



**UNIVERSIDAD DE CUENCA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
MAESTRÍA EN ECOHIDROLOGÍA**

**“Interacciones de la humedad del suelo durante eventos de lluvia en una  
ladera de Páramo andino”**

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIA A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE:  
MAGISTER EN ECOHIDROLOGÍA**

**AUTOR:**

**ING. DANIEL ORLANDO TENELANDA PATIÑO  
C.I. 0104784137**

**DIRECTOR:**

**ING. PATRICIO JAVIER CRESPO SÁNCHEZ, PhD  
C.I. 0102572773**

**CUENCA – ECUADOR  
2018**



## Resumen

El suelo y su cobertura vegetal desempeñan un papel crítico en el suministro de agua del Páramo Andino, proporcionando escorrentía principalmente por flujo subsuperficial poco profundo. Comprender la dinámica de la respuesta máxima de la humedad del suelo ( $\Delta\theta_{max}$ ), durante eventos de lluvia es esencial para la planificación futura de los recursos hídricos, considerando la influencia antrópica del cambio de uso del suelo. Por tanto, este estudio evalúa  $\Delta\theta_{max}$  durante eventos de lluvia, para identificar los factores y umbrales que controlan su dinámica bajo diferentes condiciones de humedad del suelo. Los factores que controlan  $\Delta\theta_{max}$ , determinados mediante el coeficiente de correlación de Spearman fueron, el volumen e intensidad precipitada, las condiciones climáticas previas de 5 y 15 días y la influencia de los  $\Delta\theta_{max}$  del estrato de suelo ubicada sobre la posición analizada. El último factor reveló un predominio del flujo vertical durante el estado de humedad seco. Sin embargo, en las ubicaciones media y baja de la ladera, los  $\Delta\theta_{max}$  fueron influenciados por las zonas superior e intermedia respectivamente, revelando la influencia del flujo subsuperficial lateral durante los estados de mayor humedad antecedente. Además, el análisis de umbrales reveló una respuesta de aumento o disminución en función del estado de humedad, posición topográfica y profundidad del estrato de suelo. Este estudio demostró que bajo cubierta vegetal prístino del Páramo, las características de la precipitación, la humedad antecedente y las condiciones climáticas tienen gran influencia en el estado de humedad y permiten la posterior conectividad y funcionamiento de la ladera.

## Palabras clave

Humedad del suelo, eventos de lluvia, factores que controlan la humedad del suelo, umbrales de lluvia, ladera de Páramo Andino



## Abstract

Soil and vegetation cover play a critical role in Andean Páramo water supply system, providing runoff primarily by shallow subsurface flow. Understanding the dynamics of soil moisture response to meteorological conditions is essential for water resource planning under future land use because of anthropogenic influences (e.g. grazing for cattle, agriculture). Hence, this study focuses on the evaluation of maximum soil moisture response ( $\Delta\theta_{\max}$ ) during rainfall events, to identify the main factors and thresholds controlling its dynamics during dry and wet conditions. For this purpose, a hillslope transect under tussock grass (pristine Páramo land cover) was monitored. To determine the factors controlling  $\Delta\theta_{\max}$ , a nonparametric spearman correlation coefficient test was used. We found that the factors controlling  $\Delta\theta_{\max}$  were the precipitated volume, intensity, antecedent moisture conditions, antecedent weather conditions of 5 and 15 days and the influence of the  $\Delta\theta_{\max}$  of the soil layer located above the analyzed location. The last factor revealed a predominance of vertical flow during the dry moisture state. However, at the middle and bottom locations,  $\Delta\theta_{\max}$  were mainly influenced by the upper and middle zones respectively, revealing influence of the lateral subsurface flow during the intermediate and wet moisture states. Moreover, the threshold analysis shows a response of increase or decrease as function of the moisture state, the topographic location and soil layer depth. The study demonstrates that under pristine vegetation cover, precipitation features, antecedent moisture and weather conditions have a strong influence on the soil moisture status and enable subsequent hillslope connectivity and functioning.

## Key words

Soil moisture response, rainfall event scale, factors controlling soil moisture response, rainfall thresholds, Andean Páramo hillslope.



## Índice

<b>Resumen .....</b>	<b>2</b>
<b>Abstract .....</b>	<b>3</b>
<b>1. Introducción.....</b>	<b>10</b>
<b>2. Materiales y Métodos.....</b>	<b>12</b>
<b>2.1 Ladera experimental de estudio .....</b>	<b>12</b>
<b>2.2 Caracterización de las propiedades hidrofísicas del suelo .....</b>	<b>13</b>
<b>2.3 Mediciones del contenido de humedad del suelo y recopilación de datos meteorológicos .....</b>	<b>14</b>
<b>2.4 Selección de eventos de lluvia y estados de humedad del sistema .....</b>	<b>15</b>
<b>2.5 Análisis estadístico.....</b>	<b>17</b>
<b>3. Resultados .....</b>	<b>18</b>
<b>3.1 Caracterización de propiedades hidrofísicas del suelo.....</b>	<b>18</b>
<b>3.2 Características de los eventos de precipitación durante el período de estudio.....</b>	<b>19</b>
<b>3.3 Dinámica espacio-temporal de los cambios máximos de humedad del suelo durante diferentes estados de humedad .....</b>	<b>20</b>
<b>3.4 Factores que controlan el cambio máximo de humedad del suelo .....</b>	<b>23</b>
<b>3.5 Umbrales de la relación entre el cambio máximo de humedad del suelo y los factores meteorológicos.....</b>	<b>26</b>
<b>4. Discusión .....</b>	<b>29</b>
<b>4.1 Importancia de las propiedades hidrofísicas y la posición topográfica en la respuesta máxima de humedad del suelo .....</b>	<b>29</b>
<b>4.2 Controladores de la respuesta máxima de humedad del suelo en diferentes posiciones topográficas de la ladera y bajo diferentes estados de humedad .....</b>	<b>31</b>
<b>4.3 Umbrales de precipitación e intensidad de la respuesta máxima de humedad del suelo en diferentes posiciones topográficas de la ladera y bajo diferentes estados de humedad.....</b>	<b>33</b>
<b>5. Conclusiones .....</b>	<b>35</b>
<b>6. Referencias .....</b>	<b>37</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>43</b>



## Índice de Figuras

- Figura 1.** Ladera experimental de estudio, localizada dentro del Observatorio Ecohidrológico del río Quinuas al sur del Ecuador, ubicación de la ladera (T1), estación meteorológica (P1). a) Mapa de elevación; b) mapa de cobertura vegetal; c) fotografía de T1 con las respectivas posiciones topográficas monitoreadas (cuadrados rojos); y d) profundidades y posiciones de monitoreo de la humedad del suelo en T1. En la sub-figura d) Ah denota el horizonte orgánico y C el horizonte mineral, las abreviaciones A5, M5, B5 etc., denota la posición alta, media y baja respectivamente, a una profundidad de 5 cm. .... 13
- Figura 2.** Respuesta máxima de la humedad del suelo en la posición alta (A) y dos profundidades (5 y 75 cm) durante dos eventos consecutivos de lluvia (E1 y E2 en la figura) monitoreados del 14 al 16 de octubre de 2015 en la ladera experimental. Los parámetros mostrados son:  $\theta_{ini\_lx}$  = humedad inicial del suelo en la ubicación l (p. ej. A en la figura) y profundidad x (p. ej. 5 y 75 cm en la figura);  $\theta_{max\_lx}$  = humedad máxima del suelo en la ubicación l y la profundidad x; y  $\Delta\theta_{max\_lx}$  = cambio máximo de humedad del suelo en la ubicación l y la profundidad x. .... 16
- Figura 3.** Curva de duración de  $\theta$  del sensor ubicado en la posición media a 5 cm de profundidad (M5), en la figura se representa los estados de humedad definidos, estado húmedo (EH), estado intermedio (EI), y estado seco (ES). .... 17
- Figura 4.** Cambio máximo de humedad del suelo considerando el contenido de humedad inicial ( $\theta_{ini}$ ) durante los eventos monitoreados en el período de abril de 2015 a enero de 2017. a) Condiciones meteorológicas antecedentes de precipitación y demanda de ETo 5 días previos a los eventos; b) Volúmenes precipitados durante los eventos del estado seco (ES), estado intermedio (EI) y estado húmedo (EH); c), d) y e)  $\Delta\theta_{max}$  considerando el contenido de humedad inicial ( $\theta_{ini}$ ) a 5, 20, 45 y 75 de profundidad (cm) en la parte alta, media y baja de la ladera, respectivamente. En cada sub-gráfico c), d) y e) las cuatro profundidades monitoreadas están marcadas de la siguiente manera: (---) 5 cm, (---) 20 cm, (---) 45 cm y (---) 75 cm de profundidad. Los contenidos de humedad en pF 0 y pF 2.52 representados en c), d) y e), son los promedios para cada horizonte Ah y C de la ladera. .... 22
- Figura 5.** Cambio máximo de humedad del suelo versus el volumen del evento precipitado durante los diferentes estados de humedad, en cada posición topográfica y profundidad dentro de la ladera. En esta figura: t = umbrales; A, M y B, son la posición alta, media y baja de la ladera; 5, 20, 45 y 75 las profundidades del suelo (cm) dentro de la ladera, en las cuales se llevó a cabo el análisis. En la sub-figura A5 se denota el color usado para diferenciar el ES (tomate), EI (verde) y EH (azul). .... 28



## Índice de Tablas

<b>Tabla 1.</b> Características meteorológicas y de humedad medidas para cada uno de los eventos de lluvia monitoreados durante el período abril de 2015 a enero de 2017. ....	<b>17</b>
<b>Tabla 2.</b> Propiedades hidrofísicas del suelo en diferentes posiciones topográficas, horizontes y profundidades de la ladera monitoreada. Ksat = conductividad hidráulica saturada; BD = densidad aparente y pF = potencial matricial del suelo expresado como $\log_{10}$ (cm columna de agua) en saturación (pF 0), capacidad de campo (pF 2.52) y punto de marchitez (4.2). ....	<b>18</b>
<b>Tabla 3.</b> Valores medios, máximos y mínimos de las características meteorológicas o factores externos de los eventos monitoreados durante los estados seco, húmedo e intermedio para el período de abril de 2015 a enero de 2017. * Los valores entre paréntesis indican el número de eventos monitoreados para cada uno de los estados de humedad. $Ap_x$ = precipitación antecedente (mm) de x (x = 12 h, 1, 5, 10 o 15 días). $Aetox$ = Evapotranspiración de referencia antecedente (mm) de x (x = 12 h, 1, 5, 10 o 15 días). Las abreviaturas y unidades se muestran en la Tabla 1. ....	<b>19</b>
<b>Tabla 4.</b> Valores medios, máximos y mínimos de los $\Delta\theta_{max}$ obtenidos en los eventos monitoreados durante los estados seco, húmedo e intermedio para el período de abril de 2015 a enero de 2017 en cada posición topográfica dentro la ladera. * Los valores entre paréntesis indican el número de eventos para cada uno de los estados de humedad. En esta tabla: d = $\Delta\theta_{max}$ ; A, M y B, la posición alta, media y baja de la ladera; y 5, 20, 45 y 75, las profundidades del suelo (cm) en las que se realizó el análisis. ....	<b>21</b>
<b>Tabla 5.</b> Coeficientes de correlación de Spearman ( $\rho$ ) y umbrales (t) encontrados entre las variables meteorológicas y $\Delta\theta_{max}$ en cada ubicación topográfica y profundidad dentro de la ladera experimental, durante los estados de humedad seco (ES), intermedio (EI) y húmedo (EH). En esta tabla: d = $\Delta\theta_{max}$ ; A, M y B, la posición alta, media y baja dentro de la ladera; 5, 20, 45 y 75, las profundidades del suelo (cm) en las que se realizó el análisis (los valores en negrita fueron significativos en la prueba F a un nivel de confianza 0.05. (* El factor interno $\theta_{ini}$ también se incluyó en esta tabla). ....	<b>23</b>
<b>Tabla 6.</b> Coeficientes de correlación de Spearman ( $\rho$ ) entre el cambio máximo de humedad del suelo ( $\Delta\theta_{max}$ ) en las diferentes posiciones topográficas y profundidades de la ladera experimental durante los estados de humedad seco, intermedio y húmedo. En esta tabla: d = $\Delta\theta_{max}$ ; A, M y B son la posición alta, media y baja de la ladera; y 5, 20, 45 y 75 son las profundidades del suelo (cm) en las que se realizó el análisis (los valores en negrita fueron significativos en la prueba F a un nivel de confianza de 0.05). ....	<b>25</b>

### Cláusula de Propiedad Intelectual

---

Daniel Orlando Tenelanda Patiño, autor del trabajo de titulación "Interacciones de la humedad del suelo durante eventos de lluvia en una ladera de Páramo andino", certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autor.

Cuenca, septiembre de 2018



Daniel Orlando Tenelanda Patiño

C.I: 0104784137



---

Cláusula de licencia y autorización para publicación en el Repositorio  
Institucional

---

Daniel Orlando Tenelanda Patiño en calidad de autor y titular de los derechos morales y patrimoniales del trabajo de titulación "Interacciones de la humedad del suelo durante eventos de lluvia en una ladera de Páramo andino", de conformidad con el Art. 114 del CÓDIGO ORGÁNICO DE LA ECONOMÍA SOCIAL DE LOS CONOCIMIENTOS, CREATIVIDAD E INNOVACIÓN reconozco a favor de la Universidad de Cuenca una licencia gratuita, intransferible y no exclusiva para el uso no comercial de la obra, con fines estrictamente académicos.

Asimismo, autorizo a la Universidad de Cuenca para que realice la publicación de este trabajo de titulación en el repositorio institucional, de conformidad a lo dispuesto en el Art. 144 de la Ley Orgánica de Educación Superior.

Cuenca, septiembre de 2018



---

Daniel Orlando Tenelanda Patiño  
C.I: 0104784137







### **Agradecimientos**

Este trabajo se ha llevado a cabo gracias al proyecto de investigación, “Desarrollo de indicadores hidrológicos funcionales para la evaluación del impacto del cambio global en ecosistemas Andinos” financiado por la Secretaría de Educación Superior, Ciencia, Tecnología e Innovación (SNESCYT) y el Departamento de Investigación de la Universidad de Cuenca (DIUC). Además, los autores agradecen a ETAPA-EP y al Ministerio del Ambiente del Ecuador por la provisión de permisos para conducir este estudio en el Parque Nacional Cajas (N\_ 002-SGA-2014-PNC-BD-VR), así como al equipo de monitoreo conformado por Juan Pesantez, Darío Zhiña, Franklin Marín y Jorge Ramón.



## 1. Introducción

La humedad del suelo ( $\theta$ ) es bien conocida como el factor clave que vincula las fluctuaciones climáticas y la dinámica de la vegetación en el espacio y el tiempo (Rodríguez-Iturbe, 2000). Como tal, ejerce un fuerte efecto sobre los flujos hidrológicos en el continuo suelo-planta-atmósfera. Por lo tanto, aumentar la comprensión de la respuesta de  $\theta$  frente a eventos de lluvia es esencial para mejorar la conservación y mitigación de los impactos del uso del suelo y cambio climático. Generando de esta manera una comprensión profunda de los procesos y controles involucrados en la respuesta hidrológica de las regiones montañosas, en donde  $\theta$  influye de manera trascendental en los procesos hidrológicos (Dusek & Vogel, 2016; He, Zhao, Liu, & Chang, 2012; Tetzlaff et al., 2007). Aunque esta comprensión es importante a nivel mundial, las zonas tropicales como los ecosistemas húmedos de pradera de las regiones montañosas de los Andes (conocidos como el Páramo) son de particular interés dada la escasez y calidad de datos (Buytaert & Beven, 2010; Celleri, Willems, Buytaert, & Feyen, 2007), las presiones antropogénicas que afectan los recursos hídricos (Buytaert, Iñiguez, & De Bièvre, 2007; Crespo et al., 2010; Ochoa-Tocachi et al., 2016) y las altas incertidumbres relacionadas con las posibles tendencias de cambio en el clima futuro (Buytaert & De Bièvre, 2012). En este sentido, el monitoreo de  $\theta$  y los estudios eco-hidrológicos son escasos debido a dificultades económicas y logísticas (Crespo et al., 2011; Mosquera et al., 2016) a pesar del importante papel de los ecosistemas de Páramo como principal proveedor de servicios económicos y ambientales en la región (Buytaert et al., 2006; Celleri & Feyen, 2009).

Los estudios hidrológicos del Páramo sugieren que los principales factores a los cuales se puede atribuir la regulación hídrica incluyen la precipitación, la cual es sostenida a lo largo del año (Muñoz, Celleri, & Feyen, 2016; Padrón, Wilcox, Crespo, & Celleri, 2015) y a la alta capacidad de infiltración y almacenamiento de agua de sus suelos, los cuales a su vez se han atribuido al alto contenido de materia orgánica (Buytaert, Wyseure, De Bievre, & Deckers, 2005) y al alto volumen de micro y macro poros (Llambí et al., 2012). Por otra parte, estudios enfocados en la identificación de fuentes de generación de escorrentía han demostrado la importancia de los suelos, que a su vez están altamente correlacionados con la cobertura vegetal y la posición topográfica, en la respuesta hidrológica del Páramo (Mosquera, Lazo, Celleri, Wilcox, & Crespo, 2015). De esta manera, la dinámica hidrológica del movimiento de agua a través de las laderas se vuelve trascendental, considerando particularmente la topografía empinada de las cuencas de Páramo y al hecho de que la escorrentía generada está compuesta principalmente por flujo subsuperficial derivado de los suelos (Correa et al., 2017; Mosquera et al., 2016). Sin embargo, bajo cobertura vegetal prístina en los ecosistemas de Páramo, estudios sobre la vinculación de la respuesta de  $\theta$  con la precipitación aún no se han llevado a cabo. Inclusive, aún se desconoce en su totalidad acerca de los controladores y umbrales que regulan la dinámica de  $\theta$  dentro de los diferentes estratos de suelo y las posiciones topográficas de la ladera durante eventos de lluvia.



Estudios en una gran variedad de ecosistemas a escala de parcela y ladera han revelado que los principales factores que controlan la dinámica de  $\theta$  son; el volumen precipitado e intensidad del evento (Albertson & Kiely, 2001; He et al., 2012; Liu et al., 2015); las propiedades del suelo (Gwak & Kim, 2017; van Schaik, 2009; Weiler & Naef, 2003); la topografía (Famiglietti, Rudnicki, & Rodell, 1998; Grayson, Western, & Chiew, 1997); el clima (Lawrence & Hornberger, 2007); las condiciones antecedentes de humedad del suelo (Ivanov et al., 2010; Jost, Schume, & Hager, 2004) y los flujos subsuperficiales provenientes de posiciones topográficas más altas de la ladera (Kim, 2009; Zhu, Nie, Zhou, Liao, & Li, 2014). Además, el análisis de la respuesta de  $\theta$  durante condiciones húmedas y secas, denominadas estados preferenciales (Grayson et al., 1997), han recibido especial atención para identificar controladores estacionales de respuesta en  $\theta$ . Los últimos autores describieron dos conjuntos de procesos que rigen la respuesta de  $\theta$  como: (i) controles locales (durante el estado seco) donde dominan los flujos verticales, y (ii) controles no locales (durante el estado húmedo) donde los flujos laterales son los dominantes. Sin embargo, aún se desconocen los diferentes controles de la respuesta de  $\theta$  en los ecosistemas de Páramo, así como la predominancia de estos durante un determinado estado de humedad. De esta manera, la identificación de estos controladores puede contribuir a un aumento del conocimiento de la conectividad hidrológica subsuperficial a escala de ladera.

Por otra parte, la respuesta umbral observada entre la volumen total de un evento de lluvia y el flujo subsuperficial generado se ha aceptado como una propiedad emergente de los estudios a escala de ladera (Buttle, Dillon, & Eerkes, 2004; Graham et al., 2010). Las relaciones de umbral entre la lluvia y la escorrentía subsuperficial a esta escala se han demostrado en varios ecosistemas basándose en la medición directa de flujo en zanjas excavadas al pie de las laderas (Buttle & McDonald, 2002; Tani, 1997; Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006a). Según Tromp-van Meerveld & McDonnell, (2006a), el umbral de precipitación necesario para generar flujo subsuperficial es una propiedad de la ladera que depende en gran medida de la permeabilidad y topografía del lecho rocoso, la presencia de vías para flujos preferenciales y las propiedades de los suelos del sitio específico de estudio. No obstante, la variación de estos umbrales ha sido difícil de generalizar, dado el desafío de realizar mediciones en las laderas y debido a que pueden presentarse variaciones en función de los volúmenes precipitados durante el evento, así como variaciones debidas a las diferentes condiciones antecedentes de humedad, que según Graham et al., (2010), deben ser analizados para un mejor entendimiento de los procesos hidrológicos de subsuperficie.

Por lo tanto, este estudio busca mejorar la comprensión del funcionamiento hidrológico a nivel de subsuperficie de los ecosistemas de Páramo, mediante la evaluación de la respuesta máxima de humedad del suelo ( $\Delta\theta_{max}$ ) durante eventos de lluvia en diferentes posiciones topográficas y estratos de suelo de una ladera cubierta con vegetación prístina de Páramo. Para este fin, registros de  $\theta$  y de las condiciones meteorológicas serán usados para dar respuesta a las siguientes preguntas de investigación: ¿i) cuales son los controladores de  $\Delta\theta_{max}$  durante

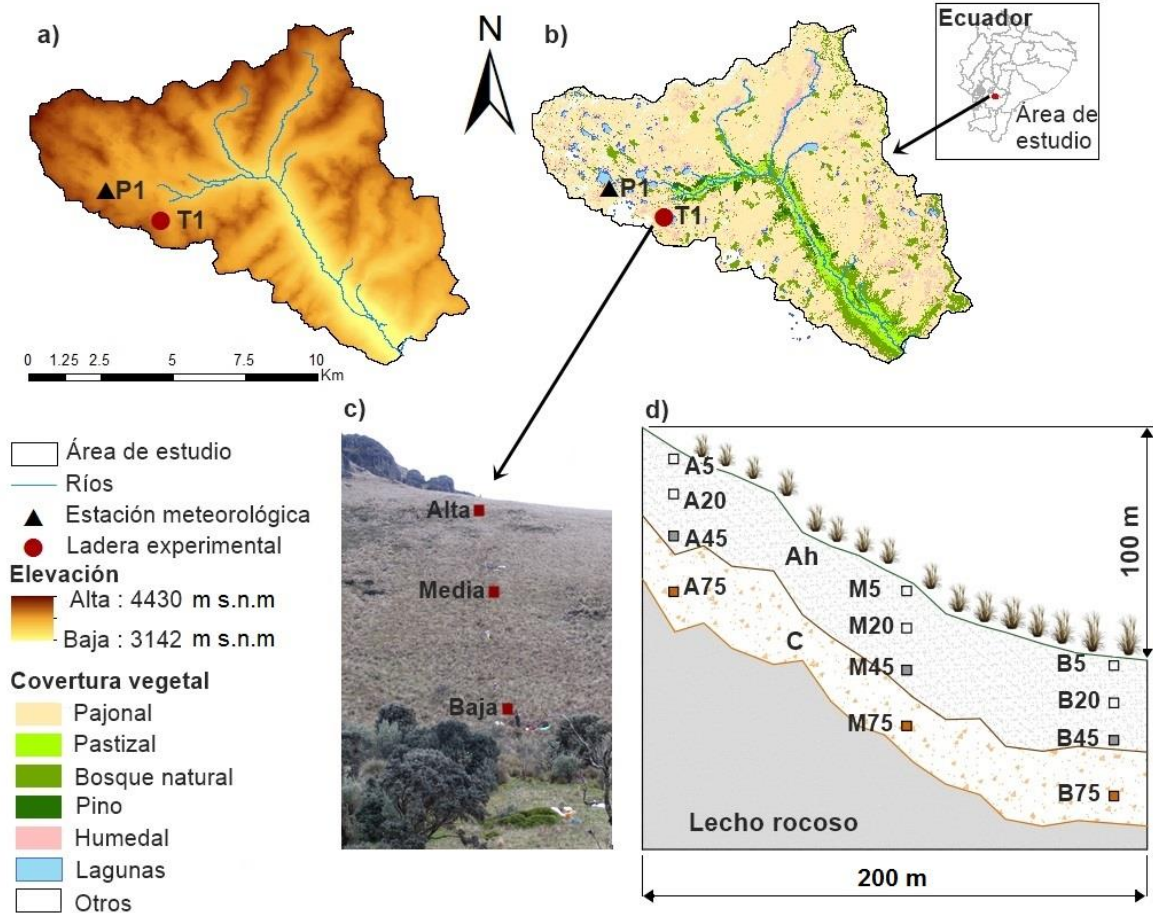


eventos de lluvia bajo diferentes estados de humedad? y ii) cuál es la variación de la respuesta umbral de los controladores identificados durante cada estado de humedad?

## **2. Materiales y Métodos**

### **2.1 Ladera experimental de estudio**

La ladera experimental se encuentra ubicada en el Observatorio Ecohidrológico del río Quinuas (94.1 km<sup>2</sup>) al sur del Ecuador (2° 47'31.3" S, 79° 12'15.0" W), dentro de la Reserva de Biósfera del Macizo del Cajas. La cuenca tiene una variación altitudinal entre 3100 a 4250 m s.n.m. caracterizada por una geomorfología empinada con una pendiente promedio del 42 %. En la cabecera de la cuenca, donde se encuentra ubicada la estación meteorológica y la ladera de estudio (P1 y T1 en la Figura 1a), la precipitación anual promedio es de 1080 mm, la temperatura y humedad relativa del aire promedio son de 8.7 °C y 93.5 % respectivamente (Muñoz et al., 2016). La ladera está cubierta por la vegetación prístina más común de un ecosistema de Páramo, conocida como pajonal (*Calamagrostis* sp.), la cual representa más del 70 % del área total de la cuenca (Figura 1b). Esta ladera fue monitoreada en tres posiciones topográficas, denominadas parte alta (A), media (M) y baja (B) (Figura 1c), ubicadas a 4006, 3958 y 3913 m s.n.m. respectivamente. La distancia entre las posiciones A y B es de 200 m, con una pendiente del 42 %. Las características topográficas, edáficas, y de cobertura vegetal son representativas para las laderas de la cuenca. En la ladera experimental se encontró únicamente suelos Andosoles, caracterizados por un horizonte Ah con una profundidad media de 0.61 m, seguido de un horizonte mineral C con una profundidad media de 0.50 m (Blanco, Gomez, Crespo, & Ließ, 2018).



## 2.2 Caracterización de las propiedades hidrofísicas del suelo

Las propiedades hidrofísicas del suelo se determinaron en cada posición topográfica (A, M y B) y a cuatro profundidades de monitoreo (5, 25, 40 y 75 cm) dentro de la ladera. Estas profundidades incluyeron la caracterización de los horizontes de suelo orgánico (Ah) y mineral (C), específicamente: (i) la zona con predominancia de raíces del horizonte Ah a 5 cm; (ii) la capa de horizonte Ah a 20 cm; (iii) la capa de transición entre los horizontes Ah y C a 45 cm, y (iv) el horizonte C a 75 cm (Figura 1d). En cada posición topográfica y profundidad se realizaron tres repeticiones para capturar la variabilidad espacial. Los datos reportados corresponden a una media de las tres mediciones.



La conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) de los suelos se determinó mediante pruebas de campo, utilizando el método de pozo invertido (Oosterbaan & Nijland, 1986). La densidad aparente (BD) y los contenidos de humedad en pF 0 (punto de saturación) y pF 2.52 (capacidad de campo) se determinaron utilizando muestras de suelo inalterado recolectadas en anillos de acero de 100 cm<sup>3</sup>. El contenido de humedad en pF 4.2 (punto de marchitez) se determinó usando 1000 gr de muestras alteradas de suelo. Los contenidos de humedad en pF 0 se determinaron mediante gravimetría usando las muestras saturadas. Los contenidos de humedad en pF 2.52 y pF 4.2 se determinaron mediante ollas de presión con membranas (van Reeuwijk, 1993). Los contenidos de humedad gravimétrica se transformaron en contenidos volumétricos de agua (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>).

### 2.3 Mediciones del contenido de humedad del suelo y recopilación de datos meteorológicos

La ladera experimental fue instrumentada para monitorear  $\theta$  en las posiciones A, M y B y a profundidades de 5, 25, 40 y 75 cm usando sensores de capacitancia 5TM y 10HS (Decagon Devices, Inc., Pullman, EE. UU.), en intervalos de 5 minutos durante el período de abril de 2015 a enero de 2017. Dado que la calibración estándar de la casa fabricante de los sensores está diseñada para suelos minerales (Cobos & Chambers, 2010), los sensores fueron calibrados para las condiciones locales en laboratorio, debido principalmente a la naturaleza orgánica de los suelos de Páramo. El método de calibración usado fue similar al usado por Blume et al., (2009) para suelos de cenizas volcánicas de los Andes Chilenos. De esta manera, se obtuvieron ecuaciones para los sensores 5TM del horizonte Ah a 5cm y 45cm en las posiciones A, M y B de la ladera (Ecu. 1), para los sensores 10HS localizados en las tres posiciones de la ladera a 20 cm en el horizonte Ah (Ecu. 2) y para los sensores 5TM del horizonte C a 75 cm (Ecu. 3). Los coeficientes de determinación ( $r^2$ ) obtenidos fueron de 0.98, 0.99 y 0.94 para las Ecu. 1, Ecu. 2 y Ecu. 3 respectivamente, en donde raw counts corresponden a los valores medidos en el sensor.

$$\theta(\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}) = 2.23 * 10^{-11} * (\text{raw counts})^3 - 1.39 * 10^{-7} * (\text{raw counts})^2 + 3.87 * 10^{-4} * \text{raw counts} + 0.3 \quad (\text{Ecu. 1})$$

$$\theta(\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}) = 7.09 * 10^{-7} * (\text{raw counts})^2 - 1.56 * 10^{-3} * \text{raw counts} + 1.4 \quad (\text{Ecu. 2})$$

$$\theta(\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}) = 4 * 10^{-5} * \text{raw counts} - 0.14 \quad (\text{Ecu. 3})$$

La lluvia, la temperatura del aire, la humedad relativa, la velocidad del viento y la radiación solar se registraron continuamente en la estación meteorológica (P1) ubicada a 3962 m s.n.m. a unos 2 km de la ladera. Estos datos se registraron en intervalos de 5 minutos. La lluvia fue monitoreada usando un pluviógrafo de balancín (Texas TE525MM) con una resolución de 0.1 mm. La temperatura del aire y la

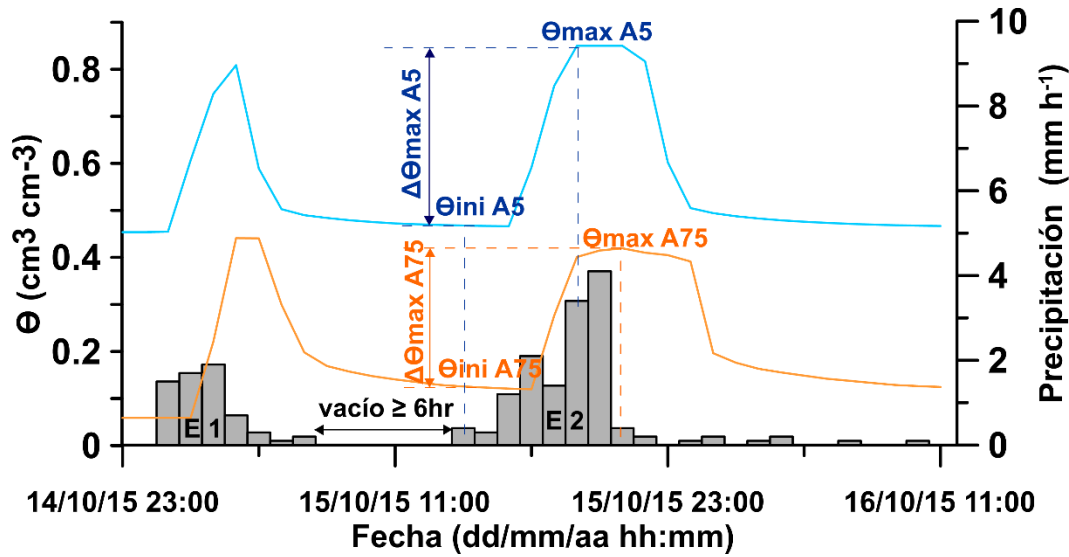


humedad relativa se midieron usando una sonda Campbell Scientific CS-215. La velocidad del viento se midió utilizando un anemómetro Met-One 034B Windset. La radiación solar se midió usando un piranómetro Campbell Scientific CS300 fabricado por Apogee Instruments (Córdova, Carrillo-Rojas, Crespo, Wilcox, & Célieri, 2015). La evapotranspiración de referencia (ET<sub>o</sub>) se calculó por medio del método de Penman-Monteith (FAO 56) (Allen, Pereira, Raes, Smith, & others, 1998).

#### **2.4 Selección de eventos de lluvia y estados de humedad del sistema**

En base al criterio de tiempo mínimo entre eventos (Dunkerley, 2008), definido como el lapso de tiempo mínimo sin lluvia entre dos eventos consecutivos, las series temporales de  $\theta$  se separaron siguiendo el criterio de eventos de lluvia. Los valores de lapso comúnmente aplicados son de 6 a 8 horas. Debido a la frecuente ocurrencia de lluvia en el Páramo a lo largo del año (Padrón et al., 2015), un lapso de tiempo de 6 horas fue seleccionado para la obtención de eventos independientes (Figura 2). Como lo explica Lozano-Parra et al., (2015), el aumento de  $\theta$  utilizando sensores de capacitancia puede deberse tanto a la precipitación o a el ruido del instrumento de medición, por lo tanto, se consideró un umbral mínimo de variación de  $0.003 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  entre la humedad inicial justo antes del evento ( $\theta_{ini}$ ) y la máxima generada durante el mismo ( $\theta_{max}$ ). Los eventos debajo de este umbral no fueron considerados para el análisis debido a que se consideraron ruido del sensor. Además, solo se consideraron eventos en los cuales exista información para las tres posiciones topográficas y cuatro profundidades diferentes dentro de la ladera.

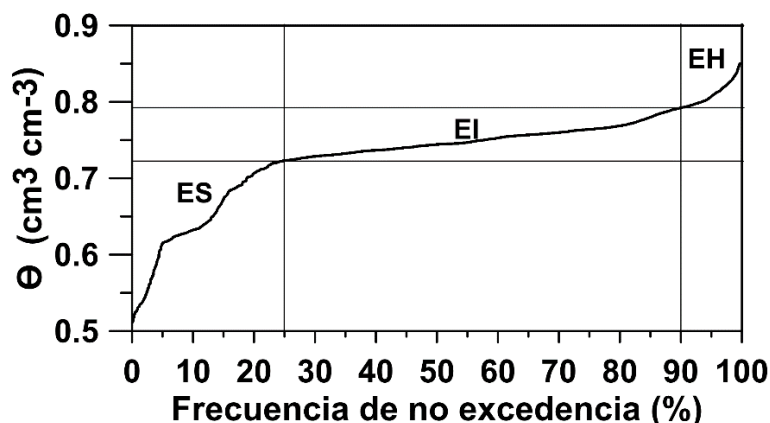
El cambio máximo en el contenido de humedad del suelo ( $\Delta\theta_{max} = \theta_{max} - \theta_{ini}$ ) se utilizó para representar el grado de respuesta de humedad del suelo durante los eventos de lluvia (Zhu et al., 2014), en cada posición topográfica y profundidad de la ladera (Figura 2). Con el fin de evaluar posibles influencias de las condiciones de los eventos en los  $\Delta\theta_{max}$ , para cada evento se calculó el volumen, duración e intensidad de la lluvia. Para evaluar la influencia de las condiciones meteorológicas previas con respecto a  $\Delta\theta_{max}$ , la lluvia la evapotranspiración de referencia (E<sub>to</sub>) acumuladas en las 12 horas y 1-5-10-15 días previos al evento fueron consideradas (Tabla 1).



**Figura 2.** Respuesta máxima de la humedad del suelo en la posición alta (A) y dos profundidades (5 y 75 cm) durante dos eventos consecutivos de lluvia (E1 y E2 en la figura) monitoreados del 14 al 16 de octubre de 2015 en la ladera experimental. Los parámetros mostrados son:  $\theta_{ini\_lx}$  = humedad inicial del suelo en la ubicación l (p. ej. A en la figura) y profundidad x (p. ej. 5 y 75 cm en la figura);  $\theta_{max\_lx}$  = humedad máxima del suelo en la ubicación l y la profundidad x; y  $\Delta\theta_{max\_lx}$  = cambio máximo de humedad del suelo en la ubicación l y la profundidad x.

Debido a que la respuesta de  $\theta$  está altamente influenciada por condiciones de humedad antecedentes, estas condiciones han sido usadas en varios ecosistemas para definir estados de humedad (Gómez-Plaza, Alvarez-Rogel, Albaladejo, & Castillo, 2000; Lozano-parra, Schaik, Schnabel, & Gómez-gutiérrez, 2015). Por tanto, en este estudio tres condiciones o estados de humedad antecedente fueron definidos en función de curvas de frecuencia de no-excedencia de  $\theta$  de los sensores localizados a 5cm de profundidad en la ladera. En este sentido, se definieron el estado húmedo (EH), en el cual los valores de  $\theta$  oscilaron entre  $\theta_{max}$  y  $\theta_{90}$  (frecuencia de no-excedencia del 90% de los valores de  $\theta$ ), el estado intermedio (EI) en donde los valores de  $\theta$  oscilaron entre  $\theta_{90}$  y  $\theta_{25}$  (frecuencia de no-excedencia del 25% de los valores de  $\theta$ ) y el estado seco (ES) en donde los valores estuvieron por debajo de  $\theta_{25}$  (Figura 3). Estos límites en las curvas de frecuencia de no-excedencia son análogos a los identificados por Mosquera et al. 2015 para la clasificación de las tasas de flujo en la escorrentía generada de una cuenca de Páramo cercana a la ladera experimental.





**Figura 3.** Curva de duración de  $\theta$  del sensor ubicado en la posición media a 5 cm de profundidad (M5), en la figura se representa los estados de humedad definidos, estado húmedo (EH), estado intermedio (EI), y estado seco (ES).

**Tabla 1.** Características meteorológicas y de humedad medidas para cada uno de los eventos de lluvia monitoreados durante el período abril de 2015 a enero de 2017.

Símbolo	Descripción	Unidad
Vol	Volumen total del evento de lluvia	mm
Dur	Duración total del evento de lluvia	h
Int	Intensidad promedio durante el evento de lluvia	mm h <sup>-1</sup>
Ap <sub>j</sub>	Precipitación antecedente (mm) de j (j = 12 h, 1, 5, 10 o 15 días)	mm
Aeto <sub>j</sub>	ET de referencia antecedente (mm) de j (j = 12 h, 1, 5, 10 o 15 días)	mm
$\theta_{inilx}$	Humedad inicial del suelo justo antes del inicio del evento en la posición l (l= A, M o B) y profundidad x (x= 5, 20, 40 o 75 cm)	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>
$\Delta\theta_{maxlx}$	Cambio máximo de humedad del suelo durante un evento de lluvia en la posición l y la profundidad x	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>

## 2.5 Análisis estadístico

Con el fin de identificar los factores que controlan  $\Delta\theta_{max}$ , durante los eventos de lluvia en las diferentes posiciones topográficas y profundidades monitoreadas, se realizó un análisis no paramétrico de correlación de Spearman ( $\rho$ ). Esto debido a que algunas de las variables de respuesta y las variables de predicción no mostraron una distribución normal al usar la prueba de Kolmogorov–Smirnov. La significancia estadística de la correlación se evaluó usando una prueba F a un nivel de significancia (P) de 0.05.

El análisis de correlación fue realizado entre  $\Delta\theta_{max}$  y las variables meteorológicas para evaluar las condiciones externas que influyen  $\Delta\theta_{max}$ . Mientras que, para determinar la influencia de las variables internas como  $\theta_{ini}$  se evaluaron adicionalmente los  $\Delta\theta_{max}$  de posiciones diferentes de la ladera con respecto al



$\Delta\theta_{\max}$  bajo análisis, para valorar: (i) la influencia de la respuesta de  $\theta$  en las capas de suelo más profundas (p. ej. la influencia que tienen los  $\Delta\theta_{\max}$  a 5 cm en los  $\Delta\theta_{\max}$  a 20 cm de profundidad) y (ii) la influencia de las posiciones más altas de la ladera con respecto a las posiciones más bajas (p. ej. la influencia de los  $\Delta\theta_{\max}$  de la parte A en los  $\Delta\theta_{\max}$  de la parte M y la influencia de los  $\Delta\theta_{\max}$  de la parte M en los  $\Delta\theta_{\max}$  de la parte B). El análisis de estos factores internos se utilizó para obtener información sobre la conectividad subsuperficial de la ladera durante los diferentes estados de humedad y para inferir la importancia de la infiltración o flujos verticales (utilizado como indicador en los valores  $\rho$  del análisis i) y los flujos laterales (utilizados como indicador en los valores  $\rho$  del análisis ii).

Adicionalmente, se realizó un análisis de los posibles umbrales de respuesta (t) entre las variables meteorológicas correlacionadas significativamente con  $\Delta\theta_{\max}$ . Este análisis se realizó mediante la exploración visual de los diagramas de dispersión generados entre cada variable de predicción versus  $\Delta\theta_{\max}$ . Todos los análisis de los datos meteorológicos y de humedad del suelo fueron llevados a cabo utilizando la versión R2014a del software matemático MATLAB.

### 3. Resultados

#### 3.1 Caracterización de propiedades hidrofísicas del suelo

El análisis de las propiedades del suelo en las diferentes posiciones topográficas de la ladera (Tabla 2), mostraron los valores más altos del contenido de humedad en el horizonte Ah (0.78-0.85  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) con respecto a el horizonte C (0.48-0.59  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) en el punto de saturación pF 0. El mismo patrón entre los horizontes Ah y C se observó en los valores de la capacidad de campo pF 2.52 (0.63-0.70  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  versus 0.42-0.52  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) y del punto de marchitez pF 4.2 (0.34-0.53  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  versus 0.12-0.34  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ).

Los análisis de Ksat en el horizonte Ah revelaron una tendencia decreciente en los valores con respecto a la profundidad. En todas las posiciones topográficas, los valores más altos se encontraron en la zona de las raíces a 5 cm de profundidad (0.93-1.69  $\text{cm h}^{-1}$ ). Mientras que, los valores más bajos se encontraron a 45 cm de profundidad (0.24-0.32  $\text{cm h}^{-1}$ ) en la interfaz del horizonte orgánico con el mineral. En el horizonte C hubo un aumento de Ksat desde la posición A de la ladera hacia la posición B (0.55-1.55-2.59  $\text{cm h}^{-1}$ , respectivamente), estos valores fueron más altos que la Ksat del horizonte AH en la zona de raíces a 5 cm en la parte M y B de la ladera. Los patrones de BD revelaron que los valores más bajos corresponden al horizonte Ah, específicamente a 5 cm de profundidad en todas las posiciones topográficas (0.29-0.33  $\text{g cm}^{-3}$ ) y los valores más altos al horizonte C (0.91-1.37  $\text{g cm}^{-3}$ ) a 75 cm de profundidad, valores intermedios se encuentran a 20 y 45 cm de profundidad (Tabla 2).

**Tabla 2.** Propiedades hidrofísicas del suelo en diferentes posiciones topográficas, horizontes y profundidades de la ladera monitoreada. Ksat = conductividad hidráulica saturada; BD = densidad aparente y pF = potencial matricial del suelo expresado como  $\log_{10}$



(cm columna de agua) en saturación ( $pF$  0), capacidad de campo ( $pF$  2.52) y punto de marchitez (4.2).

Posición	Prof. (cm)	Horiz.	Ksat (cm hr <sup>-1</sup> )	BD (g cm <sup>-3</sup> )	$pF$ 0 (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	$pF$ 2.52 (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	$pF$ 4.2 (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )
A	5	Ah	1.69	0.33	0.84	0.69	0.47
A	20	Ah	0.46	0.39	0.80	0.67	0.53
A	45	Ah	0.24	0.30	0.85	0.68	0.37
A	75	C	0.55	1.07	0.59	0.52	0.28
M	5	Ah	0.93	0.37	0.82	0.68	0.42
M	20	Ah	0.67	0.46	0.78	0.65	0.50
M	45	Ah	0.32	0.51	0.78	0.63	0.50
M	75	C	1.55	1.37	0.48	0.42	0.34
B	5	Ah	1.34	0.29	0.84	0.65	0.37
B	20	Ah	0.45	0.29	0.84	0.67	0.37
B	45	Ah	0.29	0.35	0.84	0.70	0.34
B	75	C	2.59	0.91	0.65	0.55	0.12

### 3.2 Características de los eventos de precipitación durante el período de estudio

Se identificaron un total de 72 eventos de lluvia durante el período de estudio desde abril de 2015 a enero de 2017. Estos incluyeron 17 eventos durante el ES, 36 eventos durante el EI y 19 eventos durante el EH. Los valores promedio, máximo y mínimo de las variables meteorológicas (Tabla 3) evidenciaron que la duración de los eventos para todos los estados de humedad es similar (9.6, 10.7 y 10.2 horas en promedio para el ES, EI y EH respectivamente). Durante los eventos del ES, los volúmenes precipitados (Vol) así como la intensidad (Int) mostraron los valores más altos, en donde el 50% de los eventos excedieron 10 mm de Vol y 75% excedieron 1 mm h<sup>-1</sup> de Int. Mientras que, durante el EI y EH el 80% de los eventos no superaron los 10 mm de Vol y el 85% de los eventos del EH no superaron la Int de 1 mm h<sup>-1</sup>.

A pesar de que el Vol e Int de los eventos del ES son generalmente los más altos, las condiciones de precipitación antecedente son las más bajas y las demandas antecedentes de Eto son las más altas (Tabla 3). Estas tendencias son opuestas para los eventos de EH. Por otra parte, valores intermedios de las condiciones antecedentes de precipitación y Eto se encontraron para los eventos del EI.

**Tabla 3.** Valores medios, máximos y mínimos de las características meteorológicas o factores externos de los eventos monitoreados durante los estados seco, húmedo e intermedio para el período de abril de 2015 a enero de 2017. \* Los valores entre paréntesis indican el número de eventos monitoreados para cada uno de los estados de humedad.  $Ap_x$  = precipitación antecedente (mm) de x (x = 12 h, 1, 5, 10 o 15 días).  $Aetox$  =



Evapotranspiración de referencia antecedente (mm) de  $x$  ( $x = 12$  h, 1, 5, 10 o 15 días). Las abreviaturas y unidades se muestran en la tabla 1.

	Estado Seco *(17)			Estado Intermedio			Estado Humedo *(19)		
	Media	Max	Min	Media	Max	Min	Media	Max	Min
Vol	10.2	32.3	2.7	6.8	20.6	1.8	5.7	14.3	1.5
Dur	9.6	33.0	2.0	10.7	36.0	2.0	10.2	28.0	2.0
Int	1.4	4.6	0.3	0.9	2.9	0.2	0.7	2.9	0.2
Ap <sub>12h</sub>	0.7	3.3	0.0	0.7	4.9	0.0	1.3	8.2	0.0
Ap <sub>1d</sub>	3.1	4.0	0.0	5.7	16.6	0.0	12.5	31.6	0.1
Ap <sub>5d</sub>	9.1	27.5	0.3	15.5	31.9	1.3	23.2	42.9	8.7
Ap <sub>10d</sub>	16.0	48.7	0.6	27.0	56.0	3.9	40.5	74.9	19.5
Ap <sub>15d</sub>	27.5	69.8	6.0	38.8	80.7	12.7	54.8	79.9	31.8
Aeto <sub>12h</sub>	1.4	3.1	0.0	0.9	2.6	0.0	0.6	2.2	0.0
Aeto <sub>1d</sub>	3.9	5.8	1.7	3.1	6.0	1.0	2.3	4.7	1.2
Aeto <sub>5d</sub>	10.6	14.8	7.1	8.1	14.6	3.1	6.9	13.7	3.9
Aeto <sub>10d</sub>	21.2	31.2	14.5	16.5	23.7	10.3	14.9	23.4	8.9
Aeto <sub>15d</sub>	29.8	40.8	22.4	24.4	34.8	18.4	22.9	33.5	15.7

### 3.3 Dinámica espacio-temporal de los cambios máximos de humedad del suelo durante diferentes estados de humedad

Los patrones de  $\Delta\theta_{max}$  frente a los eventos de precipitación durante el ES, EI y en todas las posiciones topográficas y profundidades de la ladera se muestran en la figura 4 y la dinámica de estos cambios se resume en la tabla 4.

El ES en donde las condiciones antecedentes de humedad son las menores, estuvo caracterizado por una baja precipitación antecedente y una alta demanda antecedente de Eto (Figura 4a y Tabla 3). Durante los eventos del ES, los  $\Delta\theta_{max}$  obtenidos fueron generalmente los más altos en todas las posiciones de ladera (Tabla 4). Durante este estado el  $\theta_{ini}$  mostró los valores más bajos (Figura 4c-d-e). No obstante, se alcanzó el punto de saturación en B5 únicamente durante un evento registrado el 29-01-2017, en donde se obtuvo el máximo volumen precipitado del estudio, 32.3 mm con una intensidad de 1 mm h<sup>-1</sup> (Figuras 4b y 4e).

Durante el EI se obtuvieron valores intermedios de  $\Delta\theta_{max}$  con respecto al ES y el EH en todas las posiciones la ladera (Tabla 4). En este estado los contenidos de humedad del suelo del horizonte Ah mostraron valores por encima de la capacidad del campo y por debajo del punto de saturación en todas las ubicaciones de la ladera (Figuras 4c-d-e). De los 36 eventos analizados, 13 de estos alcanzaron el punto de saturación en B5, con volúmenes precipitados entre 6 y 20 mm y con intensidades que oscilaron entre 0.3 y 2.9 mm h<sup>-1</sup>.

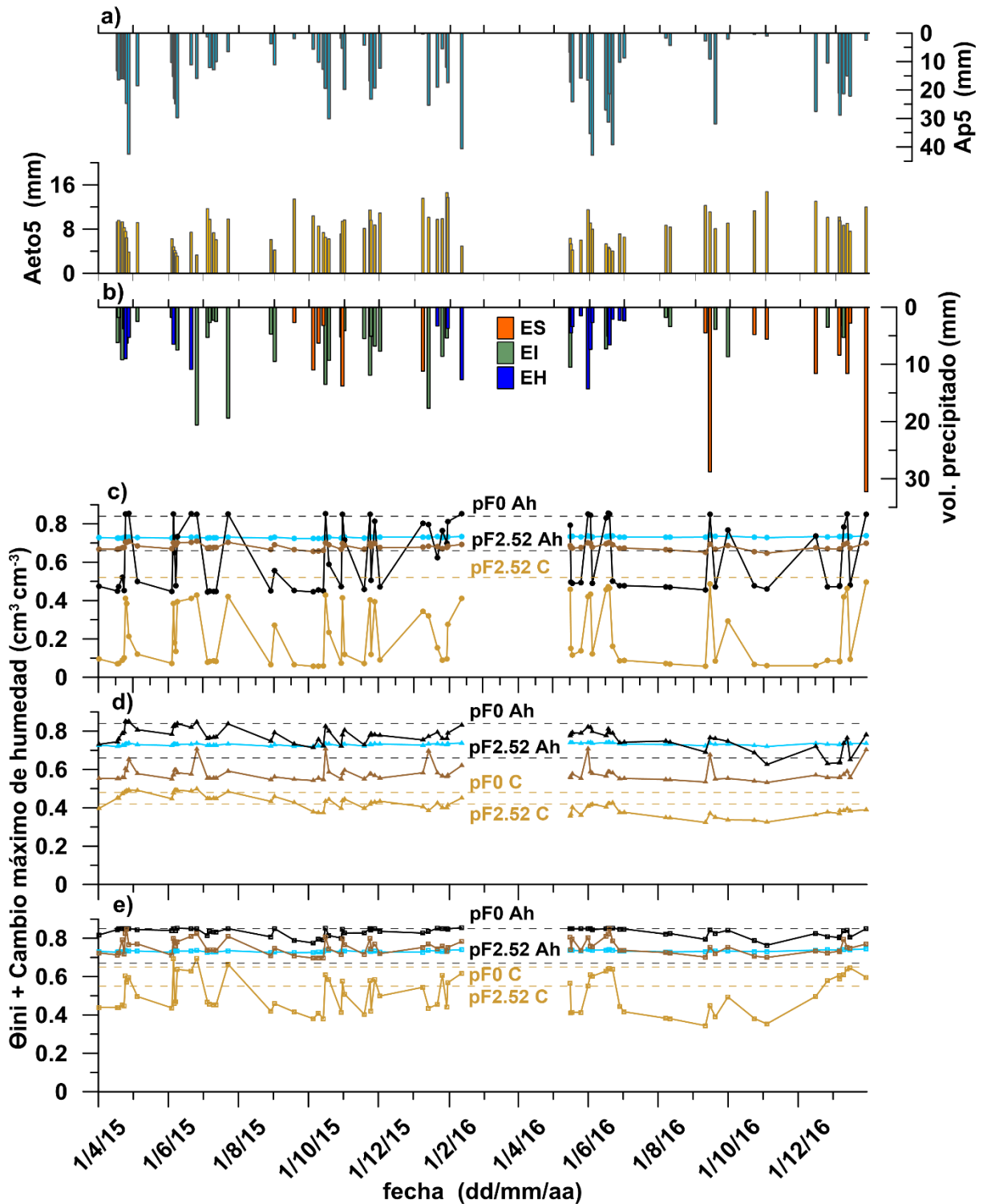


El EH se caracterizó por una mayor precipitación antecedente y una baja demanda antecedente de Eto (Figura 4a y Tabla 3). Durante el EH el  $\theta_{ini}$  mostró los valores más altos (Figuras 4c-d-e), se observó un menor aumento en los  $\Delta\theta_{max}$  (tabla 4) en todas las posiciones de la ladera (excepto en las posiciones A5, A75 y B45 en donde se obtuvieron los cambios de humedad más altos). Además, en este estado los rangos del contenido de humedad del suelo generalmente estuvieron sobre la capacidad de campo en ambos horizontes del suelo (Ah y C) en todas las posiciones topográficas. Esto valores incluso alcanzaron el punto de saturación, especialmente en la posición B5 de la ladera. La saturación se alcanzó en 16 de los 19 eventos analizados en B5, e incluso se alcanzó la saturación en M5 en los eventos del 24 y 27 de abril-2015 (Figuras 4d-e).

Independientemente del estado de humedad analizado los  $\Delta\theta_{max}$  obtenidos en todas las posiciones topográficas a 20 cm de profundidad fueron los más bajos y con valores similares, con  $\Delta\theta_{max}$  entre 0.002 y 0.004  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  (Tabla 4) durante cualquiera de los tres estados de humedad analizados. Además, en esta profundidad las variaciones de humedad se mantuvieron sobre la capacidad de campo y revelaron la respuesta con menor dinámica, insignificante con respecto a la dinámica de las demás profundidades de suelo analizadas (Figura 4b-c-d-e).

**Tabla 4.** Valores medios, máximos y mínimos de los  $\Delta\theta_{max}$  obtenidos en los eventos monitoreados durante los estados seco, húmedo e intermedio para el período de abril de 2015 a enero de 2017 en cada posición topográfica dentro la ladera. \* Los valores entre paréntesis indican el número de eventos para cada uno de los estados de humedad. En esta tabla: d =  $\Delta\theta_{max}$ ; A, M y B, la posición alta, media y baja de la ladera; y 5, 20, 45 y 75, las profundidades del suelo (cm) en las que se realizó el análisis.

	Estado Seco *(17)			Estado Int. *(36)			Estado Húmedo *(19)		
	Media	Max	Min	Media	Max	Min	Media	Max	Min
dA5	0.119	0.395	0	0.153	0.403	0	0.194	0.398	0
dA20	0.003	0.010	0	0.003	0.006	0	0.002	0.005	0
dA45	0.011	0.043	0	0.010	0.030	0	0.010	0.025	0
dA75	0.109	0.431	0	0.111	0.384	0	0.147	0.328	0
dM5	0.045	0.165	0	0.024	0.098	0	0.017	0.054	0
dM20	0.004	0.015	0	0.003	0.010	0	0.002	0.006	0
dM45	0.026	0.165	0	0.016	0.149	0	0.014	0.112	0
dM75	0.015	0.073	0	0.006	0.038	0	0.004	0.031	0
dB5	0.024	0.073	0	0.015	0.040	0	0.005	0.033	0
dB20	0.004	0.013	0	0.003	0.008	0	0.002	0.007	0
dB45	0.018	0.083	0	0.030	0.099	0	0.034	0.103	0
dB75	0.052	0.229	0	0.055	0.228	0	0.050	0.259	0



**Figura 4.** Cambio máximo de humedad del suelo considerando el contenido de humedad inicial ( $\theta_{ini}$ ) durante los eventos monitoreados en el período de abril de 2015 a enero de 2017. a) Condiciones meteorológicas antecedentes de precipitación y demanda de ETo 5 días previos a los eventos; b) Volúmenes precipitados durante los eventos del estado seco (ES), estado intermedio (EI) y estado húmedo (EH); c), d) y e)  $\Delta\theta_{max}$  considerando el contenido de humedad inicial ( $\theta_{ini}$ ) a 5, 20, 45 y 75 de profundidad (cm) en la parte alta,



media y baja de la ladera, respectivamente. En cada sub-gráfico c), d) y e) las cuatro profundidades monitoreadas están marcadas de la siguiente manera: (---) 5 cm, (---) 20 cm, (---) 45 cm y (---) 75 cm de profundidad. Los contenidos de humedad en pF 0 y pF 2.52 representados en c), d) y e), son los promedios para cada horizonte Ah y C de la ladera.

### 3.4 Factores que controlan el cambio máximo de humedad del suelo

Los coeficientes de correlación de Spearman ( $\rho$ ) entre  $\Delta\theta_{\max}$  y las variables meteorológicas o externas se reportan en la tabla 5. Los resultados obtenidos mostraron que los valores de  $\rho$  entre  $\Delta\theta_{\max}$  y el volumen precipitado durante el evento (Vol) fueron estadísticamente significativos ( $P < 0.05$ , valores de  $\rho$  en negrita en la Tabla 5) y superiores a 0.72 para todos los estados de humedad en todas las posiciones topográficas y todas las profundidades, excepto en B5 durante el EI ( $\rho = 0.65$ ) y en M75 durante el EH ( $\rho = 0.59$ ).

Con respecto a la intensidad de los eventos (Int), los valores de  $\rho$  durante el ES fueron superiores a 0.59 ( $P < 0.05$ ) en la parte A de la ladera. En las partes M y B, en donde la correlación fue estadísticamente significativa, los valores de  $\rho$  variaron entre 0.51 y 0.63 (no existió correlación significativa entre  $\Delta\theta_{\max}$  y la Int en las posiciones M5, B5, B20 y B75). Durante el EI los valores de  $\rho$  fueron superiores a 0.50 ( $P < 0.05$ ), excepto en M5 y M75. Mientras que durante el EH los valores de  $\rho$  fueron mayores a 0.48 ( $P < 0.05$ ), la correlación no fue estadísticamente significativa en A75, M5, M75, B45 y B75.

Los valores de  $\rho$  obtenidos con las condiciones meteorológicas antecedentes, como la precipitación previa de 5 días ( $Ap_{5d}$ ), la Eto antecedente de 15 días ( $Aet_{15d}$ ) así como con  $\theta_{ini}$ , tuvieron correlación estadísticamente significativamente únicamente en la posición B5 durante el EH (Tabla 5). Por otra parte, las demás variables relacionadas con las condiciones meteorológicas antecedentes no tuvieron correlación estadística significativa ( $\rho$  entre -0.47 y 0.46 y  $P > 0.06$ ; correlaciones no incluidas en la Tabla 5 por brevedad, estos valores pueden observarse en los anexos del estudio).

**Tabla 5.** Coeficientes de correlación de Spearman ( $\rho$ ) y umbrales (t) encontrados entre las variables meteorológicas y  $\Delta\theta_{\max}$  en cada ubicación topográfica y profundidad dentro de la ladera experimental, durante los estados de humedad seco (ES), intermedio (EI) y húmedo (EH). En esta tabla: d =  $\Delta\theta_{\max}$ ; A, M y B, la posición alta, media y baja dentro de la ladera; 5, 20, 45 y 75, las profundidades del suelo (cm) en las que se realizó el análisis (los valores en negrita fueron significativos en la prueba F a un nivel de confianza 0.05. (\* El factor interno  $\theta_{ini}$  también se incluyó en esta tabla).

	Vol		Int		$Ap_{5d}$		$Aet_{15d}$		* $\theta_{ini}$	
	$\rho$	t	$\rho$	t	$\rho$	t	$\rho$	t	$\rho$	t
ES										
dA5	<b>0.91</b>	8.4	<b>0.79</b>	1.2	0.00	0.3	-0.06	24.1	0.37	0.45
dA20	<b>0.94</b>	8.4	<b>0.64</b>	1.3	0.19	0.3	0.05	24.1	0.18	0.72
dA45	<b>0.88</b>	9.2	<b>0.66</b>	1.3	0.04	0.3	0.18	24.1	-0.03	0.65



dA75	<b>0.82</b>	10.1	<b>0.59</b>	1.3	0.06	0.3	0.19	24.1	0.18	0.06
dM5	<b>0.78</b>	4.5	0.29	0.3	0.24	0.3	0.00	24.1	-0.31	0.61
dM20	<b>0.95</b>	4.5	<b>0.51</b>	0.3	0.08	0.3	0.04	24.1	-0.11	0.72
dM45	<b>0.88</b>	6.2	<b>0.58</b>	1.1	0.09	0.3	0.20	24.1	-0.13	0.53
dM75	<b>0.88</b>	10.1	<b>0.60</b>	1.1	0.07	0.3	0.17	24.1	-0.25	0.32
dB5	<b>0.82</b>	2.8	0.35	0.4	0.20	0.3	-0.08	24.1	-0.37	0.76
dB20	<b>0.90</b>	2.8	0.46	0.4	0.06	0.3	-0.01	22.4	-0.21	0.72
dB45	<b>0.88</b>	8.9	<b>0.63</b>	1.2	0.17	0.3	-0.05	24.1	0.09	0.70
dB75	<b>0.89</b>	9.7	0.44	1.2	-0.03	0.3	0.14	24.1	-0.36	0.34
EI										
dA5	<b>0.82</b>	3.3	<b>0.57</b>	0.3	0.31	2.1	0.13	18.4	0.27	0.45
dA20	<b>0.83</b>	3.3	<b>0.55</b>	0.3	0.24	2.1	0.15	18.4	-0.01	0.73
dA45	<b>0.85</b>	3.3	<b>0.53</b>	0.3	0.24	2.1	0.17	18.4	0.04	0.66
dA75	<b>0.87</b>	5.3	<b>0.50</b>	0.3	0.30	2.1	0.07	18.4	0.28	0.06
dM5	<b>0.75</b>	1.8	<b>0.38</b>	0.2	0.15	1.7	0.08	18.4	-0.03	0.73
dM20	<b>0.93</b>	1.8	<b>0.59</b>	0.3	0.09	1.7	0.28	18.4	0.04	0.72
dM45	<b>0.89</b>	3.2	<b>0.57</b>	0.3	0.27	2.1	0.19	18.4	0.09	0.54
dM75	<b>0.85</b>	3.2	<b>0.35</b>	0.3	0.24	6.5	0.24	18.4	0.01	0.37
dB5	<b>0.65</b>	2.7	<b>0.57</b>	0.2	0.25	2.1	0.11	18.4	-0.48	0.78
dB20	<b>0.84</b>	1.8	<b>0.66</b>	0.3	0.17	2.1	0.37	18.4	-0.07	0.73
dB45	<b>0.83</b>	1.8	<b>0.54</b>	0.3	0.27	2.1	0.11	18.4	-0.03	0.71
dB75	<b>0.90</b>	4.1	<b>0.58</b>	0.3	0.29	2.1	0.15	18.4	-0.11	0.39
EH										
dA5	<b>0.84</b>	3.2	<b>0.48</b>	0.3	0.15	11	0.22	15.7	-0.23	0.46
dA20	<b>0.89</b>	3.2	<b>0.69</b>	0.3	-0.01	11	0.42	15.7	-0.28	0.73
dA45	<b>0.91</b>	3.3	<b>0.56</b>	0.3	0.06	11	0.37	15.7	0.26	0.67
dA75	<b>0.82</b>	3.3	0.41	0.3	0.17	11	0.29	15.7	0.12	0.08
dM5	<b>0.83</b>	1.7	0.44	0.2	-0.32	8.7	0.32	15.7	0.08	0.79
dM20	<b>0.87</b>	1.0	<b>0.60</b>	0.4	-0.06	11	0.44	15.7	-0.35	0.73
dM45	<b>0.88</b>	3.2	<b>0.63</b>	0.4	0.07	11	0.36	15.7	0.37	0.56
dM75	<b>0.59</b>	1.7	0.18	0.4	-0.09	11	0.17	15.7	0.27	0.38
dB5	<b>0.88</b>	2.1	<b>0.63</b>	0.3	<b>0.62</b>	8.7	<b>0.59</b>	15.7	<b>-0.89</b>	0.82
dB20	<b>0.91</b>	2.1	<b>0.54</b>	0.4	0.20	11	0.37	15.7	0.01	0.73
dB45	<b>0.79</b>	2.7	0.36	0.4	0.03	11	0.24	15.7	-0.20	0.71
dB75	<b>0.73</b>	1.3	0.36	0.4	-0.05	11	0.31	15.7	-0.02	0.41

El análisis de correlación con los factores internos (Tabla 6) fue usado en este estudio para inferir tanto flujos verticales como horizontales dentro de la ladera. Los resultados del análisis para flujo vertical revelaron que independientemente del estado de humedad, en cualquier posición topográfica, los  $\Delta\theta_{max}$  tuvieron correlación significativa con los  $\Delta\theta_{max}$  de la profundidad de suelo inmediatamente superior a la posición bajo análisis (p. ej. dU20 estuvo influenciado por dA5, dM45 por dM20, dB75 por dB45 y así sucesivamente). No obstante, durante el EI y el EH dB20 no estuvo correlacionado significativamente con dB5 y durante el EH dM75 no





tuvo correlación estadística significativa con dM45. Los mayores valores de  $\rho$  para el análisis de flujo vertical, se obtuvieron durante el ES ( $\rho$  entre 0.75 y 0.99) y los menores valores durante el EH ( $\rho$  entre 0.34 y 0.80), excepto en la parte A con respecto a la influencia de 20 cm a 45 cm y 45 cm a 75 cm de profundidad, donde los  $\rho$  más altos se obtuvieron durante el EH ( $\rho = 0.89$  y  $\rho = 0.92$  respectivamente). Con respecto a la influencia de 5 cm hacia 20 cm de profundidad, los valores de  $\rho$  disminuyeron (pasando desde el ES al EH) de 0.84 a 0.73 en la parte A, de 0.94 a 0.78 en la parte M y de 0.75 a 0.34 en la parte B. Desde los 20 cm hacia los 45 cm, los valores de  $\rho$  disminuyeron de 0.89 a 0.82 en la parte M y de 0.79 a 0.75 en la parte B. Mientras que, en la influencia de 45 a 75 cm de profundidad, los valores de  $\rho$  disminuyeron de 0.99 a 0.43 en la parte M y de 0.85 a 0.80 en la parte B.

Por otra parte, para el análisis de flujo horizontal a través de los valores de correlación entre los  $\Delta\theta_{\max}$  de las posiciones más altas de la ladera y los  $\Delta\theta_{\max}$  de las posiciones más bajas (Tabla 6) reveló que, sin importar el estado de humedad, los  $\Delta\theta_{\max}$  de la parte M estuvieron correlacionados significativamente con los  $\Delta\theta_{\max}$  de la parte A, de igual manera la parte B con la parte M en todas las profundidades (p. ej. dM5 está influenciado por dA5, dB75 por dM75 y así sucesivamente). Sin embargo, durante el EI el dB5 no tuvo correlación significativa con dM5, mientras que durante el EH dM75 no tuvo correlación significativa con dA75 o dA45 y el dB5 no estuvo correlacionado significativamente con dM5, mostrando los menores valores de correlación de este análisis ( $\rho = 0.25$  y  $\rho = 0.26$  respectivamente). La correlación más fuerte del análisis de flujo horizontal se obtuvo durante el EI con respecto a la influencia de la parte A hacia la parte M ( $\rho$  entre 0.85 y 0.89), excepto en la influencia de dA75 hacia dM75. Mientras que, con respecto a la influencia de M hacia B, los valores de  $\rho$  más altos se obtuvieron durante el ES ( $\rho$  entre 0.82 y 0.91). Durante el EH se obtuvieron los valores de correlación más bajos ( $\rho$  entre 0.25 y 0.79).

**Tabla 6.** Coeficientes de correlación de Spearman ( $\rho$ ) entre el cambio máximo de humedad del suelo ( $\Delta\theta_{\max}$ ) en las diferentes posiciones topográficas y profundidades de la ladera experimental durante los estados de humedad seco, intermedio y húmedo. En esta tabla: d =  $\Delta\theta_{\max}$ ; A, M y B son la posición alta, media y baja de la ladera; y 5, 20, 45 y 75 son las profundidades del suelo (cm) en las que se realizó el análisis (los valores en negrita fueron significativos en la prueba F a un nivel de confianza de 0.05).

ES	dA5	dA20	dA45	dA75	dM5	dM20	dM45	dM75	dB5	dB20	dB45	dB75
dA5	1.00											
dA20	<b>0.84</b>	1.00										
dA45	<b>0.92</b>	<b>0.87</b>	1.00									
dA75	<b>0.82</b>	<b>0.87</b>	<b>0.90</b>	1.00								
dM5	<b>0.63</b>	<b>0.82</b>	<b>0.76</b>	<b>0.76</b>	1.00							



dM20	<b>0.72</b>	<b>0.84</b>	<b>0.84</b>	<b>0.83</b>	<b>0.94</b>	1.00						
dM45	<b>0.83</b>	<b>0.91</b>	<b>0.87</b>	<b>0.88</b>	<b>0.87</b>	<b>0.89</b>	1.00					
dM75	<b>0.84</b>	<b>0.92</b>	<b>0.88</b>	<b>0.89</b>	<b>0.86</b>	<b>0.89</b>	<b>0.99</b>	1.00				
dB5	<b>0.65</b>	<b>0.82</b>	<b>0.73</b>	<b>0.81</b>	<b>0.87</b>	<b>0.83</b>	<b>0.89</b>	<b>0.90</b>	1.00			
dB20	<b>0.70</b>	<b>0.81</b>	<b>0.82</b>	<b>0.81</b>	<b>0.86</b>	<b>0.91</b>	<b>0.86</b>	<b>0.86</b>	<b>0.75</b>	1.00		
dB45	<b>0.84</b>	<b>0.86</b>	<b>0.86</b>	<b>0.76</b>	<b>0.78</b>	<b>0.84</b>	<b>0.82</b>	<b>0.83</b>	<b>0.71</b>	<b>0.79</b>	1.00	
dB75	<b>0.79</b>	<b>0.86</b>	<b>0.84</b>	<b>0.71</b>	<b>0.73</b>	<b>0.76</b>	<b>0.87</b>	<b>0.87</b>	<b>0.72</b>	<b>0.69</b>	<b>0.85</b>	1.00
<b>EI</b>												
dA5	1.00											
dA20	<b>0.79</b>	1.00										
dA45	<b>0.92</b>	<b>0.87</b>	1.00									
dA75	<b>0.86</b>	<b>0.82</b>	<b>0.90</b>	1.00								
dM5	<b>0.85</b>	<b>0.86</b>	<b>0.86</b>	<b>0.77</b>	1.00							
dM20	<b>0.74</b>	<b>0.84</b>	<b>0.82</b>	<b>0.76</b>	<b>0.85</b>	1.00						
dM45	<b>0.85</b>	<b>0.84</b>	<b>0.89</b>	<b>0.85</b>	<b>0.86</b>	<b>0.84</b>	1.00					
dM75	<b>0.66</b>	<b>0.65</b>	<b>0.74</b>	<b>0.65</b>	<b>0.66</b>	<b>0.76</b>	<b>0.77</b>	1.00				
dB5	<b>0.49</b>	<b>0.55</b>	<b>0.53</b>	<b>0.47</b>	0.45	0.29	<b>0.47</b>	0.23	1.00			
dB20	<b>0.73</b>	<b>0.77</b>	<b>0.79</b>	<b>0.73</b>	<b>0.70</b>	<b>0.79</b>	<b>0.81</b>	<b>0.63</b>	0.38	1.00		
dB45	<b>0.96</b>	<b>0.77</b>	<b>0.89</b>	<b>0.86</b>	<b>0.80</b>	<b>0.69</b>	<b>0.82</b>	<b>0.60</b>	<b>0.52</b>	<b>0.76</b>	1.00	
dB75	<b>0.85</b>	<b>0.78</b>	<b>0.84</b>	<b>0.80</b>	<b>0.82</b>	<b>0.71</b>	<b>0.82</b>	<b>0.60</b>	<b>0.58</b>	<b>0.69</b>	<b>0.84</b>	1.00
<b>EH</b>												
dA5	1.00											
dA20	<b>0.73</b>	1.00										
dA45	<b>0.89</b>	<b>0.89</b>	1.00									
dA75	<b>0.81</b>	<b>0.81</b>	<b>0.92</b>	1.00								
dM5	<b>0.66</b>	<b>0.90</b>	<b>0.86</b>	<b>0.75</b>	1.00							
dM20	<b>0.74</b>	<b>0.79</b>	<b>0.83</b>	<b>0.72</b>	<b>0.78</b>	1.00						
dM45	<b>0.89</b>	<b>0.68</b>	<b>0.87</b>	<b>0.71</b>	<b>0.66</b>	<b>0.82</b>	1.00					
dM75	0.41	0.29	0.32	0.25	0.35	<b>0.66</b>	0.43	1.00				
dB5	0.25	<b>0.50</b>	0.40	<b>0.52</b>	0.26	0.23	0.21	-0.15	1.00			
dB20	<b>0.75</b>	<b>0.75</b>	<b>0.86</b>	<b>0.76</b>	<b>0.65</b>	<b>0.76</b>	<b>0.83</b>	0.28	0.34	1.00		
dB45	<b>0.76</b>	<b>0.75</b>	<b>0.84</b>	<b>0.76</b>	<b>0.79</b>	<b>0.67</b>	<b>0.70</b>	0.30	0.24	<b>0.75</b>	1.00	
dB75	<b>0.80</b>	<b>0.69</b>	<b>0.77</b>	<b>0.63</b>	<b>0.71</b>	<b>0.69</b>	<b>0.80</b>	<b>0.55</b>	0.11	<b>0.67</b>	<b>0.80</b>	1.00

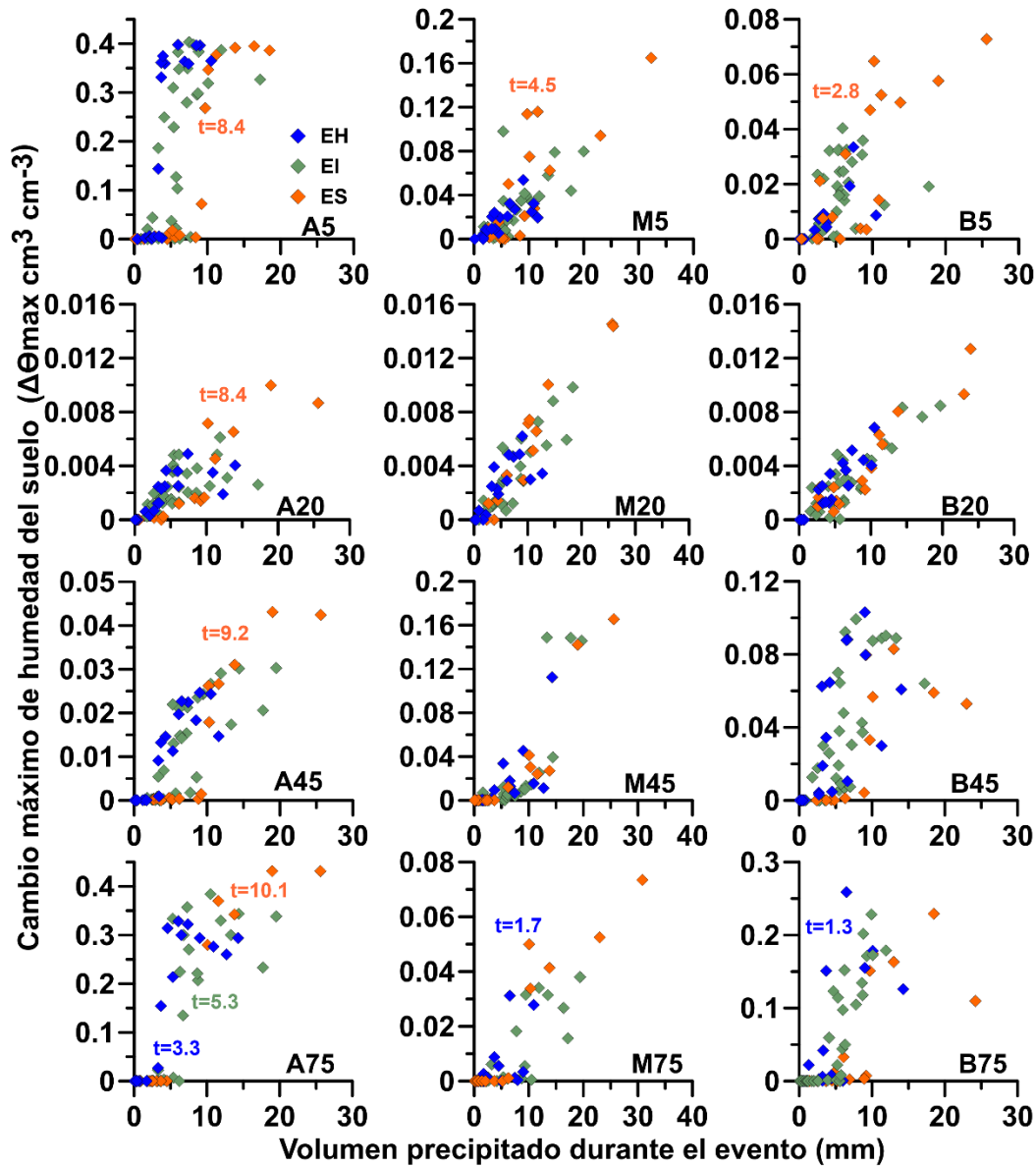
### 3.5 Umbrales de la relación entre el cambio máximo de humedad del suelo y los factores meteorológicos

La variación de los umbrales ( $t$ ) obtenidos del análisis de los diagramas de dispersión entre los factores meteorológicos que controlan  $\Delta\theta_{max}$ , se reportan en la tabla 5. Los resultados obtenidos mostraron que únicamente los umbrales del volumen precipitado del evento ( $Vol$ ) revelaron una respuesta umbral bien definida durante el ES, en cualquier posición topográfica (Figura 5). Durante el EI y EH en



cualquier posición topográfica los umbrales del Vol, así como los umbrales del resto de factores meteorológicos Int,  $Ap_{5d}$  y  $Aeto_{15d}$  (durante cualquier estado), mostraron una respuesta menos clara.

En la Figura 5 se representa un ejemplo de cómo se evaluó la variación de los umbrales, utilizando los diagramas de dispersión, en donde se observan los  $\Delta\theta_{max}$  como una función del factor Vol durante los diferentes estados de humedad. En general se revelaron tres formas de variación de los valores del umbral, las cuales son: (i) en una determinada posición topográfica y durante un determinado estado de humedad los umbrales incrementaron al aumentar la profundidad desde los 5 cm hacia los 75 cm de profundidad (ejemplo representado en la figuras 5-A5, 5-A20, 5-A45 y 5-A75 durante el ES). (ii) Durante un determinado estado de humedad y a una misma profundidad, los umbrales más altos correspondieron a la parte A de la ladera y los más bajos a la parte B (ejemplos representado en la figuras 5-A5, 5-M5 y 5-B5 durante el ES y en las figuras 5-A75, 5-M75 y 5-B75 durante el EH); y (iii) En una determinada posición topográfica, los umbrales más altos correspondieron al ES y los más bajos al EH (ejemplo representado en la figura 5-A75 durante el ES, EI y EH).



**Figura 5.** Cambio máximo de humedad del suelo versus el volumen del evento precipitado durante los diferentes estados de humedad, en cada posición topográfica y profundidad dentro de la ladera. En esta figura:  $t$  = umbrales; A, M y B, son la posición alta, media y baja de la ladera; 5, 20, 45 y 75 las profundidades del suelo (cm) dentro de la ladera, en las cuales se llevó a cabo el análisis. En la sub-figura A5 se denota el color usado para diferenciar el ES (tomate), EI (verde) y EH (azul).

Dentro de la variación de umbrales (i) se identificó que durante un determinado estado de humedad y en una determinada parte de la ladera, el umbral más bajo del Vol, Int y  $Ap_{5d}$  correspondió a la capa de suelo menos profundo (5 cm) y aumentó para obtener la respuesta de humedad en el estrato de suelo más profundo (75 cm). Por ejemplo, durante el ES en la parte A el umbral de Vol aumento desde los 5cm a los 75 cm de profundidad de 8.4 mm a 10.1 mm, de 4.5 a 10.1 mm en la parte M y de 2.8 a 9.7 mm en la parte B. Mientras que, el umbral de int aumento de 1.2 a



1.3 mm h<sup>-1</sup> en la parte A, de 0.3 a 1.1 mm h<sup>-1</sup> en la parte M y de 0.4 a 1.2 mm h<sup>-1</sup> en la parte B (Tabla 5). No obstante, estas tendencias no se presentaron para los umbrales de Vol durante el EI en la posición B20 y B45 y durante el EH en las posiciones M20, M75 y B75.

Por otra parte, la variación de umbrales (ii) reveló que, durante un determinado estado de humedad, los umbrales del Vol e Int disminuyeron en función del avance hacia las posiciones topográficas inferiores de la ladera. De esta manera, en la misma profundidad de suelo, los umbrales más altos correspondieron a la parte A y los más bajos a la parte B de la ladera (p. ej. durante el ES los umbrales del Vol a 5cm de profundidad disminuyeron desde 8.4mm en A5 a 2.8mm en B5 y en la Int disminuyeron desde 1.2 mm hr<sup>-1</sup> en A5 a 0.4 mm hr<sup>-1</sup> en B5). Sin embargo, durante el EI y EH los umbrales del Vol fueron más bajos en la posición M de la ladera, específicamente en las profundidades de 5 y 20 cm (1.8 mm), también durante el EI se encontró el valor umbral más bajo (3.2 mm) en la posición M a 75 cm. Mientras que, durante el ES se obtuvieron los umbrales más bajos de Int (0.3 a 1.1 mm hr<sup>-1</sup>) en todas las profundidades de la parte M. Además, los umbrales de Aeto<sub>15d</sub> no variaron en función del avance desde la parte A hacia la B de la ladera.

Mientras que, la variación de umbrales (iii) identificó que los valores de umbral más altos se obtuvieron durante el ES y los más bajos durante el EH para los factores Vol, Int y Aeto<sub>15d</sub>. Por ejemplo, en A5 los umbrales disminuyeron al pasar del ES al EH desde 8.4 a 3.2 mm en el Vol, desde 1.3 a 0.3 mm hr<sup>-1</sup> en la Int y desde 24.1 a 15.7 mm en la Aeto<sub>15d</sub> (Tabla 5). Estas tendencias fueron opuestas para los umbrales de los factores Ap<sub>5d</sub> y  $\theta_{ini}$  en todas las posiciones y profundidades dentro de la ladera. Por ejemplo, en M5 el valor de umbral aumento al pasar del ES al EH desde 0.3 a 8.7 mm en la Ap<sub>5d</sub> y desde 0.61 a 0.79 en la  $\theta_{ini}$  (Tabla 5).

## 4. Discusión

### 4.1 Importancia de las propiedades hidrofísicas y la posición topográfica en la respuesta máxima de humedad del suelo

Durante los diferentes eventos de precipitación analizados en la ladera experimental, se observó que los cambios de humedad a 5 cm de profundidad son mayores en la parte A y menores en la parte B de la ladera (Tabla 3). Esto debido a que las partes bajas de las laderas son receptoras del agua subsuperficial que proviene desde las partes altas de las mismas, lo que a su vez generan un mayor contenido de humedad. Debido a esto, en esta posición topográfica se puede generar flujo superficial por exceso de saturación durante eventos de lluvia con condiciones altas de humedad antecedente. Crespo et al., (2011) han sugerido la ocurrencia de este flujo durante los periodos lluviosos y en las zonas cercanas a los cauces de pequeñas cuencas de los Andes. Este tipo de generación de escorrentía se ha podido constatar visualmente e inferir debido a que en B5 e incluso en M5 se alcanza el pF 0 de saturación (Tabla 4 y Figura 4e), durante el 34% de los eventos del EI y durante el 84% de los eventos del EH. Estos hallazgos fueron similares a



los de Tetzlaff et al. (2007), quienes reportaron que los suelos al pie de las laderas (pedológicamente similares a nuestra zona de estudio) están saturados la mayor parte del año y generan cantidades sustanciales de escorrentía por exceso de saturación y flujo lateral sobre los 20 cm del perfil de suelo del horizonte orgánico en ecosistemas montañosos de Escocia.

En la profundidad de 20cm en cualquier posición topográfica y durante cualquier estado de humedad, se observó que los cambios de humedad durante los eventos de precipitación fueron muy bajos en comparación al resto de profundidades analizadas (Tabla 3, Figuras 4c-d-e). No obstante, el contenido de humedad permaneció sobre la capacidad de campo (Tabla 4) en todas las posiciones. Sugiriendo que esta profundidad del horizonte Ah puede ser la que mantiene la gran capacidad de almacenamiento y regulación del agua en los Páramos Andinos. Remarcando la importancia de la regulación atribuida a los Andosoles a una profundidad de 30cm dentro de las laderas de los Páramos Andinos, en estudios de fuentes de generación de escorrentía (Correa et al., 2017), y en estudios de la importancia de las laderas en el funcionamiento ecohidrológico de estos ecosistemas (Mosquera et al., 2016). En praderas del altiplano de Loess de China, estudios de Chen, Huang, Gong, Fu, & Huang, (2007) también demostraron que a los 20 cm de profundidad, la humedad del suelo fue superior con respecto a la humedad de estratos más profundos. La respuesta con menor dinámica a esta profundidad puede atribuirse a la variación de la  $K_s$  entre las profundidades superior (5 cm) e inferior (45 cm). La  $K_s$  a 20 cm (la cual oscilo entre 0.45-0.67 cm hr<sup>-1</sup>) en cualquier posición topográfica es menor a la  $K_s$  a 5 cm (0.93-1.63 cm hr<sup>-1</sup>) y mayor a la  $K_s$  en los 45 cm (0.24-0.32 cm hr<sup>-1</sup>) de profundidad (Tabla 4), lo que derivaría en una obstaculización física para los flujos hacia los horizontes más profundos y permitiría un paso lento de los flujos por infiltración desde los 5 cm de profundidad. La influencia de la conductividad hidráulica del suelo ha demostrado ser uno de los principales controladores de la respuesta de humedad, tanto en laderas de pradera de clima húmedo-subtropical (Famiglietti et al., 1998) como en laderas de clima húmedo (Gwak & Kim, 2017). Además, en cuencas pequeñas de los Andes tropicales, Crespo et al., (2011) determinó que la  $K_s$  de la capa superior e inferior del horizonte orgánico (referenciada a 20 cm de profundidad), fue uno de los factores más importantes después de la precipitación y la pendiente promedio en el control del flujo subsuperficial.

Por otra parte, tanto a 45 cm y 75 cm de profundidad se observó mayor dinámica con respecto a los 20 cm y por tanto, mayores cambios de humedad durante los eventos de precipitación (Tabla 3, figuras 4c-d-e). Observaciones que pueden atribuirse a la existencia de recargas por infiltración directa en los bordes rocosos que sobresalen en las cumbres de las laderas, generando una ganancia de humedad entre el horizonte C y el lecho rocoso, que a su vez podría estar conectado con la parte M o B de la ladera por posible agrietamiento. Este flujo subsuperficial profundo en la interfaz suelo-lecho de roca en laderas de pendiente empinada (p. ej. 30% a 45%) puede ser un importante proceso hidrológico que explica la dinámica de la humedad del suelo y la conectividad hidrológica de las laderas (Birkel, Tetzlaff, Dunn, & Soulsby, 2011; Gabrielli, McDonnell, & Jarvis, 2012; Kim, Lee, Woo, & Kim,



2007), ya que incluso en laderas de baja pendiente (p. ej. 14%) la microtopografía del lecho rocoso ha mostrado influencia en la conectividad hidrológica del subsuelo (Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006b).

Al igual que a los 5cm de profundidad se observó mayor contenido de humedad en las posiciones bajas de la ladera, a 45cm y 75 cm de profundidad, especialmente durante el EI y EH (Figuras 4c-d-e). No obstante, a 75 cm en cualquier posición topográfica se observó dinámica en la repuesta de humedad, a pesar de estar por debajo del punto teórico de capacidad de campo (tabla 4). Esta dinámica en la respuesta de humedad es físicamente imposible y no podría atribuirse al consumo de agua por la vegetación, ya que las raíces del pajonal no alcanzan esta profundidad. Sugiriendo que los contenidos de humedad de saturación (pF 0) y capacidad de campo (pF 2.52), obtenidos en laboratorio para el horizonte C de las muestras de anillos de 100 cm<sup>3</sup>, no reflejan las condiciones de campo del estrato, y por tanto no podrían ser usados para la caracterización de los contenidos de humedad en este estudio. Esto debido principalmente a la cantidad de material rocoso que se obtienen en las muestras, el cual debe ser extraído del anillo la mayoría de las veces (repitiendo el muestreo hasta obtener una muestra aceptable) e incluso debe ser sometido a correcciones en el laboratorio (suprimiendo la masa y volumen de los fragmentos rocosos) para obtener los contenidos de humedad.

#### **4.2 Controladores de la respuesta máxima de humedad del suelo en diferentes posiciones topográficas de la ladera y bajo diferentes estados de humedad**

En esta sección la influencia de los factores externos meteorológicos y los factores internos (utilizados como indicadores de flujo vertical y flujo horizontal) en los cambios máximos de humedad del suelo se derivan del análisis de correlación no paramétrica. La respuesta del  $\Delta\theta_{max}$  durante eventos de precipitación reveló que, en las diferentes posiciones topográficas, dichos cambios fueron controlados principalmente por los factores meteorológicos de volumen e intensidad del evento de precipitación, sin importar los estados de humedad (Tabla 5). Esta observación fue consistente con el estudio de Zhu et al., (2014) en los  $\Delta\theta_{max}$  de una región subtropical de China bajo condiciones húmedas o secas. De igual manera Albertson & Kiely, (2001) y Liu et al., (2015) demostraron que el volumen e intensidad del evento tiene una fuerte influencia en la variación de la humedad del suelo en praderas de zonas húmedas y áridas, respectivamente. Por otra parte, los valores bajos de correlación (en ningún caso con significancia estadística) obtenidos con los factores meteorológicos restantes, como la precipitación y evapotranspiración de referencia antecedente, mostraron poca influencia en las variaciones de humedad a escala de eventos de precipitación. Estos resultados fueron similares a los encontrados por Lozano-Parra et al., (2015) quienes evaluaron la influencia de condiciones meteorológicas antecedentes de precipitación y evapotranspiración en los cambios de humedad del suelo, sin obtener indicios de que estos factores sean influyentes en praderas de clima Mediterráneo en España a escala de eventos de precipitación. Sin embargo estos factores han revelado mayor influencia en estudios



que consideran escalas temporales semanales o mensuales (Crockford & Richardson, 2000).

Con respecto a la influencia de los  $\Delta\theta_{\max}$  justo por encima de la profundidad bajo análisis (que en este estudio fue usado como indicador de flujo vertical), se evidencio que durante el ES se obtuvo la mayor influencia y durante el EH la menor (Tabla 6). Los resultados obtenidos con los indicadores de flujo vertical contrastan la primera hipótesis de conectividad hidrológica de las laderas de Grayson et al., (1997). La cual establece que, durante el estado seco, las posiciones de la ladera están hidrológicamente desconectadas y por tanto los flujos verticales predominan y de esta manera durante el estado húmedo su influencia disminuye. Por otro lado, la influencia de los  $\Delta\theta_{\max}$  de las posiciones más altas en las posiciones bajas de la ladera (usado como indicador de flujo lateral), revelo que durante el EI se obtuvo la mayor influencia de A hacia M y durante el ES de M hacia B (Tabla 6). Contrastando la segunda hipótesis de conectividad hidrológica de Grayson et al., (1997) a través del predominio de flujos horizontales, durante el EI desde la parte A hacia la M. Sin embargo, la hipótesis de conectividad con predominancia de flujos horizontales durante el EH no se cumple en la conectividad desde M hacia B. Estos hallazgos puede deberse a la alta capacidad de retención de agua en los suelos (Buytaert et al., 2005; Llambí et al., 2012; Quichimbo et al., 2012), sobre todo en la parte baja de ladera (Tabla 2), derivando en altos contenidos iniciales de humedad (cercanos a la saturación, Figura 4e) y la topografía más plana de esta posición, la cual puede aumentar a su vez la influencia de la zona ripiara (disminuyendo la influencia de la conectividad lateral desde la partes altas de la ladera) que permanece saturada la mayor parte del año en estos ecosistemas (Blumstock, Tetzlaff, Dick, Nuetzmann, & Soulsby, 2016; Mosquera et al., 2016; Tetzlaff, Birkel, Dick, Geris, & Soulsby, 2014). Adicionalmente, las hipótesis de Grayson et al., 1997 fueron desarrolladas bajo clima templado en ecosistemas semiáridos de Australia y su evaluación en climas húmedos sub-tropicales no ha mostrado una adecuada explicación durante el estado húmedo (Meerveld & McDonnell, 2006). De esta manera, se podría explicar que, bajo clima tropical húmedo durante el ES se obtenga la mayor influencia desde la parte M hacia B, mientras que durante el EI se da la mayor influencia de la parte A hacia la M y finalmente durante el EH al mantenerse la parte B cercana a saturación (produciendo incluso flujo superficial por exceso de saturación) no permite una adecuada evaluación del flujo subsuperficial.

No obstante, la importancia de los controladores tanto internos como externos de  $\Delta\theta_{\max}$  revelaron una variación de acuerdo con el estado de humedad y a la posición topográfica analizada. Estudios en varios ecosistemas han demostrado que en diferentes posiciones de la ladera existe variación de la humedad del suelo y su respuesta a la lluvia así como los flujos preferenciales, que a su vez se desencadenan por la cantidad, intensidad de la lluvia y las condiciones antecedentes de humedad (Graham & Lin, 2011; Hardie et al., 2011; Lin & Zhou, 2008; Wiekenkamp, Huisman, Bogena, Lin, & Vereecken, 2016). De esta manera bajo cualquier estado de humedad, en la parte A de la ladera se notó un claro control del volumen precipitado (tabla 5). Esta observación fue consistente con el estudio de Kim, (2009) quien determino al volumen del evento como principal controlador





de los cambios de humedad en la parte alta de una ladera de topografía empinada (45% de pendiente, similar a la pendiente de la ladera experimental de este estudio). Por otra parte, en las posiciones M y B de la ladera evidenciaron una disminución en la influencia del volumen precipitado (especialmente en las profundidades de 45 y 75 cm), mientras que se nota una mayor influencia por parte de los flujos tanto vertical como horizontal dentro de la ladera (Tablas 5 y 6). Esto se puede atribuir a la conectividad hidrológica de ladera durante el estado Intermedio o húmedo. A estas posiciones de la ladera Kim, (2009) las denominó como la zona media, en donde se reveló una estabilidad a las respuestas a los eventos de lluvia durante los periodos seco y lluvioso, y la zona baja de la ladera como una zona de almacenamiento de agua del suelo, esta zona corresponde a la parte B de nuestra ladera experimental.

#### **4.3 Umbrales de precipitación e intensidad de la respuesta máxima de humedad del suelo en diferentes posiciones topográficas de la ladera y bajo diferentes estados de humedad.**

En esta sección se describe la variación de los umbrales del volumen e intensidad de la lluvia, identificados como los principales controladores de los  $\Delta\theta_{max}$ , en cada posición y profundidad de la ladera. La descripción será realizada por cada profundidad (desde los 5cm hasta los 75cm). En cada profundidad se distinguirá y evaluará la influencia según la posición topográfica y el estado de humedad.

En el presente estudio se determinó que en una determinada posición topográfica y durante un determinado estado de humedad, los valores umbral más bajos corresponden al estrato más cercano a la superficie (5 cm) y los valores umbral más altos corresponden al estrato de mayor profundidad (75 cm). De esta manera, durante el ES en la parte A de la ladera (en donde se obtuvieron los valores umbral más altos del estudio), los umbrales obtenidos fueron de 8.4mm a los 5cm y 20cm, 9.2 mm a 45cm y 10.1mm a 75cm. Mientras que, en la parte M los valores umbral incrementaron desde 4.5 mm en los 5cm hasta 10.1 mm en los 75 cm y en la parte B de 2.8 mm a 9.7 mm desde los 5cm hacia los 75cm respectivamente (Tabla 5). Resultados similares fueron obtenidos por He, Zhao, Liu, & Chang, (2012) en praderas subalpinas de regiones montañosas, en donde se demostró que el volumen precipitado necesario para generar respuesta en la humedad de suelo aumentó desde 15 mm a los 20cm, 20 mm a los 40 cm hasta 40 mm a los 60 cm de profundidad. De igual manera Heisler-White, Knapp, & Kelly, (2008) demostraron que los eventos de mayor volumen (en promedio 31.7 mm) permiten ganancia de humedad a mayores profundidades en el perfil del suelo, a diferencia de los eventos de bajo volumen precipitado (en promedio 21.1 mm) en praderas de clima semiárido.

Por otra parte, se observó que durante un determinado estado de humedad y a una misma profundidad, los umbrales más altos correspondieron a la parte A de la ladera y los más bajos a la parte B de esta. Debido a que la ladera se encuentra más



húmeda en la parte baja independientemente del estado de humedad (figura 4e). En este sentido, durante el ES a los 5cm y 20cm de profundidad se encontró un valor umbral de 8.4mm en la parte A de la ladera, 4.5mm en la parte M y 2.8mm en la parte B. Mientras que, a 45 cm de profundidad se observó una disminución desde 9.2 mm en la parte A hasta los 8.9 mm en la parte B y a 75 cm una reducción del valor umbral de 10.1mm a 9.7mm desde la parte A hacia la B de la ladera (Tabla 5). En laderas subtropicales con cobertura de prado y plantaciones de té Zhu et al., (2014), encontraron similares hallazgos al evaluar la variación del almacenamiento (los cuales se obtienen de la multiplicación del contenido de humedad del suelo por el espesor del estrato de suelo), en diferentes posiciones de ladera demostrando que en las partes altas fue necesario eventos mayores a 37 mm para generar cambios de almacenamiento entre 23 y 28 mm, mientras que, en las partes bajas eventos menores a 10 mm generaron cambios de almacenamiento mayores a 35 mm. No obstante, durante el EI y EH se encontró que los umbrales más bajos en las profundidades de 5 y 20 cm correspondieron a la parte M de la ladera, lo que puede atribuirse a la mayor influencia de los flujos laterales desde A hacia M durante estos estados (Tabla 6), así como a la altura del pajonal circúndate en cada posición topográfica, que en la parte M oscila entre 45 y 60 cm, mientras que en la B es superior a 90 cm (altura tomada en 10 m<sup>2</sup> de área circundante a cada posición de la ladera ), generando un mayor umbral en la parte B para superar la intercepción generada en el pajonal más denso de esta posición.

Finalmente, con relación a los estados de humedad en una misma posición topográfica se determinaron umbrales más altos durante al ES y más bajos durante el EH. Por ejemplo, los valores de los umbrales de Vol en la parte A de la ladera a 5 cm de profundidad variaron desde los 8.4, 3.3 y 3.2 mm durante los estados ES, EI y EH, respectivamente. De igual manera, en la parte A y a 5 cm los umbrales de Int disminuyeron desde 1.2 mm hr<sup>-1</sup> durante el ES hasta 0.2 mm hr<sup>-1</sup> durante el EH (Tabla 5). Estos resultados fueron consistentes con los de Dusek & Vogel, (2016), quienes usando un modelo numérico para evaluar las condiciones de saturación de una ladera, la intensidad y volumen del evento en la generación de flujo subsuperficial en praderas de *Calamagrostis sp.* demostraron que: (1) durante condiciones secas en la ladera (análogas al ES en el presente estudio), el umbral de volumen fue de 96 mm durante eventos con intensidades entre 1.04 y 1.62 mm hr<sup>-1</sup>; (2) durante condiciones intermedias de saturación (análogas al EI), el umbral de volumen oscilo entre 25 y 35 mm durante eventos con intensidades promedio entre 0.91 y 1.21 mm hr<sup>-1</sup>; y (3) durante condiciones de saturación en la ladera (análogas al EH), el umbral de volumen oscilo entre 0 y 12 mm durante eventos con intensidades entre 0.69 y 0.87 mm hr<sup>-1</sup>. Además, en laderas subtropicales húmedas de pradera Sarkar, Dutta, & Dubey, (2015) demostraron que durante condiciones secas de humedad antecedente, los eventos de precipitación menores a 35 mm no generan escorrentía superficial, la cual es común durante eventos en los cuales el volumen precipitado excede los 28 mm durante condiciones altas de humedad antecedente, contrastando la variación de umbrales atribuidas a los estados de



humedad. A pesar de que el patrón de variación de umbrales fue consistente con nuestros hallazgos, los valores umbral fueron sustancialmente más altos que los umbrales de nuestro estudio. Lo que puede atribuirse a la alta capacidad de retención de agua en los suelos y la pendiente de nuestra ladera experimental ( $pF_0$  entre 0.78 y 0.84  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  y pendiente de 42%) en comparación a los estudios de Dusek & Vogel (2016) y Sarkar, Dutta, & Dubey (2015), en donde el  $pF_0$  oscilo entre 0.49 y 0.54  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  y la pendiente entre 14 y 20%.

## 5. Conclusiones

El análisis de respuesta máxima de cambios de humedad en la ladera experimental de pradera del Páramo húmedo Andino reveló que la parte alta de la ladera muestra mayor dinámica en respuesta a los eventos de lluvia, mientras que en la parte media y sobre todo la parte baja la respuesta es menos pronunciada debido a que las zonas más bajas reciben flujos provenientes de las partes alta y media, lo que contribuye a mantener humedades altas en todas las profundidades del suelo. La respuesta estancada y la alta humedad sostenida sobre la capacidad de campo del análisis a 20 cm del horizonte Ah, sugiere que a este estrato puede atribuirse la alta capacidad de almacenamiento y regulación del agua del Páramo Andino.

En relación a los controladores de la respuesta máxima de la humedad, durante el estado seco se obtuvo mayor influencia de la cantidad e intensidad de la precipitación (especialmente en la parte alta de la ladera), así como los flujos verticales. Mientras que durante el estado intermedio y húmedo se reveló una mayor influencia de flujos laterales hacia las posiciones media y baja de ladera, así como la influencia de las condiciones antecedentes de precipitación y evapotranspiración de los 5 y 15 días previos, respectivamente. La influencia de cada factor contribuyó a una explicación acerca de la predominancia de los flujos subsuperficiales durante cada estado de humedad, y por tanto a un mejor entendimiento de la conectividad hidrológica en las laderas del Páramo Andino.

Con respecto al análisis de variación de los umbrales de cantidad e intensidad del evento se revelaron tres tendencias claramente marcadas; (i) la variación de los valores umbral en una determinada posición topográfica y durante un determinado estado de humedad, reveló un incremento en función del aumento de profundidad desde los 5 cm hacia los 75 cm de profundidad; (ii) durante un determinado estado de humedad y a una misma profundidad, los umbrales más altos correspondieron a la parte alta de la ladera y los más bajos a la parte baja de la misma y (iii) en una determinada posición topográfica, los umbrales más altos correspondieron al estado seco y los más bajos al estado húmedo. No obstante, esta caracterización podría ser mejorada usando mediciones directas en zanjas al pie de ladera (o incluso por posición topográfica), ya que en este estudio se abordó una inferencia de estos flujos a través de la medición indirecta de la humedad del suelo. Además, estudios complementarios para investigar la conectividad hidrológica en cada posición y profundidad de la ladera podrían realizarse por medio del uso de trazadores



artificiales o hidrológicos naturales, los cuales han ofrecido un potencial para el análisis de rutas de generación de escorrentía y conectividad subsuperficial en estas regiones montañosas de los Andes (p. ej. Correa et al., 2017; Mosquera et al., 2016).

Finalmente, al evaluar la dinámica hidrológica subsuperficial para identificar los principales controladores y umbrales de esta respuesta en cada posición topográfica de la ladera, este estudio contribuye de manera relevante al esfuerzo por preservar y manejar de manera sostenible las praderas de los ecosistemas montañosos alto Andinos, que sufren afecciones en sus suelos (y por tanto a la generación de escorrentía) debido principalmente a la labranza y pastoreo.



## 6. Referencias

- Albertson, J. D., & Kiely, G. (2001). On the structure of soil moisture time series in the context of land surface models. *Journal of Hydrology*, 243(1), 101–119. [http://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00405-4](http://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00405-4)
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., & others. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome*, 300(9), D05109.
- Birkel, C., Tetzlaff, D., Dunn, S. M., & Soulsby, C. (2011). Using time domain and geographic source tracers to conceptualize streamflow generation processes in lumped rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 47(2), n/a–n/a. <http://doi.org/10.1029/2010WR009547>
- Blanco, C. M. G., Gomez, V. M. B., Crespo, P., & Ließ, M. (2018). Spatial prediction of soil water retention in a Páramo landscape: Methodological insight into machine learning using random forest. *Geoderma*, 316, 100–114. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.12.002>
- Blume, T., Zehe, E., & Bronstert, A. (2009). Use of soil moisture dynamics and patterns at different spatio-temporal scales for the investigation of subsurface flow processes.
- Blumstock, M., Tetzlaff, D., Dick, J. J., Nuetzmann, G., & Soulsby, C. (2016). Spatial organization of groundwater dynamics and streamflow response from different hydrogeological units in a montane catchment. *Hydrological Processes*, 30(21), 3735–3753. <http://doi.org/10.1002/hyp.10848>
- Buttle, J. M., Dillon, P. J., & Eerkes, G. R. (2004). Hydrologic coupling of slopes, riparian zones and streams: an example from the Canadian Shield. *Journal of Hydrology*, 287(1), 161–177. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.022>
- Buttle, J. M., & McDonald, D. J. (2002). Coupled vertical and lateral preferential flow on a forested slope. *Water Resources Research*, 38(5), 16–18. <http://doi.org/10.1029/2001WR000773>
- Buytaert, W., & Beven, K. (2010). Models as multiple working hypotheses: hydrological simulation of tropical alpine wetlands. <http://doi.org/10.1002/hyp.7936>
- Buytaert, W., Céleri, R., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J., & Hofstede, R. (2006). Human impact on the hydrology of the Andean páramos. *Earth-Science Reviews*, 79(1), 53–72.
- Buytaert, W., & De Bièvre, B. (2012). Water for cities: The impact of climate change and demographic growth in the tropical Andes. *Water Resources Research*, 48(8), n/a–n/a. <http://doi.org/10.1029/2011WR011755>
- Buytaert, W., Iñiguez V., & De Bièvre, B. (2007). The effects of afforestation and cultivation on water yield in the Andean paramo . *Forest Ecology and Management*, 251(September), 2016). <http://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.06.035>



- Buytaert, W., Wyseure, G., De Bievre, B., & Deckers, J. A. (2005). The effect of land-use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in South Ecuador. *Hydrological Processes*, 19(20), 3985–3997.
- Céleri, R., & Feyen, J. (2009). The Hydrology of Tropical Andean Ecosystems: Importance, Knowledge Status, and Perspectives, 29(4).
- Celleri, R., Willems, P., Buytaert, W., & Feyen, J. (2007). Space–time rainfall variability in the Paute basin, Ecuadorian Andes. *Hydrological Processes*, 21(24), 3316–3327. <http://doi.org/10.1002/hyp.6575>
- Chen, L., Huang, Z., Gong, J., Fu, B., & Huang, Y. (2007). The effect of land cover/vegetation on soil water dynamic in the hilly area of the loess plateau, China. *CATENA*, 70(2), 200–208. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.08.007>
- Cobos, D. R., & Chambers, C. (2010). Calibrating ECH2O soil moisture sensors. *Application Note, Decagon Devices, Pullman, WA*.
- Córdova, M., Carrillo-Rojas, G., Crespo, P., Wilcox, B., & Céleri, R. (2015). Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56 PM) method for calculating reference evapotranspiration using limited data. *Mountain Research and Development*, 35(3), 230–239.
- Correa, A., Windhorst, D., Tetzlaff, D., Crespo, P., Céleri, R., Feyen, J., & Breuer, L. (2017). Temporal dynamics in dominant runoff sources and flow paths in the Andean Páramo. *Water Resources Research*, 53(7), 5998–6017. <http://doi.org/10.1002/2016WR020187>
- Crespo, P., Céleri, R., Buytaert, W., Feyen, J. A. N., Iñiguez, V., Borja, P., & Bievre, B. D. E. (2010). Land use change impacts on the hydrology of wet Andean páramo ecosystems, (April 2009).
- Crespo, P. J., Feyen, J., Buytaert, W., Bücker, A., Breuer, L., Frede, H.-G., & Ramírez, M. (2011). Identifying controls of the rainfall–runoff response of small catchments in the tropical Andes (Ecuador). *Journal of Hydrology*, 407(1-4), 164–174.
- Crockford, R. H., & Richardson, D. P. (2000). Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological Processes*, 14(16-17), 2903–2920. [http://doi.org/10.1002/1099-1085\(200011/12\)14:16/17<2903::AID-HYP126>3.0.CO;2-6](http://doi.org/10.1002/1099-1085(200011/12)14:16/17<2903::AID-HYP126>3.0.CO;2-6)
- Dunkerley, D. (2008). Identifying individual rain events from pluviograph records: a review with analysis of data from an Australian dryland site. *Hydrological Processes*, 22(26), 5024–5036.
- Dusek, J., & Vogel, T. (2016). Hillslope-storage and rainfall-amount thresholds as controls of preferential stormflow. *Journal of Hydrology*, 534, 590–605. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.047>
- Famiglietti, J. S., Rudnicki, J. W., & Rodell, M. (1998). Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *Journal of Hydrology*, 210(1), 259–281.



- Gabrielli, C. P., McDonnell, J. J., & Jarvis, W. T. (2012). The role of bedrock groundwater in rainfall–runoff response at hillslope and catchment scales. *Journal of Hydrology*, 450-451, 117–133. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.023>
- Gómez-Plaza, A., Alvarez-Rogel, J., Albaladejo, J., & Castillo, V. M. (2000). Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. *Hydrological Processes*, 14(7), 1261–1277. [http://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(200005\)14:7<1261::AID-HYP40>3.0.CO;2-D](http://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(200005)14:7<1261::AID-HYP40>3.0.CO;2-D)
- Graham, C. B., & Lin, H. S. (2011). Controls and Frequency of Preferential Flow Occurrence: A 175-Event Analysis All rights reserved. No part of this periodical may be reproduced or transmitted in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying, recording, or any . *Vadose Zone Journal*, 10, 816–831. <http://doi.org/10.2136/vzj2010.0119>
- Graham, C. B., Woods, R. A., & McDonnell, J. J. (2010). Hillslope threshold response to rainfall: (1) A field based forensic approach. *Journal of Hydrology*, 393(1), 65–76. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.12.015>
- Grayson, R. B., Western, A. W., & Chiew, F. H. S. (1997). Preferred states in spatial soil moisture patterns :, 33(12), 2897–2908.
- Gwak, Y., & Kim, S. (2017). Factors affecting soil moisture spatial variability for a humid forest hillslope. *Hydrological Processes*, 31(2), 431–445. <http://doi.org/10.1002/hyp.11039>
- Hardie, M. A., Cotching, W. E., Doyle, R. B., Holz, G., Lisson, S., & Mattern, K. (2011). Effect of antecedent soil moisture on preferential flow in a texture-contrast soil. *Journal of Hydrology*, 398(3), 191–201. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.12.008>
- He, Z., Zhao, W., Liu, H., & Chang, X. (2012). The response of soil moisture to rainfall event size in subalpine grassland and meadows in a semi-arid mountain range: A case study in northwestern China's Qilian Mountains. *Journal of Hydrology*, 420-421, 183–190. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.056>
- Heisler-White, J. L., Knapp, A. K., & Kelly, E. F. (2008). Increasing precipitation event size increases aboveground net primary productivity in a semi-arid grassland. *Oecologia*, 158(1), 129–140. <http://doi.org/10.1007/s00442-008-1116-9>
- Ivanov, V. Y., Fatichi, S., Jenerette, G. D., Espeleta, J. F., Troch, P. A., & Huxman, T. E. (2010). Hysteresis of soil moisture spatial heterogeneity and the “homogenizing” effect of vegetation. *Water Resources Research*, 46(9).
- Jost, G., Schume, H., & Hager, H. (2004). Factors controlling soil water-recharge in a mixed European beech (*Fagus sylvatica* L.)--Norway spruce [*Picea abies* (L.) Karst.] stand. *European Journal of Forest Research*, 123(2), 93–104.
- Kim, S. (2009). Characterization of soil moisture responses on a hillslope to sequential rainfall events during late autumn and spring. *Water Resources Research*, 45(9), 1–15. <http://doi.org/10.1029/2008WR007239>



- Kim, S., Lee, H., Woo, N. C., & Kim, J. (2007). Soil moisture monitoring on a steep hillside. *Hydrological Processes*, 21(21), 2910–2922. <http://doi.org/10.1002/hyp.6508>
- Lawrence, J. E., & Hornberger, G. M. (2007). Soil moisture variability across climate zones. *Geophysical Research Letters*, 34(20).
- Lin, H., & Zhou, X. (2008). Evidence of subsurface preferential flow using soil hydrologic monitoring in the Shale Hills catchment. *European Journal of Soil Science*, 59(1), 34–49. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.00988.x>
- Liu, X., He, Y., Zhang, T., Zhao, X., Li, Y., Zhang, L., ... Yue, X. (2015). The response of infiltration depth, evaporation, and soil water replenishment to rainfall in mobile dunes in the Horqin Sandy Land, Northern China. *Environmental Earth Sciences*, 73(12), 8699–8708. <http://doi.org/10.1007/s12665-015-4125-0>
- Llambí, L. D., Soto-w, A., Borja, P., Céleri, R., Ochoa, B., & Bievre, D. B. (2012). *Páramos Andinos: Hidrología y suelos de páramos*.
- Lozano-parra, J., Schaik, N. L. M. B. Van, Schnabel, S., & Gómez-gutiérrez, Á. (2015). Soil moisture dynamics at high temporal resolution in a semiarid Mediterranean watershed with scattered tree cover. <http://doi.org/10.1002/hyp.10694>
- Lozano-Parra, J., Schnabel, S., & Ceballos-Barbancho, A. (2015). The role of vegetation covers on soil wetting processes at rainfall event scale in scattered tree woodland of Mediterranean climate. *Journal of Hydrology*, 529(Part 3), 951–961. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.018>
- Meerveld, H. J. T., & McDonnell, J. J. (2006). On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale. *Advances in Water Resources*, 29(2), 293–310. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.02.016>
- Mosquera, G. M., Céleri, R., Lazo, P. X., Vaché, K. B., Perakis, S. S., & Crespo, P. (2016). Combined use of isotopic and hydrometric data to conceptualize ecohydrological processes in a high-elevation tropical ecosystem. *Hydrological Processes*, 30(17), 2930–2947. <http://doi.org/10.1002/hyp.10927>
- Mosquera, G. M., Lazo, P. X., Céleri, R., Wilcox, B. P., & Crespo, P. (2015). Runoff from tropical alpine grasslands increases with areal extent of wetlands. *Catena*, 125, 120–128. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2014.10.010>
- Muñoz, P., Céleri, R., & Feyen, J. (2016). Effect of the Resolution of Tipping-Bucket Rain Gauge and Calculation Method on Rainfall Intensities in an Andean Mountain Gradient. *Water*, 8(11), 534. <http://doi.org/10.3390/w8110534>
- Ochoa-Tocachi, B. F., Buytaert, W., De Bièvre, B., Céleri, R., Crespo, P., Villacís, M., ... Arias, S. (2016). Impacts of land use on the hydrological response of tropical Andean catchments. *Hydrological Processes*, 30(22), 4074–4089. <http://doi.org/10.1002/hyp.10980>
- Oosterbaan, R. J., & Nijland, H. J. (1986). 12 Determining the Saturated Hydraulic Conductivity.





- Padrón, R., Wilcox, B., Crespo, P., & Celleri, R. (2015). Rainfall in the Andean Páramo New Insights from High-Resolution Monitoring in Southern Ecuador. *Journal of Hydrometeorology*. <http://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0135.1>
- Quichimbo, P., Al, Q., & Del, S. U. R. (2012). PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DE LOS SUELOS POR EL CAMBIO DE LA COBERTURA VEGETAL Y USO DEL SUELO : PÁRAMO DE QUIMSACOCCHA AL SUR DEL ECUADO ... *Suelos Ecuador*.
- Rodriguez-Iturbe, I. (2000). Ecohydrology : A hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research*, 36(1), 3–9.
- Sarkar, R., Dutta, S., & Dubey, A. K. (2015). An insight into the runoff generation processes in wet sub-tropics: Field evidences from a vegetated hillslope plot. *CATENA*, 128, 31–43. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.01.006>
- Tani, M. (1997). Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of Hydrology*, 200(1), 84–109. [http://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00018-8](http://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00018-8)
- Tetzlaff, D., Birkel, C., Dick, J., Geris, J., & Soulsby, C. (2014). Storage dynamics in hypopedological units control hillslope connectivity, runoff generation, and the evolution of catchment transit time distributions. *Water Resources Research*, 50(2), 969–985. <http://doi.org/10.1002/2013WR014147>
- Tetzlaff, D., Soulsby, C., Waldron, S., Malcolm, I. A., Bacon, P. J., Dunn, S. M., ... Youngson, A. F. (2007). Conceptualization of runoff processes using a geographical information system and tracers in a nested mesoscale catchment. *Hydrological Processes*, 21(10), 1289–1307. <http://doi.org/10.1002/hyp.6309>
- Tromp-van Meerveld, H. J., & McDonnell, J. J. (2006a). Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope. *Water Resources Research*, 42(2), n/a–n/a. <http://doi.org/10.1029/2004WR003778>
- Tromp-van Meerveld, H. J., & McDonnell, J. J. (2006b). Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, 42(2), n/a–n/a. <http://doi.org/10.1029/2004WR003800>
- van Reeuwijk, L. P. (1993). *Procedures for soil analysis*. International Soil Reference and Information Centre. Retrieved from <https://books.google.com.ec/books?id=r6QdAQAAMAAJ>
- van Schaik, N. L. M. B. (2009). Spatial variability of infiltration patterns related to site characteristics in a semi-arid watershed. *CATENA*, 78(1), 36–47. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.02.017>
- Weiler, M., & Naef, F. (2003). An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils. *Hydrological Processes*, 17(2), 477–493. <http://doi.org/10.1002/hyp.1136>
- Wiekenkamp, I., Huisman, J. A., Bogena, H. R., Lin, H. S., & Vereecken, H. (2016). Spatial and temporal occurrence of preferential flow in a forested headwater



catchment. *Journal of Hydrology*, 534(Supplement C), 139–149. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.050>

Zhu, Q., Nie, X., Zhou, X., Liao, K., & Li, H. (2014). Soil moisture response to rainfall at different topographic positions along a mixed land-use hillslope. *Catena*, 119, 61–70. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2014.03.010>



## ANEXOS

Coeficientes de correlación de Spearman ( $\rho$ ) entre las variables meteorológicas de condiciones antecedentes y  $\Delta\theta_{\max}$  en cada ubicación topográfica y profundidad dentro de la ladera experimental, durante los estados de humedad seco, intermedio y húmedo

ES	Ap <sub>12h</sub>	Ap <sub>1d</sub>	Ap <sub>10d</sub>	Ap <sub>15d</sub>	Aeto <sub>12d</sub>	Aaeto <sub>1d</sub>	Aaeto <sub>5d</sub>	Aaeto <sub>10d</sub>
dU5	-0.20	-0.03	0.03	0.18	0.35	0.25	0.00	0.16
dU20	-0.16	-0.07	0.24	0.13	0.27	0.30	0.18	0.27
dU45	-0.03	0.15	0.05	0.07	0.35	0.25	0.26	0.36
dU75	0.06	0.16	0.15	0.11	0.36	0.24	0.27	0.32
dM5	0.19	0.23	0.25	0.00	0.00	-0.06	0.15	0.14
dM20	0.09	0.19	0.06	-0.14	0.20	0.09	0.26	0.24
dM45	0.05	0.13	0.13	0.04	0.24	0.19	0.31	0.36
dM75	0.02	0.13	0.12	0.03	0.28	0.22	0.29	0.34
dB5	0.07	0.19	0.31	0.07	-0.02	-0.09	0.05	0.00
dB20	0.04	0.11	0.01	-0.07	0.12	0.00	0.16	0.21
dB45	-0.02	0.11	0.16	0.08	0.39	0.31	0.15	0.18
dB75	-0.19	0.01	-0.01	-0.08	0.38	0.43	0.28	0.34
EI								
dA5	0.04	0.10	0.18	0.05	0.07	-0.16	-0.08	0.06
dA20	-0.14	-0.11	0.05	-0.02	0.14	-0.20	0.04	0.10
dA45	-0.05	-0.03	0.07	-0.06	0.04	-0.19	-0.09	0.05
dA75	0.08	0.04	0.13	0.06	0.04	-0.21	-0.12	0.01
dM5	-0.02	-0.06	0.10	0.00	0.04	-0.16	-0.03	0.04
dM20	-0.15	-0.17	0.03	0.01	0.12	-0.11	0.16	0.26
dM45	0.13	0.09	0.09	0.03	0.12	-0.17	-0.03	0.11
dM75	0.20	0.17	0.12	0.03	-0.04	-0.12	0.11	0.21
dB5	-0.09	-0.12	0.17	0.11	0.31	0.09	-0.04	-0.05
dB20	-0.19	-0.04	-0.07	-0.12	0.30	0.01	0.10	0.31
dB45	0.09	0.16	0.13	0.03	0.13	-0.13	-0.09	0.00
dB75	-0.07	-0.09	0.19	0.10	0.22	-0.02	-0.02	0.11
EH								
dA5	-0.03	0.41	-0.03	-0.10	0.01	-0.44	-0.07	0.12
dA20	-0.38	0.14	-0.23	-0.35	0.16	0.00	0.45	0.46
dA45	-0.23	0.30	-0.10	-0.24	0.04	-0.19	0.16	0.23
dA75	-0.24	0.25	0.06	-0.08	0.02	-0.15	0.06	0.12
dM5	-0.32	0.00	-0.45	-0.47	-0.03	-0.15	0.39	0.28
dM20	-0.07	0.36	-0.23	-0.33	0.04	-0.16	0.31	0.39
dM45	0.02	0.41	-0.06	-0.16	-0.01	-0.23	0.12	0.28
dM75	0.24	0.46	-0.30	-0.25	0.22	-0.32	0.10	0.18
dB5	-0.40	0.16	0.46	0.33	0.29	0.46	0.34	0.40
dB20	-0.09	0.34	-0.09	-0.29	0.18	-0.20	0.09	0.26
dB45	-0.12	0.17	-0.28	-0.41	0.01	-0.41	0.00	0.05
dB75	-0.18	0.20	-0.34	-0.29	0.14	-0.26	0.22	0.29