniDiver fue calibrado, según el procedimiento descrito a continuación. Para la calibración se midió la altura del agua sobre el vértice del vertedero con una varilla. Esta medición se realizaba cada vez que se descargaban los datos del Diver (cada 15 a 30 días). Se registraba la hora en que se hacía la medición.

La altura del nivel de agua (cada 10 minutos) se transformó a caudal con la fórmula de v-noch o de Kindsvater-Shen (Francou y Pouyaud, 2004):

$$Q = 1,32 \times \tan(\theta/2) \times h^{2,47}$$

Donde:

Q = Caudal (l/seg)

θ = Angulo total de la apertura del vertedero (°)

h = Altura de la columna de agua que sale del vertedero (m)

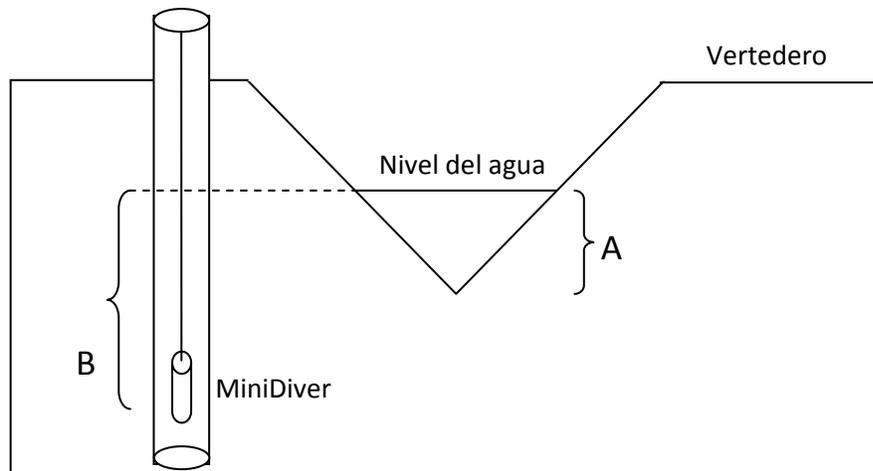
2.2.9.1) Pasos para calibrar el MiniDiver

Se mide con regularidad el nivel del agua en la salida del vertedero (“A”) y se registra la hora exacta en que hizo la medida.

Se busca el registro del nivel de agua medido con el MiniDiver (“B”) a la misma hora en que se midió la columna de agua en el vertedero. Para este paso los datos del MiniDiver ya deben estar compensados.

Se calcula la diferencia ($B - A$) para obtener la altura exacta en que se encuentra el Diver con respecto a el vértice del vertedero.

Si la diferencia da positiva, hay que sustraerle a todos los registros de Diver (compensados) este valor. Si la diferencia da negativa se le adiciona el valor a todos los datos.



Se calcularon los acumulados de caudal cada 10 minutos, multiplicando el valor promedio (registro del MiniDiver compensado) por 600 segundos (número de segundos que hay en 10 minutos). A partir de los acumulados cada 10 min, se calcularon caudales diarios y mensuales en m^3 de agua*día⁻¹ o m^3 de agua*mes⁻¹.

Para llevar los caudales a mm, se multiplicaron por 1000 y dividieron entre el área de la microcuenca.

Se construyó una curva de duración de caudal con un “scrip” para el programa R, desarrollado por el Dr. Wouter Buytaert. La curva de duración de caudal es un procedimiento gráfico para el análisis de la frecuencia de los datos de caudal y representa la frecuencia acumulada de ocurrencia de un caudal determinado. Es una gráfica que tiene como ordenada el caudal y como abscisa el número de días del año (generalmente expresado en % de tiempo) en que este caudal es excedido o igualado. Por medio de esta curva se puede extraer la siguiente información: por ejemplo, el caudal de aguas bajas es caudal que se corresponde al 90% del tiempo en un año, caudal de aguas altas es caudal correspondiente al 10 % del tiempo, caudal medio anual, es la altura de un rectángulo de área equivalente al área bajo la curva de duración de caudal, la pendiente de la curva indicará que tan constante es el caudal de una quebrada, mientras más horizontal menos variable y viceversa.

2.2.10) Otras variables ambientales

Se emplearon los datos del piranómetro y el anemómetro instalados en la estación de fondo de valle con arbustal rosetal abierto. Para este análisis se emplearon los registros de septiembre de 2008 hasta marzo de 2009. Se calculó la radiación diaria haciendo la sumatoria de la radiación cada 10 min de cada día. La velocidad del viento diaria se calculó promediando los registros cada 10 min de esta variable de cada día. Se promedió la radiación solar y la velocidad del viento diaria de cada mes y se construyeron las graficas de variación mensual. Para el análisis de la radiación diaria, se seleccionaron de los registros los 5 días con la mayor radiación solar diaria, 5 días con radiación promedio diaria similar al promedio de todo el periodo de estudio y los 5 días con la radiación diaria menor.

Los registros cada 10 min de estos grupos de días se promediaron y se graficaron los cursos diarios de estas tres clases. Por otra parte, se hizo una clasificación de la radiación diaria en 5 categorías y se estimó la frecuencia de las categorías.

2.2.11) Relación entre precipitación, caudal y contenido de agua en los primeros 10 cm del suelo

Se analizó el efecto de la magnitud y la frecuencia de las precipitaciones sobre la respuesta del caudal. Para esto, los eventos de precipitación fueron clasificados según su magnitud de acuerdo a FAO (1990), y se anexó una categoría, denominada Tenue (magnitudes $\leq 1\text{mm}$) por la elevada frecuencia de eventos con estas magnitudes. De cada clase, se escogieron 2 eventos de precipitación, uno con lluvias previas y otro sin precipitaciones antecedentes. Se consideró como una condición de lluvias previas, cuando el evento anterior ocurrió entre 3 a 4 horas antes. Se tomó este tiempo para minimizar el efecto del evento anterior sobre el caudal. Se consideró como condición sin lluvia previa, cuando el evento anterior ocurrió 24 horas antes o más. Los eventos seleccionados tuvieron intensidades similares cuidando minimizar el efecto de esta otra variable sobre el caudal.

La variación del caudal en porcentaje se estimó con la siguiente fórmula:

$$\% \Delta \text{Caudal} = \frac{\text{CP} - \text{CB}}{\text{CB}} \times 100\%$$

Donde:

$\% \Delta \text{Caudal}$ = Variación porcentual del caudal

CP = Caudal pico

CB = Caudal base

El caudal pico se halló seleccionando el caudal máximo registrado entre el inicio del evento hasta una hora después de finalizado el mismo. Se escogió una hora como tiempo de retardo, según lo observado en los registros. El caudal base se estimó promediando los caudales registrados 30 min antes del inicio del evento.

Por otra parte se analizó el efecto de la intensidad sobre el caudal. Para ello se escogieron dos eventos, uno con intensidad baja y el otro con intensidad moderada de cada categoría de magnitud, con frecuencias similares.

Se analizó el comportamiento hidrológico de cada una de las unidades topográficas y de vegetación vs la magnitud de las precipitaciones, para este análisis se escogieron cinco eventos de precipitación cuyas características de magnitud, frecuencia e intensidad fueron similares al promedio de su correspondiente categoría de magnitud (categorías mencionadas en los puntos anteriores). Este análisis se hizo con eventos de precipitación de los meses lluviosos. Se graficó cada evento de precipitación con la variación del contenido de agua en los primeros 10 cm del suelo de cada una de las unidades y se comparó con la gráfica del caudal.

2.2.12) Balances hídricos mensuales a escala de microcuenca

Todos los flujos se transformaron en promedios mensuales (mm), lo cual se hizo dividiendo los acumulados mensuales de toda el área de estudio entre el área de la misma en m^2 . Se calculó qué porcentaje de las precipitaciones representaron los flujos de salida y almacenamiento en los primeros 10 cm del suelo.

El almacenamiento en los primeros 10 cm del suelo de la microcuenca se estimó en cada unidad monitoreada a través de la diferencia entre el CHR promedio mensual de cada mes menos el CHR promedio del mes anterior. Luego el valor obtenido se multiplicó por la superficie que abarcan las unidades en el área de estudio y se hizo la sumatoria para cada mes.

Los flujos se integraron en un balance y se estimó la evapotranspiración por diferencia, considerando los flujos medidos (precipitación, caudal y el almacenamiento en los primeros 10 cm del suelo) a partir de la siguiente fórmula:

$$\text{Precipitación} = (\text{Caudal} + \text{Evapotranspiración}) \pm \text{Almacenamiento}$$

Quedando:

$$\text{Evapotranspiración} = \text{Precipitación} - \text{Caudal} \pm \text{Almacenamiento}$$

Este análisis tuvo el problema que el almacenamiento únicamente fue monitoreado en los primeros 10 cm de profundidad, lo que seguramente generó una subestimación del almacenamiento de agua en los suelos y una sobrestimación de la evapotranspiración. La evapotranspiración mensual obtenida por balance se comparó con ETc aju calculada.

3) RESULTADOS

3.1) MAPAS DE GEOMORFOLOGÍA Y VEGETACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El mapa de geomorfología (Figura 13) muestra una gran homogeneidad donde predominan las formas de relieve erosivas del modelado glaciar y depósitos fluvio-glaciares. En la parte media, donde es más amplio el valle glaciar, es donde se evidencian los depósitos morrénicos en mediano desarrollo. La mayor superficie del área de estudio está cubierta por depósitos de till sobre laderas seguido de depósitos de till en fondo de valle (ambas cubren el 63% del área de estudio) (Tabla1).

Unidades geomorfológicas	N de polígonos	Área (m ²)	% Área
<i>Till en ladera</i>	13	1683859	46,5
<i>Afloramiento rocoso</i>	255	664829	18,3
<i>Till en fondo de valle</i>	15	597546	16,5
<i>Morrena lateral</i>	4	241771	6,7
<i>Depósito fluvio-glacial</i>	20	154427	4,3
<i>Cubeta de sobreescavamiento</i>	5	140478	3,9
<i>Derrubio rocoso</i>	18	72770	2,0
<i>Morrena de retroceso</i>	9	65720	1,8
Total		3621400	100,0

Tabla 1. Superficie en metros cuadrados y en porcentajes que abarcan las distintas unidades geomorfológicas en el valle glaciar principal de la microcuenca de la Quebrada Miguaguó.

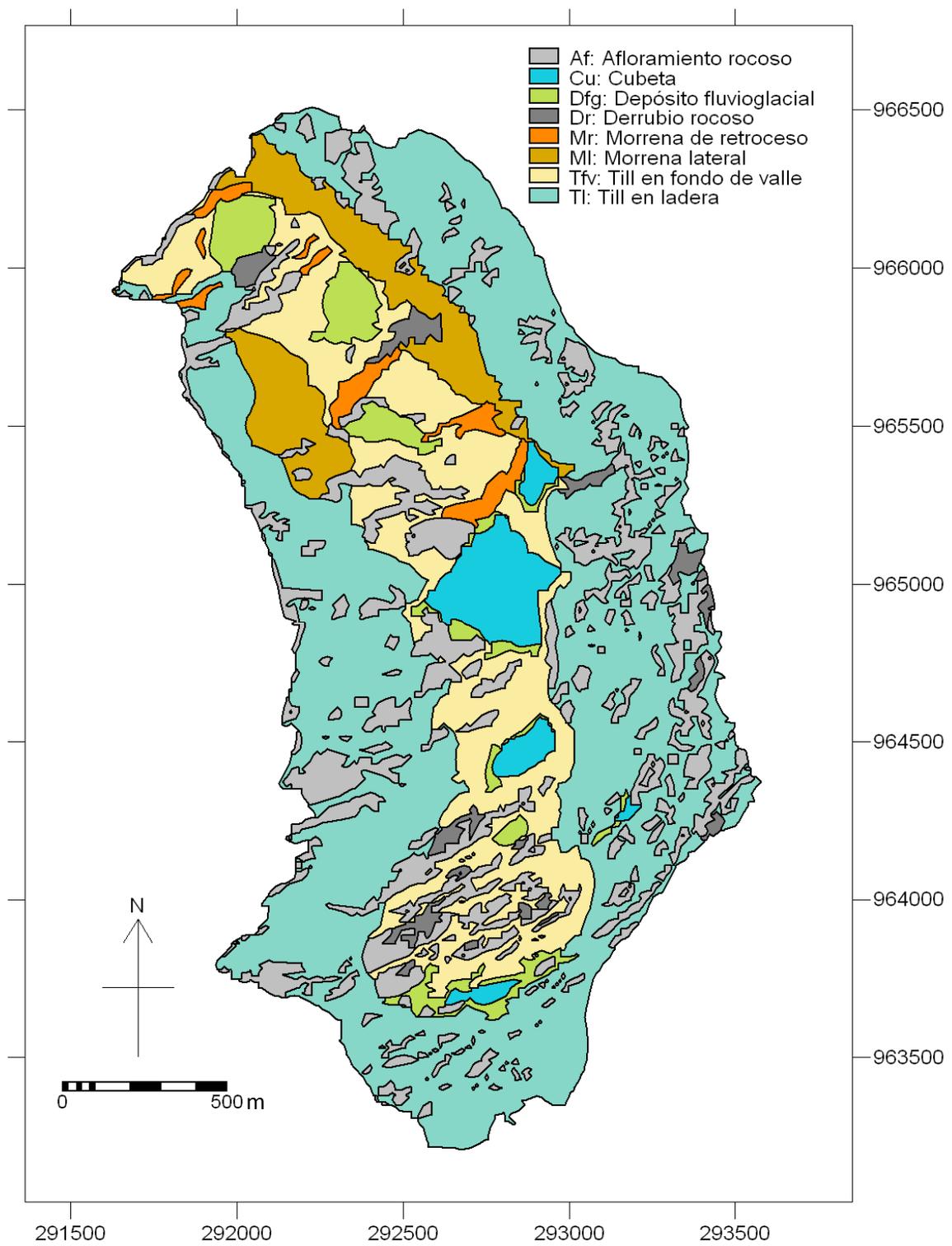


Figura 13. Mapa de geomorfología del valle principal de la microcuenca de Miguaguó.

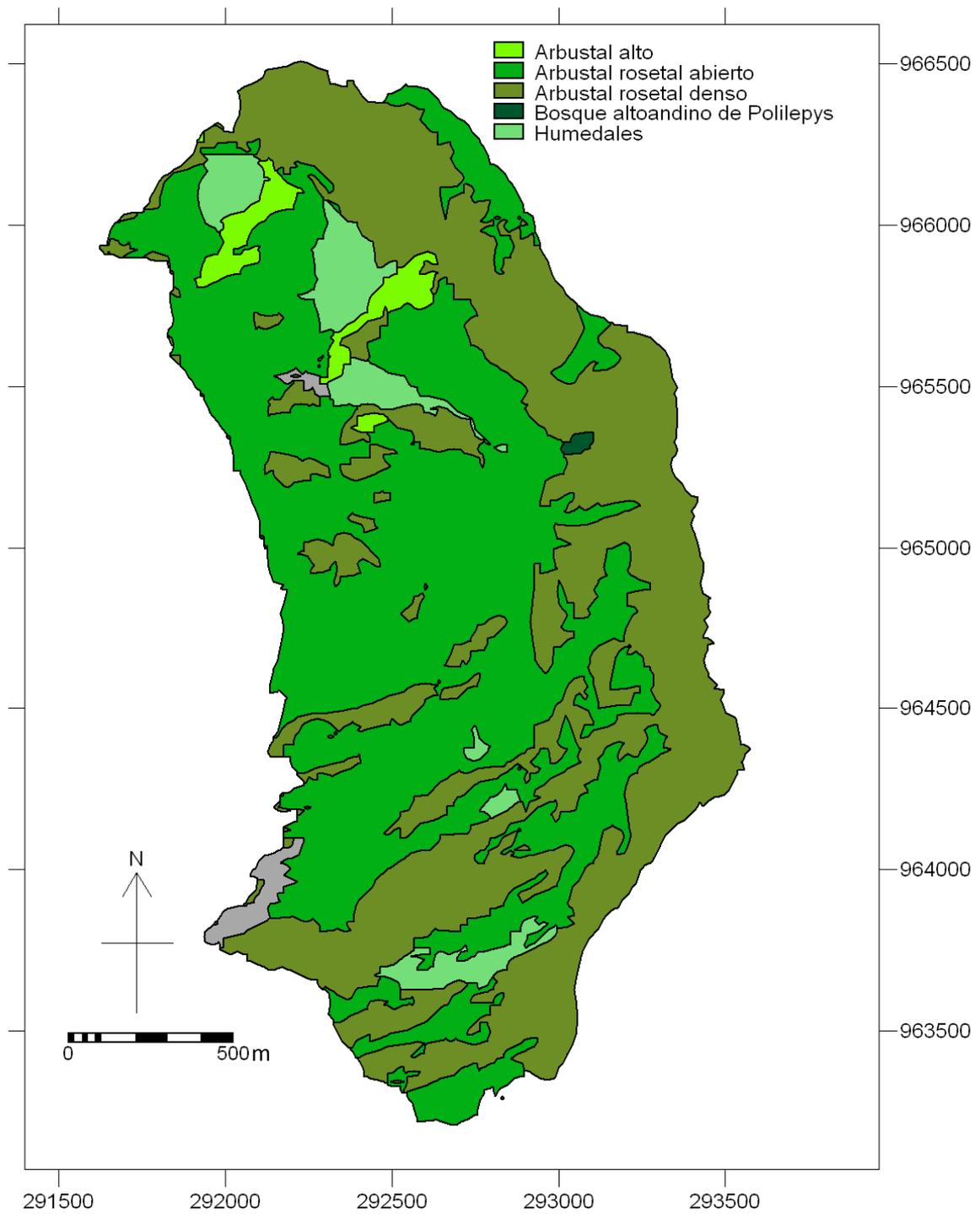


Figura 14. Mapa de vegetación del valle principal de la microcuenca de Miguaguó.

De igual manera, el mapa de vegetación (Figura 14) indica una gran homogeneidad y la dominancia de los arbustales rosetales, los cuales abarcan el 91,8% del área de estudio (Tabla 2). Esta característica facilitó y simplificó los cálculos a escala de microcuenca.

Unidad de vegetación	N de polígonos	Área (m2)	% Área
<i>Arbustal rosetal abierto (AA)</i>	13	1772040	48,9
<i>Arbustal rosetal denso (AD)</i>	45	1554604	42,9
<i>Humedales (H)</i>	7	178313	4,9
<i>Arbustal alto</i>	5	76132	2,1
<i>Superficie desprovista de vegetación</i>	4	35482	1,0
<i>Bosque altoandino de Polylepis</i>	3	4829	0,1
Total		3621400	100,0

Tabla 2. Superficie en metros cuadrados y en porcentajes que abarcan las unidades de vegetación en el valle glaciar principal de la microcuenca de la Quebrada Miguaguó.

Se distingue en ambos mapas (Figura 13 y 14) que en líneas generales el arbustal rosetal denso se localiza en la ladera derecha y el arbustal rosetal abierto se asocia predominantemente a la ladera izquierda y al fondo de valle. Los humedales que se lograron clasificar se localizan únicamente en el fondo de valle, sin embargo se observaron numerosos humedales de ladera en campo que no se distinguieron en la imagen de satélite empleada debido a que cubren pequeñas áreas.

Es importante resaltar que las unidades evaluadas en este estudio pertenecen a las unidades geomorfológicas (Till en ladera y Till en fondo de valle) y de vegetación (Arbustal abierto, Arbustal denso y Humedal) más representativas del valle glaciar principal de la microcuenca de Miguaguó (Tabla 1, 2 y 3). Ya que las unidades de afloramiento y derrubio rocoso carecen de suelo y de vegetación.

Unidades Topográficas	N de polígonos	Área (m2)	% Área
<i>Afloramiento rocoso</i>	255	652916	18,1
<i>Derrubio rocoso</i>	18	73140	2,0
<i>Fondo de Valle</i>	11	863008	23,8
<i>Humedales</i>	20	155226	4,3
<i>Ladera Derecha</i>	9	983035	27,1
<i>Ladera Izquierda</i>	6	752901	20,8
<i>Lagunas</i>	5	141174	3,9
Total		3621400	100,0

Tabla 3. Superficie en metros cuadrados y en porcentajes que abarcan las unidades topográficas evaluadas en el valle principal de la microcuenca de la Quebrada Miguaguó.

3.2) A ESCALA DE MICROCUENCA

3.2.1) Precipitaciones

3.2.1.1) Variabilidad espacial de las precipitaciones

3.2.1.1.a) Gradiente Altitudinal

En el periodo de muestreo, las precipitaciones fueron mayores en la transecta alta, seguidas de la media y menores en la baja. Las mayores diferencias se midieron durante la época húmeda y se minimizaron en la época seca (Figura 15).

En la Figura 16 se presentan la precipitación registrada en todos los pluviómetros del fondo de valle a lo largo de toda la microcuenca. Se encontró que el pluviómetro del fondo de valle de la parte alta (FVPA) acumuló las mayores precipitaciones en la mayoría de los muestreos, seguido del pluviómetro del fondo de valle de la parte media (FVPM), sin embargo, en varias oportunidades esta tendencia cambió y las precipitaciones del FVPM superaron las del FVPA. Las precipitaciones menores se registraron en el pluviómetro localizado a menor altitud en la microcuenca.

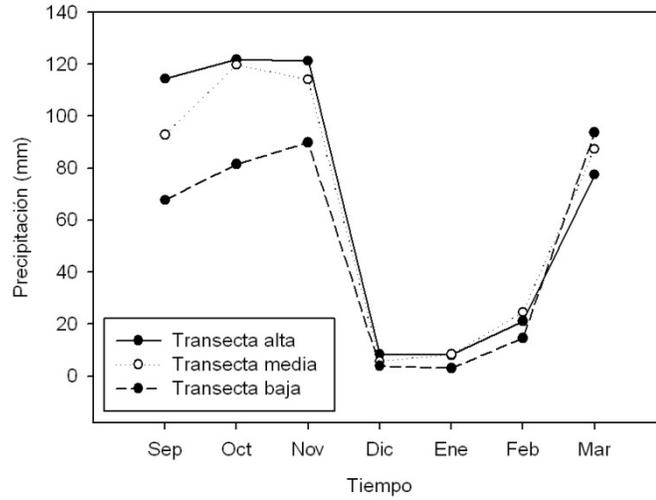


Figura 15. Variabilidad de las precipitaciones en el gradiente altitudinal. Promedio de la precipitación de cada transecta. Parte alta: 3900 m de altitud, Parte media: 3750m de altitud y Parte baja: 3600 m de altitud. Datos de la red pluviométrica desde 01 de septiembre de 2008 hasta el 31 marzo de 2009.

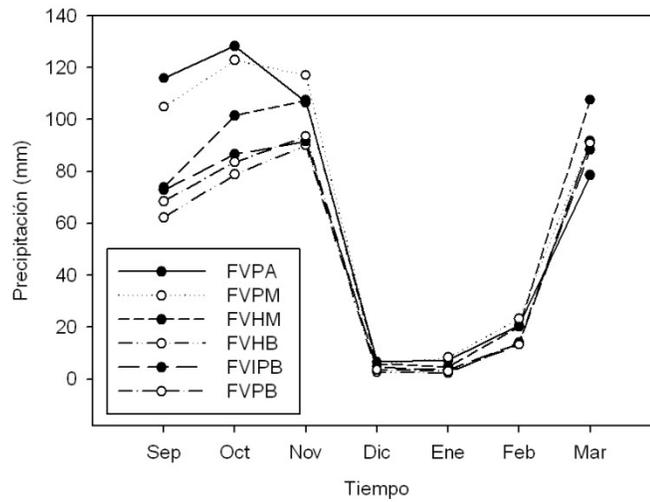


Figura 16. Variabilidad de las precipitaciones en el gradiente altitudinal. Precipitación en las estaciones de fondo de valle, siendo: FVPA (Fondo de Valle Parte Alta), FVPM (Parte Media), FVHM (Humedal Medio), FVHB (Humedal Bajo), FVIPB (Intermedio en la Parte Baja) y FVPB (Parte Baja). Datos de la red pluviométrica desde el 01 de septiembre de 2008 hasta 31 de marzo de 2009.

	FVPA	FVPM	FVHM	FVHB	FVIPB	FVPB
Total (mm)	1854	1792	1469	1132	1178	1124
Altitud	3969	3804	3667	3578	3624	3501
% Diferencia con FVPA		3,3	20,8	38,9	36,4	39,4

Tabla 4. Variación de la precipitación sobre el fondo de valle a lo largo del gradiente altitudinal. Diferencias en porcentaje entre el pluviómetro de la parte alta (FVPA) y el resto de los mismos. Datos de la red pluviométrica desde el 01 de junio de 2008 hasta 29 de Julio de 2009. Nomenclatura igual a la Figura 7.

Se encontró un incremento de las precipitaciones de 39,4% entre la parte alta (3969 m) y la parte baja (3501 m), sobre un gradiente altitudinal de apenas 400 m aproximadamente de desnivel (Tabla 4) y de 3000 m aproximadamente de distancia entre ambos pluviómetros. Este hecho evidencia la gran heterogeneidad de las precipitaciones en ambientes de alta montaña tropical y la gran variabilidad en cortas distancias.

Hay grandes diferencias entre las precipitaciones de la parte alta y las de la parte baja, se encontró una baja correlación ($R^2= 0,5985$) entre ambas zonas. Las precipitaciones de la parte media aparentemente tienen una mayor influencia de la parte alta, porque se encontró una mayor correlación ($R^2=0,8528$) es decir, sus precipitaciones fueron más parecidas, que a las de la parte baja ($R^2=0,7985$).

3.2.1.1.b) Gradiente Topográfico

Independientemente de la altitud, la precipitación total medida en los pluviómetros de la ladera izquierda (LI) fue 9,6% mayor a la de la ladera derecha (LD) y 1,4% más alta que en el fondo de valle. Es importante resaltar que en apenas una distancia de aproximadamente 700 m (distancia que separa a los pluviómetros de ambas laderas correspondientes a una misma transecta), se registró una variación considerable de las precipitaciones sobre el gradiente

topográfico (Figura 17), cuya posible repercusión sobre el cálculo de las precipitaciones para toda la microcuenca será interesante evaluar en un futuro y que invita a pensar sobre la validez de las extrapolaciones de las precipitaciones en los ambientes de alta montaña tropical.

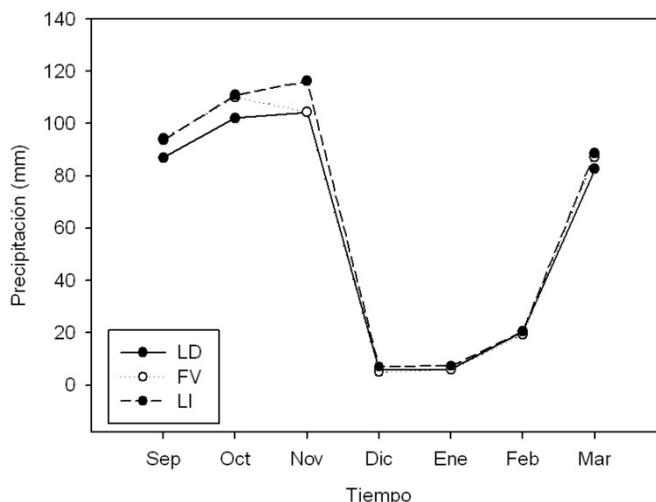


Figura 17. Variabilidad de las precipitaciones en el gradiente topográfico, siendo: LD (Ladera Derecha), FV (Fondo de Valle) y LI (Ladera Izquierda). Precipitación Acumulada de los pluviómetros de una misma posición topográfica. Datos desde 01 de septiembre de 2008 al 31 de marzo de 2009.

3.2.1.1.c) Patrón espacial de las precipitaciones en la microcuenca (Interpolación de las precipitaciones)

Para espacializar el patrón de las precipitaciones mensuales en la microcuenca fue necesario probar varios modelos de interpolación. A continuación se muestran algunos resultados de los modelos evaluados (Tabla 5 y Figura 18).

De los modelos empleados, el Ordinary Kriging da los valores más bajos de precipitación para todo el área de estudio, a diferencia del Inverse Distance Weighthing (IDW), que arrojó resultados altos, en un 4,9% mayor al modelo anterior (Tabla 5) . El Moving Surface y el Universal Kriging corregido con la altitud, arrojaron resultados muy parecidos.

	<i>Universal Kriging con altitude</i>	<i>Ordinary Kriging</i>	<i>IDW</i>	<i>Moving Surface</i>
<i>Sep08</i>	95,3	90,2	94,5	93,4
<i>Oct08</i>	113,2	111,8	117,1	114,1
<i>Nov08</i>	114,3	110,8	118,1	113,7
<i>Dic08</i>	7,1	6,1	7,1	6,7
<i>Ene09</i>	7,5	6,8	7,2	7,1
<i>Feb09</i>	22,3	21,8	22,4	22,3
<i>Mar09</i>	86,0	86,5	89,0	88,0
Total	445,7	434,0	455,4	445,3

Tabla 5. Precipitación mensual (mm) en el área de estudio, estimada a partir de varios modelos de interpolación. Datos 01 de septiembre de 2008 al 30 de marzo de 2009.

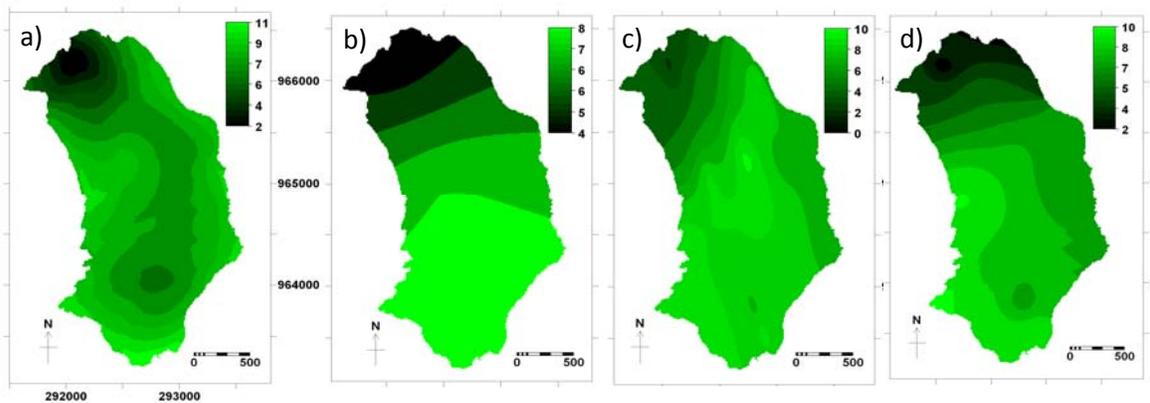


Figura 18. Mapas de precipitación del mes de enero de 2009 (mm), generados con diferentes modelos de interpolación: a) Interpolación con Universal kriging corregido con la altitud, b) Interpolación con Ordinary Kriging, c) Interpolación con Inverse Distance Weighting e d) Interpolación con Moving Surface.

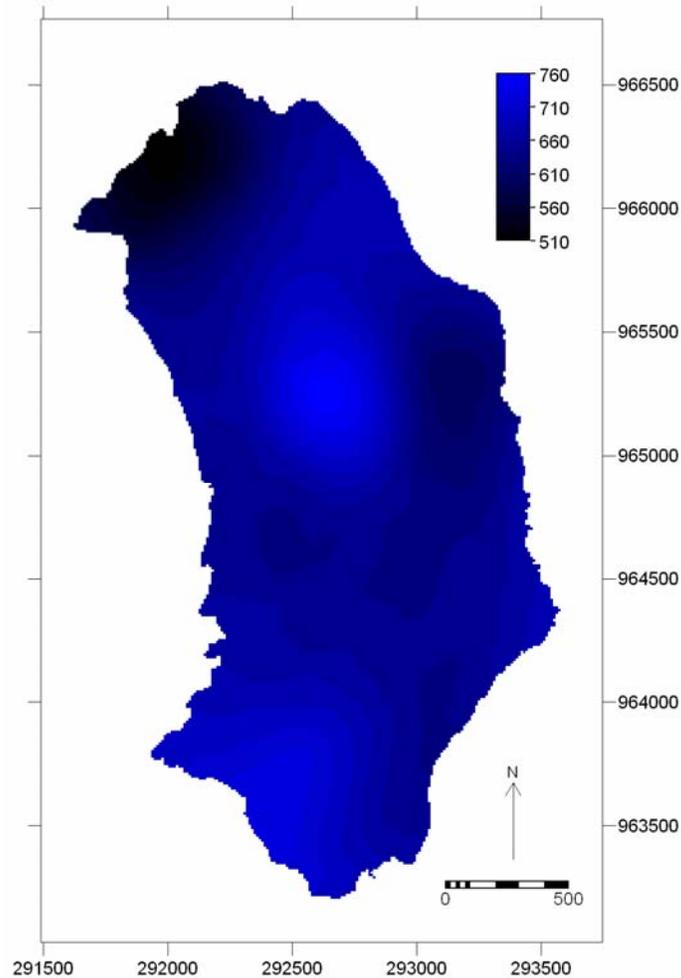


Figura 19. Distribución de la precipitación total en el área de estudio (mm), a partir de la interpolación con Universal kriging corregido con la altitud. Datos entre agosto de 2008 hasta marzo de 2009.

Para todo el periodo de estudio, y en especial para los meses de sequía (donde los montos y las variaciones de la precipitación son muy pequeñas) el modelo Universal Kriging corregido con altitud parece arrojar interpolaciones con mayor grado de detalle según la forma o geomorfología de la microcuenca (Figura 18a), es por ello y por lo referido en la bibliografía, que se escogió este modelo para calcular la precipitación total del área de estudio y hacer los balances hidrológicos a escala de microcuenca. El Ordinary Kriging arrojó mapas de interpolación con poco grado de detalle (Figura 18b) durante la época seca. Se observó que el mapa de interpolación creado con el IDW presentó valores

superiores en la parte en la parte baja y en toda el área en general (Figura 18c). Los mapas creados con el Moving Surface (Figura 18d) son parecidos al Universal Kriging corregido con altitud.

Según la interpolación de las precipitaciones en el área de estudio (Figura 19), la precipitación total en la microcuenca fue menor en la parte baja (como se discutió en los puntos anteriores) e incrementó progresivamente con la altitud. Las precipitaciones fueron superiores en la parte alta y en el fondo de valle de la parte media. La ladera derecha fue más seca que la ladera izquierda.

3.2.1.2) Variabilidad temporal de las precipitaciones

Claramente, se distinguió una marcada estacionalidad de las precipitaciones en la microcuenca (Figura 20).

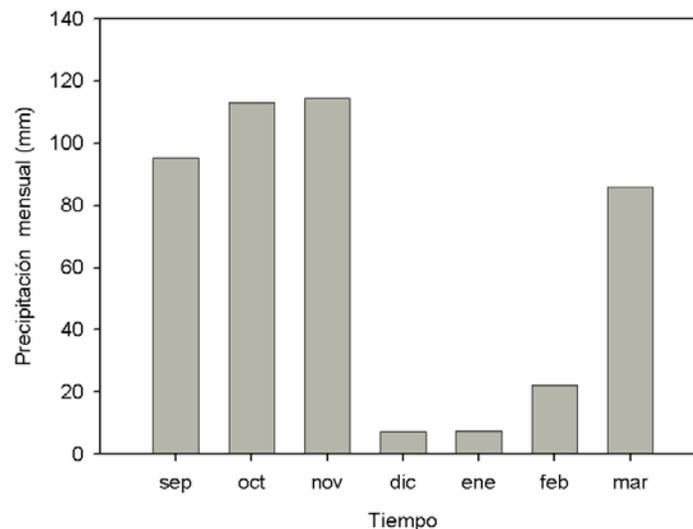


Figura 20. Precipitación promedio mensual en la microcuenca.

La precipitación promedio total en la microcuenca fue de 445 mm, entre septiembre de 2008 a marzo de 2009. Solo el 8,3% de las precipitaciones ingresaron en la temporada seca (entre diciembre del 2008 y febrero de 2009).

Noviembre y marzo representaron meses de transición, sin embargo noviembre fue el mes más lluvioso del periodo de estudio, el cual presentó un fuerte descenso de las precipitaciones en las dos últimas semanas. Septiembre y octubre correspondieron a meses lluviosos. Las precipitaciones al comienzo de la seca (diciembre) presentaron una disminución abrupta de 93,8% y al comienzo de la época húmeda se observó un incremento del 75%.

3.2.1.3) Caracterización de los eventos de precipitación

Se registraron un total de 243 eventos entre agosto de 2008 y marzo de 2009. Las magnitudes variaron entre 0,2 a 56 mm, esto significa precipitaciones entre muy ligeras a fuertes según la clasificación de la FAO (1990). Las precipitaciones mayores a 20 mm se pueden considerar como excepcionales, un único evento de 56 mm de precipitación fue registrado en el tiempo de estudio, el cual ocurrió el día 6 de agosto de 2008.

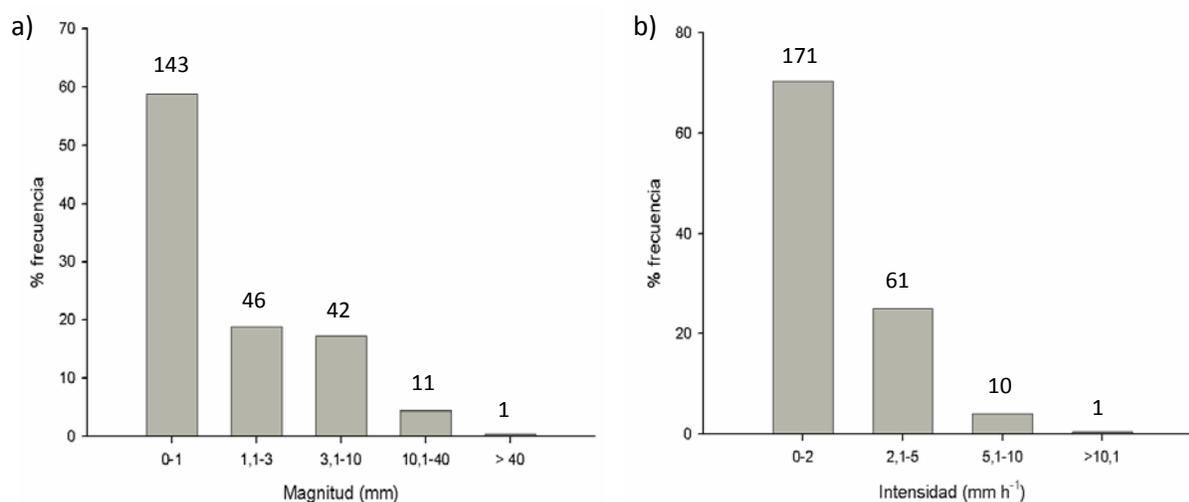


Figura 21. a) Distribución de la frecuencia de las precipitaciones según su magnitud. b) Distribución de frecuencia de las precipitaciones según su intensidad. Datos entre 01 de septiembre de 2008 al 30 de marzo de 2009.

El promedio por evento de las precipitaciones en la microcuenca fue 2,5 mm, es decir, son precipitaciones de categoría ligera. Debido a la gran frecuencia de los eventos menores a 1 mm, se anexó una nueva categoría a la clasificación de la FAO, denominada “tenue”.

Del total de los eventos medidos, 143 eventos fueron tenues (58,8%), 46 eventos presentaron magnitudes entre 1 y 3 mm (18,9 % muy ligeros), 42 eventos tuvieron magnitudes entre 3 y 10 mm (17,3 % ligeros), apenas 11 fueron mayores a 10 mm (4,5% de magnitudes medias) y un solo evento fue fuerte (Figura 21a). De igual manera las precipitaciones presentaron intensidades bajas, con un promedio de 1,9 mm h⁻¹. Las intensidades variaron entre 1,2 y 12,6 mm h⁻¹. Del total de los eventos, 171 eventos (70,4%) presentaron intensidades menores a 2 mm h⁻¹ (Figura 21b).

La frecuencia promedio de las precipitaciones para todo el periodo de estudio fue 23,4 h. En la temporada húmeda la frecuencia promedio fue de 11,7 h, en los meses de transición disminuyó a 20,1 h y en la época seca a 82,6 h (3,4 días), hallándose registros de 27,5 días consecutivos sin lluvias entre mediados de diciembre y enero.

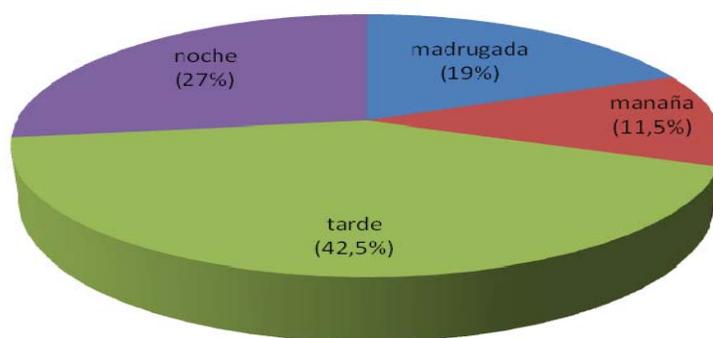


Figura 22. Distribución horaria de los eventos de precipitación en la Microcuenca. La mañana comprende desde las 6 a.m. a las 12 del mediodía, la tarde va desde las 12 p.m. a 6 p.m., noche abarca desde las 6 p.m. hasta 12 de la medianoche y la madrugada entre 12 a.m. a 6 a.m. Datos entre 01 de septiembre de 2008 al 30 de marzo de 2009.

Los eventos de precipitación se concentraron principalmente en las horas de la tarde (42,5%) y de la noche (27 %), son muy pocos los eventos que ocurrieron en horas de la mañana (Figura 22). Sin embargo, los eventos de magnitudes promedio mayores transcurrieron entre las 9 de la mañana y las 12 del mediodía (Figura 23).

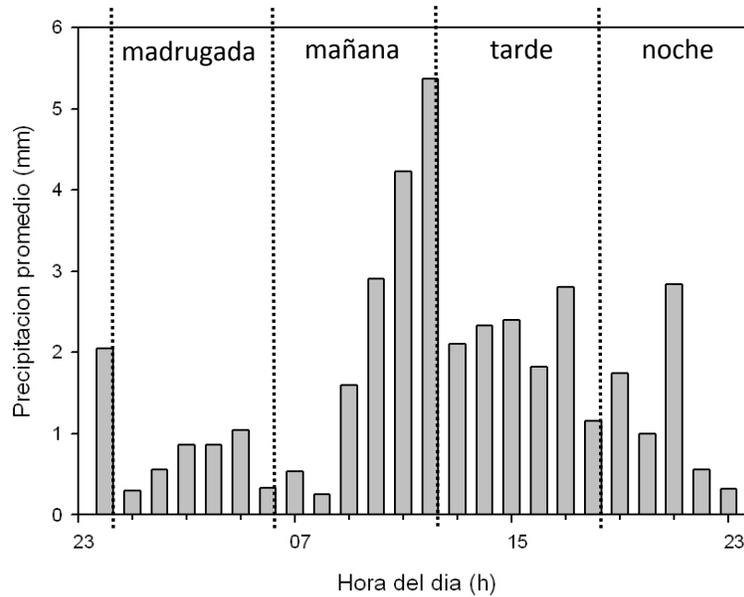


Figura 23. Magnitud promedio de los eventos por hora. Datos entre 01 de septiembre de 2008 y 31 de marzo de 2009.

3.2.2) Contenido de agua en el suelo entre 0 a 10 cm de profundidad

Para todo el tiempo de estudio, se estimó un promedio mensual de 16,8 mm de agua contenida en los primeros 10 cm del suelo de la microcuenca. Durante septiembre los suelos de la microcuenca contuvieron la mayor cantidad de agua (24,2 mm) y para el mes de enero retuvieron el valor menor de 8,5 mm (Figura 24). Durante los meses lluviosos y de transición los suelos de la microcuenca retuvieron en promedio 20,9 mm en los primeros 10 cm de profundidad y en la

época seca 11,3 mm, lo que representa una disminución del 45,8% del agua contenida en los suelos.

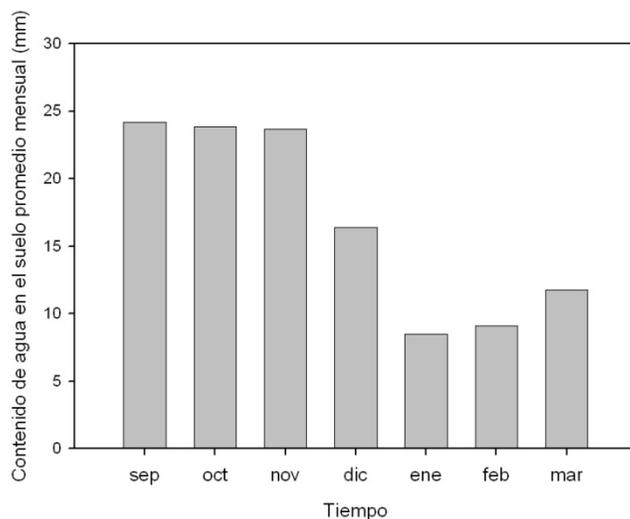


Figura 24. Contenido de agua promedio mensual (mm) en los primeros 10 cm del suelo de la microcuenca.

3.2.3) Evapotranspiración referencia (ET0)

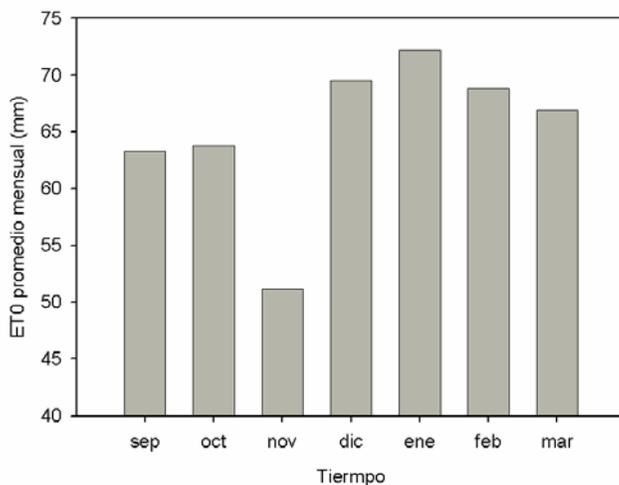


Figura 25. Evapotranspiración de referencia promedio mensual de la microcuenca de Miguaguó.

La evapotranspiración de referencia mensual más baja se presentó en noviembre (51,2 mm), ver Figura 25, lo que correspondió al mes con menor radiación (Figura 32) y velocidad del viento (Figura 35) y más precipitaciones (Figura 20). Por el contrario, la ET0 más alta se estimó en enero (72,2 mm). Durante los meses lluviosos y de transición (septiembre, octubre, noviembre y marzo) el promedio de la ET0 mensual fue 61,3 mm, con 2 mm diarios promedio y en la época seca (diciembre, enero y febrero) fue 70,2 mm, con 2,3 mm diarios promedio, es decir 12,9% más alta que en los meses lluviosos estudiados.

3.2.4) Evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de déficit hídrico (ETc aj)

La ETc aju calculada más baja se presentó en enero (17,5 mm promedio mensual) y la más elevada correspondió a octubre (53,5 mm), ver Figura 26). La ETc aju promedio mensual de los meses lluviosos estudiados fue 43,9 mm, con 1,08 mm diarios promedio y durante la época seca fue 26,5 mm mensuales, con 0,88 mm diarios promedio, siendo esta ultima 39,7 % menor que en los meses húmedos.

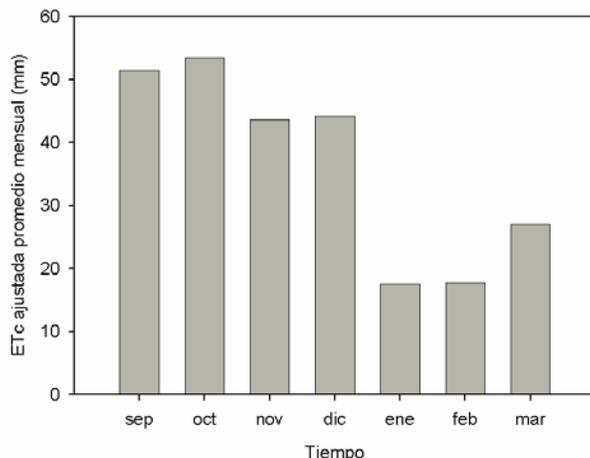


Figura 26. El promedio mensual de la evapotranspiración de la vegetación ajustada a estrés hídrico estimada para la microcuenca de Miguaguó.

3.2.5) Caudal

Se observó la clara influencia de la estacionalidad de las precipitaciones sobre el caudal. La quebrada de Miguaguó tuvo el mayor caudal en el mes de octubre con 42,1 mm ($152.460.000 \text{ L mes}^{-1}$) y alcanzó su caudal mínimo mensual en febrero con 3,9 mm lo que representa $14.123.460 \text{ L mes}^{-1}$ (Figura 27).

El caudal máximo registrado en el periodo de estudio fue $568,44 \text{ L seg}^{-1}$ y el caudal mínimo fue $0,383 \text{ L seg}^{-1}$

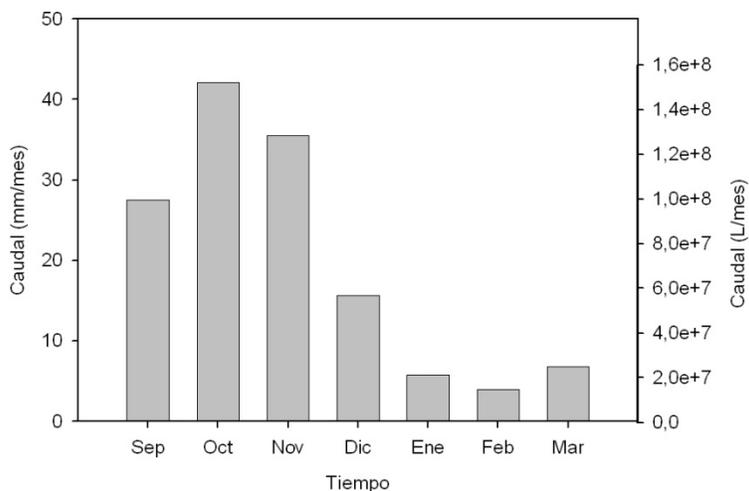


Figura 27. Caudal mensual durante de la Microcuenca de Miguaguó.

El caudal acumulado durante el tiempo de estudio fue 137,14 mm (497 millones de Litros) en siete meses, del cual el 81,6% correspondió al caudal de los meses lluviosos monitoreados en esta investigación y el 18% al de los meses de sequía.

El caudal promedio diario para el periodo de estudio completo fue $0,71 \text{ mm día}^{-1}$ ($2.571.194 \text{ L día}^{-1}$), durante la época seca fue $0,28 \text{ mm día}^{-1}$ ($1.013.992 \text{ L día}^{-1}$) y durante los días de los meses lluviosos estudiados fue $1,03 \text{ mm día}^{-1}$ ($3.730.042 \text{ L día}^{-1}$).

La curva de duración de caudal resultó con una pendiente elevada (Figura 28). Según la curva, el caudal mínimo probable fue de 0,03 mm día⁻¹ (108.642 L día⁻¹), el caudal de aguas bajas (Q₉₀) fue 0,07 mm día⁻¹ (253.498 L día⁻¹), el caudal de aguas altas (Q₁₀) fue de 1,61 mm día⁻¹ (5.830.454 L día⁻¹) y el máximo fue 3,44 mm día⁻¹ (12.457.616 L día⁻¹).

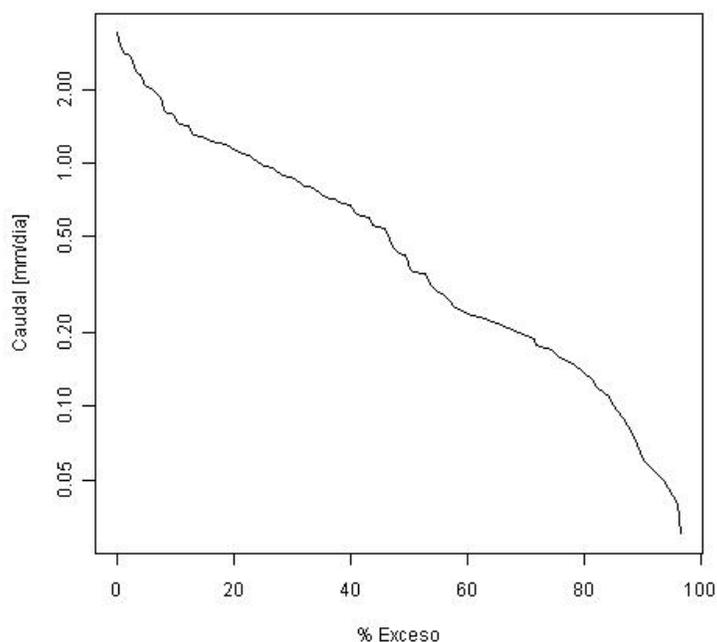


Figura 28. Curva de duración de caudal de la Quebrada de Miguaguó. Creada a partir de datos diarios de caudal de siete meses de registros (desde septiembre de 2008 hasta marzo de 2009), el eje de las “X” representa el tiempo en porcentaje en que un determinado caudal es igualado o excedido.

3.2.6) Integración de variables ambientales

3.2.6.1) *Precipitación, contenido de agua en los suelos a 10 cm de profundidad vs caudal*

Se observó una alta correspondencia entre la variación del CHR en los primeros 10 cm del suelo de la unidad de fondo de valle, el caudal y las

precipitaciones (Figura 29). Los CHR y el caudal disminuye progresivamente a medida que avanza la época seca, sin embargo, la quebrada permaneció con caudal, incluso durante los meses mas secos (diciembre y enero) en los cuales apenas hubo cuatro eventos de precipitación de magnitudes no mayores a 6,4 mm. En la temporada seca y a comienzos de la época húmeda el CHR es más sensible a las precipitaciones que el caudal, es decir las variaciones son mayores. Parece que en el FV el punto de saturación del suelo se alcanza con eventos de más de 16 a 17 mm.

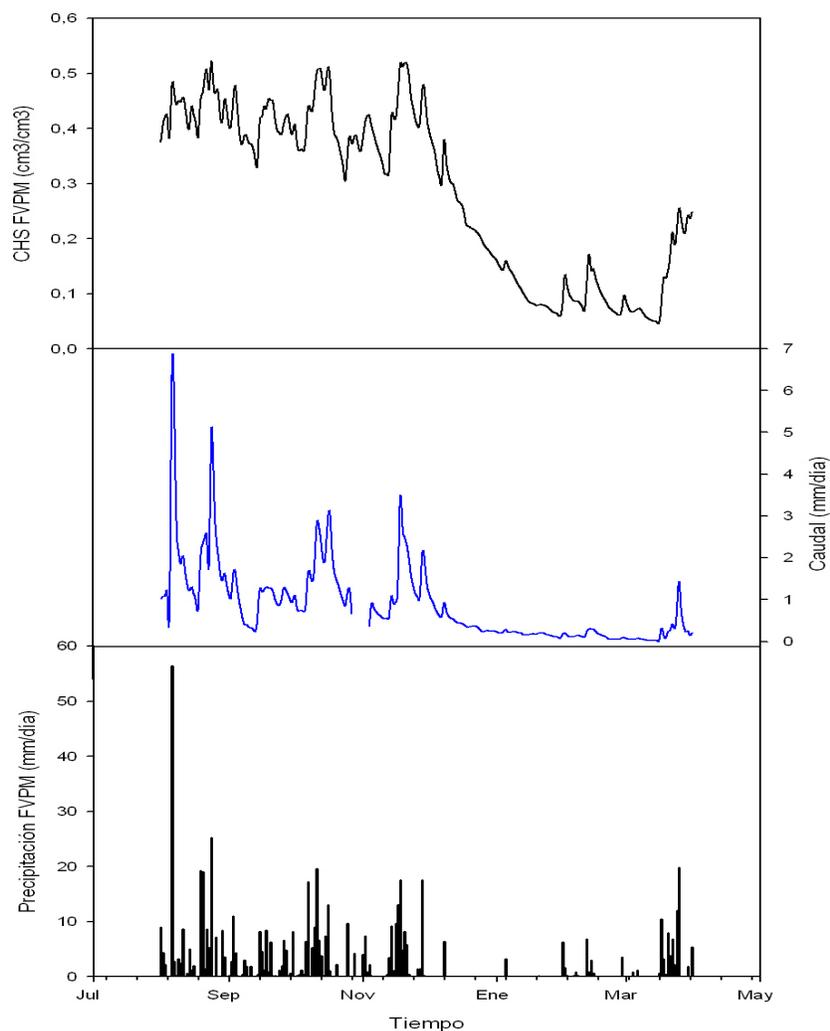


Figura 29. Precipitación acumulada diaria, caudal acumulado diario y CHR promedio diario de la unidad de fondo de valle con arbustal rosetal abierto (unidad en la que se encontraba la estación con el pluviógrafo y TDRs juntos). Datos desde agosto de 2008 hasta inicios de abril de 2009.

3.2.6.1.a) Magnitud de las precipitaciones vs respuesta del caudal

Se observó que la respuesta del caudal aparentemente incrementó progresivamente con el aumento de la magnitud de las precipitaciones (Tabla 6). Para las precipitaciones tenues evaluadas (≤ 1 mm) se encontró un incremento del 10% del caudal, a pesar de la baja magnitud de estos eventos. Aparentemente las lluvias previas generaron un aumento neto de la respuesta del caudal mayor que en los eventos sin lluvias. Eventos extraordinarios de alrededor de 50 mm incrementaron considerablemente el caudal de 0,03 a 0,56 $\text{m}^3 \text{seg}^{-1}$.

Magnitud	Condición previa	Magnitud (mm)	Intensidad (mm h^{-1})	Tiempo evento anterior (h)	CB ($\text{m}^3\text{seg}^{-1}$)	CP ($\text{m}^3\text{seg}^{-1}$)	% Aumento Caudal	Δ Caudal neta ($\text{m}^3\text{seg}^{-1}$)
Tenue (<1mm)	Previa lluvia	0,8	2,4	5,5	0,10545	0,11401	8,1	0,00856
Tenue (<1mm)	Sin lluvia previa	1	3	39,8	0,05161	0,05639	9,3	0,00478
Muy ligero (1-3mm)	Previa lluvia	2,6	3,9	3,7	0,13091	0,17277	32,0	0,04186
Muy ligero (1-3mm)	Sin lluvia previa	2,2	3,3	81,6	0,05566	0,07374	32,5	0,01808
Ligero (3-10mm)	Previa lluvia	7	2,8	6	0,05369	0,15948	197,0	0,10579
Ligero (3-10mm)	Sin lluvia previa	7,2	2,5	50,3	0,08872	0,16415	85,0	0,07543
Moderado (10-40mm)	Previa lluvia	18,8	4,3	1,7	0,10687	0,48368	352,6	0,37681
Moderado (10-40mm)	Sin lluvia previa	19,2	5,2	62,2	0,03146	0,23473	646,1	0,20327
Fuerte (>40mm)	Previa lluvia	56	5,5	1,7	0,03285	0,56845	1630,4	0,5356
Fuerte (>40mm)	Sin lluvia previa	<i>Condición no monitoreada</i>						

Tabla 6. Respuesta del caudal frente a eventos de magnitud variable, en condiciones contrastantes de humedad previa del suelo (con y sin eventos previos de precipitación). Las siglas CB significan caudal base y CP caudal pico. Datos de precipitación del pluviógrafo FVPM.

3.2.6.1.b) Intensidad de las precipitaciones vs respuesta del caudal

Se observó que la respuesta neta del caudal incrementó con la magnitud y aún más, aparentemente a mayores intensidades (Tabla 7). El evento tenue con intensidad moderada presentó una respuesta de caudal 31,9% mayor a su correspondiente evento de intensidad baja. De la misma manera en los eventos muy ligeros la diferencia fue 33%, en los ligeros fue 82,9% y en los moderados 91,5%.

Intensidad	Magnitud	Magnitud (mm)	Intensidad (mm h ⁻¹)	Tiempo evento anterior (h)	CB (m ³ seg ⁻¹)	CP (m ³ seg ⁻¹)	% Aumento Caudal	Δ Caudal neta (m ³ seg ⁻¹)
Baja	Tenue (< 1mm)	0,8	1,2	4,7	0,14032	0,14681	4,63	0,00649
Moderada	Tenue (< 1mm)	0,8	2,4	5,5	0,10545	0,11401	8,12	0,00856
Baja	Muy ligero (1-3mm)	2,2	1,5	11,7	0,09382	0,11174	19,10	0,01792
Moderada	Muy ligero (1-3mm)	2,4	7,2	16,2	0,09093	0,11477	26,22	0,02384
Baja	Ligero (3-10mm)	10	2,2	24,2	0,03328	0,0919	176,14	0,05862
Moderada	Ligero (3-10mm)	8,6	7,4	24	0,07141	0,17866	150,19	0,10725
Baja	Moderado (10-40mm)	14,4	2,9	6,2	0,05825	0,21209	264,10	0,15384
Moderada	Moderado (10-40mm)	16,4	12,6	14,8	0,08055	0,37531	365,93	0,29476

Tabla 7. Respuesta del caudal frente a eventos de magnitudes variables y de intensidades contrastantes. Las siglas CB significan caudal base y CP caudal pico. Datos de precipitación del pluviógrafo FVPM.

2.3.7) Balances hidrológicos mensuales

Se evidenció la disminución de todos los flujos de salidas (ETc aju y caudal) y del almacenamiento, con la disminución de las precipitaciones (Figura 30).

Al inicio de la temporada seca, diciembre, el caudal total fue superior a la precipitación (Figura 30), presentando valores de 15,6 mm y 7,1 mm correspondientemente. Por el contrario, a comienzo de la temporada húmeda, a pesar de que las precipitaciones del mes de marzo fueron similares a un mes lluvioso (86 mm), el caudal fue apenas 6,8 mm (Tabla 8). En el balance el caudal representó la tercera parte de las precipitaciones en los meses lluviosos, pero en la época seca este porcentaje incrementó considerablemente al 88%.

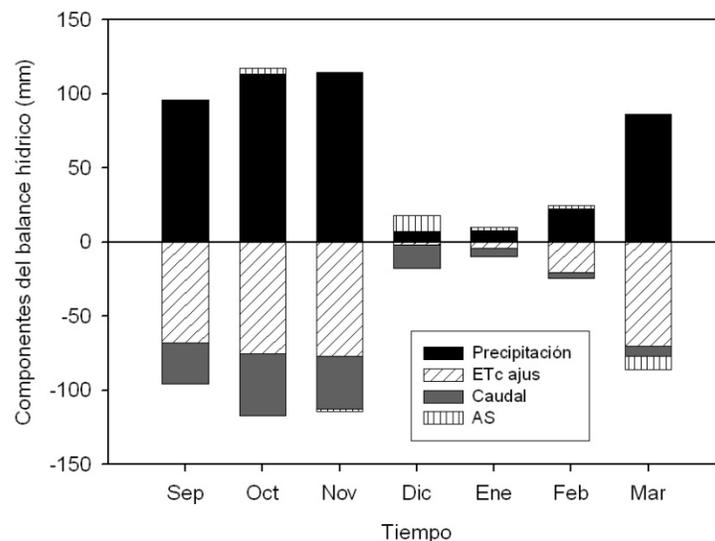


Figura 30. Componentes del balance hídrico: Precipitación, evapotranspiración abastecida por el CHR en los primeros 10 cm (ETC aju), caudal y almacenamiento en el suelo entre 0-10 cm de profundidad (AS) en la Microcuenca de la Quebrada de Miguaguó.

Se halló que el almacenamiento mensual en la capa monitoreada fue muy pequeño en comparación con los demás flujos. Se encontró que los suelos (entre 0 a 10 cm) se recargaron en los meses de noviembre y marzo, en el resto del tiempo de estudio el almacenamiento pareció abastecer los flujos de salida. En diciembre se apreció la mayor disminución del CHR en los primeros 10 cm, cuyo valor fue 10,7 mm, representando el 60% de las entradas y en marzo se observó el mayor incremento o recarga con 9 mm (Tabla 8). Para el periodo de estudio

completo, los suelos de la microcuenca en los primeros 10 cm terminaron con un contenido de agua menor que al inició, es decir, descargaron parte del agua contenida, correspondiendo con lo observado en la Figura 36 de variación de CHR en los suelos de las unidades.

Por otra parte, se observó que la evapotranspiración (estimada como ETc aju o por balance) fue el principal flujo de salida de este ecosistema (Figura 30 y Tabla 8). Al comparar la ETc aju y la ET calculada por balance, se encontró que la segunda fue en total 62,5 mm más alta para el periodo de estudio completo. De manera similar, durante todos los meses la ET calculada por balance fue mayor que la ETc aju, con excepción de diciembre y enero, que resultó mucho más baja (un orden de magnitud menor).

	Entradas totales (mm mes ⁻¹)	Pp (mm mes ⁻¹)	ΔS de 0 a 10 cm de profundidad (mm mes ⁻¹)	Caudal (mm mes ⁻¹)	ET por balance (mm mes ⁻¹)	ETc aju (mm mes ⁻¹)	ETO (mm mes ⁻¹)
Sep-08	95,6	95,3 (99,7%)	-0,3 (0,3%)	27,5 (28,8%)	68,1 (71,2%)	51,4 (53,8%)	63,3
Oct-08	117,4	113,2 (96,4%)	-4,2 (3,6%)	42,0 (35,8%)	75,3 (64,2%)	53,5 (45,5%)	63,8
Nov-08	114,3	114,3 (100%)	1,9 (0%)	35,5 (31%)	77,0 (67,3%)	43,6 (38,1%)	51,2
Dic-08	17,8	7,1 (40,0%)	-10,7 (60%)	15,6 (88%)	2,1 (12,0%)	44,1 (247,8%)	69,6
Ene-09	9,9	7,5 (75,7%)	-2,4 (24,3%)	5,7 (58,1%)	4,1 (41,9%)	17,5 (176,8%)	72,2
Feb-09	24,4	22,3 (91,3%)	-2,1 (8,7%)	4,0 (16,2%)	20,4 (83,8%)	17,7 (72,5%)	68,9
Mar-09	86,0	86,0 (100%)	9,0 (0%)	6,8 (7,9%)	70,3 (81,7%)	27,0 (31,4%)	67
Total	454,5	445,7 (98,1%)	-8,8 (1,9%)	137,1 (30,2%)	317,4 (69,8%)	254,9 (56,1%)	455,7

Tabla 8. Componentes del balance hídrico medidos en la microcuenca (precipitación, caudal y almacenamiento en los primeros 10 cm del suelo) y evapotranspiración estimada por diferencia ($ET = Pp - \text{caudal} \pm \Delta S$) y por ETc aju y ETO. Las entradas se consideraron como las precipitaciones más el agua aportada por el almacenamiento de agua “ΔS” en los primeros 10 cm del suelo (en el caso de que ΔS fue negativo).

Se halló que la evapotranspiración de referencia sobrestimó en gran medida las salidas por este flujo, principalmente durante la época de sequía. Los valores de la ET₀ estimados no lograrían ser compensados por las entradas y almacenamiento (Tabla 8). A diferencia de la ET₀, la evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico (ET_{c aju}), arrojaron valores mejores, reflejando valores posiblemente mejor ajustados a los reales, sin embargo es necesaria su validación.

Los balances hídricos para los siete meses evaluados, mostraron que en el Páramo de Mixteque un tercio de las precipitaciones salieron como caudal. La evapotranspiración representó aparentemente la principal salida del sistema con valores entre el 69,8% (ET estimada por balance) al 57,2% (ET_{c aju}) (Figura 31). El almacenamiento en los primeros 10 cm del suelo resultó bajo y negativo (-8,8 mm). Se encontró que al sumar el caudal más la ET_{c aju}, queda sobrando un 12,6% de las precipitaciones que no explicó el almacenamiento en los primeros 10 cm del suelo.

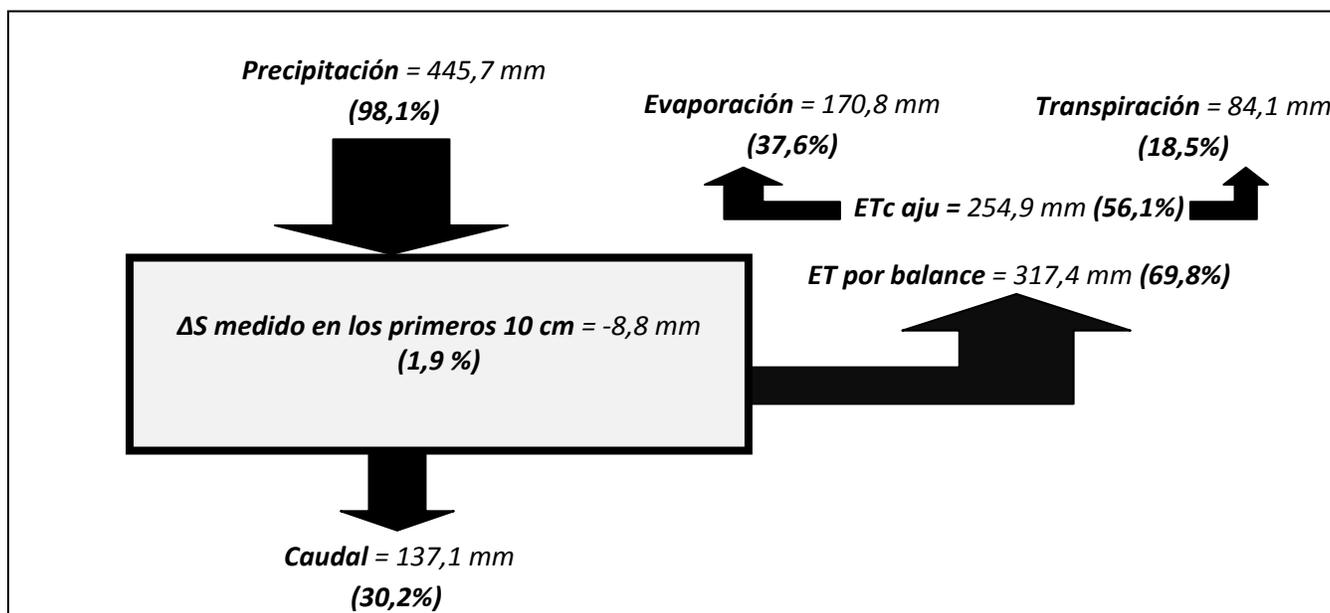


Figura 31. Balance hídrico del Páramo de Mixteque, con las dos estimaciones de evapotranspiración. La suma de la precipitación y el almacenamiento representan las entradas. Los porcentajes son en relación de las entradas Datos desde septiembre de 2008 hasta marzo de 2009.

Separando los dos flujos que conforman la evapotranspiración, se encontró que la evaporación libre desde las lagunas y desde el suelo desnudo representó el 67% de los egresos por vía gaseosa y el 33% fue transpiración. Con respecto al balance general, las salidas por evaporación directa fueron el 37,6% de las entradas y la transpiración el 18,5% (Figura 31).

3.2.8) Otras variables ambientales

3.2.8.1) Radiación solar

Las mayores radiaciones diarias se registraron en la temporada de sequía con promedio de $31298,2 \text{ W m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. La radiación promedio mensual más elevada fue $31917 \text{ W m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ registrada en febrero y la más baja fue $20543,9 \text{ W m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ durante el mes de noviembre, que correspondió al mes de mayor precipitación (Figura 32).

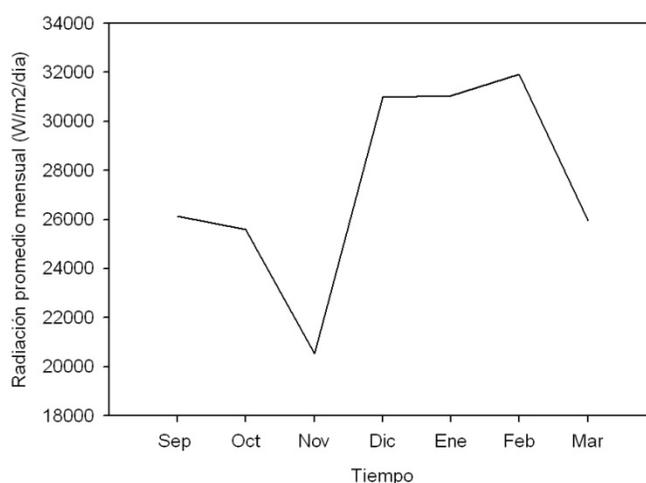


Figura 32. Radiación promedio mensual durante el período de estudio, en la Microcuenca de la Quebrada de Miguaguó.

La radiación en el páramo de Mixteque, como en cualquier otro páramo es alta. Se encontró que la radiación promedio diaria para todo el tiempo de estudio fue $27434 \text{ W m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. Incluso, se registraron días con radiaciones diarias de $45647,2 \text{ W m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. La menor radiación diaria registrada fue de $8231,6 \text{ W m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. Hacia las horas del mediodía, en días despejados, se midieron radiaciones de hasta $1276,9 \text{ W m}^{-2} \text{ 10 min}^{-1}$ (Figura 33).

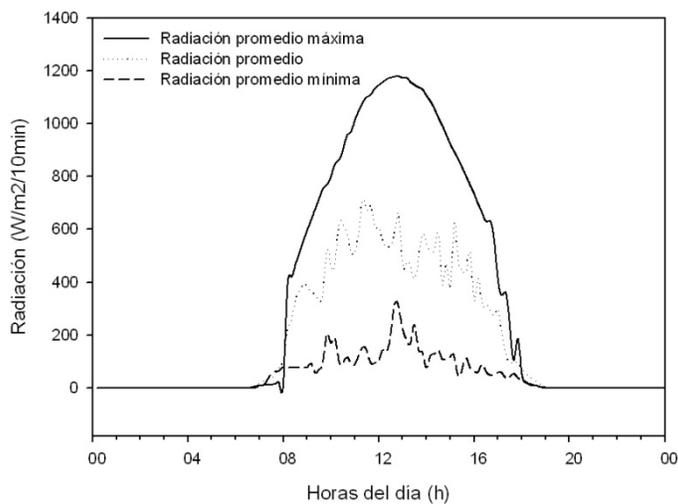


Figura 33. Curso diario de la radiación durante días con valores promedio, máximos y mínimos del período de estudio en la microcuenca de la Quebrada Miguaguó.

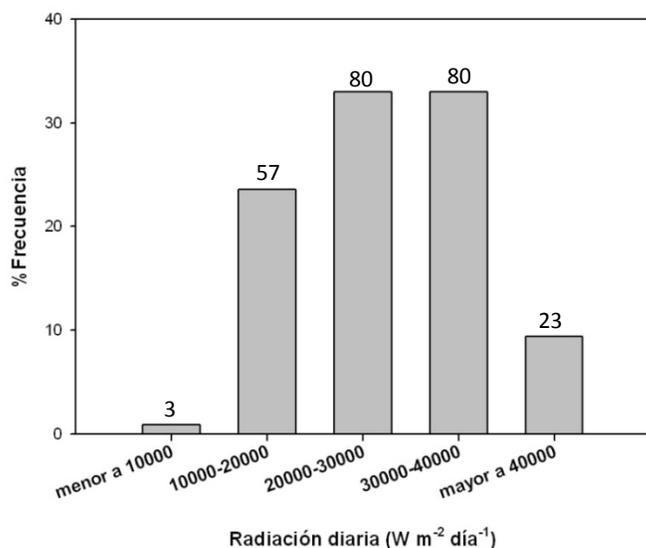


Figura 34. Distribución de la frecuencia de radiación solar diaria en la microcuenca. Datos de septiembre 2008 a marzo de 2009.

Se observó que en el 70% de los días la radiación solar diaria fue mayor a $20000 \text{ W m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ y un 10 % de los días monitoreados presentaron radiaciones diarias mayores a $40000 \text{ W m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

3.2.8.2) Velocidad del Viento

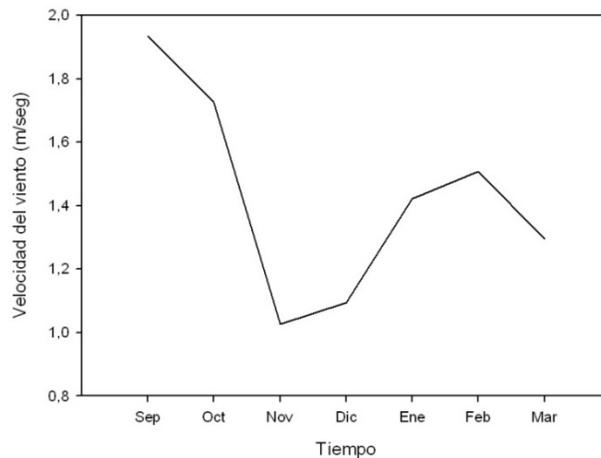


Figura 35. Velocidad del viento promedio mensual, en la microcuenca de la Quebrada Miguaguó.

La velocidad del viento en la microcuenca fue ligera, según la clasificación de la FAO (1990). Durante el tiempo de estudio la velocidad promedio mensual varió poco (Figura 35), registrándose la velocidad promedio mensual más elevada en septiembre (época húmeda) con $1,93 \text{ m seg}^{-1}$ y la mínima en noviembre con $1,03 \text{ m seg}^{-1}$.

3.3) A ESCALA DE UNIDADES TOPOGRÁFICAS Y DE VEGETACIÓN

El análisis a esta escala se hizo con la finalidad de evaluar la influencia de la topografía (la exposición y la pendiente) y la cobertura vegetal, sobre las entradas por precipitación vertical, las salidas por transpiración y por evaporación directa del suelo y sobre el contenido de agua en los primeros 10 cm del suelo. Con este análisis se busca inferir la influencia de estas variables sobre el balance hidrológico de la microcuenca en general. Para ello, se emplearon los registros de las cuatro estaciones automatizadas. Las cuatro unidades monitoreadas fueron: Ladera derecha con Arbustal rosetal denso (LD-AD), Ladera izquierda con Arbustal rosetal abierto (LI-AA), Fondo de valle con Arbustal rosetal abierto (FV-AA) y Fondo de valle con Humedal (FV-H). Cabe destacar que la Ladera Izquierda poseía exposición este y la Ladera derecha exposición oeste.

3.3.1) Precipitaciones

Como fue planteado anteriormente la precipitación en la ladera izquierda fue 9,6% mayor que la de la ladera derecha y 1,4% más alta que en el fondo de valle. Estas diferencias fueron mayores en los meses húmedos estudiados (Tabla 9) y muy pequeñas en la época de sequía.

	FV-AA	LD-AD	LI-AA	FV-HM
Meses Secos	12	13	13	10
Meses Húmedos	109	96	106	98

Tabla 9. Variabilidad temporal y espacial de la precipitación en la microcuenca de Miguaguó. Promedio mensual de precipitación (mm) en cada temporada (época seca: diciembre, enero y febrero; meses húmedos y de transición: septiembre, octubre, noviembre y marzo). Siendo: FV-AA (Fondo de Valle con Arbustal rosetal abierto), LD-AD (Ladera Derecha con Arbustal rosetal denso) y LI-AA (Ladera Izquierda con Arbustal rosetal abierto) FV-HM (Fondo de Valle con Humedal). Datos entre agosto de 2008 y marzo de 2009.

3.3.2) Contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos

Se observó que el contenido de agua en los primeros 10 cm del suelo (CHR) fue mayor en el fondo de valle que en las laderas (Figuras 36). Comparando las unidades de fondo de valle, se distinguió que los suelos a 10 cm de profundidad del FV-HM presentaron altos contenidos de agua y poca variación de su CHR en relación al FV-AA (Tabla 10).

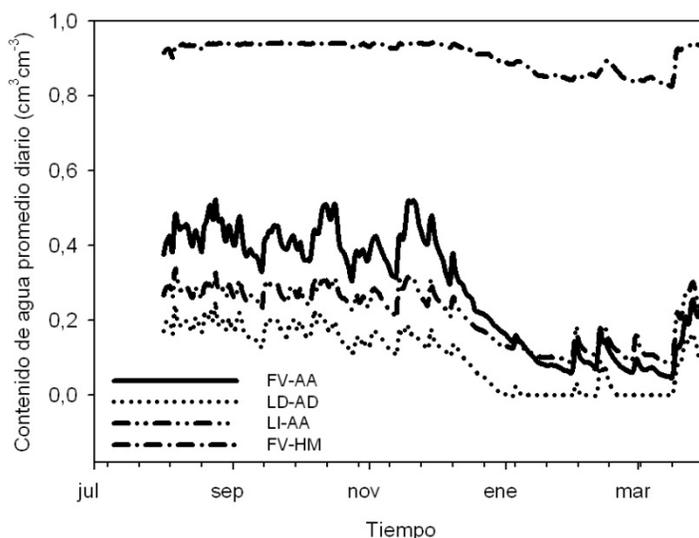


Figura 36. Contenido de agua promedio diario en los primeros 10 cm de los suelos de las unidades topográficas y de vegetación monitoreadas en la microcuenca.

Comparando las laderas, se apreció que la LI-AA contuvo más agua en los primeros 10 cm de profundidad que la LD-AD. A pesar, que el CHR en el FV-AA fue en general superior a las laderas, en la temporada de sequía disminuyó por debajo del CHR de la LI-AA.

Se apreció la disminución del CHR a 10 cm de profundidad en todas las unidades durante la época de sequía (diciembre, enero y febrero) y luego un incremento o recarga en el mes de transición en marzo (Figuras 36), sin embargo, esta variación fue muy pequeña en el FV-HM.

Los análisis de regresión lineal entre el CHR del FV en los primeros 10 cm de profundidad con respecto a las otras tres estaciones mostraron una elevada correspondencia ($R^2 > 0,8984$), demostrando que las precipitaciones fueron muy similares en frecuencia y magnitud.

	FV-AA	LD-AD	LI-AA	FV-HM
Promedio Época húmeda	0,36	0,14	0,25	0,93
Promedio Época seca	0,15	0,03	0,15	0,88
Promedio Periodo completo	0,26	0,09	0,20	0,91
CHR Máximo	0,52	0,25	0,34	0,94
CHR Mínimo	0,05	0,00	0,08	0,83
Diferencia neta	0,48	0,25	0,25	0,12
% Diferencia	91	100	75	12

Tabla 10. Promedio del CHR en los primeros 10 cm de profundidad (cm^3 agua cm^3 suelo) en la época seca y húmeda. Valores máximos y mínimos del CHR en las unidades estudiadas. Porcentaje de la diferencia entre el valor máximo y mínimo.

Se encontró que el CHR en los primeros 10 cm del suelos en la LD-AD alcanzó valor cero y presentó en todo momento los valores menores (Tabla 10). El suelo del humedal (FV-HM) mantuvo en promedio el 93% de su volumen ocupado con agua en los meses lluviosos y en sequía 88%. El FV-AA contuvo con agua un tercio del volumen de sus suelos, la LI-AA un cuarto y la LD-AD 15% aproximadamente durante los meses húmedos monitoreados. Se observó una variación de apenas 12% en el CHR en los primeros 10 cm del suelo de FV-HM, en comparación a las otras unidades cuyos CHR disminuyeron más del 75%.

Ordenando las estaciones climáticas según la pendiente, la de LD-AD se localizó sobre la mayor pendiente y el FV-HM sobre la menor (Tabla 11). La densidad aparente de los suelos en los primeros 10 cm del área de estudio fue en general 1 g cm^{-3} aproximadamente, con excepción del suelo del FV-HM ($0,14 \text{ g cm}^{-3}$). Los suelos de la microcuenca presentaron elevadas cantidades de MOS (12,3% en promedio) entre 0 a 10 cm de profundidad, con excepción de FV-HM

cuyo porcentaje fue 30,7%. La textura de todas las unidades fue Fa con excepción de FV-HM que fue AF, indicando alta homogeneidad de los suelos en los primeros 10 cm evaluados. La conductividad hidráulica de los primeros 10 cm de los suelos de las laderas fue mucho más alta que en el fondo de valle.

	FV-AA	LD-AD	LI-AA	FV-HM
Pendiente (%)	6,2	67,4	16,3	3,4
Densidad aparente ($g\ cm^{-3}$)	1,0	0,9	1,0	0,1
MOS	12,4	14,0	10,3	30,7
Textura	Fa	Fa	Fa	AF
% Arena	72,8	72,8	72,0	50,2
% Limo	6,4	17,2	17,6	43,4
% Arcilla	20,8	10,0	10,4	6,5
Conductividad hidráulica en saturada ($cm\ h^{-1}$)	0,90	5,23	7,77	1,76
Capacidad de campo ($cm^3\ cm^{-3}$)	0,33	0,34	0,31	0,23
Punto de marchitez permanente ($cm^3\ cm^{-3}$)	0,26	0,22	0,18	0,02
Punto de saturación ($cm^3\ cm^{-3}$)	0,52	0,57	0,49	0,84

Tabla 11. Pendiente y características edáficas de los primeros 10 cm de profundidad de las unidades estudiadas.

Se halló que el CHR en los primeros 10 cm del suelo del FVHM se mantuvo siempre con valores superiores a su punto de saturación medido en el laboratorio (Tablas 10 y 11). Durante los meses lluviosos el FV-AA tuvo un CHR promedio en los primeros 10 cm ligeramente superior a su capacidad de campo, alcanzó su punto de saturación y en época de sequía su promedio fue inferior a su punto de marchitez permanente. Durante los meses lluviosos la LI-AA presentó un CHR promedio en los primeros 10 cm de profundidad menor a su capacidad de campo, sin embargo en algunas ocasiones superó este punto, pero nunca se saturó, en sequía su CHR promedio fue menor a su punto de marchitez permanente. El CHR a 10 cm profundidad en la LD-AD no superó en ningún momento a la capacidad de campo, mucho menos la saturación, en los meses lluviosos el CHR promedio fue menor al punto de marchitez permanente, sin embargo los valores máximos registrados superaron este punto.

El FV-HM fue la unidad con la menor superficie del área de estudio (4,3%), sin embargo, contuvo en promedio una cuarta parte del agua total contenida en los primeros 10 cm del suelo de toda el área de investigación (Tabla 12). Separando el aporte que esta unidad hace al agua contenida en los primeros 10 cm en cada época, se encontró que para los meses de lluvias retuvo el 19% del agua contenida total en esta capa del suelo de la microcuenca y en sequía 33,4%, es decir, aportó un tercio del total. El FV-AA a pesar que presentó CHR 3 veces menor que la unidad anterior retuvo en promedio casi un 40% del total de agua contenida en los primeros 10 cm del suelo, como un resultado de su amplia superficie. Su aporte se mantiene constante en la época de lluvias y en la de sequía. La LI-AA contribuyó más que la LD-AD en todos los casos.

	<i>CHR promedio entre 0-10 cm (mm)</i>	% APP al CHR total entre 0-10 cm	<i>CHR promedio entre 0 a 10 cm (mm) en los meses lluviosos</i>	% APP al CHR total entre 0-10 cm en los meses lluviosos	<i>CHR promedio entre 0 a 10 cm (mm) en los meses secos</i>	% APP al CHR total entre 0-10 cm en los meses secos
FV-AA	26,1	37,0	34,0	38,9	15,4	32,5
LD-AD	9,1	14,8	13,7	17,8	3,1	7,4
LI-AA	20,2	25,0	24,5	24,4	14,5	26,7
HV-HM	90,6	23,2	92,5	19,0	88,2	33,4
Total		100,0		100,0		100,0

Tabla 12. Aporte promedio de cada unidad al agua contenida en los primeros 10 cm de los suelos del área de estudio, valor ponderado según el área que abarcan y al CHR promedio medido. Las siglas APP significan aporte promedio ponderado. Datos desde septiembre de 2008 a marzo de 2009.

3.3.3) Evapotranspiración de referencia (ET₀)

Las condiciones ambientales en las laderas favorecen mayores demandas evaporativas (ET₀) que en el fondo de valle. Contradictoriamente a lo que se esperaría, la LD-AD, de exposición oeste, presentó una evapotranspiración

potencial promedio mensual más alta ($80,33 \text{ mm mes}^{-1}$) que la LI-AD ($77,20 \text{ mm mes}^{-1}$) de exposición este (Figura 37). Se encontró que la evapotranspiración de referencia total fue hasta 7,7 % más alta en LD-AD que en las otras unidades. Comparando promedio, máximos y mínimos de cada unidad no parecía haber grandes diferencias.

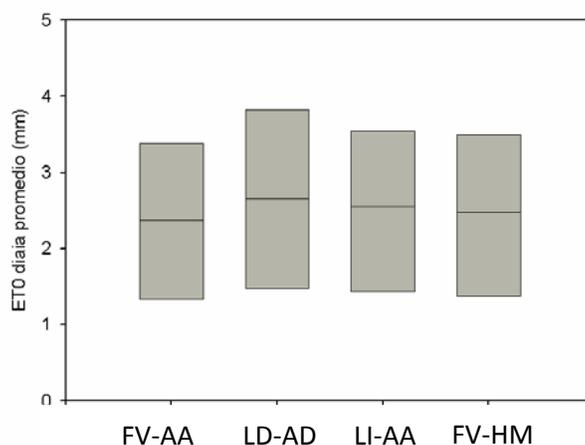


Figura 37. Promedios mensuales, máximos y mínimos de la ET0 en las unidades evaluadas.

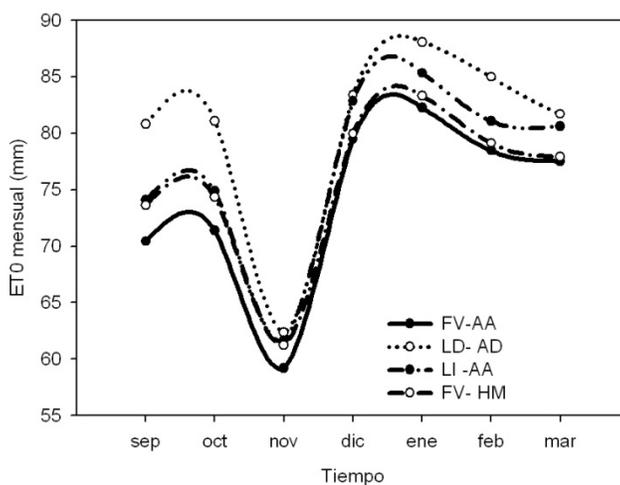


Figura 38. Evapotranspiración de referencia mensual (mm mes^{-1}) en las unidades monitoreadas.

El promedio diario de la evapotranspiración de referencia varió entre $2,37$ y $2,66 \text{ mm dia}^{-1}$ (en el FV-AA y en la LD-AD correspondientemente). Las ET0

máximas diarias en las unidades monitoreadas variaron entre 3,38 y 3,82 mm día⁻¹ y los mínimos oscilaron entre 1,34 y 1,48 mm día⁻¹, correspondientes a las mismas posiciones topográficas. Se halló una notable disminución de la ET0 en noviembre correspondiente al mes con menor radiación y velocidad del viento y al mes más lluvioso (Figura 38).

Durante todo el periodo de estudio la ladera derecha presentó las ET0 más elevadas, seguida por la ladera izquierda (Figuras 37 y 38). Esta tendencia se mantuvo igual en la época húmeda y seca (Tabla 13).

	<i>FV-AA</i>	<i>LD-AD</i>	<i>LI-AA</i>	<i>FV-HM</i>
<i>Meses secos</i>	80,1	85,5	83,1	80,8
<i>Meses lluviosos</i>	69,6	76,5	72,8	71,8

Tabla 13. Promedio mensual de la ET0 (mm mes⁻¹) de las unidades monitoreadas en la época seca y en los meses lluviosos monitoreados.

3.3.4) Evapotranspiración de la vegetación ajustada a estrés hídrico, evaporación y transpiración (abastecida por el agua contenida entre 0 a 10 cm de los suelos)

La evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico (ETc aju) en la capa 0 a 10 cm de los suelos, fue mayor en el FV-HM durante todo el período de estudio. La ETc aju tuvo la misma tendencia en el FV-AA y en la LI-AA, fue alta en los meses lluviosos, disminuyó notablemente en época de sequía y aumentó nuevamente al comienzo de las lluvias (Figura 39). La ETc aju de la LD-AD fue en general muy baja, presentó valores mensuales menores a 20 mm y llegó a ser cero en la época seca.

Al analizar por separado los procesos de evaporación y transpiración, se encontró que las unidades con mayores tasas de evaporación fueron el FV-AA y la LI-AA, con valores mensuales superiores a 40 mm (Figura 40). La evaporación en

estas dos unidades presenta la misma tendencia que la ETcaju (alta en los meses lluviosos y baja en la época de sequía). Por el contrario la evaporación mensual en el FV-HM y en la LD-AD fue baja, con valores menores a 12 mm durante el período estudiado.

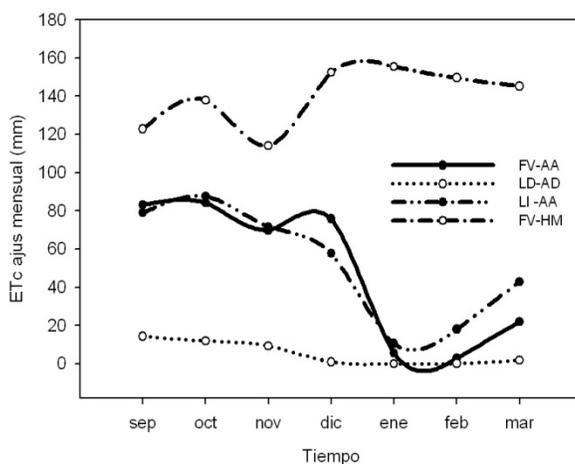


Figura 39. Evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico (mm mes^{-1}) en las unidades evaluadas.

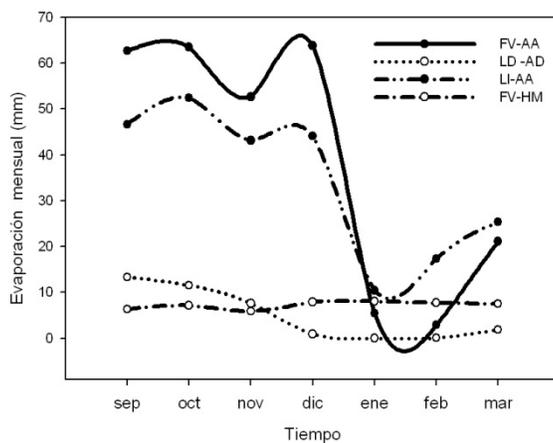


Figura 40. Evaporación mensual (mm mes^{-1}) en las unidades evaluadas en la microcuenca.

La transpiración en el FV-HM fue notablemente alta, mayor a 100 mm mensuales, e incrementó en la época seca (Figura 41). Por el contrario la transpiración de la unidad de LD-AD fue baja, con valores cercanos a 0. En las

unidades de FV-AA y LD-AA la transpiración fue aproximadamente la mitad de la evaporación y siguió su misma tendencia.

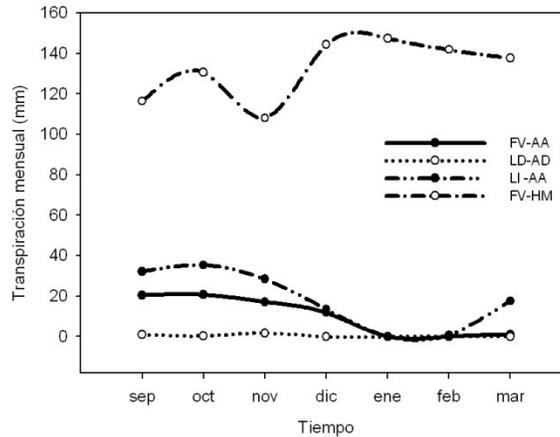


Figura 41. Transpiración mensual (mm mes^{-1}) de las unidades evaluadas en la microcuenca.

	FV-AA	LD-AD	LI-AA	FV-HM
Cobertura de la vegetación (CV)	0,55	0,87	0,68	1,00
Suelo descubierto (1 - CV)	0,45	0,13	0,32	0,00
Índice de área foliar (m^2 de hoja/ m^2 de suelo)	1,02	2,96	1,63	
Coefficiente basal de transpiración (Kcb)	0,29	0,81	0,49	1,00
Coefficiente de la vegetación máximo (Kc max)	1,18	1,19	1,19	1,16
Altura de la vegetación (m)	0,90	1,40	1,00	0,30

Tabla 14. Características y coeficientes de la vegetación medidos y estimados en cada unidad, con excepción del Kcb del FV-HM, valor tabulado de Manual Estudios FAO riego y drenaje 56 (1990).

Analizando los aportes de cada unidad a la evapotranspiración total del área de estudio (abastecida por el agua contenida de los primeros 10 cm del suelo), las unidades de FV-AA y LI-AA aportaron cada una un tercio de la evapotranspiración total (Tabla 15) a pesar que este flujo fue tres veces menor que el del FV-HM. Las lagunas y el FV-HM contribuyeron con el 15 %

aproximadamente y la LD-AD apenas un 4%. Al separar los flujos de evaporación y transpiración, se halló que la unidad con el mayor aporte a las salidas por evaporación del área de estudio fue el FV-AA, seguida de la LI-AA, ambas con aportes superiores a las lagunas, a pesar que la evaporación en esta última unidad fue cuatro veces mayor a las anteriores.

	<i>ETc aj Total (mm)</i>	<i>% Aporte ponderado ETc aj Total</i>	<i>Evaporación total (mm)</i>	<i>% AP-EV</i>	<i>Transpiración total (mm)</i>	<i>% AP-T</i>
FV-AA	343,3	32,1	272,3	38,0	71,0	20,1
LD-AD	38,5	4,1	35,3	5,6	3,2	1,0
LI-AA	367,2	30,0	239,5	29,1	127,7	31,6
FV-HM	976,9	16,4	50,5	1,3	926,4	47,2
Lagunas	1139,0	17,4	1139,0	26,0	0,0	0,0
Total		100,0		100,0		100,0

Tabla 15. Aporte ponderado (con el área) de cada de unidad a la evapotranspiración total del área de estudio “ETcaju” (mm), evaporación total “EV” (mm) y transpiración total “T” (mm) durante el periodo completo de tiempo de estudio (entre septiembre de 2008 hasta marzo de 2009).

Al hacer esto para cada época por separada, los aportes ponderados de las unidades a la evapotranspiración total durante los meses lluviosos fueron similares a los aportes totales (Tablas 15 y 16), sin embargo, las proporciones cambiaron en la época seca, en la cual las lagunas hicieron los mayores aportes.

Las mayores contribuciones a la evaporación durante los meses lluviosos fueron del FV-AA y de la LI-AA, a diferencia de la época de sequía donde fueron las lagunas (Tabla 16). Las unidades de LI-AA y FV-HM aportaron cada una casi el 40% de la transpiración en meses lluviosos, el FV-HM contribuyó a este flujo el 76,2% en época de sequía. LD-AD fue la unidad con menores aportes en general.

	<i>Evapotranspiración (ETc aj)</i>		<i>Evaporación (EV)</i>		<i>Transpiración (T)</i>	
	<i>%AP-EH</i>	<i>%AP-ES</i>	<i>%AP-EH</i>	<i>%AP-ES</i>	<i>%AP-EH</i>	<i>%AP-ES</i>
FV-AA	35,2	25,3	41,1	31,3	23,6	11,6
LD-AD	5,8	0,3	8,0	0,5	1,5	0,0
LI-AA	33,3	22,6	30,1	27,2	39,5	12,2
FV-HM	12,7	24,7	1,0	1,8	35,4	76,2
Lagunas	13,0	27,1	19,8	39,1	0,0	0,0
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tabla 16. Aporte ponderado “%AP”, por el área y por el total de los flujos, de cada una de las unidades a la evapotranspiración total, evaporación total y transpiración total del área de estudio, durante la Época húmeda (EH) y en la Época seca (ES).

3.3.5) Comportamiento hídrico de las unidades frente a eventos de diferente magnitud y la respuesta del caudal

El FV-AA presentó incrementos notorios de su CHR con eventos de cualquier magnitud, incluso tenues (Figura 42a). Por otra parte se observó una disminución del CHR durante eventos tenues y muy ligeros, a pesar que no se alcanzó el punto de saturación. El CHR se mantuvo constante cuando disminuyó la intensidad de las precipitaciones ligeras a fuertes y una hora después de finalizados los eventos. El CHR fue superior al resto de las unidades, con excepción del FV-HM. Los suelos del FV-AA llegaron a saturarse con los eventos de mayor magnitud y las gráficas confirmaron que el punto de saturación era $0,52 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ como se estimó en laboratorio.

El CHR de la LD-AD mostró un incremento muy ligero en el evento tenue (Figuras 42b). El suelo de la LD-AD mostró los incrementos de CHR más rápidos (según las pendientes de las curvas de CHR) y las mayores variaciones netas de CHR de todas las unidades (Figura 42b y Tabla 16).

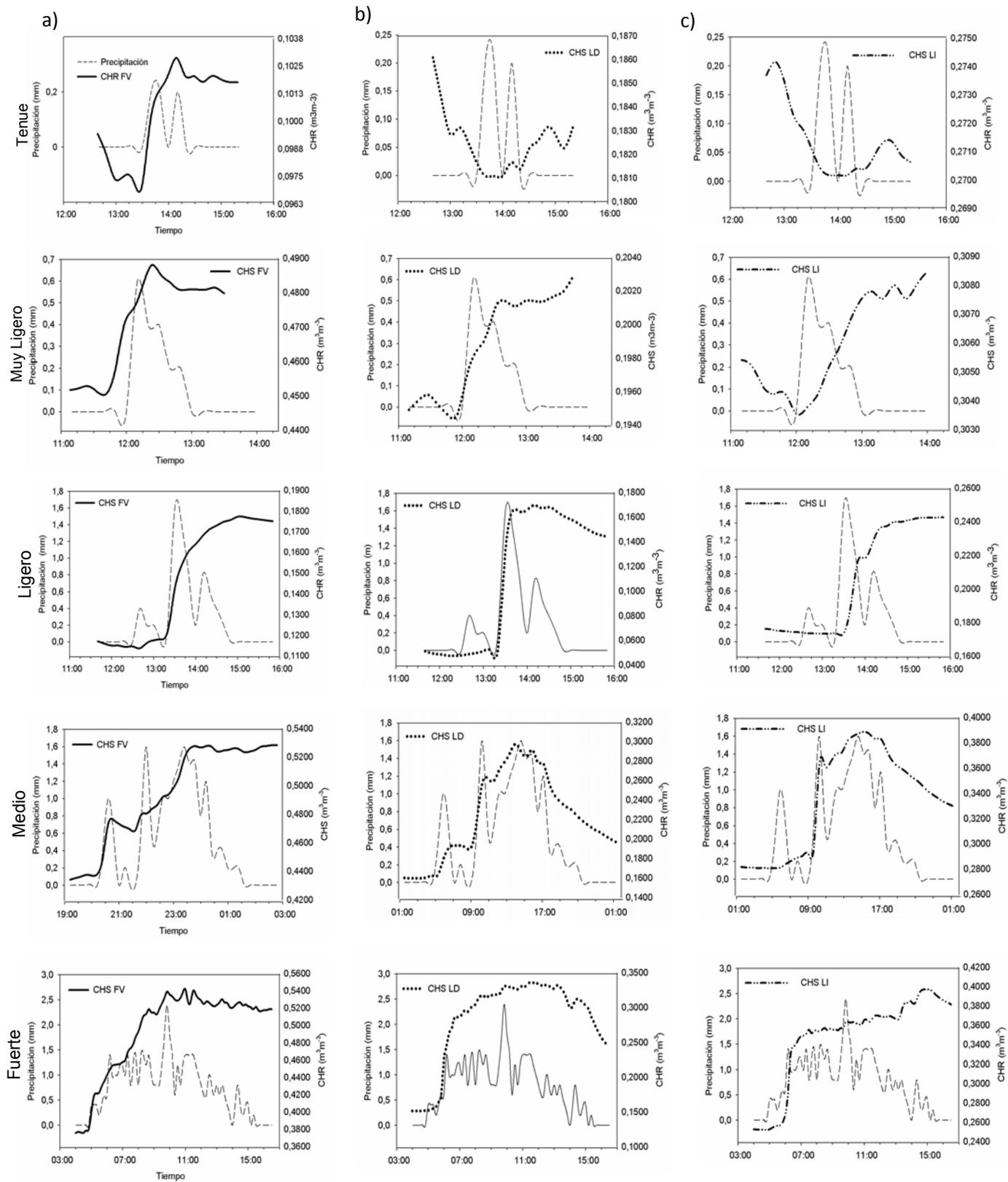


Figura 42. Variación del CHR en suelos de FV-AA (a), LD-AD (b) y LI-AA (c) durante eventos de precipitación de diferentes magnitudes.

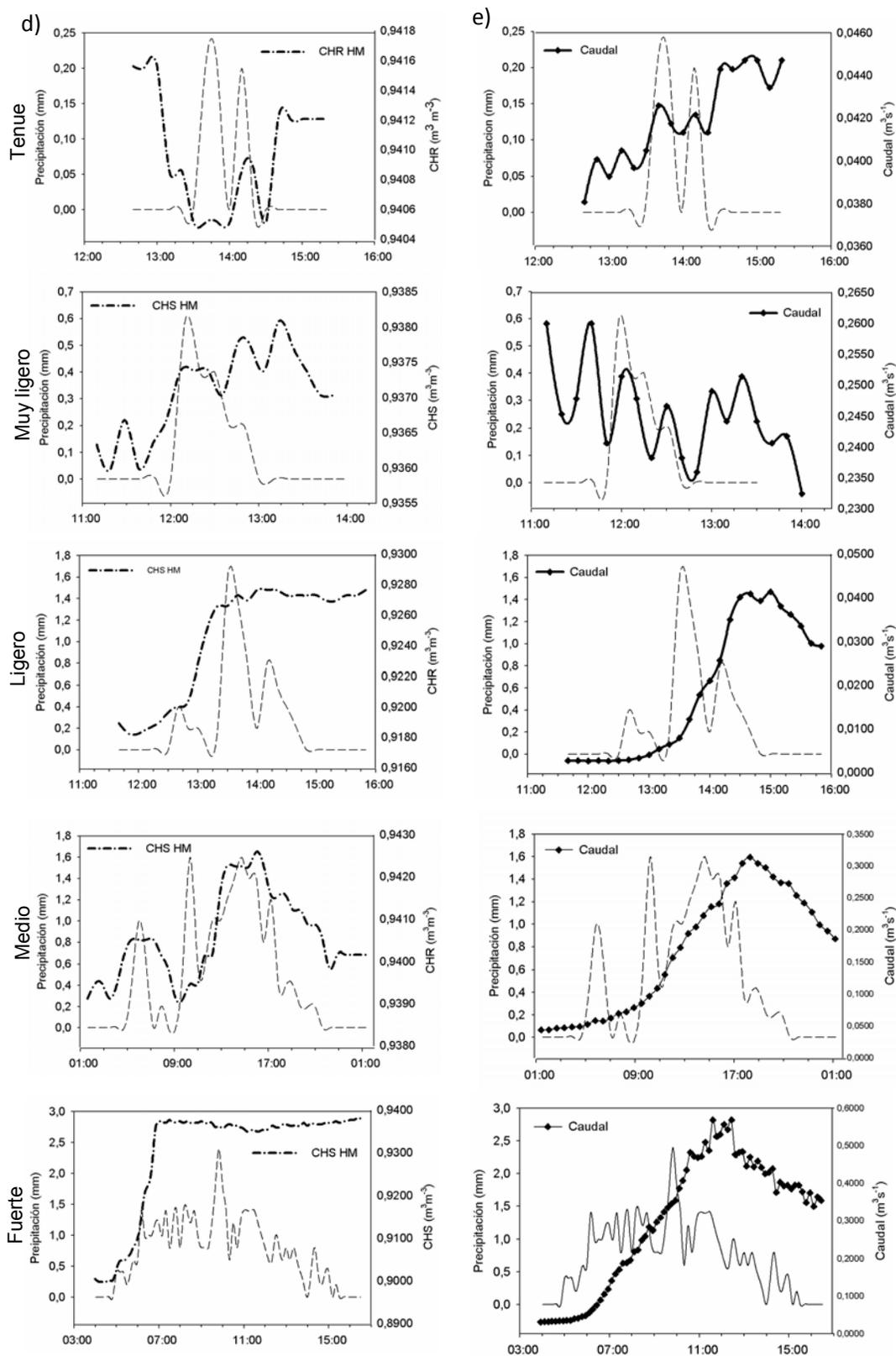


Figura 43. Variación del CHR en suelos de FV-HM (d) y la respuesta del caudal (e) durante eventos de precipitación de diferentes magnitudes.

Sin embargo, la LD-AD no alcanzó en ninguno de los casos la capacidad de campo, ni mucho menos la saturación. Se halló que durante los eventos ligeros, medios y fuertes, el CHR disminuyó rápidamente una vez que la intensidad de las precipitaciones disminuyó y concluyó. Esta disminución ocurrió sin haberse alcanzado la capacidad de campo y según la pendiente de la curva de CHR ocurrió más rápido que en la LI-AA. La LD-AD fue la unidad cuyos CHR fueron menores que todas las unidades.

	Unidades	CHR min	CHR max	Incremento neto
Tenue	<i>FV-AA</i>	0,39998	0,41154	0,01156
Muy Ligero		0,47099	0,48806	0,01707
Ligero		0,11363	0,17725	0,06362
Medio		0,44897	0,52824	0,07927
Fuerte		0,39777	0,54200	0,14422
Tenue	<i>LD-AD</i>	0,18108	0,18315	0,00206
Muy Ligero		0,19697	0,20286	0,00589
Ligero		0,04897	0,16961	0,12064
Medio		0,16314	0,29760	0,13446
Fuerte		0,15225	0,33612	0,18387
Tenue	<i>LI-AA</i>	0,27017	0,27135	0,00117
Muy Ligero		0,30378	0,30847	0,00470
Ligero		0,17337	0,24268	0,06932
Medio		0,28075	0,38860	0,10785
Fuerte		0,25278	0,39729	0,14451
Tenue	<i>FV-HM</i>	0,94051	0,94121	0,00069
Muy Ligero		0,93704	0,93808	0,00104
Ligero		0,91999	0,92764	0,00765
Medio		0,93912	0,94260	0,00348
Fuerte		0,90259	0,93808	0,03549

Tabla 16. Variación del CHR en las unidades monitoreadas, durante los eventos de precipitación graficados en las figuras anteriores.

La LI-AA presentó variaciones del CHR con las mismas tendencias que la LD-AD (Figura 42c), las curvas mostraron pendientes similares, sin embargo el

incremento neto fue menor en todos los eventos (Tabla 16) y la descarga fue más lenta. Los CHR fueron los segundos más bajos, sin embargo superaron la capacidad de campo en los eventos de mayores magnitudes (medio y fuerte), pero estuvieron lejos de alcanzar el punto de saturación.

El FV-HM al igual que en las laderas mostró un ligero incremento del CHR en el evento tenue (Figura 43d). La variación de los CHR fue la menor de todas las unidades. Se halló que el CHR de los humedales superó en todo momento el punto de saturación medido en laboratorio ($0,84 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). Según lo observado en las curvas de variación de CHR de los eventos medio y fuerte, el punto de saturación pareció ser $0,94 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ aproximadamente.

El caudal no mostró una respuesta clara frente a los eventos de menores magnitudes (tenue y muy ligero). Se observó que los picos de caudal se desfasan entre una a cuatro horas de los picos de precipitación. Se halló que el incremento del caudal fue rápido y de igual manera fue su disminución una vez que decreció la intensidad de las precipitaciones o finalizó el evento (Figura 43e).

4) DISCUSIÓN

4.1) Mapas de Geomorfología y Vegetación del área de estudio

El mapa de geomorfología ilustró que hubo un escaso desarrollo de las formas típicas del modelado glaciar, posiblemente por las fuertes pendientes y por la gran proporción de rocas que afloran en el área. Solo en la parte baja del valle se diferencian con dificultad las morrenas laterales, las cuales muestran una clara asimetría, la morrena derecha muestra un mayor desarrollo que la izquierda. Este hecho es frecuente en los valles orientados al norte, producto de las diferencias de exposición que generan que la lengua glaciar por su lado izquierdo (de exposición solana) se desarrollen menos que en el lado derecho de exposición umbría (Tricart, 1970 citado por Monasterio, 1980a). Esto evidencia diferencias en las condiciones climáticas entre laderas, las cuales como se describen más adelante posiblemente deben repercutir en el balance hidrológico a escala de microcuenca.

El 20% aproximadamente del valle son afloramientos rocosos, es decir áreas que no pueden retener agua, sin embargo, un 9% son humedales y lagunas, los cuales poseen gran capacidad de acumular agua y podrían estar compensando la deficiencia de los afloramientos.

El mapa de vegetación ilustró que las unidades de vegetación dominantes en la microcuenca son los arbustales rosetales, los cuales se distribuyen sobre las laderas y el fondo de valle. Esta tendencia se mantiene en otros páramos venezolanos, como el Páramo de Mucubají, donde la formación vegetal conformada por la asociación *Espeletia schutzii e Hypericum laricifolium* es la más extendida y se distribuye sobre morrenas laterales y de retroceso (Azocar y Monasterio, 1979). De igual manera, en el Páramo de Gavidia, el 60% aproximadamente de las áreas naturales están cubiertas por este tipo de vegetación (Smith y Llambí, 2004). Este posiblemente sea un punto a favor para la extrapolación y modelización del comportamiento hidrológico de los páramos venezolanos en general a partir de la información obtenida en esta investigación,

ya que su vegetación a pesar de todas las unidades descritas, resulta estar dominada principalmente por los arbustales rosetales.

La distribución predominante de los arbustales rosetales densos en la ladera derecha y de los arbustales rosetales abiertos en la ladera izquierda, podría ser consecuencia de la variabilidad topográfica y geomorfológica presente en la microcuenca, que en combinación con la exposición, definen microclimas y topoclimas diferentes, que favorecen la existencia de ciertas comunidades como lo describen Azocar y Monasterio (1980), Fariñas y Monasterio (1980) y Fariñas (1977) para la vegetación de Mucubají. Resultados similares son reportados por Smith y Llambí (2004) en el Páramo de Gavidia, quienes reportan claras diferencias de la vegetación entre laderas con exposiciones diferentes. Ellos describen que en la ladera de exposición solana se desarrollan arbustales rosetales bajos y en la ladera en umbría se localizan los arbustales rosetales altos. Estas diferencias en la cobertura de vegetación en combinación con la variabilidad de la topografía y geomorfología podrían tener influencia en la dinámica hídrica de la microcuenca, como más adelante se describe.

4.2) Análisis a escala de microcuenca

4.2.1) Precipitaciones

4.2.1.1) *Variabilidad espacial de las precipitaciones*

4.2.1.1.a) *Gradiente Altitudinal*

Los registros de precipitación de las transectas y de los pluviómetros ubicados en el fondo de valle, así como el mapa de distribución de la precipitación

de la microcuenca obtenido a partir de la interpolación, demostraron que existe un gradiente claramente ascendente de las precipitaciones con la altitud, como ya antes ha sido reportado en otras localidades del páramo (Harden, 2006) y como se supuso en las hipótesis. Este gradiente podría ser una consecuencia de la influencia de dos mesoclimas contrastantes sobre el lugar de estudio. La parte alta de la microcuenca parece estar influenciada por vientos húmedos provenientes de los llanos, tal como lo describe Monasterio y Reyes (1980), quienes reportan que el clima húmedo llanero sobrepasa las cumbres de la Sierra Nevada y hace que estas zonas sean más húmedas. Por el contrario, la parte baja parece estar influenciada por el clima del bolsón seco de Mucuchíes, que se caracteriza por bajas precipitaciones de 600 mm anual (Andressen y Ponte, 1973), lo que se evidenció con la notable disminución de las precipitaciones por debajo del pluviómetro localizado en el humedal de la parte media sobre fondo de valle.

Se encontró que este gradiente no es tan claro en los meses de la época de sequía, ya que durante esta temporada las precipitaciones suelen ser más impredecibles y erráticas (Buytaert *et al.*, 2006a). Se observó en varios meses que las precipitaciones de la parte media superaron a las de la parte alta, además el mapa de distribución de la precipitación en la microcuenca mostró que la parte media fue una de las zonas más húmedas. Esto pudo ser resultado de la confluencia de las precipitaciones provenientes de la parte baja y de la parte alta, recibiendo en total más.

Las precipitaciones en la microcuenca mostraron una variación de hasta 40% en 3.000 m de distancia. Gradientes similares ya han sido antes reportados, entre estos, el gradiente entre Mucuchíes y el Páramo de Gavidia, en Venezuela, cuya variación fue de 600 hasta 1.300 mm (2,15 veces más) en 10.000 m (Andressen y Ponte, 1973). En los páramos de Ecuador, se han encontrado gradientes similares, con variaciones de 25% en 4.000 m (Buytaert *et al.*, 2006b). Estos resultados muestran la elevada variabilidad de las precipitaciones en ambientes de montaña, como lo han afirmado numerosos autores (Celleri *et al.*, 2007, Acevedo *et al.*, 2006, Monasterio y Reyes, 1980).

La amplitud de las precipitaciones anuales en los páramos venezolanos es entre 650 mm (páramos secos) y 1800 mm (páramos húmedos), según Monasterio y Reyes (1980). De acuerdo a este rango, la parte alta de la microcuenca de Miguaguó es un páramo húmedo y la parte baja es transicional entre húmedo y seco. Si lo comparamos con el rango de precipitaciones de los páramos de Colombia y Ecuador, entre 1000 y 4000 mm (Buytaert *et al.*, 2008b), el Páramo de Mixteque recibe menos de la mitad de las precipitaciones de algunos de los páramos de otros países.

Según los análisis de correlación de la parte media con la parte baja y alta, la zona media de la microcuenca aparentemente tienen una mayor influencia de los vientos provenientes de Los Llanos que afectan la parte alta ($R^2=0,8528$), que de aquellos ascendentes del bolsón árido ($R^2=0,7985$), situación que hace que en general la cuenca sea más húmeda. Por otra parte, las precipitaciones entre la parte alta y baja mostraron una correlación baja de R^2 0,5940 (separadas por 3.000 m), que posiblemente demuestre la influencia de los dos mesoclimas diferentes planteados en las hipótesis. En los páramos del Ecuador se ha reportado que a distancias menores de 4.000 m las correlaciones suelen ser altas con R^2 entre 0,80 y 0,98 (Buytaert *et al.*, 2006b). Esto demuestra que en el área de estudio las precipitaciones poseen una mayor variabilidad que solo pudo ser monitoreada gracias a la densa red pluviométrica instalada. Por otra parte, estos resultados podrían cuestionar las estimaciones de las precipitaciones de otros estudios, ya que la cantidad de pluviómetros que suelen ser empleados, podrían no representar la elevada variación de las lluvias en los ambientes de montaña introduciendo posibles errores.

La tendencia de incremento de la precipitación con la altitud encontrada en la microcuenca, no es igual en todos los páramos, como por ejemplo en la Cuenca del río Paute (5.069 Km² de superficie) en Ecuador, no fue posible definir una única correlación entre precipitación y altitud, únicamente un área de la cuenca presentó una correlación de $R^2=0,75$ entre ambas variables (Celleri, *et al.*, 2007). Estas diferencias pueden estar determinadas por la escala de trabajo, a pesar de

ello, estos análisis confirman la elevada variación de las precipitaciones que poseen los ambientes de montaña en general.

4.2.1.1.b) Gradiente Topográfico

Por otra parte, las precipitaciones en la microcuenca variaron con respecto a la posición topográfica, la ladera izquierda presentó precipitaciones 10% mayores a la ladera derecha, distanciadas tan solo por 700 m (con $R^2=0,98$) y a su vez 1,4% superiores al fondo de valle ($R^2=0,97$). Según lo observado en campo, específicamente en la parte alta, la dirección de los vientos en sentido este-oeste, posiblemente hace que la ladera derecha haga sombra a las precipitaciones y por ello recibe menos. En los páramos ecuatorianos, las precipitaciones en las laderas fueron 30% superiores a las registradas en lugares planos, a solo 600 m de distancia y con $R^2=0,92$ (Buytaert *et al.*, 2006b), esta diferencia es consecuencia del relieve, que genera topoclimas de acuerdo a la exposición, la altitud y pendiente (Sarmiento, 1987). Según los mencionados autores los parámetros topográficos son importantes a escalas mayores, pero dejan de tener tanta influencia a escala regional.

4.2.1.1.c) Interpolación de las precipitaciones

Se evidenciaron grandes diferencias en los mapas de distribución de las precipitaciones generados con los diferentes modelos, sin embargo, los cálculos de la precipitación total de la microcuenca completa obtenidos con estos métodos de interpolación solo difirieron en un 5%, lo que representa una estrecha diferencia.

A pesar de ello, el mapa de distribución generado con el universal kriging corregido con la altitud muestra las variaciones con mejor detalle y más resolución.

Según Buytaert, *et al.*, (2006b) es un modelo preciso, gracias a la incorporación de la topografía (factor externo) en la interpolación de las precipitaciones.

4.2.1.2) Variación temporal de las precipitaciones

Se evidenció claramente una estación seca de tres meses en el mesoclima de la microcuenca, comprendida entre los meses de diciembre y febrero. Esta fue una corta pero marcada estación seca, donde llovió menos de 22 mm mensual. Se observó que marzo y noviembre fueron meses de transición. El mes de noviembre a pesar que fue el mes más lluvioso del periodo de estudio, las precipitaciones disminuyeron drásticamente en su última semana. Los meses de septiembre y octubre correspondieron a la temporada húmeda y sus precipitaciones superaron los 95 mm mensuales. Según lo reportado para los páramos venezolanos, por ejemplo, en los Páramos de Mucuchíes y San Rafael, la época seca abarca desde diciembre a marzo, con precipitaciones de 5 a 8 mm mensuales, abril y noviembre son meses de transición, los demás meses pertenecen a la época de lluvias, sin embargo, la temporada de sequía puede llegar a ser de hasta 5 meses, en años con precipitaciones por debajo de la media anual (Monasterio y Reyes, 1980). Según esta información, el Páramo de Mixteque parece ser más húmedo que los páramos anteriormente referidos, por presentar precipitaciones en los meses secos de hasta 22 mm, una época seca más corta de solo 3 meses y precipitación anual superior.

Este régimen estacional de las precipitaciones tendrá influencia en la dinámica hídrica de este ecosistema, afectando la recarga del agua de los suelos, disminuyendo los flujos de evapotranspiración y aminorando los caudales, teniendo una clara repercusión sobre la oferta de agua que este ecosistema brinda a lo largo del año. A diferencia de los páramos venezolanos, en Ecuador y en Colombia no existe temporada seca, las precipitaciones en estos páramos se distribuyen uniformemente en todo el año, debido a que su clima está influenciado por la Zona de Convergencia Intertropical, que mantiene precipitaciones

constantes durante todo el año, así como alta nubosidad y permanente neblina (Tobón, 2008 y Celleri *et al.*, 2007). Esta es una de las características que le atribuye a estos páramos su excelente papel como regulador y proveedor del recurso agua (Buytaert *et al.*, 2008b), ya que permanente los suelos y caudales son abastecidos por las lluvias.

4.2.1.3) Caracterización de los eventos de precipitación

Según lo reportado, las precipitaciones en el Páramo de Gavidia fueron muy similares en su distribución de magnitud, intensidad y frecuencia a las de Mixteque (Sarmiento, 2000). Al igual que el páramo venezolano, se reportó para los páramos de Ecuador que las precipitaciones son por lo general de baja magnitud, poca intensidad (por lo general no supera la conductividad hidráulica saturada) y de alta frecuencia (Buytaert, *et al.*, 2006a) lo que favorece los flujos de infiltración y minimiza en gran medida la escorrentía superficial (Chow *et al.*, 1994). Por otra parte, las bajas magnitudes e intensidades de la precipitación favorecen su intercepción en la vegetación, disminuyendo la precipitación efectiva que llega al suelo (Buytaert *et al.*, 2007), ya que a medida que la magnitud y la intensidad de las lluvias es menor mayor será la intercepción de la vegetación (Pacheco y Ataroff, 2005; Belmonte y Romero, 1999). Comparado el páramo con otros ecosistemas de montaña, como el bosque siempreverde seco, este presentó menores magnitudes e intensidades (Ataroff y Sánchez, 2000).

Cuando las precipitaciones son tan tenues, las entradas de precipitación medidas con los pluviómetros suelen subestimar los valores reales. Esto es una consecuencia del pequeño tamaño de las gotas y del viento, que hace que las precipitaciones sean horizontales y no logren ser en su totalidad captadas para su registro (Bendix *et al.*, 2004).

En la microcuenca de Miguaguó el 70% aproximadamente de las precipitaciones ocurrieron entre la tarde y la noche, igual a lo reportado en otros

ecosistemas de montaña como la selva nublada, Pacheco y Ataroff, (2005). En los páramos de Ecuador la mayoría de las precipitaciones ocurren entre las 2 de la tarde y las 7 de la noche, Buytaert *et al.*, (2006).

En resumen se puede decir que las características de las precipitaciones en los páramos, en general son bastante similares, difiriendo principalmente en la estacionalidad hídrica en los páramos venezolanos, en contraste con una distribución homogénea de las precipitaciones en el resto de los páramos.

4.2.2) Agua contenida en los primeros 10 cm de los suelos

El agua contenida en los suelos de la microcuenca sigue el mismo patrón de estacionalidad que presentan las precipitaciones, mostrando una clara disminución en los meses secos y luego un incremento cuando comienza la época de lluvias. Tal como lo reportó Sarmiento (2000) para los suelos de Gavidia y Azocar y Monasterio (1980) en el Páramo de Mucubají, el agua contenida en los suelos llega a alcanzar el PMP al final de la época seca. Monasterio (1980) reportó en este mismo páramo sequía edáfica de 1 a 3 meses en los primeros 10 cm del suelo. De manera contrastante, la variación del contenido de agua en los suelos es baja en los páramos de Ecuador, cuyo CHR se mantiene constante durante todo el año, en concordancia con el régimen de sus precipitaciones (Buytaert, *et al.*, 2006c).

La cantidad promedio de agua contenida en los primeros 10 cm de los suelos durante la época seca disminuyó 45,8% en comparación con el contenido de agua promedio de los meses lluviosos monitoreados en esta investigación. Se observó el rápido descenso del contenido de agua en los primeros 10 cm de los suelos un mes después que entró la época de sequía. Esta reducción del CHR en los suelos, es consecuencia de los bajos ingresos de lluvias y posiblemente de la descarga a través de evapotranspiración y drenaje subsuperficial, flujo posiblemente favorecido por la textura franco arenosa de los suelos. Es importante

hacer notar que la variación para esta capa superficial (0-10 cm) del suelo es notoriamente más pequeña de lo que esperaríamos para suelos jóvenes con textura de tendencia arenosa, por lo cual, los contenidos medios de materia orgánica de estos suelos parecen estar jugando un papel fundamental en el almacenamiento y retención de agua en el suelo, como reportó Sosa *et al.*, (1997) en los páramos, quien describe correlaciones altamente significativas entre la cantidad de materia orgánica en el suelo y su capacidad de almacenamiento.

4.2.3) Evapotranspiración de referencia (ET₀)

Las demandas evaporativas en la microcuenca fueron elevadas, esto posiblemente fue producto de la alta radiación que ingresa a los ambientes de páramo (Buytaert, *et al.*, 2008b). La evapotranspiración de referencia estimada fue mayor a la evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de estrés hídrico principalmente en la época de sequía, debido a que este proceso no solo depende de las condiciones climáticas, sino que además se ve limitado por la disponibilidad de agua en los suelos y está restringido por las características de la vegetación, variables que no son consideradas en los cálculos de la ET₀, pero si en la fórmula de la ET_c aju (FAO, 1990).

Las mayores demandas evapotranspirativas se corresponde con la época de sequía, debido a que en esta temporada los cielos permanecen despejados por lo menos en las mañanas (Monasterio y Reyes, 1980), ingresando altas cantidades de energía para el proceso de evapotranspiración, muestra de ello es la elevada radiación solar mensual registrada en esta época. Por otra parte, en esta temporada se dan las mayores oscilaciones térmicas diarias y con ello las mayores temperaturas en el aire (Azocar y Monasterio, 1979), que incrementan las demandas evapotranspirativas.

Por el contrario, el mes de noviembre (mes más lluvioso del periodo de estudio) presentó las menores demandas evapotranspirativas, coincidiendo con la

menor radiación promedio mensual registrada, con bajas temperaturas diarias y la menor velocidad del viento promedio del tiempo de estudio, lo que indica que posiblemente la evapotranspiración en este mes fue limitada principalmente por la menor cantidad de energía que ingresó al ecosistema y no por la disponibilidad de agua en los suelos.

La ET₀ mensual estimada, principalmente en los meses de sequía, representó valores de hasta el 978,5% mayor a la precipitación mensual. Estos valores fueron tan elevados, que el agua contenida en los suelos y las entradas por precipitación no alcanzaban cubrir estas demandas. De aquí la importancia de ajustar la evapotranspiración referencia a la disponibilidad de agua en los suelos y a las características de la vegetación del lugar en aquellas localidades con estacionalidad hídrica marcada como los páramos venezolanos, ya que como se observó, la ET₀ sobreestima las salidas por este flujo.

4.2.4) Evapotranspiración de la vegetación ajustada a condiciones de déficit hídrico (ET_c aj)

La ET_c aj presentó los valores menores en la época de sequía, a pesar que fue la época que presentó las mayores demandas evapotranspirativas, esto debió estar directamente relacionado con la menor disponibilidad de agua en los suelos de la microcuenca.

En los meses de septiembre y octubre, meses de la época lluviosa, los valores de ET₀ y ET_c aj fueron bastante parecidos, debido posiblemente a la disponibilidad de agua en los suelos de la microcuenca, que aparentemente permitió que el proceso de evapotranspiración se diese cercano a la tasa potencial (ET₀). La permanente disponibilidad de agua en los suelos de los páramos de Ecuador y Colombia podría ser la razón por la cual la evapotranspiración de referencia se corresponde bien a la evapotranspiración real. La mencionada diferencia entre la ET₀ y la ET_c aj en los meses lluviosos fue de 10 mm (17%

menos), esta diferencia posiblemente corresponde a la resistencia de la vegetación a las salidas gaseosas, ya que las plantas del páramo poseen características morfológicas y fisiológicas para la optimización del uso del agua (Rada, 1993). Se ha reportado que esta resistencia se acentúa en la época de sequía, debido a la necesidad de minimizar el consumo de agua, gracias a la menor disponibilidad de humedad en el suelo (Estrada et al., 1991). Para los cálculos de la ETc aju este incremento de la resistencia de la vegetación a la evaporación en la época seca no fue considerado, ya que únicamente se trabajó con el Kc estimado en la época de lluvias como describe el manual de evaporación (FAO, 1990).

La ETc aj diaria promedio varió entre 0,88 mm (en la época seca) y 1,08 mm (en los meses lluviosos estudiados), valores muy similares a la ET0 reportada en los páramos de Ecuador, cuyo rango varió en 1 y 1,5 mm diarios (Buytaert *et al.*, 2004 en De Bievre *et al.*, 2006 y Hofstede, 1995).

Es importante considerar que todos los cálculos de ETc aju se hicieron para la capa de 0 a 10 cm, ya que fue la profundidad en la cual se monitoreó CHR de los suelos. Sin embargo, las raíces de las plantas del páramo exploran hasta los 30 cm de profundidad aproximadamente según reportado (Montilla et al., 2002), pero se concentran entre 0 y 10 cm. La falta de datos del CHR a profundidad mayor y su exclusión de este análisis podría generar la subestimación de este flujo, ya que debió haber un volumen de agua contenido de 10 a 30 cm que no se consideró.

Por otra parte hay que tener presente que para la estimación de los coeficientes de vegetación se emplearon solo tres especies del páramo y fueron estimados a partir de curvas de transpiración las cuales se basan en mediciones de transpiración de uno o pocos días del año, por lo cual se desconoce que tan representativas son de este proceso. Por otra parte el instrumento con el que se midió el índice de área foliar no pudo medir la cobertura de vegetación adosada al suelo introduciendo otro error. Estas como otras consideraciones puede ser fuentes de error e incertidumbre en la estimación de la ETc aju de este

ecosistema, por lo cual se hace necesario validar estos resultados en futuras investigaciones.

4.2.5) Caudal

El caudal de la quebrada Miguaguó, presentó una marcada estacionalidad al igual que las precipitaciones y el contenido de humedad en el suelo. El caudal disminuyó progresivamente con la entrada de la época de sequía, reduciendo su nivel de 35,5 a 15,6 mm mes⁻¹ entre noviembre y diciembre, período en el cual las precipitaciones disminuyeron de 114,3 a 7,1 mm mensual correspondientemente. Contrariamente, en los páramos de Ecuador y Colombia cuyos caudales se mantienen a lo largo del año (Buytaert *et al.*, 2006a; De Bievre et al, 2006).

La capacidad de regulación hídrica del páramo venezolano parece ser baja según indicó la pendiente moderada de la curva de duración de caudal, en comparación con lo observado en los páramos de Ecuador, cuyas pendientes fueron considerablemente menores, mostrando mejor capacidad de regulación (Buytaert *et al.*, 2007). A pesar de ello, el páramo mantuvo un caudal base de 0,07 mm día⁻¹ a lo largo de la temporada seca, aún cuando solo ingresó el 8,3% de las precipitaciones registradas en el lapso de estudio.

4.2.6) Integración de las variables ambientales

4.2.6.1) Precipitación, CHR vs caudal

Se observó una clara correspondencia entre la variación del caudal con la magnitud de las precipitaciones. El tamaño de los picos de caudal se correspondió a la lámina de los eventos de precipitación. Esta tendencia difiere a la de los

páramos de Ecuador, cuyos caudales presentaron picos altos únicamente cuando las precipitaciones moderadas ocurrieron durante varios días consecutivos y cuyas lluvias fuertes aisladas generaron incrementos despreciables de caudal, es decir respuestas de flujo lentas (Buytaert *et al.*, 2007). En cambio para Mixteque, los eventos de magnitudes mayores a ligeras generaron incrementos notorios en el caudal.

Se evidenció una correspondencia entre las variaciones del CHR en los primeros 10 cm del suelo del FV y el caudal. Se observó que el caudal disminuyó considerablemente en la primera semana de septiembre, noviembre y diciembre, correspondiente a la disminución de las precipitaciones durante estos días y el descenso del CHR del FV (unidad seleccionada para este análisis). El caudal llegó a su nivel base inmediatamente después que el suelo del FV alcanzó CHR menor a 0,33 (valor que correspondió a la capacidad de campo medida en el laboratorio), indicando que posiblemente esta unidad tiene una alta influencia sobre el mantenimiento de caudales mayores. Sin embargo, se cree que posiblemente en la época seca el caudal es mantenido por otras unidades como los humedales, debido a que el suelo del FV en sus primeros 10 cm disminuyó considerablemente.

En la temporada de sequía los CHR en los primeros 10 cm del suelo fueron más sensibles a las precipitaciones que el caudal, esto podría ser consecuencia de la baja magnitud e intensidad de las precipitaciones que favorecen los procesos de infiltración (Buytaert, *et al.*, 2006b; Sarmiento, 2000) y de esta manera su retención en los suelos. Debido al alto potencial matricial de los suelos en la temporada de sequía, gran parte de las precipitaciones que ingresaron a la microcuenca en esta época, debieron quedar retenidas en los suelos, ello pudo explicar la pequeña variación del caudal. Una posible prueba de ello ocurrió en el mes de marzo, en el cual precipitó tanto como en un mes lluvioso (86 mm mes^{-1}), sin embargo, el caudal varió muy poco, este hecho sugiere un proceso de recarga de agua del suelo, como se apreció con el incremento del CHR en los primeros 10

cm de los suelos para finales de este mes, cuyo valor había alcanzado solo la mitad del promedio de los meses lluviosos estudiados.

4.2.6.1.a) Magnitud de las precipitaciones vs respuesta del caudal

Tal y como presumió en la segunda hipótesis, se observó que a medida que incrementó la magnitud de las precipitaciones incrementó la variación del caudal, ya que por lo general la respuesta de las microcuencas varía de acuerdo con las características de los eventos de precipitación (Guevara y Cartaya, 1991), sin embargo, esto no se reporta tan claramente para los páramos de Ecuador, cuyos caudales, como se hizo mención en el punto anterior, solo muestran incrementos notorios cuando se dieron precipitaciones moderadas por varios días consecutivos y no con eventos aislados de precipitación (Buytaert *et al*, 2007).

Se observó que incluso después de eventos tenues, el caudal mostró un aparente ligero incremento, en contraposición, a lo reportado en otros páramos. Esto pareció indicar que todos los eventos por pequeños que fueran probablemente aportaron agua en poco tiempo al caudal, lo que posiblemente sea consecuencia, como se planteó en las hipótesis, resultado de las características geomorfológicas de la microcuenca, que aparentemente determinan que las unidades de laderas tengan baja capacidad de retención de agua por largos periodos de tiempo y el resto de los suelos (sobre áreas de depósitos fluvio-glaciares) se mantuviesen con altos CHR durante la época húmeda, lo que les impidió retener el agua que ingresó por las precipitaciones.

Por otra parte, se apreció la posible influencia de la condición previa de la humedad del suelo sobre el caudal, generando una variación mayor, tal como lo reportaron Guevara y Cartaya, (1991), lo que probablemente pudo ser resultado del incremento lineal de la escorrentía con la frecuencia de las precipitaciones (Rodríguez-Iturbe y Porporato, 2004) y además consecuencia del incremento de la probabilidad de alcanzar el punto de saturación y efecto de la disminución del

potencial matricial (Reichardt, 1985). Por el contrario, si antes de un evento de precipitación han transcurrido varias horas, incrementa la probabilidad que ocurran salidas por flujos subsuperficiales y por evapotranspiración, lo que disminuye el CHR, incrementa el potencial matricial, aleja el CHR de los suelos de sus puntos de saturación y aumenta la capacidad almacenar agua, en consecuencia se atenua la respuesta del caudal.

En el periodo de estudio, un solo evento fue de magnitud superior a 55 mm y de intensidad 33,6 mm h⁻¹. Este evento excepcional ocurrió a comienzos de agosto. Se observó que a pesar de su elevada magnitud, los suelos del FV no alcanzaron su punto de saturación (0,52 cm³/cm⁻³), debido posiblemente a que la intensidad de este evento superó la conductividad hidráulica saturada (9 mm h⁻¹) generando probablemente escorrentía hortoniana o por exceso de lluvia y disminuyendo la infiltración (Chow *et al.*, 1994), causando el mayor pico de caudal (con un brusco incremento de 1630 veces) del tiempo de estudio.

4.2.6.1.b) Intensidad de las precipitaciones vs respuesta del caudal

Hay indicios de un posible incremento de la respuesta del caudal con el aumento de la intensidad de las precipitaciones, tal como describen Guevara y Cartaya (1991). Estos podría ser el resultado de escorrentía hortoniana (en el caso del evento de magnitud fuerte o posiblemente durante pequeños lapsos menores a 10 min que no lograron registrarse por la escala de tiempo de monitoreo, cada diez minutos) y además probablemente por escorrentía no hortoniana (ya que el incremento de la intensidad acelera la saturación de los suelos, siempre y cuando no supere la conductividad hidráulica en saturación). Por otra parte, podría ser reflejo de la poca capacidad de regulación de los suelos de la microcuenca, cuyos flujos subsuperficiales posiblemente fueron rápidos gracias a la elevada conductividad hidráulica en saturación y a la textura franco arenosas de los primeros 10 cm de los suelos, que favoreció que en poco llegaran al caudal.

4.2.7) Balances hidrológicos mensuales

Como fue planteado en los puntos anteriores, el CHR, la ETc aju y el caudal presentaron una clara estacionalidad determinada por régimen de precipitaciones, caracterizado por una estación seca. La disminución de los flujos de salida se correspondió con la descarga de los suelos y por la disminución de las precipitaciones.

Al inicio de la época de sequía, en el mes de diciembre, el caudal mensual ($15,6 \text{ mm mes}^{-1}$) fue mayor a las entradas por precipitación ($7,1 \text{ mm mes}^{-1}$), la diferencia pareció provenir del almacenamiento de agua en los suelos, que para este mes dio $-10,7 \text{ mm}$ en los primeros 10 cm de los suelos y que cubrió el déficit de precipitación. En el mes de enero, la relación caudal - precipitación, no fue tan dispareja, sin embargo, salieron como caudal el $76,7\%$ de las precipitaciones, para que ello ocurriera debió haber suficiente agua en los suelos, para que las lluvias no quedasen retenidas y lograran drenar subsuperficialmente y alimentar el caudal. En los meses de febrero y marzo, los caudales representaron menos del $17,8\%$ de las entradas, en este caso, se supuso que gran parte de las precipitaciones quedaron retenidas en los suelos de la microcuenca, ya que para entonces, estos suelos se encontraban secos.

Las entradas (suma de las precipitaciones más el agua almacenada en los primeros 10 cm de los suelos) dieron siempre balances positivos, lo que aparentemente señala que la capa de 0 a 10 cm de los suelos tiene una gran influencia en el abastecimiento de los flujos, esto parece indicar que esta capa del suelo de la microcuenca participa de manera importante en la regulación hídrica de la microcuenca.

En los primeros 10 cm del suelo el almacenamiento fue bajo, en promedio no superó los 11 mm , esto podría ser una consecuencia de la textura franco arenosa y las conductividades hidráulicas en saturación altas de los suelos de la microcuenca, que posiblemente limitaron el almacenamiento de agua de este compartimiento.

El almacenamiento positivo en el mes de noviembre pudo ser el resultado de la elevada precipitación (mes más lluviosos del periodo de estudio) y de las menores demandas evapotranspirativas estimadas en esta investigación. Por el contrario el almacenamiento positivo en marzo pudo ser consecuencia del alto potencial matricial de los suelos al final de la época de sequía, que retuvieron parte de las precipitaciones. Se observó que para finales de marzo los suelos aun no habían alcanzado el CHR que presentaron en septiembre al inicio de la investigación, esto podría indicar que los suelos de la microcuenca necesitan más de un mes lluvioso para recargarse, los que pareció retardar el incremento del nivel del caudal.

Como se planteó en la tercera hipótesis, se encontró que la mayor salida de agua del ecosistema fue a través de la evapotranspiración como un posible resultado de la elevada radiación, temperaturas diurnas altas y velocidad del viento moderada, que en conjunto generan un ambiente con elevadas demandas evapotranspirativas.

El balance general para la microcuenca completa en los siete meses de estudio, indicó que en el Páramo de Mixteque, el 30,2% de las precipitaciones salieron como caudal, entre el 56,1% y el 69,8% salieron como evapotranspiración y una pequeña parte fue almacenada (1,9%). Balances hídricos similares fueron reportados en parcelas del Páramo de Gavidia por Sarmiento (2000), quien halló que el drenaje fue el 36,7% de las precipitaciones, la evapotranspiración el 62,2%, el almacenamiento -0,6% y la escorrentía el 1,7%. Estos resultados señalan semejanzas, a pesar que ambos trabajos presentaron escalas espaciales y temporales diferentes. Esto parece indicar que el páramo tiene un comportamiento hidrológico homogéneo. En comparación con otros páramos, Tobón (2008) reportó que los Páramos muy húmedos Colombianos (con 3600 mm anuales de precipitación) el 63% de las lluvias salieron como caudal, la evapotranspiración fue el 14% y el almacenamiento un 33% y en los páramos medianamente húmedos, el 57% de las precipitaciones salieron como caudal. En páramos de Ecuador, se reportan salidas por evapotranspiración del 55% de las precipitaciones (Buytaert *et al.*, 2006c). Esto demuestra que los páramos venezolanos (a escala regional

considerados como paramos secos) poseen menores rendimientos como proveedores de agua, ya que las entradas por precipitación son menores y las salidas por evapotranspiración son altas, producto de la presencia de un patrón estacional de precipitación, que influye sobre los demás elementos del mesoclima, donde se interrumpen las entradas de agua al sistema, se muestra una significativa disminución de la nubosidad en la época de sequía y genera ingresos de radiación muy elevados favoreciendo las salidas gaseosas.

En el balance que incluye el caudal, el almacenamiento monitoreado con los TDRs y la ET calculada por ETc aju, resta un 12,6% de agua proveniente de las entradas que no fue explicada ni por los flujos de salida, ni por el almacenamiento en los primeros 10 cm del suelo. Esto podría ser resultado de la subestimación de la ET, ya que este flujo fue calculado con el CHR de la capa de 0 a 10 cm y puede que este proceso estuvo abastecido por agua contenida a mayor profundidad. Por otra parte, pudieron ser errores introducidos con las suposiciones asumidas en la estimación de este flujo. O además esta diferencia podría ser agua almacenada a profundidades mayores a los 10 cm que no fue monitoreada en esta investigación.

Al separar la evapotranspiración (ETc aju) en los dos flujos que la conforman, según FAO (1990), resultó que del 57,2% de las precipitaciones que egresaron por vía gaseosa de la microcuenca, el 37,6% salieron por evaporación libre desde las lagunas y por evaporación directa desde los suelos desprovistos de vegetación, el 18,4% restante aparentemente salió por la transpiración de la vegetación, es decir, la mitad del flujo anterior. Sarmiento (2000), reportó que los barbechos sin vegetación o con escasa cobertura presentaron drenajes bajos, debido a mayores pérdidas por evaporación. Con el incremento de la cobertura durante la sucesión del barbecho, el drenaje aumentó progresivamente y la evaporación se redujo, sugiriendo que las salidas por evaporación directa desde el suelo son mayores a las salidas por transpiración. Estos resultados parecen indicar el importante papel de la vegetación en la minimización de las salidas a través de flujos gaseosos y posiblemente en la regulación de un mayor rendimiento en el aprovisionamiento del caudal. Se esperaría que si se eliminase la vegetación del páramo por razones

de manejo antrópica (actividades agropecuarias, principalmente) aumentaran las pérdidas por evaporación y habrá menos agua disponible y disminuirá el caudal

4.2.8) Otras variables ambientales

4.2.8.1) Radiación solar

Los más altos ingresos de radiación solar se observaron en los meses de la época de seca, como una posible consecuencia de cielos despejados característicos de esta temporada (Monasterio y Reyes, 1980), en concordancia con estos resultados, en el Páramo de Mucubají, se reportó que en los cuatro meses de sequía ingresó el 50% de la insolación total anual recibida en esta localidad (Andressen y Ponte, 1973).

De manera contraria, en el mes de noviembre se presentó la menor radiación solar mensual del tiempo de estudio, como una posible consecuencia de la alta nubosidad que debió presentarse durante este mes (mes más lluvioso del tiempo de estudio), que probablemente redujeron los ingresos de radiación al ecosistema (Bendix *et al.*, 2004), lo cual pudo ser consecuencia de la menor velocidad del viento mensual registrada, que permitió posiblemente el mantenimiento de nubes y neblina sobre el área de estudio.

Se observaron elevados ingresos de radiación en los días despejados, capaces de evaporar 13,14 mm de agua libre a 20° C. Como consecuencia de estos elevados niveles de radiación, las plantas del páramo poseen adaptaciones para protegerse de los mismos, tal es el caso de la pubescencia blanca que cubre las hojas de especies del género *Espeletia*, la cual refleja entre el 51 al 78% de la radiación de luz visible y más del 13% de las entradas de radiación solar (Goldstein *et al.*, 1989) y a su vez disminuye las tasas de transpiración (Rada, 1993), es decir, los egresos por vía gaseosa del sistema. En este punto se evidencia nuevamente la importancia de la vegetación como cobertura protectora de los suelos, ante la elevada radiación que ingresa en los páramos.

4.2.8.2) Velocidad del Viento

La velocidad mensual promedio en la microcuenca es ligera, por consiguiente su efecto es bajo sobre las demandas evapotranspirativas y hace que sean menores. Además variaron poco durante el tiempo de estudio. Esta baja variación de la velocidad del viento puede ser explicada por la forma, el tamaño y el bajo desarrollo del valle glaciar, que origina un gradiente de presión casi constante entre las aristas del circo glaciar y el final del valle, gradiente evidenciado por la baja velocidad de los vientos mañaneros y al final de la tarde.

4.3) A ESCALA DE UNIDADES TOPOGRÁFICAS Y DE VEGETACIÓN

4.3.1) Precipitaciones

Al evaluar las precipitaciones en las unidades topográficas y de vegetación, específicamente en cada época, se encontró que la precipitación del FV-AA fue superior al resto de las unidades durante los meses lluviosos monitoreados, posiblemente como una consecuencia de su ubicación en la parte media de la microcuenca donde posiblemente confluyen las precipitaciones de influencia llanera y aquellas que asciende desde Mucuchies. La LI-AA fue la segunda unidad que recibió mayores aportes en la temporada húmeda y la primera junto con la LD en la época de sequía, lo que como se explicó en puntos anteriores, pudo ser consecuencia del efecto de la dirección de los vientos y de la exposición. La ladera derecha fue la unidad con menores ingresos de lluvias en la época húmeda, posiblemente por un efecto de sombreado de las precipitaciones. Estos

resultados ilustran la presencia de topoclimas diferentes a escala local, como fue descrito por Buytaert *et al.*, (2006).

4.3.2) Contenido de agua en los suelos

Se observó que el CHR en los primeros 10 cm del suelo fue menor en los suelos de las laderas que en el fondo de valle, tal y como se planteó la cuarta hipótesis. Esto podría ser el resultado de la combinación de las altas pendientes (entre 16,3 y 67,4%), la textura franco arenosa y la elevada conductividad hidráulica en saturación (5,23 y 7,77 mm h⁻¹) de los primeros 10 cm del suelo de las laderas, que por efecto de la gravedad, es decir por el potencial gravitacional (Reichardt, 1985) posiblemente favorecen el drenaje subsuperficial del agua infiltrada en esta capa, disminuyen su capacidad de almacenamiento y probablemente generan aportes laterales al fondo de valle. Por el contrario, las bajas pendientes (entre 3,4 y 6,2%) y las conductividades hidráulicas en saturación bajas (0,9 y 1,7 cm h⁻¹) en los primeros 10 cm del suelo, favorecen el almacenamiento de agua en el fondo de valle a esta profundidad, como lo describe Fariñas (1977) en el Valle de Mucubají. Por otra parte, la textura del suelo del FV-AA (con el doble del contenido de arcilla de las laderas en los primeros 10 cm) debe favorecer el almacenamiento de agua en esta unidad.

Por otra parte, la ladera izquierda con una pendiente tres veces menor aproximadamente a la ladera derecha, presentó CHR mayores en sus primeros 10 cm, a pesar que su conductividad hidráulica en saturación en esta capa fue mayor. Esto evidencia una influencia predominante de la variable pendiente (potencial gravitacional) sobre el CHR.

Los promedios del CHR en los primeros 10 cm de las unidades geomorfológicas y de vegetación durante la estación seca, en los meses húmedos y a lo largo del año, mostraron estas mismas tendencias (CHR de los FV > CHR

de las laderas, CHR de la LI-AA > CHR de la LD-AD). Sin embargo, a mediados de enero, el CHR en la capa de 0 a 10 cm del suelo del FV-AA descendió y alcanzó valores menores al CHR de la LI-AA. Esta tendencia se le podría atribuir a las diferencias de cobertura de la vegetación en cada unidad, que a pesar que ambas tenían Arbustales-rosetales abiertos, la ladera izquierda poseía una mayor cobertura y una menor proporción de suelo desnudo, que pudo haber disminuido las tasas de evaporación directa y haber mantenido mayores CHR en los primeros 10 cm del suelo durante la época seca. Los mayores CHR en el FV-AA durante los meses lluviosos estudiados podrían ser atribuidos a los posibles aportes laterales de agua desde las laderas a esta unidad, los cuales posiblemente compensaron la evaporación mayor. En el momento en que estos aportes se interrumpieron en el periodo seco, la evaporación directa en el FV-AA agotó más rápidamente el CHR de los primeros 10 cm del suelo, en comparación con la LI-AA.

Al comparar las unidades de los fondos de valle, se halló que el FV-HM presentó CHR en la capa de 0 a 10 cm tres veces superiores al del FV-AA y al resto de las unidades. Las características del FV-HM como posición topográfica deprimida, suelo altamente orgánico (con 30% de MOS), densidad aparente notablemente baja ($0,14 \text{ g m}^{-3}$), así como el elevado punto de saturación ($0,84 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) en sus primeros 10 cm de profundidad y la cobertura total de vegetación (sin porciones de suelo desnudo), probablemente le confirieron a los suelos de esta unidad la mayor capacidad de almacenamiento de agua de la microcuenca, manteniendo en los primeros 10 cm de sus suelos el 90,35% de su volumen ocupado con agua, tal como reportaron Buytaert *et al.*, (2008a); Buytaert *et al.*, (2005) y Sosa *et al.*, (1997), quienes afirman que estas características edáficas incrementan notablemente la capacidad de almacenamiento de agua en los suelos de los páramos ecuatorianos y en general.

A pesar que los suelos de la LD-AD, en los primeros 10 cm de profundidad presentaron el segundo contenido de materia orgánica más alto (14,04%), una densidad aparente menor al FV-AA y LI-AA, punto de saturación y cobertura de la vegetación superior a estas dos últimas unidades, sus CHR fueron siempre

notablemente menores en esta capa, como una posible consecuencia de la elevada pendiente, de las menores entradas por precipitación y por las mayores demandas evapotranspirativas (ET₀), que generaron en conjunto déficit permanente en esta capa del suelo. Sus contenidos de agua promedio en los primeros 10 cm del suelo fueron tan bajos que difícilmente podrían sostener la vegetación presente en esta unidad. Debido a que no fue monitoreado el suelo a profundidad mayor a 10 cm, se desconoce la verdadera condición hídrica de los suelos de esta unidad, ya que a mayor profundidad se esperarían que los CHR fuesen mayores, cubriendo las demandas de agua que su vegetación requiere.

Todas las unidades estudiadas presentaron suelos de textura franco arenosa en sus primeros 10 cm de profundidad. Ochoa (1975-1978) reportó que el 70% de los suelos sobre los 3.000 metros de altitud son de textura franco arenosa y el 27% franco arcillo arenosa y el resto franca, lo que indica que los suelos de la microcuenca y del páramo venezolano en general son homogéneos. Esto fue un punto a favor para evaluar el efecto de otras variables sobre el balance hídrico. El FV-AA presentó contenido de arcillas dos veces mayor a las laderas, característica que probablemente favoreció el almacenamiento de agua en esta capa (Sosa, *et al.*, 1997), tal y como se observó.

Se encontró un régimen estacional del contenido de agua en los primeros 10 cm de profundidad de los suelos de las unidades geomorfológicas y vegetación, consecuencia de la disminución notable de las precipitaciones en la temporada seca, de la misma manera como se describió en otros páramos venezolanos (Sarmiento, 2000; Azocar y Monasterio, 1980). Todos los CHR de las unidades presentaron una disminución entre un 75 % (FV-AA) y 100% (LD-AD) en la capa de 0 a 10 cm de profundidad, con excepción del FV-HM cuya variación fue de apenas del 12%, demostrando la alta capacidad de regulación del CHR que posee esta unidad, representando un importante compartimiento de almacenamiento para los páramos, como ha sido reportado (Convención de Ramsar y Grupo de Contacto EHAA, 2008; Monasterio *et al.*, 2006; Molinillo y Monasterio, 2005).

Por otra parte, al entrar la época de lluvias, los suelos en los primeros 10 cm de profundidad del FV-HM y de las laderas se recargaron más rápidamente que el FV-AA. Esto posiblemente sea porque el FV-AA necesita de los aportes laterales para aumentar su CHR, para lo cual los suelos de las laderas primero deben recargarse hasta que sus potenciales matriciales disminuyan y el potencial gravitacional le supere (Reicherdt, 1995).

El FV-HM mostró un contenido de humedad promedio en su capa de 0 a 10 cm de $0,904 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$, CHR mayor al punto de saturación medido en el laboratorio ($0,84 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$), situación hidrológicamente imposible (Chow *et al.*, 1994). Según las gráficas que ilustraron el comportamiento del CHR en los primeros 10 cm de las unidades vs los eventos de precipitación de magnitudes diferentes, mostraron que para eventos medios y fuertes el CHR del FV-HM tendía a estabilizarse en $0,942 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$, indicando que este valor era posiblemente el punto de saturación real. Correspondiente a esta observación, el valor máximo que alcanzó el CHR en los primeros 10 cm durante el tiempo de estudio en esta unidad fue $0,945 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$. Las diferencias entre el punto de saturación medido en laboratorio y el observado en campo, se supone fueron producto de la compactación del suelo cuando se emplearon los cilindros para coleccionar las muestras con las que se estimó este parámetro en el laboratorio.

Todas las unidades, con excepción del FV-HM, presentaron durante la época seca CHR inferiores al punto de marchitez permanente en sus primeros 10 cm de profundidad y llegaron a alcanzar valores que frenarían la evapotranspiración, en el caso de que este flujo dependiera únicamente del agua contenida en esta capa, como se observa en la ETc aju estimada. Sin embargo, se espera a que a profundidades mayores a 10 cm, durante los meses secos, el contenido de humedad en el suelo sea mayor, tal y como lo reporta Azocar y Monasterio (1980) para el Páramo de Mucubají, quienes describen que los suelos por debajo de los 10 cm tardan mucho más en alcanzar el punto de marchitez permanente. Este posible mayor contenido de agua en los suelos por debajo de la mencionada profundidad durante la época seca, debe abastecer las demandas de agua de las

plantas del páramo. Correspondiente con la pendiente, el FV-AA y FV-HM mantuvieron durante la época húmeda CHR superiores a sus capacidades de campo (CC) en la capa de 0 a 10 cm de profundidad, manteniendo agua disponible para que la evapotranspiración se diera sin restricciones hídricas.

En el FV-AA se supone que hubo poca escorrentía superficial, ya que en pocas ocasiones los suelos se saturaron (lo que restringió la generación de escorrentía superficial no hortoniana) y por otra parte fueron raros los eventos cuyas intensidades superaron la conductividad hidráulica saturada de esta unidad (en consecuencia debió ser poca la escorrentía hortoniana). Por otra parte, las unidades de ladera no alcanzaron nunca sus puntos de saturación, ni la intensidad de las precipitaciones superaron sus correspondientes conductividades hidráulicas en saturación, por lo que teóricamente no hubo escorrentía superficial en estas unidades. Esto indica que en el Páramo de Mixteque, al igual que en otras localidades, domina la infiltración y es escasa la escorrentía superficial, tal como ha sido reportado por Sarmiento (2000) en los páramos venezolanos y por Poulenard *et al.*, (2001); Celleri y Feyen (2009) y Buytaert *et al.*, 2007 para páramos ecuatorianos.

Para poder estimar el aporte de cada unidad geomorfológica y de vegetación al almacenamiento de agua total de la microcuenca completa, sería necesario por lo menos conocer la profundidad de los suelos de cada unidad y monitorear el contenido de agua a diferentes profundidades, aspectos no abarcados en este estudio. Es por ello, que el análisis fue restringido a comparar la proporción de agua que contenía cada unidad en los primeros 10 cm en relación al contenido de agua retenido en esta capa en toda la microcuenca completa, análisis para evaluar de manera aproximada la capacidad y posible importancia de cada unidad al almacenamiento del área de estudio. Se encuentra que los humedales a pesar de cubrir apenas el 4,3% de la superficie del área de estudio, mantenían en promedio el 33% del agua contenida en los primeros 10 cm del suelo de la microcuenca durante la época de sequía. Según lo observado, los humedales junto con las lagunas, en la época seca, debieron ser los mayores proveedores del caudal,

debido a que mantuvieron CHR superiores a su capacidad de campo, actuando como verdaderas esponjas (Monasterio *et al.*, 2006), por el contrario, los suelos del FV-AA y las laderas en sus primeros 10 cm alcanzaron el punto de marchitez permanente en esta época. Durante los meses lluviosos monitoreados, la importancia de los humedales disminuyó, ya que el agua contenida en sus primeros 10 cm representó el 19 % del agua almacenada a esta profundidad en la microcuenca completa.

Por otra parte, el FV-AA retuvo en promedio el 40% aproximadamente del agua contenida en los primeros 10 cm del suelo de la microcuenca durante todo el tiempo de estudio, esto como una consecuencia de la gran superficie que abarca en el área de estudio. La LI-AA presentó en promedio contenidos de agua en la capa 0 a 10 cm mayores que la LD-AD, en consecuencia aportó más al almacenamiento de la microcuenca.

Es importante tener presente que en este análisis no fue considerada la pedregosidad de los suelos en la capa de 0 a 10 cm de cada unidad geomorfológica y de vegetación, parámetro que influye notablemente en la reducción del volumen de agua total que puede almacenar el suelo. Según lo observado en campo, la pedregosidad es muy baja o igual a cero en los primeros 10 cm del suelo de los humedales. Por el contrario, la unidad de LD-AD presentó aparentemente en esta capa la pedregosidad más alta de todas las unidades, lo que posiblemente disminuyó aún más sus posibles aportes al almacenamiento en esta capa.

4.3.3) Evapotranspiración de referencia (ET₀)

En general, las demandas evapotranspirativas fueron mayores en las unidades de laderas que en el fondo de valle, como una posible consecuencia de temperaturas más elevadas en las primeras. Esto podría ser producto del

fenómeno de inversión altotérmico durante las noches, que hace que el fondo de valle en promedio sea más frío. Este fenómeno consiste en que el calor almacenado en el valle calienta el aire circundante y le hace ascender, por otra parte, en las zonas altas se enfría el aire, el cual se hace más denso y desciende a lo largo del valle para ocupar el espacio dejado por la masa de aire calentado; de esta manera el fondo de valle, localizado a menor altitud logra alcanzar temperaturas menores a las laderas a mayor altitud (Azocar y Monasterio, 1980).

Contradictoriamente a lo que se esperaría según la exposición, la LD-AD de exposición oeste presentó condiciones climáticas (mayores temperaturas promedio) que favorecieron mayores demandas evapotranspirativas, en comparación con la LI-AA de exposición este. Según lo reportado en la literatura, las laderas de exposición oeste, reciben ingresos de radiación menores y tienen balances energéticos más bajos, que aquellas de exposición este (Andressen y Ponte, 1973), es decir se esperaría tengas menores demandas evapotranspirativas. Estas diferencias son resultado del clima de alta montaña tropical, que se caracteriza por amanecer con cielos despejados y nublarse a inicio de la tarde (Monasterio y Reyes, 1980). Las menores demandas evapotranspirativas en la ladera izquierda, son difíciles de explicar, se cree que podrían ser una consecuencia de la localización de la estación, la cual poseen una formación de rocas adyacente, que debe hacer sombra en las primeras horas de la mañana y mantener posiblemente condiciones de bajas temperaturas por más tiempo.

Se evidenciaron mayores demandas evapotranspirativas en la temporada de sequía posiblemente por los mayores ingresos de radiación al ecosistema. De manera contraria noviembre (mes más lluvioso del periodo de estudio) presentó las ET₀ menores, por las entradas de radiación bajas, producto posiblemente de una elevada nubosidad y por la menor velocidad del viento.

4.3.4) Evapotranspiración de la vegetación ajustada a estrés hídrico, evaporación y transpiración

Las ETc aj mensuales más elevadas corresponden al FV-HM. Esto es una consecuencia directa de la permanente condición saturada de sus suelos, que mantiene suficiente agua para que ocurra este flujo sin limitación y gracias a su Kcb mayor que el resto de las unidades, según FAO (1990). Estos valores superan a los estimados mensuales de la ET0 y su tendencia es exactamente igual, ya que en este caso, la evapotranspiración solo estará limitada por la cantidad de energía disponible para este proceso.

Por el contrario, las ETc aj mensuales estimadas más bajas corresponden a la LD-AD. Esto puede ser consecuencia de sus bajos CHR en los primeros de 10 cm de profundidad de los suelos, que limitaron permanentemente la evapotranspiración de esta capa del suelo. Fue notoria la diferencia con la ET0 calculada para esta unidad, cuyo valor supera en gran medida la ETc aju, especialmente en época de sequía. Es probable que a profundidades mayores a 10 cm el CHR sea mayor y las tasas de evapotranspiración real de esta unidad sean mayores.

Las ETc aj mensuales de la LI-AA y del FV-AA son similares; de igual manera, que en el caso de la LD-AA, las ET0 en época de sequía son mucho mayores a los valores de las ETc aju. En estas dos unidades, se apreció una notable reducción de la ETc aj durante el mes de diciembre y su incremento en marzo cuando entra la época de lluvias, que se corresponde claramente con la variación del CHR en estas unidades, indicando que la evapotranspiración es limitada por la disponibilidad de agua en los suelos, de acuerdo con Rodríguez-Iturbe y Porporato (2004).

El FV-AA y la LI-AA aportaron cada una un tercio de la evapotranspiración total estimada en los primeros 10 cm de profundidad para la microcuenca en tiempo de estudio, esto posiblemente sea gracias a la amplia superficie que abarcan, a las

características de su vegetación y capacidad de almacenar agua de sus suelos. En la época húmeda esta tendencia se mantiene, sin embargo en la época seca los aportes de estas unidades disminuyeron y representaron cada uno la cuarta parte de la evapotranspiración total durante estos meses, esto como consecuencia de la disminución de los CHR en los primeros 10 cm en estas unidades. Por el contrario, la LD-AD aportó 5% aproximadamente en el tiempo de estudio y de igual manera durante la época húmeda, pero para la temporada de sequía contribuyó con el 0,3%, por las razones ya antes expuestas. El FV-HM y las lagunas presentaron valores muy similares, aportando cada una un poco más del 15% de las salidas totales por evapotranspiración. En la época húmeda los aportes fueron similares a los totales, sin embargo, en la época seca se duplicaron, como producto del incremento de la radiación y la permanente disponibilidad de agua en estas unidades.

Separando los procesos de evaporación y transpiración, se encontró que el FV-AA presentó las tasas de evaporación más altas estimadas en los primeros 10 cm, seguido de la LI-AA, las cuales poseían correspondientemente las mayores proporciones de suelo desnudo (45% el FV-AA y 32% la LI-AA). Por el contrario, la LD-AD (con 13% de suelo desnudo) y el FV-HM (con cobertura total) presentaron tasas de evaporación mensual inferiores a 10 mm mensuales. Esto parece ser una evidencia del efecto de la vegetación en la minimización de las salidas por evaporación, tendencia que ha sido reportada y es atribuida al efecto de sombreado de la vegetación sobre los suelos, que los protege de la radiación directa y crea un microambiente más húmedo, con temperaturas menores, disminuyendo dicho proceso (Wainwright *et al.*, 1990). De igual manera que la ETc aju en el FV-AA y en la LI-AA, la evaporación estimada fue fuertemente limitada por la disponibilidad de agua

Relacionado directamente con la cobertura de la vegetación sobre el suelo, las unidades de Arbustales rosetales abiertos (FV-AA y LI-AA), según lo estimado, fueron las unidades que más aportaron a la evaporación de la microcuenca (más del 70%), disminuyendo su contribución durante la época seca a un 50 %. Por el

contrario, las unidades de LD-AD y FV-HM que poseían las mayores coberturas aportaron pequeños porcentajes a este flujo en ambas época. Las lagunas fueron la unidad con mayor contribución a la evaporación (casi el 40%) durante la época de sequía debido a que el agua se sale libremente de su superficie.

Según lo estimado, la transpiración en general pareció ser un flujo que se dio a tasas menores que el proceso de evaporación, con excepción en el FV-HM, cuya transpiración tuvo tasas altas. Este es un proceso que depende directamente de las características de la vegetación de cada unidad, como se reflejó en la transpiración estimada en la LI-AA, la cual superó a la del FV-AA, correspondientemente a su mayor índice de área foliar, altura de la vegetación y cobertura (FAO, 1990). A su vez, este proceso está correlacionado a la disponibilidad de agua en el suelo, como ha sido reportado por Rodríguez-Iturbe y Porporato (2004), y como reflejaron las estimaciones de la transpiración en la LD-AD, la cual se esperaba fuese la segunda más alta después del FV-HM (gracias a su elevada cobertura e índice de área foliar mayor), sin embargo, presentó las tasas mensuales más bajas de todas las unidades por su baja disponibilidad de agua en el suelo en la capa de 0 a 10 cm. Las estimaciones de la transpiración en esta unidad son tan bajas que difícilmente se ajusten a la realidad, por consiguiente es necesario evaluar más a fondo este flujo.

La unidad que mayor aporte hizo a la transpiración total de la microcuenca pareció ser el FV-HM (con 41,2%) a pesar de la pequeña superficie que abarcan los humedales en el área de estudio. Estos resultados fueron relacionados con su alto K_{cb} , su cobertura total y la permanente condición de saturación de sus suelos. Este porcentaje llega a ser aún mayor (76,2%) en la época de sequía, ya que en el resto de las unidades este proceso estuvo aparentemente restringido por la disminución del CHR en los primeros 10 cm de profundidad de los suelos.

Estos resultados parecen indicar que la superficie que abarca cada unidad geomorfológica y de vegetación tendrá influencia sobre los flujos y balances hídricos de un área.

4.3.5) Comportamiento hidrológico de las unidades topográficas y de vegetación en función de la magnitud de las precipitaciones

4.3.5.1) Respuesta hidrológicas de la unidad de FV-AA

En los eventos analizados, esta unidad presentó incrementos de sus CHR en los primeros 10 cm de su suelo, incluso con lluvias de magnitudes muy bajas. Esto podría ser consecuencia de su poca cobertura vegetal, que posiblemente disminuyó la intercepción de las precipitaciones y favoreció una mayor precipitación efectiva (Pacheco y Ataroff, 2005; Belmonte y Romero, 1999). Por otra parte, el relieve plano debió favorecer la infiltración (López, 2002; Guevara y Cartaya, 1991). Se encontró que en los eventos tenue y muy ligero, el CHR disminuyó sin haberse superado el punto de saturación, como una posible consecuencia de la redistribución del agua en el suelo, por efecto de altos potenciales matriciales en los mismos. El CHR del FV-AA, se mantuvo constante después de eventos de magnitud mayor a ligeros y su contenido de agua se mantuvo mayor al de las laderas, lo que pudo ser resultado de una mejor capacidad de almacenamiento, gracias probablemente a su elevada cantidad de materia orgánica (Sosa, *et al.*, 1997) y al doble del contenido de arcilla (Chow *et al.*, 1994) y por su baja pendiente. El CHR alcanzó el punto de saturación en los eventos medio y fuerte, lo que generó probablemente escorrentía superficial no hortoniana, por otra parte, la intensidad de la precipitación en estos eventos superó la conductividad hidráulica en saturación de los suelos de esta unidad favoreciendo posiblemente la producción de escorrentía hortoniana. Esto hace suponer que esta unidad posee menos capacidad de regular el flujo de agua que llega al caudal durante eventos de magnitudes altas.

4.3.5.2) Respuesta hidrológicas de la Unidad de LD-AD

El CHR en los primeros 10 cm del suelo de esta unidad mostró un ligero incremento durante el evento tenue, al igual que en la LI-AA y en el FV-HM. Esto podría ser resultado de una mayor intercepción gracias a sus coberturas vegetales más densa, que posiblemente minimizaron la cantidad de lluvia que efectivamente llegó a los suelos. El incremento del CHR en los primeros 10 cm fue más rápido y mayor al resto de las unidades, de igual manera se observó un rápido descenso del CHR una vez que disminuyeron o cesaron las lluvias. Esta tendencia probablemente se deba a su elevada conductividad hidráulica saturada, textura franco-arenosa y a su elevada pedregosidad que posiblemente favorecieron la infiltración y disminuyeron la capacidad de retener agua en esta unidad y aún más por la fuerte pendiente. El CHR en los primeros 10 cm del suelo de esta unidad no alcanzó su capacidad de campo, ni mucho menos su punto de saturación durante el tiempo de estudio, por otra parte, la intensidad de las precipitaciones no superaron la conductividad hidráulica en saturación de estos suelos, lo que sugiere que probablemente la escorrentía no se dio o fue muy baja en esta unidad (Chow *et al.*, 1994). Esto pudiese sugerir que esta unidad posiblemente retardó y reguló los aportes al caudal por medio de flujos subsuperficiales durante precipitaciones de magnitudes ligeras hasta elevadas, mitigando probablemente las crecidas fuertes de las quebradas y posiblemente contribuyó al almacenamiento del agua en unidades de zonas deprimidas como el FV-AA a través de aportes laterales.

4.3.5.3) Respuesta hidrológicas de la unidad de LI-AA

La LI-AA presentó las mismas tendencias que la LD-AA, mostrando incrementos muy similares del CHR en los primeros 10 cm del suelo, pero con una curva de variación de CHR de menor pendiente, indicando que el proceso de recarga es probablemente más lento. Esto contradice los resultados de la conductividad hidráulica medida en el laboratorio, ya que esta unidad presentó un

valor mayor al de la LD-AD, por consiguiente se esperaría que el movimiento de agua en estos suelos fuese más rápido. De igual manera a la unidad anterior, el CHR entre 0 a 10 cm no llegó a saturación en el tiempo de estudio, siendo una unidad que probablemente mitiga las crecidas violentas de los caudales (Guevara y Cartaya, 1991) y además hace aportes laterales a las unidades de fondo de valle favoreciendo el almacenamiento en estas últimas.

4.3.5.4) Respuesta hidrológicas de la unidad de FV-HM

Al igual que las otras unidades se observó incrementos del CHR entre 0 y 10 cm en todos los eventos estudiados, incluyendo el tenue, pero las variaciones netas fueron menores en comparación con las otras unidades. Esto se cree que pudo ser consecuencia de sus bajas conductividades hidráulicas en saturación y altos CHR superiores a la capacidad de campo, que debieron disminuir las tasas de infiltración en esta unidad. Por las mencionadas características edáficas es probable que esta unidad presente mayores flujos de escorrentía de tipo hortoniana y no hortoniana en eventos medios y fuertes.

4.3.5.5) Respuesta del caudal frente a la respuesta hidrológica de las unidades

Los eventos de magnitud tenue y muy ligeros parecieron tener poca influencia en el aumento del caudal, tal y como se esperaba esta respuesta fue mayor cuando los eventos fueron precedidos por otros eventos de lluvias, ya que suelos con CHR mayor deben tener una menor capacidad de retener el agua que ingresa por precipitaciones. En relación a los eventos ligeros, medios y fuerte, produjeron alzas notables en los caudales, como una posible consecuencia de la generación de escorrentía (hortoniana y no hortoniana) sobre las unidades de FV-AA y FV-HM, flujo que alimenta los caudales en menos tiempo y mostrando una probable recarga de los suelos de la microcuenca (Guevara y Cartaya, 1991).

5) CONCLUSIONES

Se encontró que las precipitaciones en la microcuenca de la Quebrada Miguaguó presentaron un marcado gradiente de incremento con la altitud, aumentando hasta un 40% en tan solo 3.000 m de distancia. De igual manera, mostraron un gradiente topográfico, incrementando de este a oeste en un 10%, según su posición topográfica, en tan solo 700 m de distancia. Esta elevada variabilidad de las precipitaciones en las zonas de montaña, indica que para su estudio es necesario incrementar los esfuerzos en su monitoreo, lo que hace que el estudio hidrológico del páramo sea complejo.

Los eventos de precipitación en estos páramos se distinguieron por ser de baja magnitud, poca intensidad y alta frecuencia, que en combinación con las características edáficas de los suelos del páramo como texturas franco arenosas, conductividades hidráulicas saturadas altas, elevados contenidos de materia orgánica, entre otras, posiblemente favorece los flujos de infiltración y con ello, los procesos de almacenamiento y regulación de las salidas por caudal desde la microcuenca, haciendo de este ecosistema un proveedor permanente del recurso hídrico para su pobladores.

El Páramo de Mixteque pareció ser capaz de almacenar suficiente agua en sus suelos para mantener el caudal sobre su nivel base en los dos primeros meses de la época seca y sostenerlo durante toda esta temporada. Este páramo en los 7 meses de estudio (entre septiembre de 2008 hasta marzo de 2009), proveyó como caudal el 30,2% de las entradas, se estimó que perdió alrededor de dos tercios de las entradas por evapotranspiración (considerando únicamente el agua disponible en la capa de 0 a 10 cm del suelo) y almacenó el 1,9%. Este comportamiento hidrológico del páramo, como lo fue la capacidad de almacenamiento, elevadas salidas gaseosas, caudales permanentes, debe ser producto de sus características ambientales, edáficas y de vegetación, las cuales es necesario conservar para mantener los servicios ambientales que nos prestan.

El conocimiento del balance hídrico y la dinámica hidrológica anual de los páramos, podría ser una herramienta útil para la planificación del uso de este recurso a lo largo del año, a fin de evitar conflictos y optimizar su utilización.

Según las estimaciones, las salidas por evaporación fueron el 37,6% de las precipitaciones, aparentemente casi el doble de los egresos por transpiración (18,5 % de las entradas). Estos resultados parecen reflejar que la vegetación del páramo cumple un importante papel en la minimización de las salidas gaseosas y posiblemente determinaron mejores rendimientos en el abastecimiento del caudal, de aquí la relevante función que cumplen las plantas del páramo y la importancia de su conservación.

Los suelos del fondo de valle parecieron contribuir en gran medida al almacenamiento de agua de la microcuenca. Por el contrario, las laderas mostraron baja capacidad de almacenar de agua, sin embargo, son unidades en las que probablemente prevalece la infiltración, por lo cual posiblemente retardan y regulan los aportes de agua al caudal a través de flujos subsuperficiales durante lluvias fuertes, favorecen probablemente a mitigar grandes crecidas, minimizan la erosión, reducen la colmatación de sedimentos de las lagunas y contribuyen al almacenamiento de agua en los FV por medio de los aportes laterales. Esto mostró que las unidades geomorfológicas y de vegetación presentes en el Páramo de Mixteque poseen comportamientos hidrológicos diferentes que en conjunto parecen favorecer el almacenamiento y regulación de los caudales de este ecosistema.

Los humedales, que solo cubrían el 4,3% de la superficie del área de estudio, mantuvieron en promedio el 33% del agua contenida en los primeros 10 cm del suelo durante la época de sequía. Gracias a su elevada capacidad de regulación del CHR y al gran espesor de sus suelos (varios metros de profundidad), debió ser, junto con las lagunas, la unidad que mayormente abasteció al caudal a finales de la época de sequía, ya que las demás unidades estudiadas alcanzaron en sus primeros 10 cm el punto de marchitez permanente y sus aportes quizás fueron desde capas más profundas durante esta temporada. En consecuencia, los

humedales son unidades prioritarias de conservación que en conjunto con el resto de las unidades del páramo deben ser preservados para mantener el suministro permanente del recurso agua a sus pobladores.

5.1) Recomendaciones para investigaciones futuras

Sabiendo que la distribución de la vegetación obedece a un conjunto de condiciones climáticas y ambientales que condicionan a su vez variaciones en los balances hídricos, sería útil estudiar la posibilidad de utilizar ciertas especies como indicadores de la estacionalidad hídrica edáfica, por ejemplo detectar las especies que no toleran déficit hídricos superiores a cierto número de meses, o cuales se localizan sobre suelos sin estacionalidad hídrica edáfica y aquellas sobre suelos siempre anegados. Con ello, evaluar la posibilidad de inferir el posible comportamiento hidrológico de una microcuenca en base a mapas de vegetación levantados en el área.

Se observó la necesidad de mejorar el método de extracción de las muestras de suelo de los humedales para medir el punto de saturación, densidad aparente y conductividad hidráulica en saturación, ya que los resultados mostraron la compactación de los suelos con el método empleado.

Para un mejor entendimiento de la capacidad de regulación de los suelos del páramo, es necesario evaluar el aporte de las lagunas al almacenamiento de la microcuenca y al caudal, el cual se supone es importante, principalmente en época de sequía.

Entre los parámetros que no fueron medidos se encontró la capacidad de almacenamiento de los humedales y las lagunas y su función en la regulación del caudal. Para ello se hace interesante medir las entradas y las salidas de agua de estas unidades.

Se recomienda montar parcelas de escorrentía en las unidades evaluadas, a fin de realizar los balances hídricos en cada una de las mismas y determinar la dinámica y proporción de sus aportes al caudal en las diferentes épocas del año.

Por otra parte es necesario monitorear el CHR a diferentes profundidades, a manera de caracterizar mejor el almacenamiento total de agua en los suelos de cada unidad. Además, es necesario medir el porcentaje de pedregosidad de los suelos para una mejor estimación de la capacidad de almacenamiento de agua. Se recomienda validar la calibración de los TDRs a partir de muestras de suelo en cada unidad por el método gravimétrico.

En esta investigación se estimó la ETc a partir de la cobertura de los estratos superiores, sin embargo hay que considerar además aquel estrato menor a 10 cm, cuya importancia podría ser relevante. Por otra parte es necesario validar en campo la ET estimada, ya que la estimación de la ETc aju parte de muchos supuestos.

BIBLIOGRAFÍA

- Abadin, J., González-Prieto, S.J., Sarmiento, L., Villar, M.C. y T. Carballas. 2002. Successional dynamics of soil characteristics in a long fallow agricultural system of the high tropical Andes. *Soil Biology & Biochemistry* 34: 1739-1748.
- Acevedo, D., Llambí, L.D., Naranjo, M.E., Smith, J.K. y L. Sarmiento. 2006. Establecimiento de una red comunitaria de investigación participativa para el uso eficiente del agua y el suelo en agroecosistemas del Valle Alto del río Chama. Proyecto Introducido para su Financiamiento ante Fundacite-Merida (Red Agroecología).
- Acosta, M. 1975. Plan de Manejo de la Cuenca "Mistequé". Ministerio de Agricultura y Cría, D.R.N.R. Oficina de Planificación y Manejo de Cuencas. Venezuela.
- Andressen, R. y Ponte, R. 1973. Climatología e hidrología. Estudio integral de las cuencas de los ríos Chama y Capazón. Subproyecto N° II. Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales, ULA. Mérida.
- Anderson, M.G. y T.P. Burt. 1990. *Process studies in hillslope hydrology*. John Wiley & Sons. England.
- Ataroff, M. y L.A. Sánchez. 2000. Precipitación, intercepción y escorrentía en cuatro ambientes de la cuenca media del río El Valle, estado Táchira, Venezuela. *Revista Geográfica Venezolana* 41 (1): 11-30.
- Azocar, A y M. Monasterio. 1979. Variabilidad ambiental en el Páramo de Mucubají. En: *El Medio Ambiente Páramo*. Salgado-Labouriau, M.L. (Ed.). Ediciones CIET-IVIC/MAB-UNESCO. Caracas, Pp. 149-159.
- Belmonte S., F. y A. Romero D. 1999. Balance hídrico y distribución espacial de la trascolación bajo cobertura de pino: influencia de la dirección del viento y la pendiente de la ladera. *Lurralde inves. esp.* 22: 339-350.

- Bendix, J., Fabian, P. y R. Rollenbeck. 2004. Gradients of fog and rain in a Tropical Montane Cloud Forest of Southern Ecuador and chemical composition. Proceedings 3rd Int.Conf on fog, fog collection and dew.
- Buytaert, W., De Bievre, B., Celleri, R., Cisneros, F., Wyseure, W., y S. Deckers. 2008a. Comment on “Human impacts on headwater fluvial systems in the northern and central Andes” (Carol P. Harden, *Geomorphology* 79, 249-263). *Geomorphology*: 96 (1-2): 239-246.
- Buytaert, W., Célleri, R., De Biévre, B., Cisneros, F. y R. Hofstede. 2008b. Impacto humano en la hidrología de los Páramos Andinos. Cuadernos Docentes. Serie Diplomado Superior en Gestión de Cuencas Hidrográficas y Población. Pydlos Ediciones. Cuenca-Ecuador.
- Buytaert, W., Celleri, R., De Biévre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J., y R. Hofstede. 2006a. Human impact on the hydrology of the Andean Páramos. *Earth-Science Reviews* 79: 53-72.
- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., De Biévre, B. y Wyseure, G. 2006b. Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*.
- Buytaert, W., Iñiguez, V., Celleri, R., De Biévre, B., Wyseure, G. y J. Deckers. 2006c. Analysis of the water balance of small páramo catchments in south Ecuador. En: Krecek, J. y M. Haigh (Eds.) *Environmental Role of Wetlands in Headwaters*. Springer. Pp: 271-281.
- Buytaert, W., Sevink, J., De Leeuw, B., and J. Deckers. 2005. Clay mineralogy of the soils in the south Ecuadorian paramo region. *Geoderma* 127 (1-2): 114-129.
- Celleri, R. y J. Feyen. 2009. The hydrology of tropical andean ecosystems: importance, knowledge status and perspectives. *Mountain Research and Development* 29 (4): 350-355.
- Chow, V.T., Maidment, D.R. y L.W. Mays. 1994. *Hidrología Aplicada*. McGraw-Hill Interamericana, S.A. Bogota. Colombia.

- Coûteaux, M.M., Sarmiento, L., Bottner, P., Acevedo, D. y J.M. Thiéry. 2002. Decomposition of standard plant material along an altitudinal transect (65-3968 m) in the tropical Andes. *Soil Biology & Biochemistry* 34: 69-78.
- Convención de Ramsar y Grupo de Contacto EHAA. 2008. Estrategia Regional para la Conservación y Uso Sostenible de Humedales Altoandinos. Gobierno de Ecuador y Chile, CONDESAN y TNC-Chile.
- De Bievre, B., Iñiguez, V. y W. Buytaert. 2006. Hidrología del Páramo. Importancia, propiedades y vulnerabilidad. Conocer para conservar. <http://www.paramo.be/pubs/ES/Hidroparamo.pdf>.
- Díaz R., C.E. 2009. Balance hídrico y de nutrientes y procesos de erosión en agroecosistemas de papa en diferentes posiciones topográficas en los Andes venezolanos. Tesis para optar al Título de Doctor en Ecología Tropical. Instituto de Ciencias Ambientales y Ecológicas. Universidad de Los Andes. Mérida-Venezuela.
- Estrada, C., Goldstein, G. y M. Monasterio. 1991. Leaf dynamics and water relations of *Espeletia spicata* and *E. timotensis*, two giant rosettes of desert Páramo in the Tropical Andes. *Acta Oecologica* 12 (5): 603-616.
- FAO, 1990. Evapotranspiración del Cultivo, Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Estudio FAO riego y drenaje 56. FAO Fiat Panis.
- Fariñas, M. 1977. Análisis de la vegetación de páramo: ordenamiento, clasificación y correlación con factores edáficos - climáticos. Actas del IV Simposio Internacional de Ecología Tropical, Panamá. Tomo I: 346-378.
- Fariñas, M., Monasterio, M. 1980. La vegetación del páramo de Mucubají. Análisis de ordenamiento y su interpretación ecológica. En: Monasterio, M. (Ed). Estudios Ecológicos en los Páramos Andinos. Editorial de la Universidad de Los Andes, Mérida, pp. 264-307.
- Francou, B. y B. Pouyaud. 2004. Métodos de Observación de Glaciares en los Andes Tropicales, Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Versión 1. IRD, GREAT-ICE y GLACIOCLIM.

- García, D. 2006. El agua: patrimonio y derecho. Foro de los Recursos Hídricos. Cuadernos populares del agua. Primera edición. Ecuador.
- Goldstein, G., Rada, F., Canales, M.O. y O. Zabala. 1989. Leaf gas exchange of two giant caulescent rosette species. *Acta Oecológica, OEcol. Plant*, 10 (4): 359-370.
- Goldstein, G., Meinzer, F. y M. Monasterio. 1984. The role of capacitance in the waterbalance of Andean giant rosette species. *Plant. Cell and Environment*, 7: 179-186.
- González, O. y M. Bezada. 2001. Pedología y cronología relativa de los depósitos cuaternarios en tres cuencas de los Andes Centrales venezolanos (Estado Mérida). *Acta Científica Venezolana*. 52: 210-219.
- González, M. 1978. Parques Nacionales y Monumentos Naturales de Venezuela. Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables. Instituto Nacional de Parques. Venezuela. *Imparques*. Venezuela.
- Guevara, E. y H.A. Cartaya. 1991. Hidrología, Una Introducción a la Ciencia Hidrológica Aplicada. Universidad de Carabobo. Valencia. Venezuela.
- Harden, C.P. 2006. Human impacts on headwater fluvial systems in the northern and central Andes. *Geomorphology* 79: 249-263.
- Hernández, C. 2010. Gestión participativa del agua en la alta montaña tropical. Un enfoque para la evaluación de caudales y captación de agua y su transferencia a las comunidades. Trabajo de Grado para optar al Título de Magister. CIDIAT-ULA. Mérida-Venezuela.
- Hofstede, R.G.M. 1995. Effects of livestock farming and recommendations for management and conservation of Páramo grasslands (Colombia). *Land degradation and rehabilitation* 6 (3): 133-147.
- ITC. 2001. ILWIS 3.0 Academic. User's Guide. ITC. Enschede. The Netherlands.

- Josse, C., Cuesta, F., Navarro, G., Barrera, V., Cabrera, E., Chacón-Moreno, E., Ferreira W., Peralvo, M., Saito, J., y A. Tovar. 2009. Ecosistemas de los Andes del Norte y Centro. Bolivia, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela. Secretaria General de la Comunidad Andina, Programa Regional ECOBONA-Intercooperation, CONDESAN-Proyecto Páramo Andino, Programa BioAndes, EcoCiencia, NatureServe, IAvH, LTA-UNALM, ICAE-ULA, CDC-UNALM, RUMBOL SRL. Lima.
- Llambí, L. y L. Sarmiento. 1998. Biomasa microbiana y otros parámetros edáficos en una sucesión secundaria de los páramos venezolanos. *Ecotropicos* 11(1): 1-14.
- Llambí, L.D., Sarmiento, L. 1997. Dinámica de la fertilidad en parcelas agrícolas en descanso en el Páramo de Gavidia: biomasa microbiana y ciclaje de N. Memorias del Congreso Venezolano de la Ciencia del Suelo. CD-ROM. No. DL FR 2529710.
- López F., R. 2002. Degradación del Suelo, Causas, Procesos, Evaluación e Investigación. Serie: Suelos y Clima, SC-75. Centro Interamericano de Desarrollo e Investigación Ambiental y Territorial. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela.
- Malagón, D. 1982. Evolución de suelos en el páramo andino. CIDIAT.
- Manrique, J., Ochoa, G. y J. Oballos. 1997. Suelos de la Cuenca del Santo Domingo. Sector Los Frailes (Caracterización Físico-Química). Mérida-Venezuela. *Revista Forestal Venezolana*. 41 (1): 61-68.
- Molinillo, M. y M. Monasterio. 2005. El Complejo de Humedales del Páramo El Banco. En: *Turberas Altoandinas. Espacios Frágiles de Vida y Cultura*. Izurieta, X. (Ed.). Proyecto Peatlands in the Tropical Andes. Global Peatlands Initiative/NC-IUCN/ECOPAR/Grupo Páramo. Quito.
- Monasterio, M. 1980a. El Páramo de Mucubají dentro del cuadro general de los Páramos Venezolanos. En: *Estudios Ecológicos en los Páramos Andinos*.

- Monasterio, M. (Ed.). Ediciones de la Universidad de Los Andes. Mérida. Venezuela.
- Monasterio, M. 1980b. Los Páramos Andinos como región natural, Características Biogeográficas Generales y Afinidades con Otras Regiones Andinas. En: Estudios Ecológicos en los Páramos Andinos. Monasterio, M. (Ed.). Ediciones de la Universidad de Los Andes. Mérida. Venezuela.
- Monasterio, M. y Reyes, 1980. Diversidad ambiental y variación de la vegetación en los Páramos de Los Andes Venezolanos. En: Estudios Ecológicos en los Páramos Andinos. Monasterio, M. (Ed.). Ediciones de la Universidad de Los Andes. Mérida. Venezuela.
- Monasterio, M. y M. Celecia. 1991. El Norte de los Andes tropicales. Sistemas naturales y agrarios en la Cordillera de Mérida. Ambiente, 68: 2-6.
- Monasterio, M. 2002. Evolución y Transformación de los páramos de la Cordillera de Mérida: Paisajes Naturales y Culturales en Venezuela. En: Paisajes Culturales en los Andes. Mujica, E. (Ed). UNESCO, Lima, pp. 99-109.
- Monasterio, M., Smith, K.S. y M. Molinillo. 2006. Agricultural Development and Biodiversity Conservation in the Páramo Environments of the Andes of Mérida, Venezuela. En: Land Use Change and Mountain Biodiversity. Spehn, E.M., Liberman, M. y C. Körner (Eds). Taylor and Francis Group. U.S.A.
- Montilla, M., Herrera-Peraza, R. y M. Monasterio. 2002. Influencia de los períodos de descanso sobre la distribución vertical de raíces, micorrizas arbusculares y pelos radicales en Páramos andinos venezolanos. Ecotropicos, 5 (1): 85-98.
- Molinillo, M. y M. Monasterio. 1997. Pastoreo y conservación en áreas protegidas de páramo de la Cordillera de Mérida, Venezuela. En: Desarrollo Sostenible de Ecosistemas de Montaña: Manejo de Áreas Frágiles en los Andes. Liberman, M. y C. Baied (Eds.). UNU-PL-480.

- Naranjo, M.E. y R. Duque. 2004. Estimación de la oferta de agua superficial y conflictos de uso en la Cuenca Alta del Río Chama, Mérida, Venezuela. *Interciencia* 29(3): 130-137.
- Nierop, K.G.J., Tonneijck, F.H., Jansen, B. y J.M. Verstraten. 2007. Organic matter in volcanic ash soils under forest and páramo along an Ecuadorian altitudinal transect. *Soil Science Society of America Journal* 71 (4): 1119-1127.
- Ochoa, G. 1975-1978. La influencia de la altitud de sobre algunas propiedades físico-químicas de los suelos en Los Andes venezolanos. *Revista Geográfica Venezolana*. XVI-XIX: 217-230.
- Pacheco G., E. y M. Ataroff. 2005. Dinámica Ecohidrológica en una Selva Nublada Andina Venezolana. En: *Dinámica Hídrica en Sistemas Neotropicales*. Ataroff, M y J.F. Silva (Eds). ICAE, Uni. Los Andes, Mérida, Venezuela.
- Pansu, M., Sarmiento, L., Metselaar, K., Hervé, D. y P. Bottner. 2006. Modelling the transformations and sequestration of soil organic matter in two contrasting ecosystems of the Andes. *European Journal of Soil Science*. 10.1111: 1365-2389.
- Pirela M., 2006. Análisis funcional de la comunidad de plantas en tres unidades geomorfológicas del Páramo de Mucubají. Trabajo Especial de Grado para optar al Título de Licenciado en Biología. ICAE. Universidad de Los Andes. Venezuela.
- Pla Sentis, I. 1977. Metodología para la caracterización física con fines de diagnóstico de problemas de manejo y conservación de suelos en condiciones tropicales. Curso de Postgrado en Ciencias del Suelo. Facultad de Agronomía. Universidad Central de Venezuela. Maracay.
- Primack, R. B. y J. Ros. 2002. *Introducción a la biología de la conservación*. Editorial Ariel, S.A. Barcelona. España.
- Poulenard, J., Podwojewski, P., Janeau, J.L. y J. Collinet. 2001. Runoff and soil erosion under rainfall simulation of andisols from the Ecuadorian páramo: effect of tillage and burning. *Catena* 45, 185–207.

- Rada, F. 1993. Respuesta estomática y asimilación de CO₂ en plantas de distintas formas de vida a lo largo de un gradiente altitudinal en la alta montaña tropical venezolana. Trabajo Especial de Grado para optar al Título de Doctor en Ecología Tropical. CIELAT. Universidad de Los Andes. Mérida. Venezuela.
- Reichardt, K. 1985. Processos de Transferência no Sistema Solo-Planta-Atmosfera. 4^{ta} ed. rev. e ampliada. Fundação Cargill. Campinas.
- Rodríguez-Iturbe, I. y A. Porporato. 2004. Ecohydrology of Water-controlled Ecosystems, Soil Moisture and Plant Dynamics. Cambridge. University Press. Cambridge.
- Romero, L. 2005. La Estrategia de la Semilla en el Sistema Papero de los Andes de Mérida. Una visión desde la Perspectiva Agroecológica. Tesis para optar al Título de Doctora en Ecología Tropical. ICAE, Universidad de Los Andes. Mérida. Venezuela.
- Sarmiento, G. 1987. Simposio de Tierras Altas. Anales del IV Congreso Latinoamericano de Botánica. Volumen 1. Medellín. Colombia.
- Sarmiento, L. 2000. Water balance and soil loss under long fallow agriculture in the Venezuelan Andes. Mountain Research and Development 20(3): 246-253.
- Sarmiento, L. y M. Monasterio. 1993. Elementos para la interpretación ecológica de un sistema agrícola campesino de los Andes venezolanos (páramo de Gavidia). En: El Uso Tradicional de los Recursos Naturales en Montañas: Tradición y Transformación. Rabey, M. (Ed). UNESCO-ORCYT. Montevideo, pp. 55-77.
- Sosa, J., Ochoa, G. y J. Oballos. 1997. Suelos de la Cuenca del Santo Domingo, Sector Mucubají. (Caracterización Físico-Química). Mérida-Venezuela. Revista Forestal Venezolana. 41 (2): 155-160.
- Smith, J.K. y L.D. Llambí. 2004. Plan de Acción para la Conservación del Páramo de Gavidia. Mérida. Venezuela.

- Smith, J. K., Sarmiento, L., y D. Acevedo. 2007. Mapeo de fincas y recolección de información agrícola a través de investigación participativa. Informe Final. Fundacite, Mérida, Venezuela. 110 pag.
- Smith, J. K., Sarmiento L., Acevedo, D., Rodríguez, M. y R. Romero. 2009. Un método participativo para el mapeo de fincas y la recolección de estadísticas agrícolas de interés local y nacional. *Interciencia*, 34 (7): 479-486.
- Suárez, M.M. 1978. Cambios en la economía agraria en poblaciones rurales de los Andes Venezolanos. *Actas del XVII Congreso de Américas*. Volumen 1. París.
- Tobón M. C. 2008. Ecohidrología de los Páramos Andinos. En: *Caracterización del ecosistema Páramo en el Norte del Perú: ¿Páramo o Jalca?*. Torres, F. y López. S. (Eds). Serie: Conservatorios sobre el Ecosistema Páramo. *Memorias del Segundo Conservatorio - Piura*. Perú.
- Valero, L. 2010. Efecto de la exclusión del pastoreo sobre humedales altoandinos en la Sierra Nevada de Mérida. Trabajo de Grado para optar al Título de Magister en Ecología Tropical. ICAE-ULA. Mérida-Venezuela.
- Velázquez, N. 2001. Dinámica socio-ambiental y modernización agrícola en los Valles Altos Andinos: Mucuchies y Timotes (1930-1999). Tesis para optar al Título de Doctora en Ecología Tropical. ICAE, Universidad de Los Andes. Mérida. Venezuela.
- Vivas, L. 1992. *Los Andes Venezolanos*. Academia Nacional de la Historia. Caracas. Venezuela.
- Wainwright, J. Mulligan, M. y J.Thornes. 1999. Plants and water in drylands. En: *Eco-Hydrology. Plants and water in terrestrial and aquatic environments*. Baird, A.J. y R.L. Wilby (Eds.). Routledge, Taylor & Francis group. London and New York.