

UNIVERSIDAD NACIONAL DE AGRICULTURA

**DETERMINACIÓN DEL PATRÓN ESPACIAL DE CAUDALES Y
VARIABILIDAD ISOTÓPICA DE O¹⁸ Y DEUTERIO EN CUATRO CUENCAS EN
EL LABORATORIO HIDROLÓGICO COWEETA, OTTO, CAROLINA DEL
NORTE, EUA.**

POR:

BRYAN DAVID HYDE LICONA.

TÉSIS

**PRESENTADO A LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE AGRICULTURA COMO
REQUISITO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
LICENCIADO EN RECURSOS NATURALES Y AMBIENTE**



CATACAMAS

OLANCHO

MARZO, 2013

UNIVERSIDAD NACIONAL DE AGRICULTURA

**DETERMINACIÓN DEL PATRÓN ESPACIAL DE CAUDALES Y
VARIABILIDAD ISOTÓPICA DE O¹⁸ Y DEUTERIO EN CUATRO CUENCAS EN
EL LABORATORIO HIDROLÓGICO COWEETA, OTTO, CAROLINA DEL
NORTE, EUA.**

POR:

BRYAN DAVID HYDE LICONA

RYAN EUGENE EMANUEL, Ph.D

Asesor Adjunto, NCSU.

RAMÓN LEÓN CANACA CALDERON, M. Sc

Asesor Principal U.N.A

TÉSIS

PRESENTADO A LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE AGRICULTURA COMO
REQUISITO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE

LICENCIADO EN RECURSOS NATURALES Y AMBIENTE

CATACAMAS

OLANCHO

MARZO, 2013

DEDICATORIA

Este trabajo está dedicado a la memoria de mi querida abuela **Ramona Fonseca** y de mi tío **Trinidad Licona**, personas cuyos recuerdos atesoro y guardo en un lugar muy especial de mi mente.

AGRADECIMIENTO

A mi Padre Celestial; creador del universo y dador de sabiduría.

A mis padres Blanca Rosa Licona y Luther Celestino Hyde por ser el pilar fundamental en mi educación, tanto académica, como de la vida, por su incondicional apoyo perfectamente mantenido a través del tiempo.

A mis hermanos Linda Hyde, Luther Mauricio Hyde, Jeffrey Hyde y **a mis sobrinos** Linda Celeste, Marifé y Luther Josué por darme su apoyo y cariño.

A mi Alma Mater por formarme y capacitarme.

A la Universidad Estatal de Carolina del Norte por haberme brindado la oportunidad de realizar este trabajo en su campus.

A Ryan Emanuel Ph. D., Nitin Singh M.Sc., Joseph Anderson M.Sc., Wilmer Reyes M.Sc, Catherine Jones y Chase Batchelor por darme orientación, apoyo y amistad durante la realización de este trabajo.

A mi asesor Ramón Canaca M.Sc. por su consejo y orientación en el desarrollo de este trabajo.

A Katrina Spillane por su valiosa ayuda y el apoyo que brinda a los estudiantes.

A todos mis buenos amigos de la clase Génesis y de la Universidad Nacional de Agricultura.

CONTENIDO

	Pág.
RESUMEN	ix
I. INTRODUCCIÓN.....	1
II. OBJETIVOS	3
2.1 General.....	3
2.2 Específicos	3
III. HIPÓTESIS.....	4
3.1 Hipótesis Nula.....	4
3.2 Hipótesis Alternativa	4
IV. REVISIÓN DE LITERATURA	5
4.1 Escurrimiento.....	5
4.2 Zonas de la humedad subsuperficial en el suelo.....	6
4.3 Hidrogramas	8
4.4 Factores que condicionan al escurrimiento subsuperficial.	8
4.5 Granulometría del suelo y aguas subsuperficiales	10
4.6 Conectividad hidrológica entre aguas subsuperficiales de zonas de ladera, zonas ribereñas y corrientes de agua.....	11
4.7 Área de pendiente acumulada (UAA, Upslope Accumulated Area).....	12
4.8 Isótopos H ² y O ¹⁸ del agua como trazadores hidrológicos.....	13
4.9 Tiempo de residencia de agua en un acuífero.....	16
V. MATERIALES Y MÉTODOS.....	19
5.1 Ubicación del sitio de estudio	19
5.2 Materiales y Equipo.....	20
5.3 Metodología	21
5.3.1 Medida de dilución e Inyección de lingote (Dilution gauging- slug injection).	21
5.3.2 Análisis de los isótopos estables H ² y O ¹⁸ del agua como rastreadores.....	26

VI. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	28
6.1 Determinación de los patrones espaciales de caudales utilizando Medida de dilución mediante inyección de trazador (Dilution gauging-slug injection)	28
6.2 Variabilidad Isotópica de la precipitación y de los arroyos de tres cuencas en el laboratorio hidrológico Coweeta.	47
VII. CONCLUSIONES	55
VIII. RECOMENDACIONES	56
IX. BIBLIOGRAFÍA	57
ANEXOS	60

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Esquema de zonas de humedad subsuperficial en el perfil del suelo Fuente: El perfil del suelo.....	7
Figura 2. Tipo de corriente según recargue al manto freático (influyente ejemplo: b) o se alimente del manto freático (efluente ejemplo: a) (Western <i>et al.</i> 1999).	12
Figura 3. Líneas isotópicas de agua meteórica (AIEA 2002).....	17
Figura 4. Mapa de ubicación y límites de Coweeta Hydrologic Laboratory (Fuente: Josh S. Rice, NCSU)	20
Figura 5. Esquema de las distancias utilizadas en la medida de dilución e inyección de trazador	21
Figura 6. Ejemplo de una curva de progreso (breakthrough curve, BTC) causada por una “ola de sal” en la Cuenca 1, transecto 1 en Coweeta Hydrologic Laboratory.	25
Figura 7. Mapa de Coweeta que muestra la ubicación de las cuatro cuencas bajo estudio, altura de los árboles (Tree Height) y el área de pendiente acumulada (UAA).(Fuente: Nitin Singh, NCSU).	28
Figura 8. Curva de progreso (BTC) que muestra el comportamiento de la concentración de trazador (g/L de Cl-) en los 300 metros de la cuenca 1.....	29
Figura 9. Concentración de trazador (g/L de Cl-) en el transecto 2 de la cuenca 1.....	30
Figura 10. Comportamiento de la concentración de trazador (g/L de Cl-) en los primeros 50 metros de la corriente de la cuenca 1	31
Figura 11. Comportamiento de la concentración de trazador a los 350 metros de la cuenca 1.	32
Figura 12. Comportamiento del caudal (Q) de los arroyos versus distancia en todas las cuencas bajo estudio en Coweeta Hydrologic Laboratory.	39
Figura 13. Comportamiento del área de pendiente acumulada (UAA) de las cuencas versus distancia en todas las cuencas bajo estudio en Coweeta Hydrologic Laboratory. .	41
Figura 14. Gráfico global de caudal (Q) versus el área de pendiente acumulada (UAA) y regresiones lineal y logarítmica.....	43
Figura 15. Caudales correlacionados individualmente con sus respectivas áreas de pendientes acumuladas y líneas de regresión logarítmica para cada cuenca.	46
Figura 16. Nube de puntos que muestra el comportamiento del O18 en relación al área de pendiente acumulada durante el mes de Junio en la cuenca 1.....	49
Figura 17. Nube de puntos que muestra el comportamiento del Deuterio en relación al área de pendiente acumulada durante el mes de Junio en la cuenca 1.....	50

LISTA DE CUADROS

	Pág.
Cuadro 1. Tamaño de las partículas del suelo, según USDA y SICS	11
Cuadro 2. Número de mediciones realizadas en las cuencas.	29
Cuadro 3. Distancias, caudales, áreas de pendiente acumuladas (UAA) y partes por mil (‰) de Deuterio y O ¹⁸ de la cuenca 1	33
Cuadro 4. Distancias, caudales, áreas de pendiente acumuladas (UAA), y partes por mil (‰) de Deuterio y O ¹⁸ de la cuenca 2	35
Cuadro 5. Distancias, caudales, áreas de pendiente acumuladas (UAA) y partes por mil (‰) de Deuterio y O ¹⁸ de la cuenca 17	36
Cuadro 6. Distancias, caudales, áreas de pendiente acumuladas (UAA) de la cuenca 18 ..	37
Cuadro 7. Correlaciones de área de pendiente acumulada y distancia para las cuencas 1 y 18	42
Cuadro 8. Correlaciones lineales de caudal versus área de pendiente acumulada para todas las cuencas.....	44
Cuadro 9. Correlaciones logarítmicas de caudal versus área de pendiente acumulada para todas las cuencas.	45
Cuadro 10. Datos de la correlación del caudal-isótopos del agua para la cuenca 1	47
Cuadro 11. Datos de la correlación del UAA-isótopos del agua para la cuenca 1	48
Cuadro 12. Variabilidad de O ¹⁸ en la precipitación desde el mes de junio del 2011 hasta julio del 2012.....	51
Cuadro 13. Variabilidad de Deuterio en la precipitación desde el mes de junio del 2011 hasta julio del 2012.....	52
Cuadro 14. Caudal, área de pendiente acumulada y concentración de isótopos de las cuatro cuencas a cincuenta metros de distancia.	53

LISTA DE ANEXOS

	Pág.
Anexo 1. Imagen satelital del pueblo de Otto Smithbridge, Carolina del Norte en esta se indica la localización del Laboratorio Hidrológico Coweeta.	61
Anexo 2. Curva de progreso de una inyección de sal en los 250 metros de la cuenca 1.....	62
Anexo 3. Curva de progreso de una inyección de sal en los 200 metros de la cuenca 2.....	63
Anexo 4. Gráficos de la correlación de área de pendiente acumulada versus la distancia.	63
Anexo 5. Cuadro de valores de la correlación de área de pendiente acumulada versus distancia.....	64
Anexo 6. Correlación del caudal versus área de pendiente acumulada.....	64
Anexo 7. Mapa de puntos de muestreo de agua para análisis isotópico en la cuenca 1.....	64
Anexo 8. Mapa de puntos de muestreo de agua para análisis isotópico en la cuenca 2.....	65
Anexo 9. Mapa de puntos de muestreo de agua para análisis isotópico en la cuenca 17....	66
Anexo 10. Mapa de puntos de muestreo de agua para análisis isotópico en la cuenca 18..	66
Anexo 11. Gráfico de correlación Deuterio-caudal de la cuenca 1.....	67
Anexo 12. Gráfico de correlación O18-caudal de la cuenca 1.....	67

Hyde, BD. 2013. Determinación del patrón espacial de caudales y variabilidad isotópica de O^{18} Y Deuterio de cuatro cuencas en el laboratorio hidrológico Coweeta, Otto, Carolina del Norte, EUA. Tesis Lic. Recursos Naturales y Ambiente, Catacamas, Olancho. UNA.77 p.

RESUMEN

El trabajo de investigación se llevó a cabo entre el 25 de Junio y el 1 de Octubre del 2012 en el estado de Carolina del Norte; El objetivo de este trabajo es determinar los patrones espaciales de caudales de cuatro cuencas experimentales ubicadas en Coweeta, una estación experimental del servicio forestal de los Estados Unidos América. Se midieron los caudales cada cincuenta metros utilizando medida de dilución e inyección de trazador. Se recolectaron muestras para análisis de isótopos estables del agua Deuterio y O^{18} para analizar y comparar la información de caudales, distancias, áreas, y composición isotópica del agua tanto de las corrientes superficiales como de la lluvia, y como todos estos factores interactúan entre sí dentro de las cuencas. El factor espacial que más influye en el cambio del caudal de los arroyos que fluyen en estas cuencas, es el área de pendiente acumulada o área de contribución, siendo este el factor morfométrico que presenta un mayor control sobre la variabilidad espacial de los caudales en las cuatro cuencas de mostrando una correlación global de $r^2= 0.5318$ con $p=3.27E-06$. Se logró identificar como varían los isótopos a través del tiempo y en distintos puntos de las cuencas además de determinar que la variabilidad isotópica está mayormente correlacionada con el área de pendiente acumulada en la Cuenca 1 se determinó que tanto el O^{18} como el Deuterio están correlacionadas con el área de pendiente acumulada con los valores de $r^2= 0.8013$ $p=3.4432E-11$ para O^{18} y $r^2= 0.5015$ $p= 0.01$.

Palabras clave: isótopos, caudal, UAA, cuenca, medida de dilución.

I. INTRODUCCIÓN

La vida sobre La Tierra depende de las funciones del suelo y del agua; la producción de alimentos y la regulación del uso de los recursos hídricos son dos procesos distintos, en donde el recurso suelo y el recurso agua interactúan entre sí. Por un lado el agua y el suelo interactúan para mantener la vida de los cultivos en otro, el suelo y el agua interactúan de distintas formas que dan los diversos tipos de fuentes de agua que existen en el planeta.

El escurrimiento es un componente del ciclo hidrológico, y se define como el agua proveniente de la precipitación, que circula sobre o bajo la superficie terrestre, y que llega a una corriente para finalmente ser drenada hasta la salida de la cuenca; Es de esta forma que los procesos hidrológicos como la infiltración, escurrimiento superficial y el subsuperficial determinan el transporte y acumulación de solutos y de contaminantes en el agua, independientemente sean de origen natural o antropogénico (Pla Sentís 2003).

El intercambio bidireccional de agua del suelo y las corrientes de agua puede influenciar en la calidad del agua de las corrientes y sobre los balances de masa hidrológica; de este modo los procesos hidrológicos regulan los procesos de transporte y acumulación de solutos en toda la red de drenaje (Covino *et al.* 2011).

El movimiento bidireccional entre corrientes y agua del suelo ha sido implicado como un importante control sobre procesos hidrológicos y biogeoquímicos. Se reconoce que las corrientes típicamente no solamente ganan o pierden agua a lo largo de cierta distancia (como por ejemplo cada 100 m), como indican los cambios netos en caudal, pero la dinámica de ganancias y pérdidas de agua hacia sistemas de agua subsuperficial a menudo ocurren sobre un amplio rango de caudales netos (Story *et al.* 2003).

Cuantificar las influencias de las contribuciones de áreas generadoras de escurrimiento a través de la red de drenaje puede proveer una vista dentro de los mecanismos internos que parcialmente controlan las firmas hidrológicas y biogeoquímicas observadas entre redes de drenajes y cuencas (Covino *et al.* 2011).

En este documento se explicará el cambio que presentan los caudales a medida que estos fluyen entender el funcionamiento del ciclo hidrológico y lograr una mayor comprensión del recurso agua y su comportamiento en las cuencas. Este trabajo de investigación se llevo a cabo en Coweeta una estación de investigación forestal e hidrológica localizado en los montes Apalaches en Otto, un condado que pertenece a Carolina del Norte, E.U.A.

II. OBJETIVOS

2.1 General

- Determinar los patrones espaciales de caudales y la variabilidad isotópica de O¹⁸ y Deuterio en cuatro cuencas en el laboratorio hidrológico Coweeta, Carolina del Norte, U.S.A.

2.2 Específicos

- Comparar si el cambio observado en los caudales es consistente con los datos isotópicos recolectados de las cuencas.
- Determinar si los caudales cambian predeciblemente a lo largo de las corrientes de agua.
- Identificar que variable del terreno incide de manera directa en el cambio de los caudales de las cuatro cuencas bajo estudio.

III. HIPÓTESIS

3.1 Hipótesis Nula

Ninguno de los parámetros morfométricos y físicos de la cuenca favorece de manera significativa al escurrimiento subsuperficial.

3.2 Hipótesis Alternativa

Al menos uno de los parámetros morfométricos y físicos de la cuenca contribuye de manera significativa a la formación escorrentía subsuperficial.

IV. REVISIÓN DE LITERATURA

4.1 Esgurrimiento

Según Madelei (2005) el esgurrimiento es la parte de la precipitación que aparece en las corrientes fluviales superficiales, perennes, intermitentes o efímeras, y que regresa al mar o a los cuerpos de agua interiores. Dicho de otra manera, es el deslizamiento virgen del agua, que no ha sido afectado por obras artificiales hechas por el hombre.

El esgurrimiento se puede clasificar en:

- a) **Esgurrimiento superficial o escorrentía:** Es la parte del agua que esgurre sobre el suelo y después por los cauces de los ríos.
- b) **Esgurrimiento subsuperficial:** Es la parte del agua que se desliza a través de los horizontes superiores del suelo hacia las corrientes. Una parte de este tipo de esgurrimiento entra rápidamente a formar parte de las corrientes superficiales y a la otra le toma bastante tiempo el unirse a ellas.
- c) **Esgurrimiento subterráneo:** Es aquél que, debido a una profunda percolación del agua infiltrada en el suelo, se lleva a cabo en los mantos subterráneos y que, posteriormente, por lo general, descarga a las corrientes fluviales.

A la parte de la precipitación que contribuye directamente al esgurrimiento superficial se le llama precipitación en exceso o precipitación efectiva. El esgurrimiento subterráneo y la parte retardada del esgurrimiento subsuperficial constituyen el esgurrimiento base de los ríos.

La parte de agua de esgurrimiento que entra rápidamente en el cauce de las corrientes es a lo que se llama *esgurrimiento directo* y es igual a la suma del esgurrimiento subsuperficial

más la precipitación que cae directamente en los cauces. (Madelei 2005).

4.2 Zonas de la humedad subsuperficial en el suelo

El contenido de agua en el suelo es una variable esencial en hidrología, que tiene una influencia muy importante sobre ciertos procesos hidrológicos como las crecidas, o sobre las interacciones suelo-atmósfera (Bárdossy y Lehmann 1998).

Además, el contenido de agua en el suelo se caracteriza por una gran variabilidad espaciotemporal (Western *et al.* 2004), que aumenta marcadamente la no-linealidad de dichos procesos hidrológicos.

La humedad subsuperficial en el suelo se puede representar verticalmente en cuatro zonas:

- **Zona de evapotranspiración (ETP):** Es la zona superior, comenzando desde la superficie del terreno; se extiende hacia abajo, acompañando la capa de las raíces de las plantas. Está sometida a alteración del suelo y en ella se realiza la evapotranspiración.

Normalmente, esta zona se encuentra en estado no saturado (parte de los poros de la tierra están llenos de aire, además de agua). Durante período de lluvia (o irrigación), esta zona puede volverse saturada.

El espesor de esta zona es función del suelo, el clima y la cobertura vegetal; en zonas templadas alcanza 1 a 2 m de profundidad y excepcionalmente 3 m.

- **Zona de retención:** El volumen de agua es igual al coeficiente de retención específico y el peso del agua es igual a la capacidad de campo. El agua de esta zona no presenta ningún vínculo hidráulico con las capas inferiores.

Es una zona de conexión con la región usualmente saturada del sistema tierra-roca. Esta zona intermedia está normalmente no saturada, excepto en períodos de extrema precipitación. Su espesor medio puede variar entre 0.6 y 2 m, alcanzar los 15 m o, por el contrario, faltar completamente. (Fuente: El perfil del suelo y subsuperficies de agua. Disponible en: Unsaturated Soils Research vol 11).

➤ **Franja capilar:** La zona capilar yace por encima de las capas bajas saturadas. Su nombre proviene de la existencia de agua que sube debido a las fuerzas capilares. La capilaridad es una función del tipo de sistema tierra-roca. La columna de agua ascendente puede ser una fracción de un metro para arenas hasta decenas de metros para arcillas finas.

La posición de la franja capilar se ve afectada por las fluctuaciones de la capa acuífera, pero no su potencia. La potencia varía de manera inversamente proporcional a la granulometría, con valores entre 30 y 60 cm en las arenas y de hasta 3 m en los limos.

➤ **Zona saturada:** Llamada capa o manto acuífero. En el ejemplo considerado (Figura 1.), se denomina también *acuífero* libre o freático (en la superficie superior o nivel freático, la presión del agua es igual a la presión atmosférica). Todos los espacios vacíos están ocupados enteramente por agua. El coeficiente de saturación alcanza el 100 %.

De esta zona puede extraerse agua mediante el uso de métodos convencionales (bombas) (Fuente: El perfil del suelo y sub-superficies de agua. Disponible en: Unsaturated Soils Research vol 11).

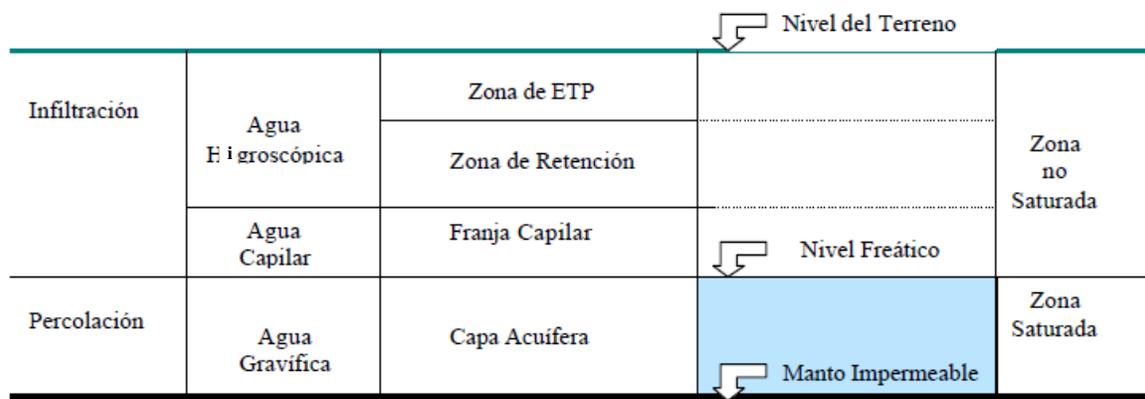


Figura 1. Esquema de zonas de humedad subsuperficial en el perfil del suelo Fuente: El perfil del suelo.

4.3 Hidrogramas

La precipitación es la fuente natural principal de agua a las cuencas. El escurrimiento subsuperficial es esa parte del agua que existe debajo la superficie de la cuenca que se desplaza a un ritmo mayor que el agua subterránea y se muestra como una corriente que se va concentrando hacia un solo punto. Un hidrograma es una representación gráfica de un flujo respecto al tiempo (Langbein *et al.* 1960 citado por: Hayes y Young, 2005) y puede ser utilizado para analizar las características tanto de la escorrentía superficial como las características del flujo o escurrimiento subsuperficial, asociadas con la cuenca y las tormentas.

Los hidrogramas muestran los efectos integrados de las características físicas de la cuenca y las características de las tormentas dentro de los límites de la cuenca (Freeze, 1974), y la separación de un hidrograma en términos de tiempo puede ser útil para el análisis de estructuras de drenajes.

4.4 Factores que condicionan al escurrimiento subsuperficial.

Según Ruiz, (2004) el proceso de escurrimiento subsuperficial como la escorrentía superficial están regidos por un gran número de factores como ser el clima de la zona (régimen de lluvias, temperaturas y de radiación solar) cambiando las modalidades ecogeomorfológicas, sin olvidar la importancia de la configuración de los factores bióticos y abióticos que pudiesen interactuar dentro de las cuencas. Factores bióticos como el patrón de la vegetación en las laderas trae consigo otros condicionantes como ser la evapotranspiración, la cual puede variar entre las diferentes especies de coberturas; diferentes especies de árboles presentan distintos grados de evapotranspiración debido a los índices de área foliar (IAF).

El cambio de uso de suelo puede verse reflejado en la producción de escurrimiento de una cuenca, según Lavee *et al.* (1998); quienes afirman que los caudales de una cuenca en la cual se cambió la cobertura vegetal pasando de bosque latifoliado a bosque de coníferas presentó una reducción de un 20% (23,700 m³) en los caudales de la cuenca.

Las laderas actúan como un mosaico hidrológico desordenado en el cual se encuentran áreas infiltradoras y áreas escurridoras dependiendo de sus características morfométricas, litológicas, edáficas, de vegetación y del manejo que se le da a las laderas (Ruiz 2004).

Gran parte de la problemática de las cuencas hidrográficas rurales está ligada a transformaciones del territorio, relacionadas con la pérdida y reemplazo de vegetación natural y con el creciente uso de agroquímicos, como consecuencia de la expansión e intensificación de las actividades productivas de diversos tipos (Linkie *et al.* 2004).

Los impactos de los agroecosistemas sobre el medio ambiente, en términos de pérdidas y translocaciones de nutrientes hacia cuerpos de agua, se han relacionado con la continua e ineficiente aplicación de fertilizantes, que contribuye en gran medida a la degradación progresiva de la calidad de agua (Thorsen *et al.* 1996).

El escurrimiento subsuperficial puede verse regido por diferentes factores dependiendo de las condiciones de aridez o de humedad; Lavee *et al.* (1998) reporta que en condiciones de humedad, los factores bióticos como ser: la vegetación, la actividad de los microorganismos y los procesos de manejo que da el humano en las cuencas son los responsables de la generación de escurrimiento y de infiltración. Por otro lado, en condiciones áridas los factores abióticos (características físicas del suelo, clima) son los que ejercen el control en los procesos de infiltración y escurrimiento; ambos mecanismos pueden presentarse en una misma cuenca e incluso en la misma ladera (Boix-Fayos. 1999).

Puigdefábregas (1998) afirma que la sostenibilidad del recurso hídrico subterráneo depende de varios factores relacionados con el conocimiento del sistema acuífero, el uso del suelo,

la protección de captaciones, la regulación de los caudales de explotación, la identificación de zonas de recarga y la evaluación de esta.

4.5 Granulometría del suelo y aguas subsuperficiales

El suelo es un material complejo compuesto por materia presente en sus tres fases.

La fase sólida está compuesta por minerales y materia orgánica; la fase líquida por agua y la fase gaseosa está formada esencialmente por aire y vapor de agua.

El complejo sólido-aire, constituye la trama de las rocas y el soporte de las aguas subterráneas a la manera de esponja. La fase sólida rara vez es compacta, sino que presenta espacios vacíos o poros ocupados por gases o líquidos (Fuente: Unsaturated Soils Research vol 11.)

Los elementos de la fase sólida pueden encontrarse en dos formas:

- Sólidamente trabados entre sí, formando rocas coherentes o compactas (ej. calizas)
- Más o menos libres, formando rocas incoherentes o muelles (ej. arenas y gravas).

Las primeras permiten el paso de agua solo a través de fisuras, mientras que en las segundas será a través de intersticios intergranulares.

Las propiedades hidráulicas que caracterizan la relación sólido-aire y sólido-aire-agua son la porosidad y la permeabilidad, respectivamente (Fuente: El perfil del suelo y subsuperficies de agua. Disponible en Unsaturated Soils Research vol 11:).

En función del tamaño de las partículas que conforman el suelo, los mismos pueden clasificarse granulométricamente según se observa en el Cuadro I.

Cuadro 1. Tamaño de las partículas del suelo, según USDA y SICS

Nombre del Sedimento	Diámetro de la partícula (mm)
Arena muy gruesa	2-1
Arena gruesa	1-0.5
Arena mediana	0.5-0.25
Arena fina	0.25-0.125
Arena muy fina	0.125-0.0625
Limo	0.0625-0.0039
Arcilla	Menos de 0.0039

4.6 Conectividad hidrológica entre aguas subsuperficiales de zonas de ladera, zonas ribereñas y corrientes de agua.

Según Peters *et al.* (1995); McGlynn y McDonell (2003), los suelos de las zonas de ladera durante períodos de alta humedad, pueden volverse altamente transmisivos y contribuir cantidades significativas de agua a las zonas ribereñas y a la red de drenaje o corrientes.

Se define como conectividad hidrológica al intervalo de tiempo en el cual ocurrió un caudal y se presenta un nivel freático arriba del manto rocoso tanto como en las laderas y en las zonas ribereñas (Jencso *et al.*2009). Los componentes del paisaje exhiben umbrales hidrológicos diferentes dependiendo de las características de las lluvias, condiciones de humedad del suelo y la topografía tanto de la superficie y del manto rocoso (Jencso *et al.* 2009).

Así mismo, la conectividad hidrológica entre las aguas de las pendientes de las montañas y las zonas ribereñas de la cuenca representa el vínculo entre los elementos dominantes del paisaje y la red de drenaje (Jencso *et al.* 2009). Además de ser un proceso clave en el transporte de solutos hacia las corrientes (McGlynn *et al.* 2009).

El patrón del crecimiento de la vegetación, la geología y la topografía de las zonas de recarga puede causar un mosaico de zonas infiltradoras o efluentes para el escurrimiento (Ruiz Sinoga *et al.* 2004) a todo esto añadiendo todas las características hidrológicas (Fitzjohn *et al.*1998).

Por esta misma razón, la conectividad hidrológica entre laderas, zonas ribereñas y las corrientes es heterogénea en el espacio y su duración es temporal.

Por lo general áreas con poca área de pendiente acumulada (UAA, *Upslope Accumulated Area*) determinan que la conectividad hidrológica es temporal (Jencso *et al.* 2009).

A escala de zonas de recarga y pendientes pequeñas, la humedad del suelo puede variar por diferentes procesos del drenaje del agua (Western *et al.* 1999).

Inclusive dentro de las zonas ribereñas, el nivel freático puede verse bajo la influencia de las corrientes quienes pueden alimentar el nivel freático (corriente influente) o pueden extraer agua del mismo (corriente efluente) (Figura 2).

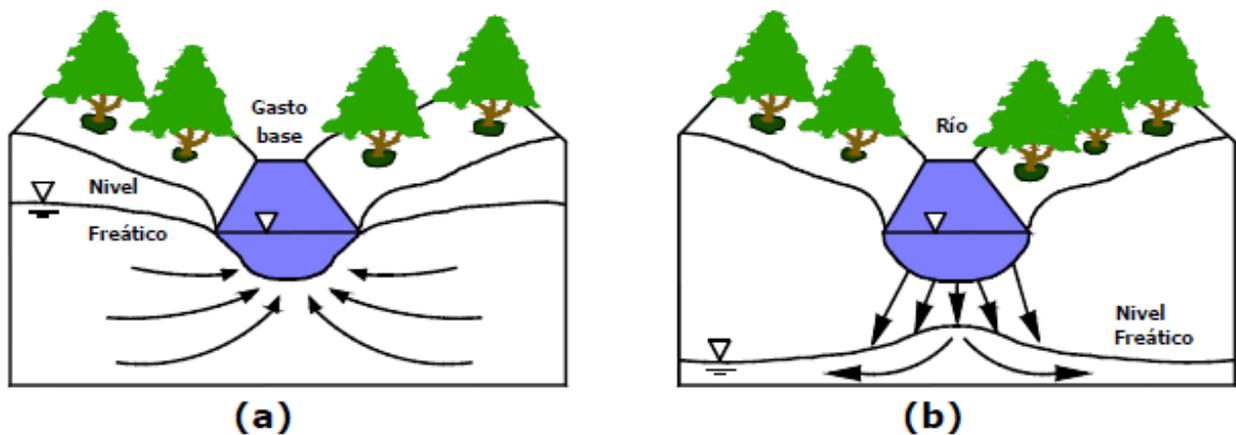


Figura 2. Tipo de corriente según recargue al manto freático (influyente ejemplo: b) o se alimente del manto freático (efluente ejemplo: a) (Western *et al.* 1999).

La recarga se define como el proceso por el cual un acuífero se abastece de agua procedente del entorno que lo limita. Dicha agua puede provenir de la infiltración de agua lluvia, de corrientes superficiales o de unidades hidrogeológicas adyacentes, también la acción del hombre puede intencionalmente o no ocasionar recarga artificial (Palacio *et al.* 2007).

4.7 Área de pendiente acumulada (UAA, *Upslope Accumulated Area*).

Según Jencso *et al.* (2009) el área de pendiente acumulada es el área total de un terreno que drena hacia un punto particular del paisaje y también se refiere a estos como área de contribución local. Las entradas de agua hacia los arroyos y ríos varían espacialmente a lo largo de las redes de drenaje. El escurrimiento no se genera uniformemente en diferentes secciones de las pendientes; esto es parcialmente debido a la convergencia y divergencia topográfica de las pendientes (McGlynn *et al.* 2003).

En zonas de recarga con altas pendientes y suelos poco profundos el área de pendiente acumulada es un factor que representa un control de distribución del agua del suelo (Jencso *et al.* 2009). La acumulación de área de pendiente a menudo determina la variabilidad en las entradas de escurrimiento hacia las corrientes (Beven, citado por McGlynn 2003).

Mientras que el drenado de las zonas ribereñas a causa del escurrimiento subsuperficial es un control de primer orden en una potencial transformación química (Hill *et al.* 1990), y en la expresión de agua de las pendientes en las corrientes (McGlynn y McDonnell. 2003).

4.8 Isótopos H^2 y O^{18} del agua como trazadores hidrológicos

Isótopos: formas del mismo elemento que contienen el mismo número de protones, pero varían en el número de neutrones en el núcleo. Químicamente lo mismo, pero físicamente diferentes. Estables (O^{18} , H^2) y radioactivos: Tritio (H^3).

Otros isótopos estables usados en Hidrología son: N^{14} , N^{15} , C^{12} , C^{13} .

La necesidad de estudiar la dinámica de las aguas en el suelo para poder hacer estimaciones o predicciones de los umbrales de producción de agua ha impulsado a los científicos a realizar experiencias con isótopos estables del agua; el H^2 también conocido como deuterio y O^{18} , elementos constitutivos del agua, los convierte en excelentes trazadores para estudiar el agua y sus movimientos en los diferentes medios como ser el suelo, las plantas e incluso la atmósfera (Aravaena *et al.* 2003).

El principio de la utilización de las técnicas isotópicas en hidrogeología se fundamenta en el hecho de que el agua subterránea puede tener diferentes composiciones isotópicas de acuerdo con su ambiente de recarga (Palacios *et al.* 2007).

Los isótopos estables de estos elementos son útiles para rastrear las fuentes y direcciones de flujo y los radioactivos permiten medir edad y tiempo de residencia (Betancur *et al.* 2007). El estudio de la composición isotópica de las aguas ha facilitado en gran manera en las últimas décadas el conocimiento sobre el funcionamiento general del ciclo hidrológico, y ha mostrado ser clave en numerosos estudios aplicados, que van desde la estimación de los recursos hídricos superficiales y subterráneos, a la evaluación de su calidad, la investigación en cambio climático, y el estudio de ecosistemas (Rodríguez-Arévalo *et al.* 2007).

La utilización de trazadores es una herramienta adecuada para investigar los procesos de generación de escurrimiento a escala de cuenca, así trazadores isotópicos conservativos como el O^{18} y H^2 (Deuterio – D) es adecuada para determinar el tiempo de residencia del agua (Malozewsky y Zuber, citado por: Dafonte Dafonte, J. 2008); para conocer la fuente de agua (Kendall *et al.* 1995) y para ayudar en la creación de un sistema conceptual de circulación de agua en un acuífero (Gallego Fernandes *et al.* 2005).

La variabilidad espacial y temporal de la riqueza en la precipitación de O^{18} y deuterio esta provocada por el efecto de fraccionamiento que acompaña a la evaporación desde el océano y la condensación durante el transporte atmosférico del vapor de agua (Gat y Gonfiantini 1981).

La concentración de estos isótopos en el agua también depende de los procesos que haya sufrido esta dentro del ciclo hidrológico. En general, las precipitaciones y, por ende, el agua subterránea de una zona determinada se caracterizan por una composición isotópica que es función de la historia de las masas de vapor que las originan, y de parámetros geográficos tales como altitud y latitud. Por lo tanto, la existencia y conocimiento de los diferentes procesos que afectan la composición isotópica del agua hacen que necesariamente el contenido isotópico del agua del acuífero freático sea diferente al del agua de la humedad ambiental, debido a su distinto origen (Aravaena y Acevedo 2003).

El fraccionamiento de isótopos es una reacción termodépendiente, como lo prueba la existencia de una correlación entre O^{18} con la precipitación y la temperatura, de forma que cuanto más elevada sea la temperatura, más se enriquece el agua en isótopos pesados ambiental (Siegenthaler y Oesgher, citado por: Dafonte Dafonte 2008).

Los otros factores que determinan el contenido isotópico de una muestra están muy correlacionados con la temperatura (Plata, citado por Dafonte Dafonte. 2008). Humedad atmosférica (al bajar el valor del parámetro, se incrementan las concentraciones de O^{18} y Deuterio en la fase de vapor), cantidad de precipitación (al aumentar la precipitación, baja la riqueza de isótopos pesados), latitud (al incrementarse baja la riqueza de isótopos pesados), altitud (al aumentar la altitud baja la riqueza de isótopos), efecto continental (a mayor distancia al mar, baja la riqueza de isótopos pesados), y el efecto estacional (las precipitaciones de verano tienen mayor riqueza en isótopos pesados que las precipitaciones invernales) es debido a estos factores y procesos que las concentraciones de O^{18} y Deuterio varían en todo el planeta (Dafonte Dafonte., *et al.* 2008).

Los isótopos estables O^{18} y H^2 tienen muchas aplicaciones en la investigación hidrogeológica, debido a su alta abundancia y la simplicidad de su determinación analítica. Al formar parte de la molécula de agua, constituyen trazadores naturales que se comportan químicamente como el agua misma (Andreo *et al.* 2004).

Las técnicas en que se emplean isótopos constituyen instrumentos precisos y modernos para estudiar los recursos hídricos, y pueden aportar una solución idónea al problema del origen, la distribución y las propiedades del agua en una región dada, especialmente cuando se combinan con otros instrumentos al alcance de hidrólogos, hidrogeólogos y geoquímicos. Los análisis de la composición de H^2 y el O^{18} , en una muestra se reportan en partes por mil: ‰, en términos de la desviación de un estándar, el VSMOW (Viena Estándar Ocean Water) (Clark y Fritz 1999).

4.9 Tiempo de residencia de agua en un acuífero

El tiempo medio de residencia expresa la relación entre el volumen total de agua en un acuífero y el caudal de descarga del sistema. Al desarrollar programas de manejo de recursos hídricos, el conocimiento del tiempo de residencia del agua puede resultar una herramienta útil para la estimación de tasas de recarga de acuíferos, y para la toma de información referida a las tasas de progreso de procesos geoquímicos o biológicos.

Así, trazadores isotópicos conservativos como el O^{18} y H^2 (Deuterio – D) son adecuados para determinar el tiempo de residencia del agua (Malozewsky y Zuber, citado por: Dafonte Dafonte, J. 2008). Las técnicas para determinar el tiempo de residencia de agua en un acuífero son variadas, al igual que su campo de aplicación. Glynn y Plummer (2005) las clasifican en dos grupos genéricos. El primero, al que llaman “Relojes” incluye la aplicación de isótopos cosmogénicos tales como C^{14} , Si^{32} , Ar^{39} , Kr^{81} , Cl^{36} , y S^{35} , o radioisótopos de origen antrópico cuya historia de recarga es conocida tales como H^3 (tritio), H^3/He^3 (relación tritio- He^3), y Kr^{85} .

Los “relojes” son radioisótopos cuya función de entrada y tasa de desintegración son conocidas, permitiendo entonces obtener el tiempo transcurrido para alcanzar una concentración medida en una muestra. Al segundo grupo, denominado “señales”, lo caracterizan como un archivo de las condiciones superficiales o ambientales existentes y en los cuales los procesos geoquímicos e isotópicos no contribuyen a su crecimiento o decaimiento, siendo sólo afectados por procesos hidrológicos que afectan su distribución y concentración.

Entre las señales se destaca el uso de series temporales de registros de H^2 y O^{18} o los compuestos introducidos artificialmente con funciones de entrada conocidas, tales como los clorofluorocarbonos (CFCs) o el hexafluoruro de azufre (SF_6) (Glynn y Plummer 2005).

El término “agua joven” se usa en general para agua recargada aproximadamente en los últimos 50 años, una escala de tiempo definida por un pequeño número de trazadores que indican, en general, que el agua ha sido potencialmente impactada por contaminación antropogénica (Plummer 2005).

Entre las técnicas de datación de aguas jóvenes se reconocen tres grupos:

- 1) medición de la actividad de un radionucleido individual de origen atmosférico como H^3 , Kr^{85} , Ar^{39} .
- 2) el método de H^3/He^3 , medición del isótopo padre y su hija
- 3) métodos basados en la medición de gases atmosféricos de origen antropogénico, tales como los CFCs y el SF6 (Martínez *et al.* 2007).

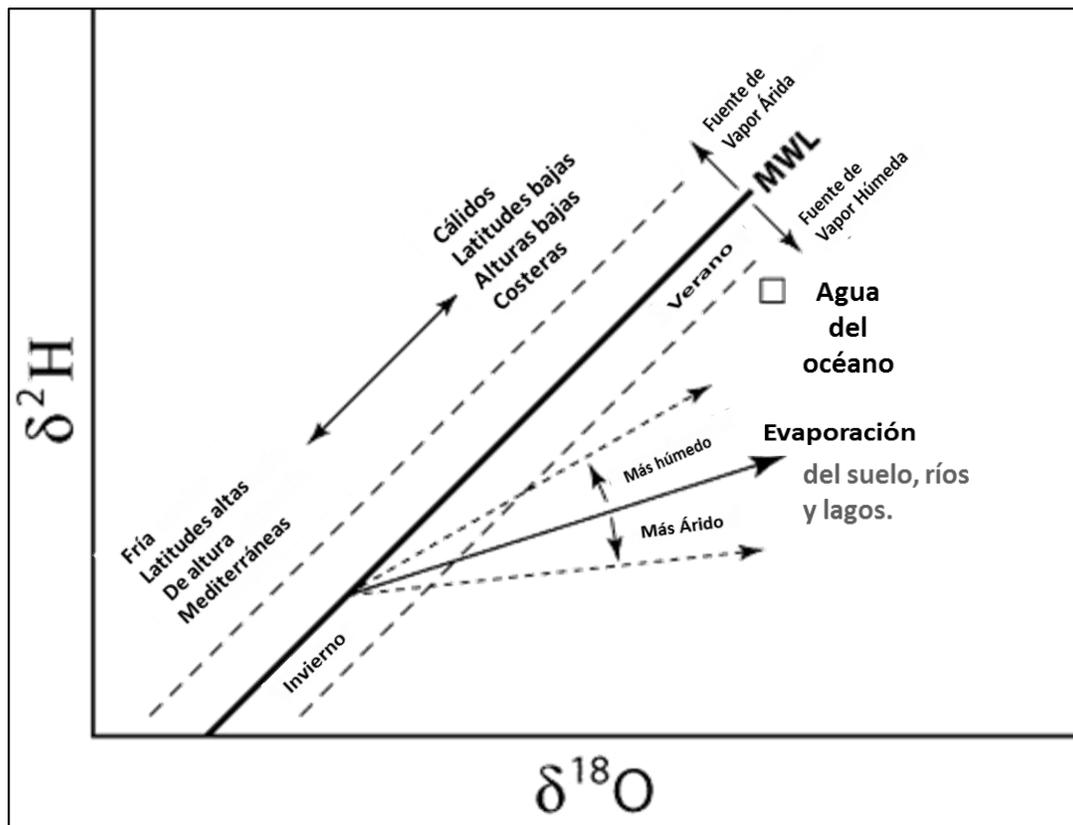


Figura 3. Líneas isotópicas de agua meteórica (AIEA 2002)

Las líneas isotópicas de agua meteórica muestran la relación lineal entre H^2 y O^{18} en las aguas meteóricas. En la línea global de agua meteórica (GMWL) los valores de H^2 y O^{18} , para la precipitación se comportan predeciblemente y caen en la siguiente línea:

$$\delta D = 8 * \delta^{18}O + 10\text{‰}$$

La línea global de aguas meteóricas es el promedio de todas las líneas locales de agua meteóricas que se han medido en el mundo usando la Red global de precipitación de Isótopos (GNIP).

Las líneas locales de agua meteórica (LMWL) difieren de la línea global de aguas meteóricas (GMWL) debido a características y variables fuentes de vapor (AIEA 2002).

V. MATERIALES Y MÉTODOS

5.1 Ubicación del sitio de estudio

El trabajo de investigación se llevó a cabo en cuatro cuencas experimentales de Coweeta Hydrologic Laboratory (University of Georgia/ USDA Forest Service) Otto, North Carolina durante el período de Junio-Septiembre del presente año. Se ubica entre las coordenadas geográficas 35° 03' 40.07'' latitud Norte 83° 25' 53.27'' longitud Oeste. Presentan una altitud entre 800 y 1500 m (Figura 3) y con pendientes medias de 54.12%, 50.95%, 56.44%; y 54%. La precipitación media anual puede variar de 1800 mm/año a 2400 mm/año dependiendo de la elevación.

Las cuencas de estudio son 1, 2, 17 y 18 presentan áreas de 15.44 Ha ,13.01 Ha, 13.46Ha, 12.31 Ha respectivamente; dos de las cuencas están completamente forestadas con bosque latifoliado (cuencas 2 y18) y dos con bosque de coníferas (cuencas 1 y 17) con una edad de 80-100 años; Se caracterizan por tener suelos poco profundos y pobres en nutrientes.

La distribución de lluvias durante el año son muy regulares siendo febrero, marzo y diciembre los meses más lluviosos con una precipitación media de 200 mm cada uno; en los meses de junio, julio, agosto y septiembre durante los cuales se llevó a cabo la investigación, la precipitación media mensual oscila entre 160 mm hasta 175 mm. La temperatura media anual es de 12 °C (fuente: Nitin Singh,NCSU).

5.2 Materiales y Equipo

Para esta investigación se emplearon: banderas, marcadores, frascos estériles de 20 ml, jeringas, sal, cubeta, cinta métrica, GPS, bomba de descarga, medidor de conductividad eléctrica, registradores de datos, computadora portátil y espectrómetro laser Picarro L2130-*i*.

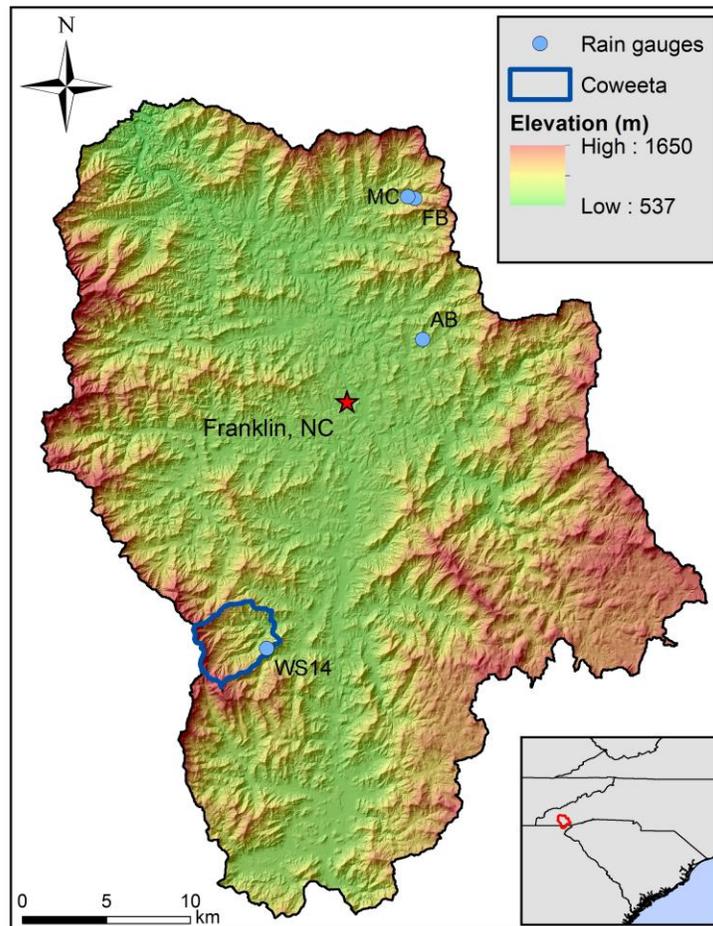


Figura 4. Mapa de ubicación y límites de Coweeta Hydrologic Laboratory (Fuente: Josh S. Rice, NCSU)

5.3 Metodología

5.3.1 Medida de dilución e Inyección de lingote (Dilution gauging- slug injection)

Se realizaron inyecciones de un rastreador conservativo (cloruro, Cl⁻) en cuatro arroyos de las cuatro cuencas localizadas dentro de Coweeta para cuantificar el cambio en el caudal (Q) de los arroyos a cada 50 metros. Se realizó la medida de dilución para calcular el caudal (Q) cada cincuenta metros a lo largo de los arroyos; para esto se disolvieron 75 gramos de Cloruro de Sodio (NaCl) en 10 litros de agua y se introdujo al arroyo como una inyección instantánea usando la cubeta, a una distancia de 12 metros del punto de muestreo. Esto permite que el trazador o rastreador; en este caso la sal (NaCl) se mezcle y se diluya a lo ancho y largo del arroyo.

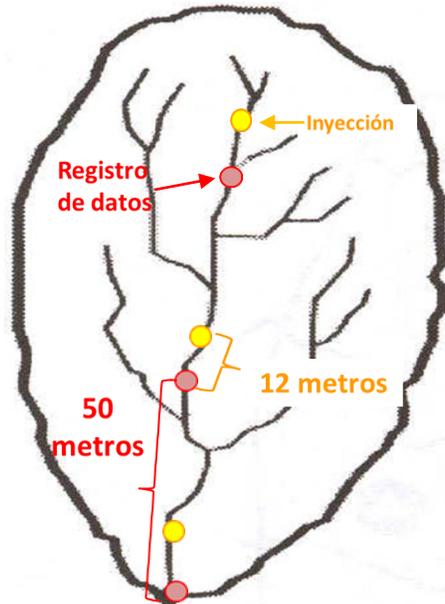


Figura 5.Esquema de las distancias utilizadas en la medida de dilución e inyección de trazador

Se utilizó como trazador porque es de bajo costo además las concentraciones de sal y las duraciones de exposición normalmente envueltos en la medición de caudales mediante este proceso son menores a los umbrales asociados con efectos perjudiciales en organismos (Moore 2005). Siguiendo la inyección del trazador, la solución de sal se combina

rápidamente a través de la profundidad del arroyo y en forma más lenta a lo ancho del mismo, todo esto sucede mientras el trazador fluye con el flujo general de agua.

Debido a que el centro de la corriente fluye más rápido que los lados cercanos a las orillas, la nube de agua salada se estira corriente abajo en un proceso conocido como *dispersión longitudinal* (Moore 2005). Esta dispersión convierte la solución de sal en una nube que se mueve corriente abajo con tres diferentes zonas de concentración de sal; la zona inicial con concentraciones de sal relativamente bajas, la zona central que tiene concentraciones altas de sal y una zona terminal donde la concentración comienza a decrecer hasta que regresa a las concentraciones base (Moore 2005).

La precisión de este proceso depende de cuánto se aumente la conductividad eléctrica (EC) del agua se aumente sobre la conductividad base durante el paso de la sal, relativo a la precisión de la sonda con la que se mida la conductividad. El cambio en EC durante el paso de sal depende del volumen de solución de sal y su concentración, así mismo de las características de la corriente. Aquellas corrientes con menos dispersión longitudinal exhibirán una ola de sal más pronunciada con mayores concentraciones (Moore 2005).

Durante cada inyección de NaCl para la medición de dilución, se midió la conductividad bruta (RC) en tiempo real utilizando sondas conectadas a registradores de datos Campbell Scientific Se registró la conductividad 12 metros corriente abajo del punto de inyección, donde el trazador había sido completamente mezclado a lo ancho de la corriente (Covino *et al.* 2011).

Las sondas para medir la conductividad fueron aseguradas a una profundidad media en los arroyos y se recolectó datos de conductividad bruta (RC) cada tres segundos previo a la llegada del trazador al punto de muestreo, antes de esto se midió conductividad carente de la influencia del trazador (conductividad base), durante la llegada del trazador (i.e., curva de progreso, BTC), hasta que la conductividad retornara a sus valores base (Covino *et al.* 2011).

De la misma forma la “nube de sal” causa que la concentración incremente de su valor base a un valor máximo; correspondiente al paso del núcleo de la nube, seguido por el descenso hacia las concentraciones base mientras la zona terminal del trazador recorre el punto de muestreo, resultando en una característica “*ola de sal*” (Moore 2005).

La dispersión longitudinal reduce el máximo alcanzado por la conductividad bruta RC de la ola de sal a medida que se mueve corriente abajo. El tiempo requerido para el máximo de la ola de sal para moverse a través del punto de observación dependerá inversamente de la velocidad media del arroyo, mientras la duración de la ola de sal dependerá en la cantidad de dispersión longitudinal, la cual depende de cuan variables sean las velocidades de la corriente a lo ancho de la misma (Moore 2005).

Durante cada inyección en los arroyos se registró la conductividad bruta (RC) en lapsos de tiempo de tres segundos, todos estos datos fueron obtenidos de los registradores como un archivo de texto (Notepad) en donde se registraron: fecha, hora, temperatura y conductividad bruta (RC) del agua; los datos se filtraron para eliminar las lecturas previas a la inyección del trazador; luego de esto se obtuvo la conductividad específica (SC) a una temperatura de 25°C aplicando la siguiente ecuación:

$$SC@25^{\circ}C = ((RC)/(1+0.0191*(T-25))) \quad [1]$$

Donde:

SC@25°C= Conductividad específica (μSiemens) a una temperatura de 25° Celsius.

RC= Conductividad bruta (μSiemens)

T= temperatura (°C)

También se aplicó la ecuación [1] a la conductividad base para obtener la conductividad base corregida (BcBaseline); esto se hace para eliminar la influencia de la conductividad natural base del arroyo y obtener solamente las lecturas de conductividad generadas por el

trazador de sal, este valor ayuda a obtener la conductividad corregida (BC) dividiendo la conductividad específica ($SC@25^{\circ}C$) por la conductividad base corregida ($BcBaseline$):

$$BC = SC@25^{\circ}C / BcBaseline \quad [2]$$

Una vez que se aplica la ecuación [2] se corrigen las conductividades para la conductividad base, haciendo esto se elimina la influencia de la conductividad que esta presente originalmente en el agua y se obtiene solamente la conductividad causada por el trazador.

Procediendo, se calcula la concentración de sal dividiendo la conductividad corregida (BC) por el coeficiente de calibración “y”.

Para determinar y, un volumen conocido de solución de inyección (típicamente 5 o 10 ml) es agregado a un volumen conocido de agua del arroyo a muestrear (típicamente 1 litro) para producir una solución secundaria, incrementos conocidos de esta solución secundaria son entonces agregados a un segundo volumen de agua (típicamente 1 litro); para generar un conjunto de valores de conductividad eléctrica correspondientes a los diferentes valores de concentración relativa. La pendiente de la relación entre la concentración relativa y la conductividad eléctrica provee el valor requerido para y. Este procedimiento de dos pasos diluye la solución de inyección a las concentraciones relativas observadas durante la ola de sal, sin la necesidad de usar grandes volúmenes de agua.

En este punto estamos listos para graficar el comportamiento de las concentraciones del trazador versus el tiempo que le toma a la ola de sal de ir del punto de inyección al punto de registro (i.e. break through curve, BTC).

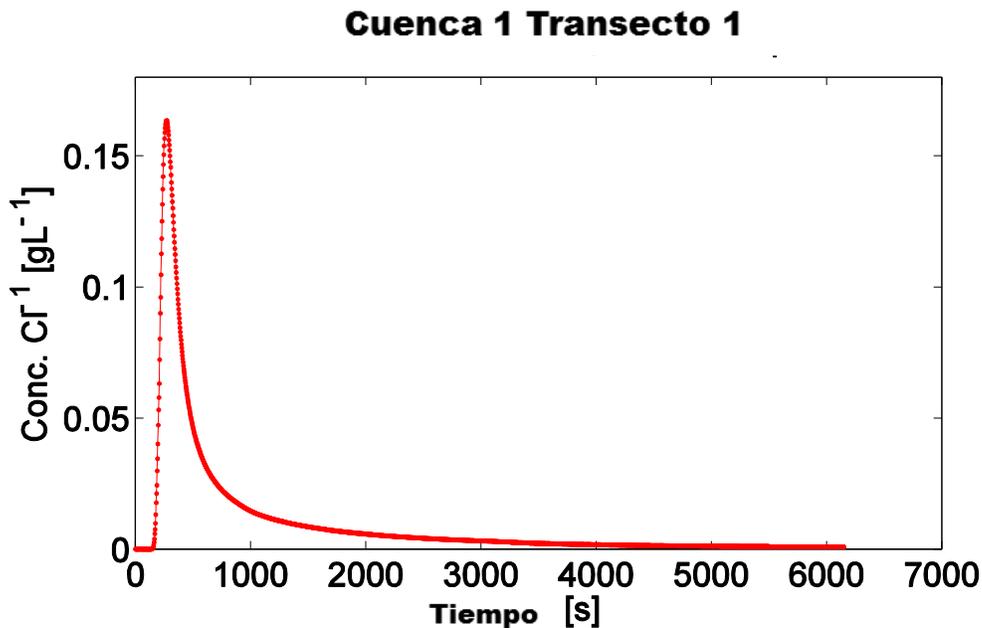


Figura 6. Ejemplo de una curva de progreso (breakthrough curve, BTC) causada por una “ola de sal” en la Cuenca 1, transecto 1 en Coweeta Hydrologic Laboratory.

Procediendo se calcula el área debajo de la BTC usando MATLAB® (*The MathWorks, Inc. 2011*) aplicando la función “*trapz*” al aplicar esta función se obtiene una imagen más precisa del área bajo la curva, este número corresponde a las unidades de masa de trazador (g) disuelto en unidades de volumen (L) multiplicado por unidades de tiempo:

$$\text{Area bajo BTC} = \text{g/L*s}$$

Para obtener caudal (Q) se divide la masa del trazador por el área bajo la curva (BTC):

$$Q = \text{masa del trazador} / \text{Área bajo la BTC}$$

Donde:

$$Q = \text{L/s}$$

Masa del trazador = gramos (g)

$$\text{Área bajo BTC} = \text{g/L*s}$$

Bajo condiciones aptas, las determinaciones de caudales hechos mediante inyección pueden ser precisas hasta $\pm 5\%$. Las mediciones precisas requieren (1) que la sal en la solución

este completamente disuelta, y (2) que la solución de inyección debe estar completamente combinada al aproximarse al, lugar donde la ola de sal es registrada (Moore 2005).

5.3.2 Análisis de los isótopos estables H^2 y O^{18} .

Para llevar a cabo el análisis de isótopos del agua primero se recolectan muestras limpias y representativas evitando contaminarlas con otros elementos como partículas de suelo, burbujas y escombros que pueden llegar dentro de los frascos de las muestras y alterar la composición del agua o de alguna forma interferir con el análisis.

Se recolectaron muestras de 20 ml de agua provenientes de:

- a) Pozos de agua subsuperficial: para muestrear el agua de los pozos de agua subsuperficial, primero los pozos fueron purgados usando las bombas eléctricas por un tiempo de 10-20 segundos; esto se hace con la intención de hacer que el agua fresca del suelo que rodea al pozo entre en el pozo, se espera que los pozos recobren el nivel de agua; después de esto se bombea toda el agua fuera de los pozos tomando la muestra del agua remanente en el conducto de la bomba.
- b) Pluviómetro: se extrae el agua de los pluviómetros usando jeringas para poder obtener la muestra más limpia posible; debido a que los pluviómetros contienen aceite mineral para evitar la evaporación de agua del pluviómetro.
- c) Arroyos: para muestrear los arroyos se lleva a cabo un muestreo sinóptico, el objetivo de realizar este muestreo radica en recolectar datos o muestras de calidad de la mayor cantidad de sitios en el menor período de tiempo posible esto provee una imagen instantánea de las condiciones de la calidad de agua de la cuenca (USGS 1999) tomando muestras de agua cada 25 metros, comenzando de la salida de la cuenca y dirigiéndonos corriente arriba.

El análisis de los isótopos del agua se hizo utilizando un espectrómetro láser Picarro L2120-i.

La unidad de concentración isotópica para O^{18} y H^2 es partes por mil: $\delta\text{‰}$, que se define como:

$$\delta\text{‰} = \frac{R \text{ muestra} - R \text{ standard}}{R \text{ standard}} \times 1000$$

Donde:

$R = {}^{18}O/{}^{16}O$, ${}^2H/{}^1H$, y V-SMOW (Vienna, Sea Mean Ocean Water) la norma internacional usada como referencia.

Los análisis de la composición de H^2 y el O^{18} , en una muestra se reportan en términos de la desviación de un estándar, el VSMOW (Viena Estándar Ocean Water) (Carl *et al.* 1990).

VI. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.1 Determinación de los patrones espaciales de caudales utilizando Medida de dilución mediante inyección de trazador (*Dilution gauging-slug injection*).

A continuación se presentan los mapas en donde se registraron las lecturas de las inyecciones de trazador en las cuencas 1, 2, 17 y 18 del laboratorio hidrológico Coweeta

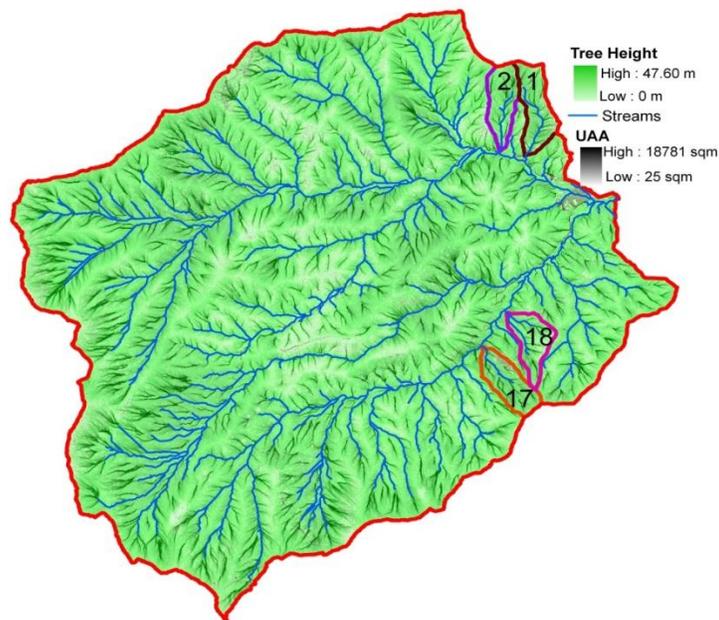


Figura 7. Mapa de Coweeta que muestra la ubicación de las cuatro cuencas bajo estudio, altura de los árboles (*Tree Height*) y el área de pendiente acumulada (*UAA*) (Fuente: Nitin Singh, NCSU).

Durante cada inyección de trazador se registró el paso del trazador midiendo el cambio en la conductividad eléctrica del agua; causado por las distintas concentraciones de sal en el agua durante el registro del paso de sal.

Cuadro 2. Número de mediciones realizadas en las cuencas.

Cuenca	Número de mediciones
1	13
2	10
17	9
18	10
Total de mediciones	42

Como resultado de las inyecciones de trazador (NaCl) se obtienen las curvas de progreso (break through curves, BTC) generadas por “olas de sal” las cuales muestran el comportamiento del trazador a medida fluye corriente abajo.

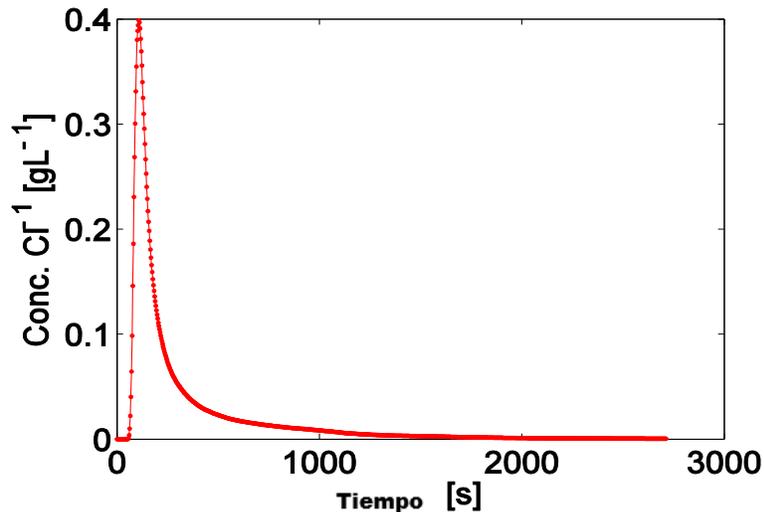


Figura 8. Curva de progreso (BTC) que muestra el comportamiento de la concentración de trazador (g/L de Cl⁻) en los 300 metros de la cuenca 1.

En la Figura 8 se muestra un gráfico correspondiente al registro de paso de trazador en los 300 metros de la cuenca 1, la concentración en esta medición llegó hasta 0.4 g/L. en este punto esta concentración se mantuvo por un período de tiempo muy corto. Luego de esto, la concentración desciende rápidamente hasta llegar a 0.05 g/L, en donde el descenso en la

concentración se reduce. Esto se debe al proceso de dispersión longitudinal en el cual la inyección de trazador se extiende a lo largo del arroyo (Moore 2005).

En este punto el caudal es de 1.30 L/s este caudal es muy alto para la zona en la que fue registrado; esto es debido a que el área de pendiente acumulada es de 96,983 m² que trae como consecuencia una mayor contribución de agua subsuperficial a este punto (McGLynn *et al.* 2003).

Debido a que la cuenca 1 es la que tiene la mayor área de las cuencas estudiadas, las áreas de contribución de aguas subsuperficiales están distribuidas de forma distinta a las otras cuencas (Ruiz 2004). Esto causa que en las zonas altas de la cuenca 1 los puntos de muestreo tengan áreas de pendiente acumuladas mayores a las que se presentan en las zonas altas de las otras cuencas, y esto trae consigo que se drene más agua hacia este punto y los caudales aumenten (Jencso *et al.* 2009).

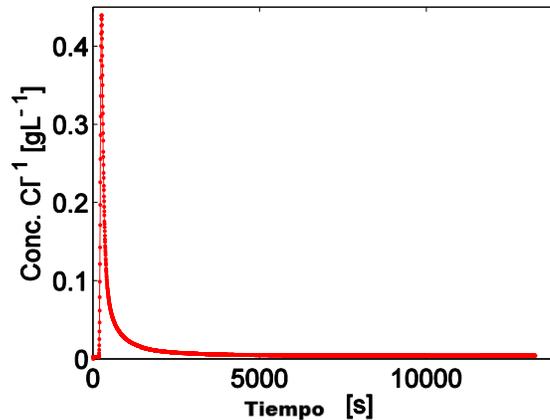


Figura 9. Concentración de trazador (g/L de Cl⁻) en el transecto 2 de la cuenca 1.

En la Figura 9 el gráfico presenta que en la inyección realizada en el transecto 2 (325 m) de la cuenca 1 hubo un aumento de concentración de sal alcanzando los 0.45 g/L. La forma estrecha de esta curva de progreso es un indicador de que en esta zona el proceso de dispersión longitudinal es muy pobre; Alcanzando concentraciones altas pero durante períodos de tiempo muy cortos (Moore 2005).

El comportamiento que se muestra en las Figuras 8 y 9 es común de zonas altas de las cuencas en los que los caudales se muestran bajos y el proceso de dispersión longitudinal no es tan evidente como en otras locaciones con distintos caudales (Moore 2005).

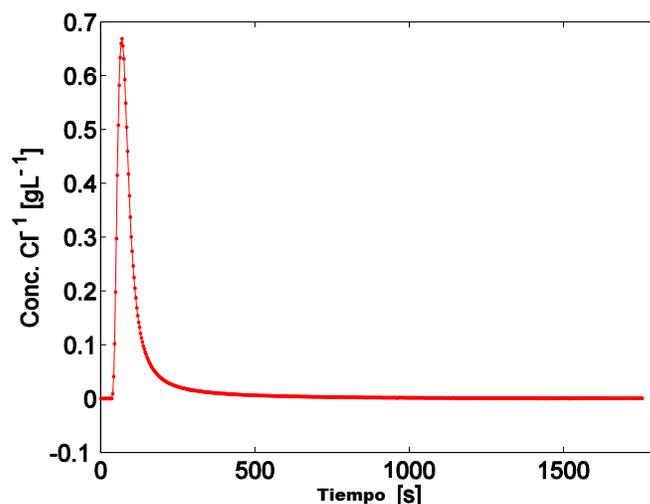


Figura 10. Comportamiento de la concentración de trazador (g/L de Cl⁻) en los primeros 50 metros de la corriente de la cuenca 1

En la Figura 10 se muestra el comportamiento de un trazador que se inyectó en los 50 metros de la cuenca 1, este gráfico es distinto a los ejemplos anteriores debido a que esta curva de progreso es relativamente menos pronunciada que los ejemplos anteriores (Figuras 8 y 9). Moore (2005) afirma que esto es debido a que el proceso de dispersión longitudinal es más efectivo.

Por lo tanto, las concentraciones se mantienen relativamente bajas y cuando estas encuentran su valor máximo suelen quedarse allí por un tiempo relativamente mayor al tiempo de concentraciones máximas de lecturas de zonas con una menor dispersión longitudinal.

En el Cuadro 3 se indica que el caudal de la zona en la que se hizo este registro es de 1.73 L/s, siendo este el caudal más alto que fue registrado en la cuenca 1. Así mismo, se indica

este punto específico de la cuenca el área de pendiente acumulada es de 149,350 m² una de las mayores en la cuenca 1.

Según McGlynn *et al.* (2003) el área de pendiente acumulada de una cuenca es un factor que determina la variabilidad de entradas de agua subsuperficial a las corrientes de agua, esto nos dice que entre mayor área de pendiente acumulada tengan en distintos puntos de las cuencas, los caudales también se aumentarán.

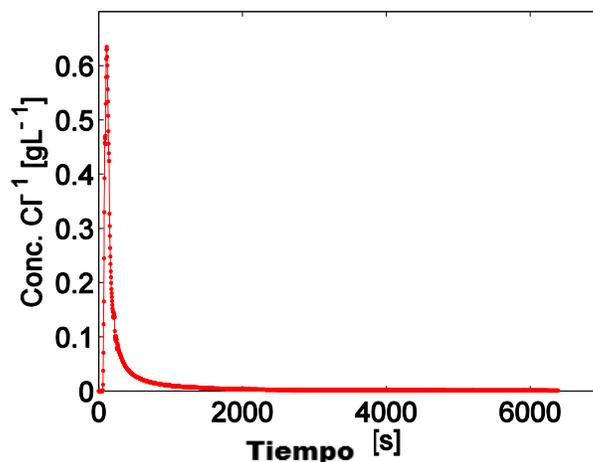


Figura 11. Comportamiento de la concentración de trazador a los 350 metros de la cuenca 1.

En la Figura 11 se grafica una lectura que fue realizada en los 350 m de la cuenca 1, en este punto específico de la cuenca el caudal es de 0.84 L/s uno de los caudales más bajos de esta cuenca.

Estos gráficos (Figuras 8, 9, 10 y 11) muestran curvas de progreso que fueron obtenidas a partir de las lecturas de trazador que fue inyectado en las corrientes, se pueden observar distintos comportamientos por ejemplo, si observamos las Figuras 7 y 9 veremos que estos gráficos nos muestran dos comportamientos distintos; esto se debe a que en distintos caudales el proceso de dispersión longitudinal varía y esto provoca que los tiempos de registro de trazadores puede diferir en base al caudal del arroyo. Dicho esto, se puede observar que la lectura representada en la Figura 7, fue registrada en los 300 metros de la

cuenca 1 (Ws1) en una zona relativamente alta de la cuenca donde los caudales son bajos, por el otro lado en la Figura 9 se muestra una lectura que fue realizada en los primeros 50 metros de la cuenca 1 en una zona baja donde los caudales siempre se muestran relativamente altos.

El tiempo de duración de las lecturas se ve afectado directamente por la forma en que se desarrolle el proceso de dispersión longitudinal en las corrientes de agua, en zonas con caudales bajos el tiempo de duración del proceso de dispersión longitudinal parece ser mayor que el tiempo que le toma a este proceso en zonas de caudales relativamente altos.

La importancia de las curvas de progreso radica en el área debajo de las curvas; dado que esta representa los gramos de trazador disueltos en el agua multiplicados por litros de agua por segundo. Conocer el valor del área bajo la curva de progreso es necesario para poder calcular el caudal (Moore 2005).

Cuadro 3. Distancias, caudales, áreas de pendiente acumuladas (UAA) y partes por mil (‰) de Deuterio y O¹⁸ de la cuenca 1

Cuenca 1	Distancia(m)	Caudal (L/s)	UAA(m ²)	D(‰)	O ¹⁸ (‰)
	0	1.151744663	154131	-32.70	-6.06
	50	1.731701686	149350	-32.96	-6.00
	100	1.354768786	140297	-32.72	-5.98
	150	1.528740318	130223	-32.82	-5.92
	200	1.353546291	118015	-32.65	-6.00
	250	1.198657504	99564	-32.79	-6.00
	300	1.307759372	96983	-32.91	-5.98
	319	1.03576854	NaN*	-32.83	-6.12
	325	1.578329328	NaN*	-32.93	-6.07
	350	0.843929335	85626	-32.89	-6.03
	400	0.606405093	77638	-33.00	-6.08
450	0.486539085	55260	-32.83	-6.16	

*NaN: dato no disponible

En el Cuadro 3 se pueden los caudales que se determinaron utilizando la medida de dilución e inyección de trazador; los caudales que tienen distancias menores son las

mediciones que fueron realizadas en las zonas bajas de la cuenca, al contrario los caudales con mayores distancias fueron medidos en las zonas altas de la cuenca.

Los ríos y arroyos tienen una gran interacción con el medio que los rodea, el suelo de las orillas de las corrientes y la geología de la cuenca, suelen permitir un proceso conocido como: intercambio hidrológico; este proceso explica las ganancias y pérdidas de agua al escurrimiento subsuperficial, al entrar en contacto con distintos sustratos a medida que las corrientes fluyen (Covino *et al.* 2011).

Un ejemplo de este proceso puede verse en las primeras dos mediciones de la cuenca 1 (Cuadro 3) a los 0 y 50 metros de distancia con caudales de 1.15 L/s y 1.73 L/s respectivamente, muestra un descenso significativo en el caudal cuando se considera que este debe aumentar, este comportamiento nos da un ejemplo de todos los procesos que pueden intervenir en la hidrología de las cuencas y como sus componentes interactúan entre sí.

En cuanto a los isótopos del agua parece existir una tendencia que a medida que la distancia aumenta en la cuenca las partes por mil de Deuterio y de O^{18} parecen disminuir (Cuadro 3), esta disminución puede verse con mayor claridad en el O^{18} , con $-6.06 O^{18}\%$ en los 0 m de la cuenca y luego disminuyendo a medida que la distancia aumenta, en los 450 m de la cuenca el O^{18} tiene $-6.16 O^{18}\%$.

Las áreas de pendiente acumuladas (UAA) en esta cuenca parecen estar dispuestas de tal forma que puede haber aumentos considerables de UAA, en el Cuadro 3 se muestra un aumento de UAA en los puntos de 250, 200 y 150 metros de distancia en un donde los valores de UAA son de: 9.95 Ha, 11.8 Ha y 13.02 Ha respectivamente. En estos puntos específicos de la cuenca se manifiesta un aumento en el área de pendiente acumulada distinto al de las otras zonas, en este caso el UAA tuvo un aumento de 1.85 Ha en los puntos de 250 metros en dirección hacia los 200 metros, luego de esto hubo aumento de

1.22 Ha del punto de 200 metros hacia el punto de los 150 metros; en los demás puntos de la cuenca el aumento de área dependiente acumulada lo es por ejemplo, un aumento de 0.9 Ha como lo es en los puntos 100 y 50 metros de distancia o de 0.8 Ha como en los puntos de 400 m y 350 m de distancia, esto puede ser causado por una irregularidad en la forma de la cuenca que permite a estos puntos específicos que exista un aumento total de 3.07 Ha (Ruiz 2004).

Cuadro 4. Distancias, caudales, áreas de pendiente acumuladas (UAA), y partes por mil (‰) de Deuterio y O¹⁸ de la cuenca 2

Cuenca 2	Distancia(m)	Caudal (L/s)	UAA(m ²)	D(‰)	O ¹⁸ (‰)
	50	1.554516908	125940	-33.269	6.12032
	100	1.41618186	111742	33.3415	6.16944
	150	1.63353139	109034	33.3447	6.18078
	194	0.660560155	NaN*	33.4209	6.16969
	200	1.037739112	104433	33.3157	-6.2042
	250	0.828816285	88439	33.3796	6.05377
	300	0.74189113	86110	33.6818	6.04044
	306	0.742427242	NaN*	33.6511	6.16414
	350	0.457616477	56262	33.6845	6.17495

*NaN: dato no disponible

En el Cuadro 4 se muestran los caudales de la cuenca 2 el máximo caudal en esta cuenca es de 1.55 L/s en los primeros 40 metros de distancia, en una zona baja de la cuenca. El caudal más bajo de esta cuenca fue registrado en los 350 metros de distancia con 0.45 L/s. Los resultados muestran una anomalía en el caudal de 200, 194 y 150 metros, sus los caudales en estos puntos son 1.03 L/s, 0.66 y 1.63 respectivamente, en este caso se espera que el caudal aumente a medida que la distancia a la salida de la cuenca se reduce. Los

datos muestran un descenso en el caudal de este sector, en una distancia de 6 metros hubo una disminución de 0.37 L/s.

Esta repentina disminución del caudal, puede ser a causa de la geología de la cuenca que permite estos intercambios súbitos de agua (Covino *et al.* 2011). Las áreas de pendiente acumuladas no presentan anomalías en su distribución en esta cuenca, estas se reducen de una forma predecible a medida que la distancia va en aumento.

Esto sugiere que la cuenca tiene una forma sin irregularidades grandes que permite el aumento gradual de las UAA a medida se avanza de las zonas altas de la cuenca en dirección a las zonas bajas de esta (Ruiz 2004).

Cuadro 5. Distancias, caudales, áreas de pendiente acumuladas (UAA) y partes por mil (‰) de Deuterio y O¹⁸ de la cuenca 17

	Distancia(m)	Caudal (L/s)	UAA(m ²)	D(‰)	O ¹⁸ (‰)
Cuenca 17	50	1.889168766	130479	-33.82	-6.42
	56	1.679968282	NaN*	-33.90	-6.41
	100	1.734906315	123262	-33.94	-6.34
	106	0.724841477	NaN*	-34.04	-6.30
	112	1.545069683	NaN*	-33.94	-6.27
	150	1.558279659	107474	-34.13	-6.39
	200	1.169400986	88704	-34.43	-6.56
	250	0.883862787	84630	-34.91	-6.67
	300	0.761599155	79792	-35.15	-6.64

*NaN: dato no disponible

En el Cuadro 5 se muestran las distancias, caudales, áreas de pendiente acumulada y partes por mil de Deuterio y O¹⁸. En la segunda columna se encuentran los caudales registrados iniciándose el registro de estos en la zona baja de la cuenca a 50 metros de la salida de la cuenca en esta ubicación se registró un caudal de 1.88 L/s, las medidas realizadas en 56, 106 y 112 metros de distancia corresponden a las locaciones de tres transectos de pozos ubicados en las pendientes de esas ubicaciones de la corriente.

Estas tres locaciones corresponden con descensos en el caudal, a los 56 metros el caudal muestra una pérdida de 0.06 L/s pero la mayor pérdida de agua registrada en esta cuenca se muestra en los transectos 3 y 2 a los 112 y 106 metros de distancia respectivamente; Los datos muestran que en los 112 metros el caudal es de 1.54 L/s y que a los 106 metros de distancia el caudal es de 0.72 L/s lo que implica una pérdida de 0.82 L/s en una distancia de 6 metros de los puntos de medición.

A los 100 metros el caudal es de 1.73 L/s lo que indica que en la distancia que hay de 106 a 100 metros se recuperó 1.0 L/s en el caudal. Según Ruiz (2004) esto es indicador de la interacción de la corriente de la cuenca con la geología de la misma, causando cambios como este, en el que una cantidad grande de agua puede desviarse hacia las aguas superficiales y luego ser devuelta hacia la corriente por las aguas subsuperficiales.

Las áreas de pendiente acumuladas no presentan anomalías en su distribución en esta cuenca, estas se reducen de una forma predecible a medida que la distancia va en aumento (Ruiz 2004).

Cuadro 6. Distancias, caudales, áreas de pendiente acumuladas (UAA) de la cuenca 18

Cuenca 18	Distancia (m)	Caudal (L/s)	UAA (m ²)
	0	1.365259782	123055
	50	1.290559044	70021
	100	1.339893452	68177
	150	1.015692448	65634
	175	1.050267923	62862
	200	1.805960392	61765
	250	1.143275255	55671
	269	0.841803277	54116
	275	0.828802546	NaN*
	300	0.542488808	51536

*NaN: dato no disponible

En el Cuadro 6 se muestran las distancias, caudales y áreas de pendiente acumulada de la cuenca 18, estos datos muestran un descenso en el caudal en el sector de los 200 metros de distancia donde el caudal es de 1.80 L/s hacia los 175 metros de distancia donde el caudal es de 1.05 L/s, en una distancia de 25 metros entre estos punto se perdieron 0.8 litros de agua del caudal de la corriente. En los 150 metros de distancia el caudal llega a 1.01 L/s y luego este comienza a aumentar a 1.33 L/s en el punto de los 100 metros de distancia.

Esta pérdida de agua y su gradual recobro de volumen en las zonas bajas de la cuenca puede deberse al intercambio hidrológico de las riveras y las zonas cercanas a la corriente que permiten la entrada de agua hacia las pendientes, y luego estas las devuelven gradualmente hacia las corrientes en las zonas bajas de la cuenca (Covino *et al.* 2011).

Las áreas de pendiente acumuladas (Cuadro 6) no presentan anomalías en su distribución en esta cuenca, estas se reducen de una forma predecible a medida que la distancia va en aumento, sugiriendo que la forma de esta cuenca es regular y que no permite que la distribución de las áreas de pendiente acumulada sea irregular (Ruiz 2004).

En estas Cuadros se muestran los distintos caudales a sus respectivas distancias y áreas de pendiente acumulada o área de contribución; la distancia se toma desde la salida dela cuenca como punto de inicio (0 metros de distancia) y dirigiéndose corriente arriba; las áreas de pendiente acumulada se toman como el área total referenciada a un punto específico de la cuenca a cierta distancia de la salida de la cuenca.

Viendo estos resultados se puede observar las tendencias en las que se ven involucrados estos tres factores.

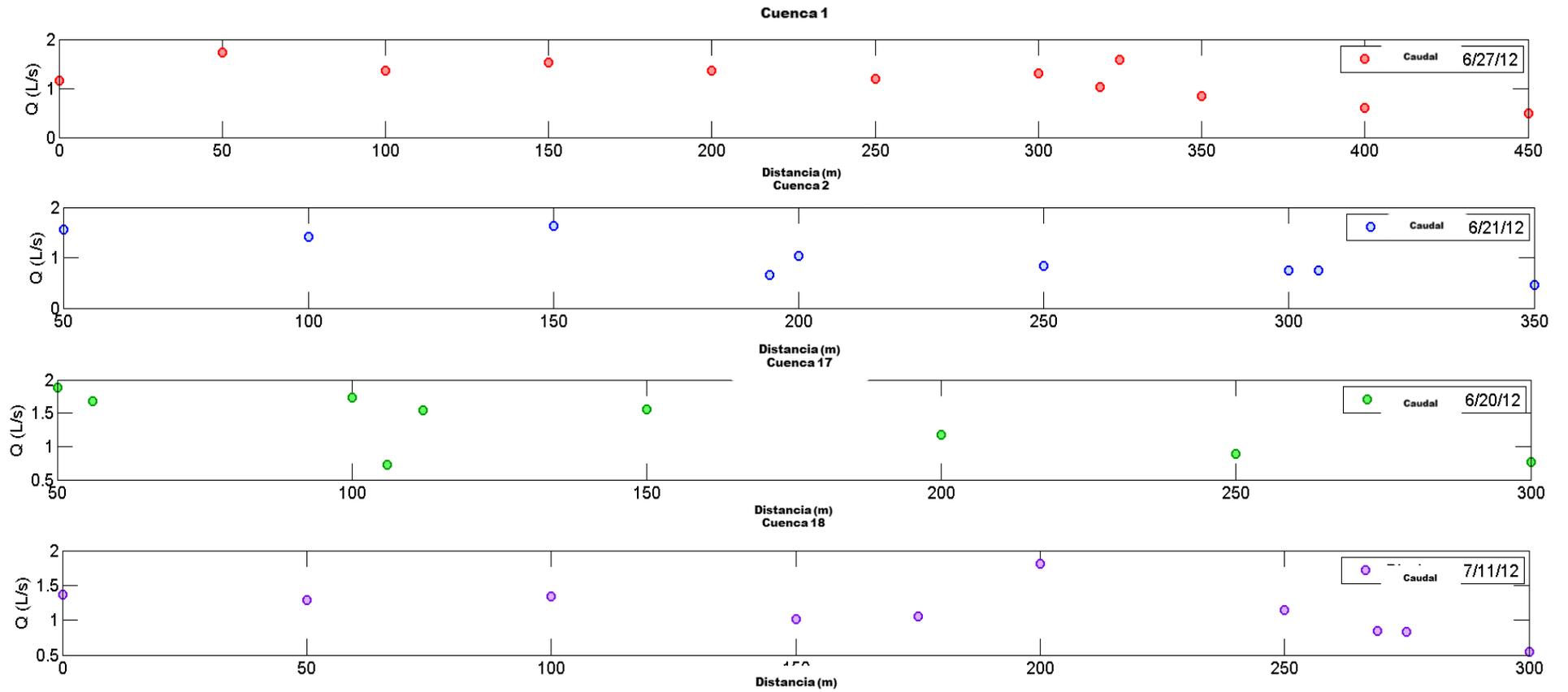


Figura 12. Comportamiento del caudal (Q) de los arroyos versus distancia en todas las cuencas bajo estudio en Coweeta Hydrologic Laboratory

(Figura 12) Aquí se muestra de forma individual el comportamiento de los caudales de las cuatro cuencas; se observa que el caudal de la mayoría de las cuencas siguen un patrón similar; este patrón nos dice que a menores distancias en las partes bajas de la cuenca se presentan caudales mayores que en las partes más altas de las cuencas (Jencso *et al.* 2009).

Dicho esto, también se puede notar que por ejemplo en la Cuenca 18(Ws18) a una distancia de 200 metros existe un aumento en el caudal, llegando a unos 1.8 litros por segundo (L/s), pero en el gráfico de color verde que representa a la cuenca 17 (Ws 17) notaremos que en el punto que representa el transecto 1 en la distancia de 106 metros muestra un descenso significativo en el caudal pasando este de ser de unos 1.7 L/s a 0.72 L/s y recuperándose volviendo a unos 1.54 L/s en una distancia de 6 metros.

Todas las cuencas muestran fluctuaciones en el caudal de sus arroyos (Ver Figura 12), los caudales parecen tener pérdidas de agua en el caso de algunas cuencas hay mayores pérdidas de agua a las que se dan en otras cuencas. Así mismo, es el proceso de recobro de agua varía según las características de las cuencas. Los procesos de pérdida y recobro de agua se deben al intercambio bidireccional del agua de la corriente con el suelo sobre las cual esta misma fluye, las características edáficas pueden hacer que el agua se mueva en distintas direcciones y a distintas velocidades dentro del sustrato (Ruiz 2004).

Esto sugiere una idea de cuánto puede cambiar el caudal de un arroyo, de cuan esporádicas son las masas hidrológicas en las mismas corrientes; el intercambio bidireccional del agua con afluentes y salidas de agua provenientes del suelo circundante ejerce un control substancial sobre el transporte de solutos (Ren *et al.*200) recarga de acuíferos (Ruehl *et al.*2006).

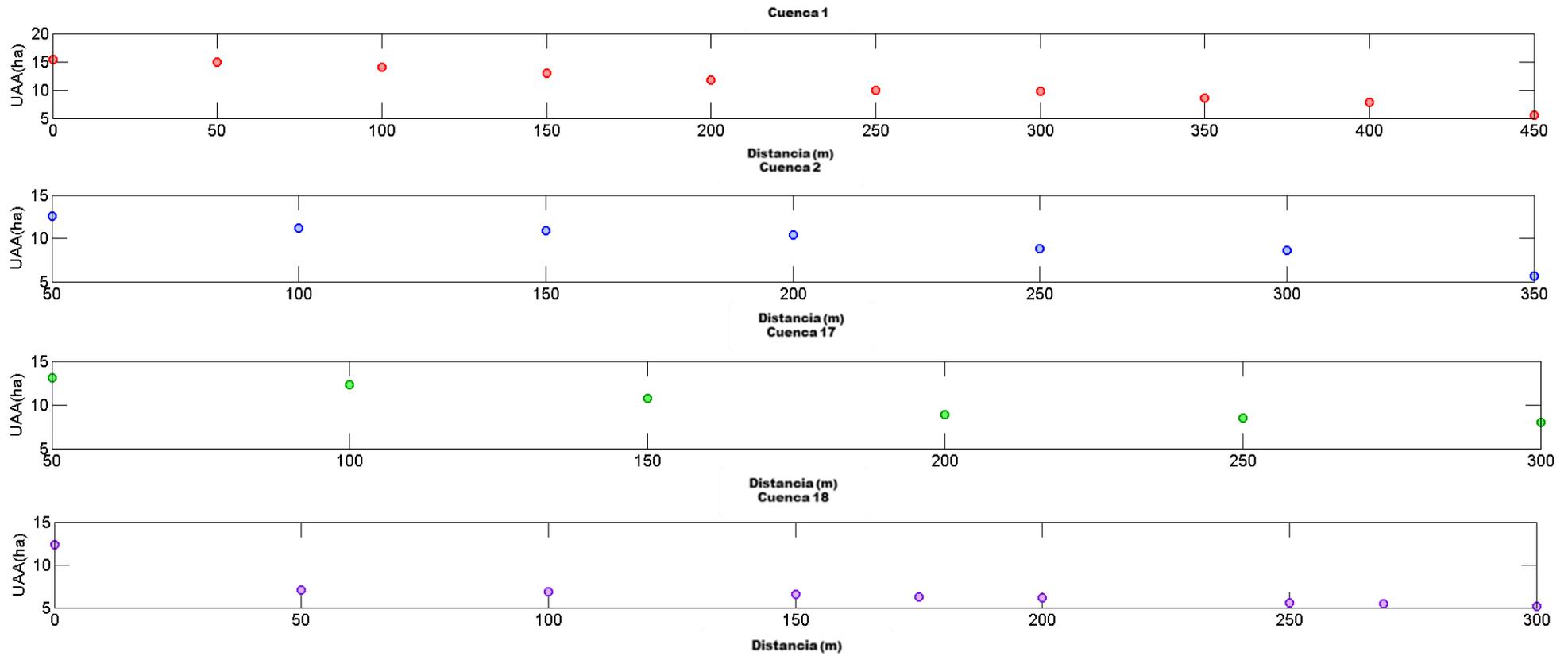


Figura 13. Comportamiento del área de pendiente acumulada (UAA) de las cuencas versus distancia en todas las cuencas bajo estudio en Coweeta Hydrologic Laboratory.

El comportamiento del área de pendiente acumulada (Figura 13) en base a la distancia nos muestra que estos dos factores son inversamente proporcionales; dado que, las mayores áreas de contribución se encuentran en distancias menores a los cero metros en las cuencas 1 y 18(Ws1, Ws18) y a los cincuenta metros en las cuencas 2 y 17(Ws2, Ws17).

La cuenca que mostró un mayor grado de correlación inversa entre área de pendiente acumulada y distancia fue la cuenca 1 (Ws1) por otro lado en la cuenca 18 (Ws18) mostró un grado menor de correlación inversa entre estos dos factores (Cuadro 7).

Cuadro 7. Correlaciones de área de pendiente acumulada y distancia para las cuencas 1 y 18

	R (corr)	P (corr)	R²
Cuenca1	-0.9918	2.00E-08	0.9836
Cuenca18	-0.8204	0.0036	0.6731

Las pendientes son la unidad fundamental del paisaje hidrológico además de ser el filtro principal y transporte de solutos desde la atmósfera hacia las corrientes (Graham *et al.* 2010) en regiones del mundo que se encuentran forestadas el flujo subsuperficial es el mecanismo primario para la generación de corrientes (Covino *et al.* 2011).

La complejidad, heterogeneidad y la singularidad de las pendientes y sus sistemas de drenaje (McDonnell *et al.* 2007) se debe al enorme variedad de procesos que se llevan a cabo en diferente escala impuestos por el clima, geología y vegetación que controla la respuesta de las pendientes (Sidle citado por Zehe *et al.* 2007).

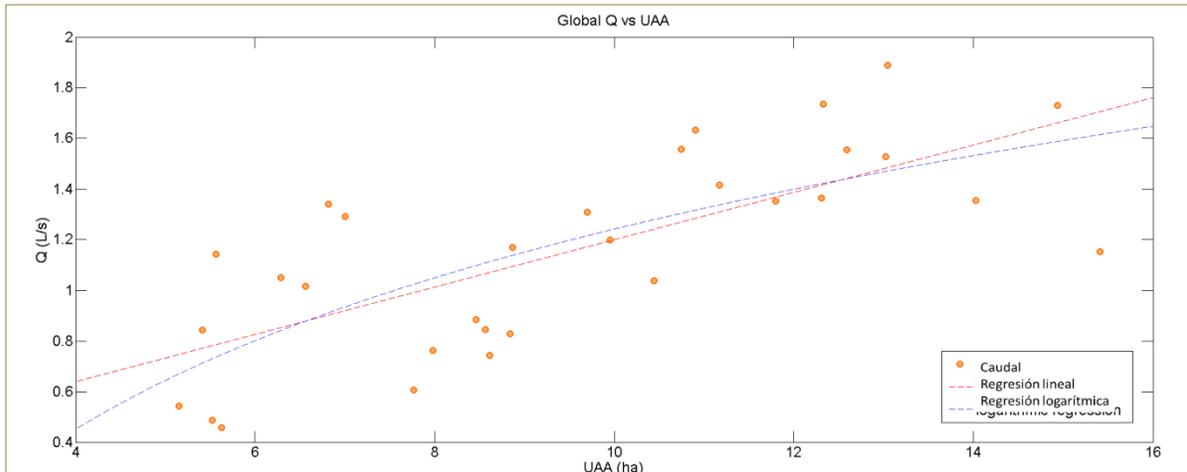


Figura 14. Gráfico global de caudal (Q) versus el área de pendiente acumulada (UAA) y regresiones lineal y logarítmica.

El área de pendiente acumulada o UAA por sus siglas en idioma inglés demostró ser el parámetro que tiene la mejor correlación con el caudal de las cuatro cuencas.

Arriba (Figura 14) se muestra un gráfico que representa los datos de los caudales de los cuatro arroyos de las cuencas bajo estudio (i.e. Global Q) o en pocas palabras el caudal global comparado con los datos de UAA de todas las cuencas.

El resultado de la correlación de estos dos factores fue:

$$r=0.7292$$

$$p=3.27E-06$$

$$r^2=0.5318$$

Los números r^2 y r representan la correlación entre UAA y caudal; a medida que este número sea más cercano a 1 significa que estos dos factores están mayormente correlacionados entre sí. El valor- p o conocido en inglés como p -value, es el que muestra el nivel de significatividad de una prueba, en este caso el valor- p debe ser menor que <0.05 para poder afirmar que la correlación entre estos factores es significativa (Salzburg 2001).

Gujarati (2006) afirmó que el valor- p se puede definir como el menor nivel de significatividad que se puede rechazar una hipótesis.

Estos valores r^2 y valor- p son indicadores de la correlación que se manifiesta entre estos dos factores que son área de pendiente acumulada y caudal.

Cuadro 8. Correlaciones lineales de caudal versus área de pendiente acumulada para todas las cuencas.

	Caudal vs UAA (Correlación Lineal)				
	R (corr)	P (corr)	R²	Pendiente	Intercepto
Cuenca 1	0.8238	0.0034	0.6787	9.92E-06	0.05786
Cuenca 2	0.9167	0.0037	0.8403	1.80E-05	-0.6609
Cuenca 17	0.978	7.18E-04	0.9566	2.13E-05	-0.8509
Cuenca 18	0.6268	0.0963	0.3929	7.69E-06	0.5443
Global	0.7242	4.12E-06	0.5244	9.35E-06	0.2645

En el Cuadro 8 se muestran los resultados de la prueba de correlación lineal: caudal y área de pendiente acumulada realizada individualmente por cuencas; Siendo la cuenca 17 la que muestra una mayor correlación entre el caudal de la cuenca y el área de pendiente acumulada con un $r^2 = 0.9566$, al ser un valor muy cercano a 1 significa que es una correlación muy concreta y este valor asociado a un valor- p de 7.18E-04 que prescribe una alta significatividad para esta correlación y que en la cuenca 17 el área de pendiente acumulada tiene un efecto directo sobre el caudal de esta cuenca.

Caso contrario a lo que ocurre en la cuenca 18 que muestra un $r^2 = 0.6268$ y un valor- p de 0.0963 lo que demuestra que la correlación caudal-área de pendiente acumulada en la cuenca 18 no es significativa, aludiendo a que en esta cuenca el área de pendiente acumulada no es el control primario sobre el caudal. Los resultados de la correlación global se refieren a los valores de la correlación caudal- UAA presente en las cuatro cuencas bajo estudio, los resultados sugieren una correlación muy fuerte con un $r^2 = 0.5244$ y un valor- p de 4.12E-06 que significa una alta significatividad para esta correlación.

Cuadro 9. Correlaciones logarítmicas de caudal versus área de pendiente acumulada para todas las cuencas.

	Caudal vs UAA (Correlación Logarítmica)				
	R (corr)	P (corr)	R²	Pendiente	Intercepto
Cuenca 1	0.8582	0.0015	0.7366	1.04	-10.87
Cuenca 2	0.8923	0.0069	0.7962	1.504	-16.14
Cuenca 17	0.986	2.93E-04	0.9722	2.218	-24.22
Cuenca 18	0.6908	0.0578	0.4772	0.71	-6.764
Global	0.7292	3.27E-06	0.5318	0.8636	-8.701

En el Cuadro 9 se muestran los resultados de la prueba de correlación logarítmica: caudal y área de pendiente acumulada; siendo la cuenca 17 la que muestra una mayor correlación entre el caudal de la cuenca y el área de pendiente acumulada con un $r^2 = 0.9722$, al ser un valor muy cercano a 1 significa que es una correlación muy concreta y este valor asociado a un valor- p de 2.93E-04 que prescribe una alta significatividad para esta correlación y que en la cuenca 17 el área de pendiente acumulada tiene un efecto directo sobre el caudal de esta cuenca.

Igual que en la correlación lineal, los valores más bajos se encuentran en la cuenca 18 que muestra un $r^2 = 0.4772$ y un valor- p de 0.0578 lo que demuestra que la correlación caudal-área de pendiente acumulada en la cuenca 18 no es significativa, y de nuevo aludiendo a que en esta cuenca el área de pendiente acumulada no es el control primario sobre el caudal. Los resultados de la correlación global sugieren una correlación muy fuerte con un $r^2 = 0.5318$ y un valor- p de 3.27E-06 que significa una alta significatividad para esta correlación. Las correlaciones fueron realizadas utilizando dos modelos distintos; uno lineal y uno logarítmico, esto con el fin de inquirir en cuál de estos modelos explica mejor la tendencia del caudal dentro de la cuenca. Estas tendencias pueden ser observadas en las líneas graficadas en la Figura 12, en esta gráfica se muestran las líneas tanto de una regresión de datos lineal y una regresión de datos logarítmica.

Siendo la regresión logarítmica la que se ajusta mejor la tendencia de los valores de caudal en correlación con el área de pendiente acumulada.

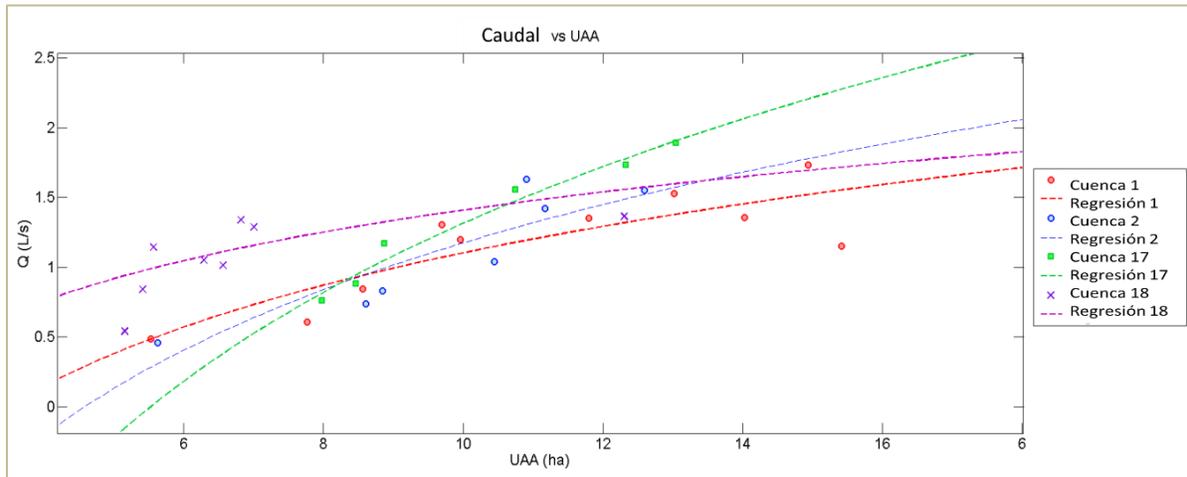


Figura 15. Caudales correlacionados individualmente con sus respectivas áreas de pendientes acumuladas y líneas de regresión logarítmica para cada cuenca.

Los resultados de la correlación caudal-UAA (Figura 15) muestran que en todas las cuencas bajo estudio el caudal de las cuencas y el área de pendiente acumulada están correlacionados (Cuadros 8 y 9). Siendo este el factor que ejerce un mayor control en el comportamiento del caudal de los arroyos de estas cuencas mediante un proceso conocido como intercambio hidrológico.

Covino *et al.* (2011) define intercambio hidrológico como el proceso en que las corrientes pierden una fracción de agua en contacto con las aguas subsuperficiales, mientras que secuencialmente o de forma simultánea reciben aguas subsuperficiales. Este proceso puede llevar al cambio de la composición del agua y disminuye la influencia de cualquier entrada de aguas subsuperficiales a medida que el agua fluye. Por ejemplo el agua que entra a la red de drenaje cerca de la zona de recarga de la cuenca tendrá una gran influencia en la composición del agua de la corriente; sin embargo, esta influencia descenderá a medida que fluye corriente abajo debido al intercambio hidrológico con otras zonas en contacto con la

corriente; la cual hace que se pierda una parte del agua original y se introduzca otra proveniente de otro afluente de agua subsuperficial.

6.2 Variabilidad Isotópica de la precipitación y de los arroyos de tres cuencas en el laboratorio hidrológico Coweeta

- **Variabilidad Isotópica de Aguas superficiales**

En los Cuadros 3, 4 y 5 se describe la variabilidad isotópica de los arroyos en base a las distancias y áreas de pendiente acumulada de las cuencas 1, 2 y 17 lamentablemente, las muestras de agua superficial de la cuenca 18 destinadas para análisis isotópico no pudieron ser procesadas debido a la indisponibilidad del equipo de laboratorio por lo cual nos limitamos a mostrar datos isotópicos solamente de las cuencas mencionadas anteriormente.

Las correlaciones apuntan a que el UAA ejerce un mayor control sobre la composición isotópica que el caudal o la cantidad de agua que hay dentro de los arroyos (Cuadros 10 y 11).

Cuadro 10. Datos de la correlación del caudal-isótopos del agua para la cuenca 1

Caudal vs. Isótopos del agua Cuenca 1		
	O¹⁸	D
R	0.7082	0.1772
P	0.01	0.5817
Pendiente	0.1224 (0.03641, 0.2084)	0.04925 (-0.1435, 0.242)
Intercepto	-6.046 (-6.08, -6.013)	-32.84 (-32.92, -32.77)
r²	0.5015	0.03139

En el Cuadro 10 se muestra el resultado de la correlación caudal e isótopos del agua en la cuenca 1, según los resultados esta correlación es significativa para el O¹⁸ con un $r^2 = 0.501$ y un valor- p de 0.01, pero esto no es el caso con el Deuterio que presenta $r^2 = 0.03139$ y un valor- p de 0.5817 enunciando que la correlación caudal-Deuterio no es significativa y que el caudal por lo tanto no influye de Deuterio en el agua de la cuenca 1.

Cuadro 11. Datos de la correlación del UAA-isótopos del agua para la cuenca 1

UAA vs. Isótopos del agua Cuenca 1		
	O¹⁸	D
R	0.8991	0.8367
p	3.4432E-11	1.5619E-08
Pendiente	0.256 (0.2068, 0.3052)	1.052 (0.7799, 1.324)
Intercepto	-9.012 (-9.568, -8.456)	-45.06 (-48.13, -41.98)
r²	0.8013	0.70

En el Cuadro 11 se muestran los datos de la correlación del área de pendiente acumulada y los isótopos del agua para la cuenca 1, y los resultados muestran que ambos isótopos están muy correlacionados a el área de pendiente acumulada.

El O¹⁸ con un $r^2 = 0.8013$ y un valor- p de 3.4432E-11 lo que demuestra que esta correlación tiene una alta significatividad. En otras palabras, el área de pendiente acumulada tiene una influencia directa sobre la concentración de O¹⁸ en el agua de la cuenca 1. Así mismo, el Deuterio tiene un $r^2 = 0.70$ y un *valor-p* de 1.5619E-08 lo que indica una correlación muy concreta entre el área de pendiente acumulada y el Deuterio.

Esta correlación es un importante indicador del enriquecimiento de isótopos pesados en las zonas bajas de las cuencas, siendo las áreas de captación las que incrementan las concentraciones de Deuterio y O¹⁸ en la cuenca 1 (Covino *et al.* 2011).

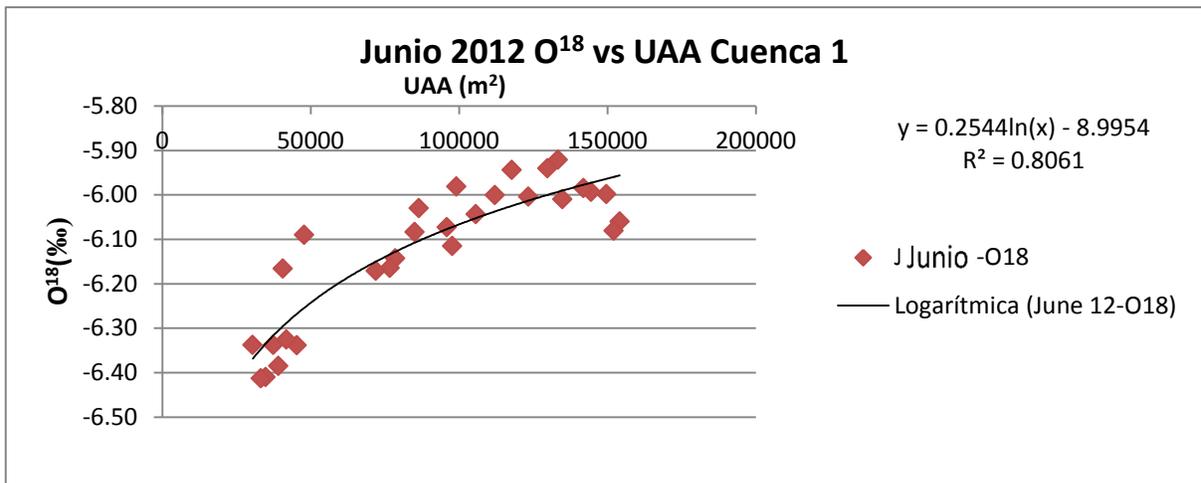


Figura 16. Nube de puntos que muestra el comportamiento del O18 en relación al área de pendiente acumulada durante el mes de Junio en la cuenca 1.

En la Figura 16 se grafica el comportamiento de O¹⁸ en la cuenca 1 correlacionado al área de pendiente acumulada (UAA), los datos muestran un aumento en la concentración de O¹⁸ a medida que se aumenta el UAA. Esta correlación entre la concentración isotópica del agua y el área de pendiente acumulada; que básicamente son las zonas que drenan el agua hacia las corrientes, es una muestra de las interacciones y procesos que se dan en los fenómenos hidrológicos de las cuencas (Covino *et al.* 2011).

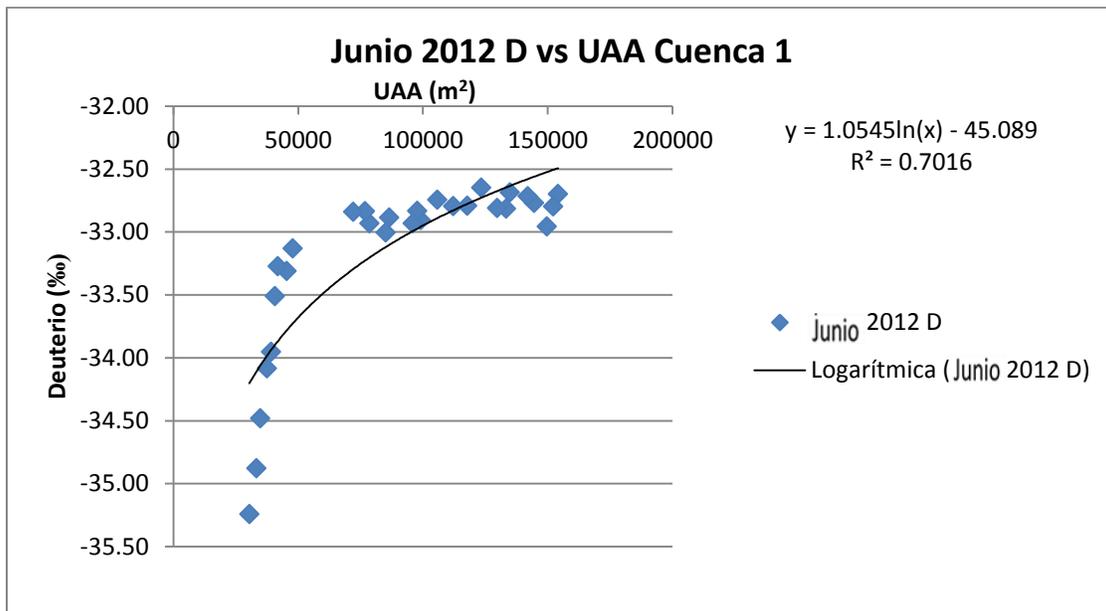


Figura 17. Nube de puntos que muestra el comportamiento del Deuterio en relación al área de pendiente acumulada durante el mes de Junio en la cuenca 1.

En la Figura 17 se grafica el comportamiento de deuterio en la cuenca 1 correlacionado al área de pendiente acumulada (UAA), los datos muestran un aumento en la concentración de deuterio a medida que se aumenta el UAA. En resultados anteriores se demostró que el caudal no es un factor que ejerce control sobre la concentración de deuterio, pero el deuterio se ve muy correlacionado a la UAA, esto indica que las pendientes en esta cuenca son responsables por las firmas isotópicas del agua de la cuenca 1 (Covino *et al.* 2011).

Como podemos observar (Figuras 16 y 17) las partes por millón ($\delta\%$) tanto de Deuterio como de O^{18} empiezan a aumentar a medida que UAA va creciendo pero estos se normalizan y se quedan en un mismo rango de valores entre $-32.50 \delta\%$ y $-33.00 \delta\%$ para Deuterio entre $-5.90 \delta\%$ y $6.10 \delta\%$ para O^{18} , lo que nos indica que a través de procesos como el de intercambio hidrológico el agua del arroyo se ve enriquecida de isótopos pesados (i.e. Deuterio y O^{18}) a medida fluye corriente abajo y esta tiene contacto con los afluentes de la zona circundante, que tienen esta composición isotópica (Rodgers 2004).

En los Cuadros 3, 4 y 5 se muestran los valores de O^{18} y deuterio para las cuencas 1, 2 y 17 respectivamente; los valores muestran que el aumento de las concentraciones de isótopos es constante con el aumento en el área de pendiente acumulada.

- **Variabilidad Isotópica de la Precipitación.**

Cuadro 12. Variabilidad de O^{18} en la precipitación desde el mes de junio del 2011 hasta julio del 2012

Ubicación	O^{18}								
	01/06/2011	21/07/2011	09/09/2011	29/10/2011	18/12/2011	06/02/2012	27/03/2012	16/05/2012	05/07/2012
Cuenca 1 (salida)	-2.70	-2.94	-5.00	-9.45	-3.64	-5.60	-5.90	-3.43	-4.83
Cuenca1 T2	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	-3.18	-5.30	-4.50
Est. Climática Cuenca 1-	-3.20	-2.37	-2.59	-5.00	-10.00	-3.60	-6.93	-3.38	-6.00
Cuenca 2 (salida)	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	-3.54	-5.83	-4.56
Cuenca 2 Cosmos	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	-3.00	-5.43	-4.65
Cuenca 17 (salida)	NaN	NaN	-3.86	-6.17	-4.24	-5.16	-3.24	-5.98	-4.90
Cuenca 17 T2-3	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	-3.54	-6.00	-4.72
Cuenca 18 (salida)	NaN	NaN	NaN	NaN	-6.15	-5.36	-3.29	-6.00	-4.68
Cuenca 18 T2-3	NaN	NaN	NaN	NaN	-6.23	-5.16	-3.35	-5.84	-5.00
Cuenca 18 T3	-4.13	-4.72	-8.64	-6.17	-4.00	-3.35	-6.44	-4.27	-4.00

*NaN: dato no disponible

Dando los siguientes resultados:

Media: -4.82

Mediana: -4.70

Mínimo: -9.97

Máximo: -2.30

Desviación Standard: 1.54

En el Cuadro 12 se muestra la variabilidad en la concentración de O^{18} en muestras de agua de precipitación provenientes de las cuencas bajo estudio., los distintos nombres en esta Cuadro identifican a distintos puntos de muestreo de pluviómetros. Los resultados señalan que el O^{18} varía en su concentración no solamente en el espacio, sino que también lo hace en el tiempo, distintas épocas del año presentan diferentes firmas isotópicas (Gibson *et al.* 2008).

Cuadro 13. Variabilidad de Deuterio en la precipitación desde el mes de junio del 2011 hasta julio del 2012

Ubicación	Deuterio								
	01/06/2011	21/07/2011	09/09/2011	29/10/2011	18/12/2011	06/02/2012	27/03/2012	16/05/2012	05/07/2012
Cuenca 1 (salida)	-6.50	-7.30	-25.62	-63.42	-10.62	-57.00	-31.89	-6.52	-23.74
Cuenca1 T2	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	-5.56	-26.38	-22.61
Est. Climática Cuenca 1-2	-9.31	-7.64	-26.74	-65.53	-9.56	-39.58	-8.73	-33.62	-24.94
Cuenca 2 (salida)	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	-9.23	-32.84	-25.00
Cuenca 2 Cosmos	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	-6.72	-28.46	-24.03
Cuenca 17 (salida)	NaN	NaN	-11.60	-34.61	-16.41	26.63	-5.83	-34.72	-25.83
Cuenca 17 T2-3	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	-7.34	-29.26	-24.48
Cuenca 18 (salida)	NaN	NaN	NaN	NaN	-33.83	-28.02	-10.43	-31.86	-25.35
Cuenca 18 T2-3	NaN	NaN	NaN	NaN	-34.86	-25.72	-5.78	-33.71	-26.34
Cuenca 18 T3	-19.35	-24.75	-37.53	-29.79	-42.52	-15.75	-5.85	-20.43	-24.39

*NaN: dato no disponible

Dando los siguientes resultados:

Media: -22.18

Mediana: -23.65

Mínimo: -64.90

Máximo: -4.66

Desviación Standard: 13.04

En el Cuadro 13 se muestra la variabilidad en la concentración de deuterio durante un período de un año. Los resultados señalan que el deuterio al igual que el O¹⁸ varía en su concentración no solamente en el espacio, sino que también lo hace en el tiempo, distintas épocas del año presentan diferentes concentraciones de deuterio en el agua de las cuencas (Gibson et al. 2008).

Diferentes épocas del año traen consigo diferentes regímenes de lluvias (Nippgen *et al.* 2011) lo que diferencia a las épocas mas húmedas de las más secas. Así mismo los isótopos en la lluvia cambian según la época del año mostrando un descenso en deuterio y O¹⁸ en el mes de octubre durante el otoño y un ascenso en el mes de diciembre durante el invierno pero estos alcanzan su mayor valor en el mes de junio durante el verano.

Si en los resultados anteriores (Cuadro 11) los resultados sugieren que el área de pendiente acumulada tiene una influencia directa sobre la concentración de isótopos de deuterio y O¹⁸, se puede decir que los isótopos del agua son un vínculo entre la hidrología de la cuenca y la variabilidad hidrológica de las estaciones (Rodgers 2004).

- **Variabilidad en las cuencas a los 50 metros de distancia**

	Cobertura	Distancia (m)	Caudal (L/s)	UAA (m²)	D (‰)	O¹⁸ (‰)
Cuenca 1	Bosque coníferas	50	1.731701686	149350	-32.96	-6.00
Cuenca 2	Bosque latifoliado	50	1.554516908	125940	-33.26	-6.12
Cuenca 17	Bosque coníferas	50	1.889168766	130479	-33.82	-6.42
Cuenca 18	Bosque latifoliado	50	1.290559044	70021	NaN	NaN

*NaN: dato no disponible

Cuadro 14. Caudal, área de pendiente acumulada y concentración de isótopos de las cuatro cuencas a cincuenta metros de distancia.

En el Cuadro 14 se muestran los caudales y pendientes acumuladas para las cuatro cuencas estudiadas y las concentraciones de isótopos estables para la cuenca 1, 2 y 17.

Los resultados de los caudales apuntan a que en las cuencas los procesos hidrológicos involucran a todos los elementos de las mismas, es por eso que en las cuencas a los 50 metros de distancia varían de cuenca a cuenca, la cuenca 17 presenta el mayor caudal en este punto con 1.88 L/s y un UAA de 130,479 m².

El caudal de este punto puede deberse a el área que contribuye agua para este punto pero, si este fuera el caso la cuenca que debería mostrar el mayor caudal sería la cuenca 1 al tener la mayor UAA en este punto, esto puede deberse a la vegetación presente en las cuencas, teniendo en cuenta que las cuencas 1 y 17 tienen bosque de conífera, al haber una mayor área de contribución también aumenta la cantidad de árboles que se encuentran dentro del área de contribución para el mismo punto de la cuenca.

El descenso en los caudales o también los aumentos en este, pueden ser causados por la interacción del agua con la geología de la cuenca mediante el intercambio bidireccional de agua, y los descensos en el caudal como el que se muestra en la cuenca 1 (Cuadro 14) puede deberse a la pérdida de agua mediante la evapotranspiración del bosque.

VII. CONCLUSIONES

Existe una variabilidad espacial en el caudal de los cuatro arroyos de estas cuencas, estos cambian predeciblemente dependiendo en que punto de la cuenca nos encontremos, pero siempre hay algunas anomalías en estos comportamientos como aumentos o descensos repentinos en los caudales en los que se puede ver involucrado el factor geológico de las cuencas.

El área de pendiente acumulada o UAA es la variable de terreno que ejerce un mayor control en el caudal de las redes de drenaje; a mayores UAA se producen caudales mayores.

El cambio en los caudales es consistente con la variabilidad isotópica del agua de los arroyos, habiendo un aumento considerable en las partes por mil ($\delta\text{‰}$) tanto para Deuterio (H^2) y para O^{18} .

Las lluvias tienen una firma isotópica distinta dependiendo la época del año en las que estas ocurran, este fenómeno podría estar relacionado con los patrones de evaporación que ocurren en distintas temporadas causado por las diversas temperaturas.

Las cuencas presentan algunos aspectos en las que funcionan y sus ciclos se mantienen de forma similar, pero aún de esta forma la heterogeneidad de las cuencas hace muy difícil el poder determinar hasta que punto todas las cuencas son similares y demostrar cual variable es la que regula en mayor parte sus procesos hidrológicos.

VIII. RECOMENDACIONES

El uso de la medida de dilución y las inyecciones de trazador para medir caudales en pendientes rocosas y turbulentas en donde otras técnicas de aforo no pueden resultar confiables.

Para futuros estudios se recomienda realizar las inyecciones de trazador menor que 50 metros y de esta forma hacer una serie de datos más representativos.

Ampliar el estudio en el área de isotopos del agua debido a que estos representan una gran herramienta para la identificación de senderos hidrológicos, tiempos de residencia de agua en acuíferos y que variables ejercen control sobre los recursos hídricos.

IX. BIBLIOGRAFÍA

Martínez, N.W. 2003. Balance Hídrico para diferentes Coberturas Vegetales simuladas con Sistemas de Información Geográfica, en la Cuenca del Río Calán, Siguatepeque, Honduras. Tatascan. Vol 15 (1). 13-24.

Emanuel, R.E.; Epstein, H.E; McGlynn, B.L.; Welsch, D.L.; Muth, D.J.; D'Odorico, P. 2010. Spatial and temporal controls on watershed ecohydrology in the northern Rocky Mountains. WATER RESOURCES RESEARCH. VOL. 46 (W11553). 1-14 pg.

Jencso, K.G.; McGlynn, B.L.; Gooseff, M.N.; Bencala, K.E.; Wondzell, S.M. 2010. Hillslope hydrologic connectivity controls riparian groundwater turnover: Implications of catchment structure for riparian buffering and stream water sources. WATER RESOURCES RESEARCH.VOL.46, (W10524). 1-18.

Ruiz Sinoga, J.D.; Delgado Peña, J.J; Gallegos Reina, A.; Lucas Santamaría, B.; Martínez Murillo, J.F.; Márquez Carrero, J.; Romero Lopera Márquez, A. 2004. Procesos Hidrológicos en microambientes bajo condiciones mediterráneas. Baetica. Estudios de Arte, Geografía e Historia. Vol. 26. 129-153.

Weiler, M.; McGlynn, B.L.; McGuire, K.J.; McDonell, J.J.2003. How does rainfall become runoff? A combined tracer and runoff transfer function approach. Water Resources Research. Vol. 39 (11). 1-13.

McGlynn, B. L.; McDonnell J. J.; Brammer, D.D. 2002. A review of the evolving perceptual model of hillslope flow paths at the Maimai catchments. *New Zealand. J. Hydrol*, 257.1 – 26.

Kurczyn-Robledo, J.A.; Kretzchmar, T.; Hijonosa-Corona, A. 2007. Evaluación del escurrimiento superficial en el noreste del Valle de Guadalupe, B.C., México, usando el método de curvas numeradas y datos de satélite. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 24 (1). 1-14.

Burt, T.P.; Pinay, G. 2005. Linking Hydrology and Biogeochemistry in complex landscapes. *Progress in Physical Geography*. Vol 29 (3). Pp 297-316.

Western, A.W.; Grayson, R.B.; Günter, B.; Willgoose, G.R.; McMahon, T.A. 1999. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. *Water Resources research*. Vol, 35 (3).797-810.

Beven, K.J.; Kirkby, M.J. 1979. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*. Vol. 24, 43–69 pp.

Swank W. T.; Douglass J. E. 1974. Streamflow greatly reduced by converting deciduous hardwood stands to pine. *Science, New Series*. Vol. 185 (4154). 857-859 pp.

Aravena, R.; Acevedo, E. 2003. Estudio de la relación hídrica de *Prosopis tamarugo Phil.* Mediante isótopos estables, oxígeno-18 y deuterio. Universidad de Chile. Chile. Pp 1-9

Rodríguez-Arévalo, J.; Castaño, S.; Díaz-Teljeiro, M.F.; Marcos, L.A.; Vásquez-Marroquín, B. 2007. Modelo de distribución espacial continua de O¹⁸ en la precipitación en la provincia de Burgos. Desarrollo de la metodología y aplicación en hidrología. *Geogaceta*. 43. pp79-82.

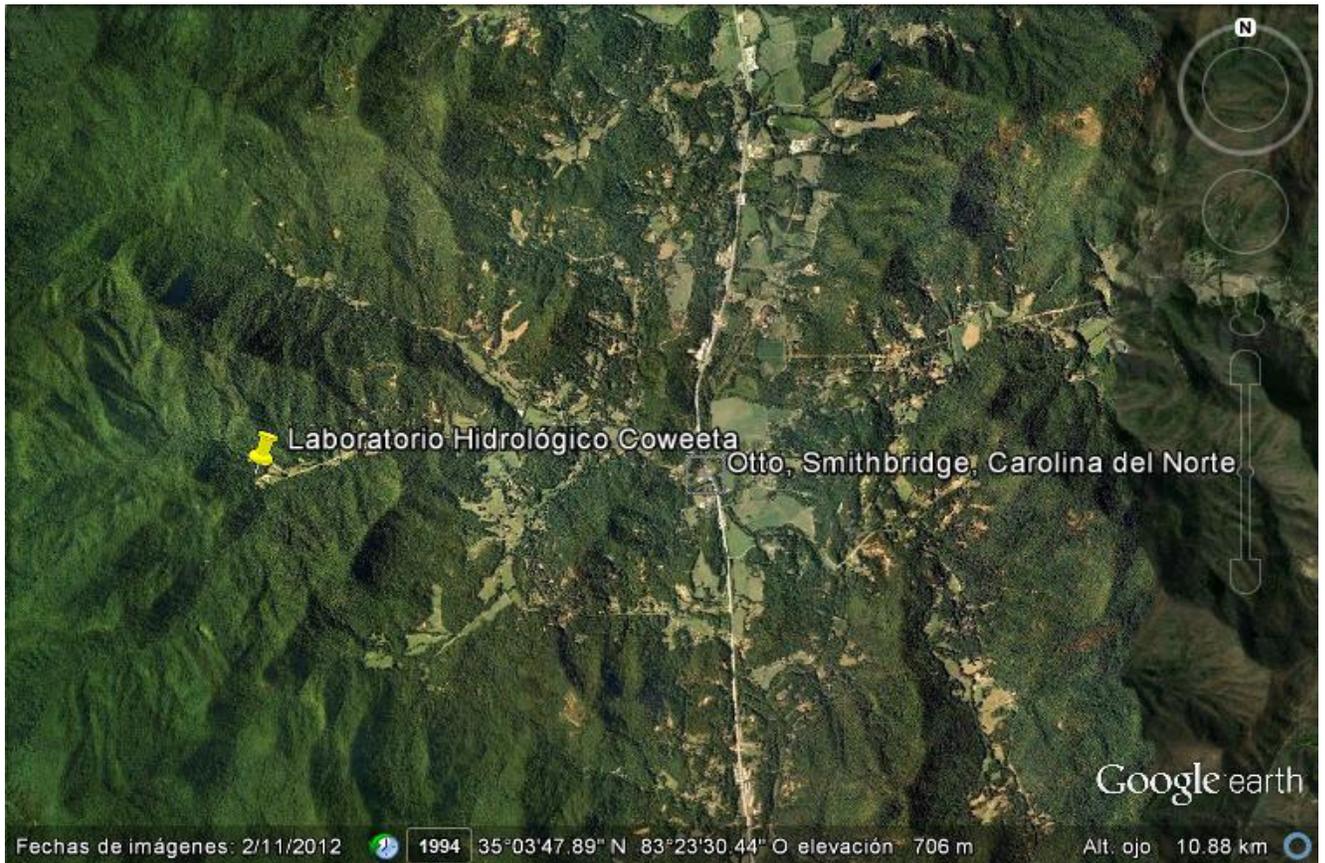
Isótopos Ambientales en el Ciclo Hidrológico IGME. Temas: Guías y manuales. ISBN: 84-7840-465-1. Muestreo del agua y su tratamiento en el laboratorio. (En línea) consultado 6 de junio del 2012. Disponible en:

<http://www.naweb.iaea.org/napc/ih/documents/LIBRO%20IS%C3%93TOPOS/PDF%20IsótoposI/Seccion10.pdf>

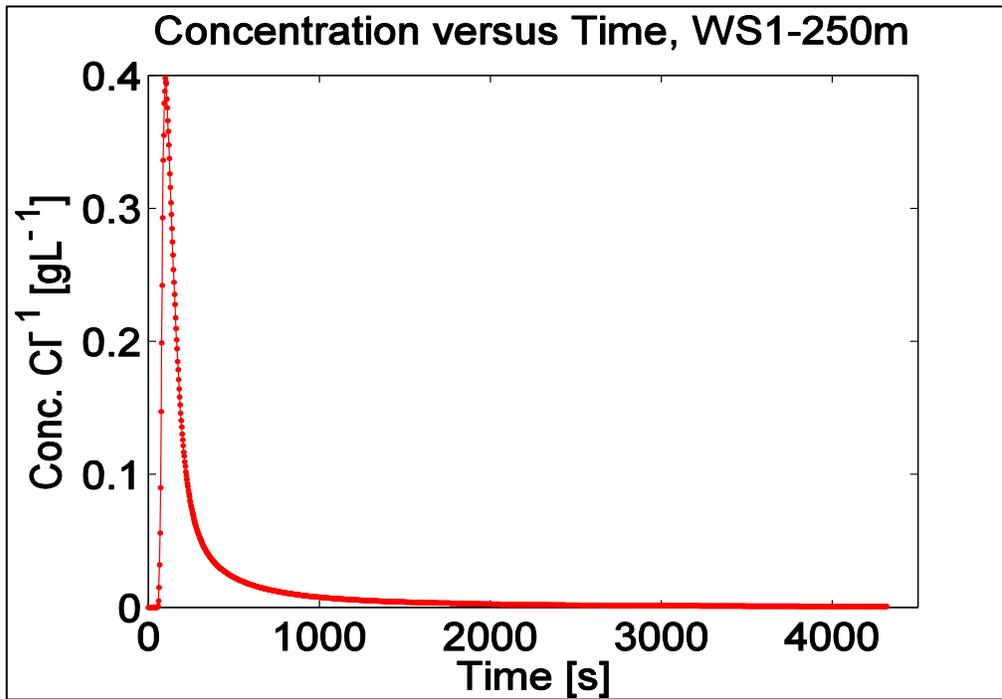
El perfil de suelo y subsuperficies de agua. (En línea) consultado 8 de junio del 2012. Disponible en: <http://users.exa.unicen.edu.ar/~jdiez/files/cstierra/apuntes/unidad4.pdf>

ANEXOS

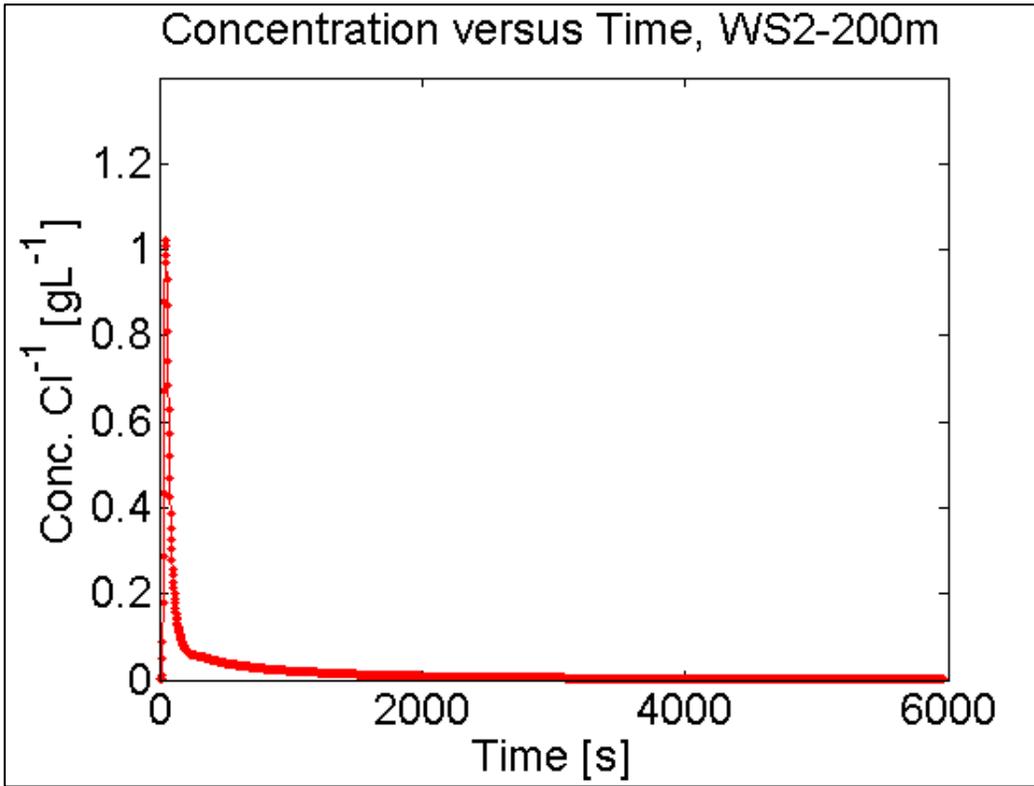
Anexo 1. Imagen satelital del pueblo de Otto Smithbridge, Carolina del Norte en esta se indica la localización del Laboratorio Hidrológico Coweeta.



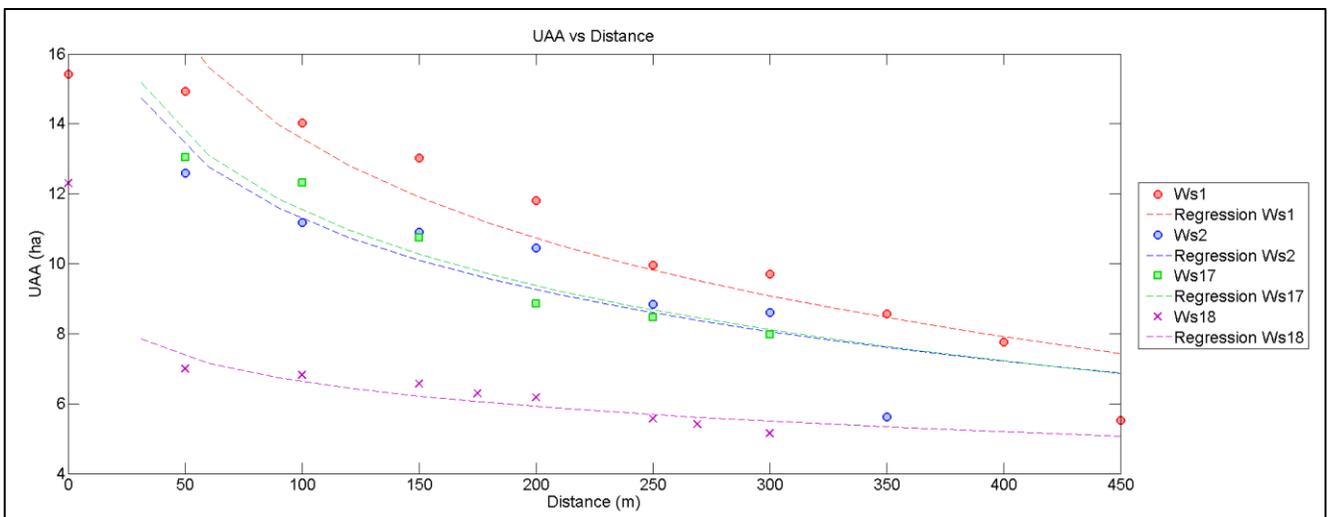
Anexo 2. Curva de progreso de una inyección de sal en los 250 metros de la cuenca 1



Anexo 3. Curva de progreso de una inyección de sal en los 200 metros de la cuenca 2



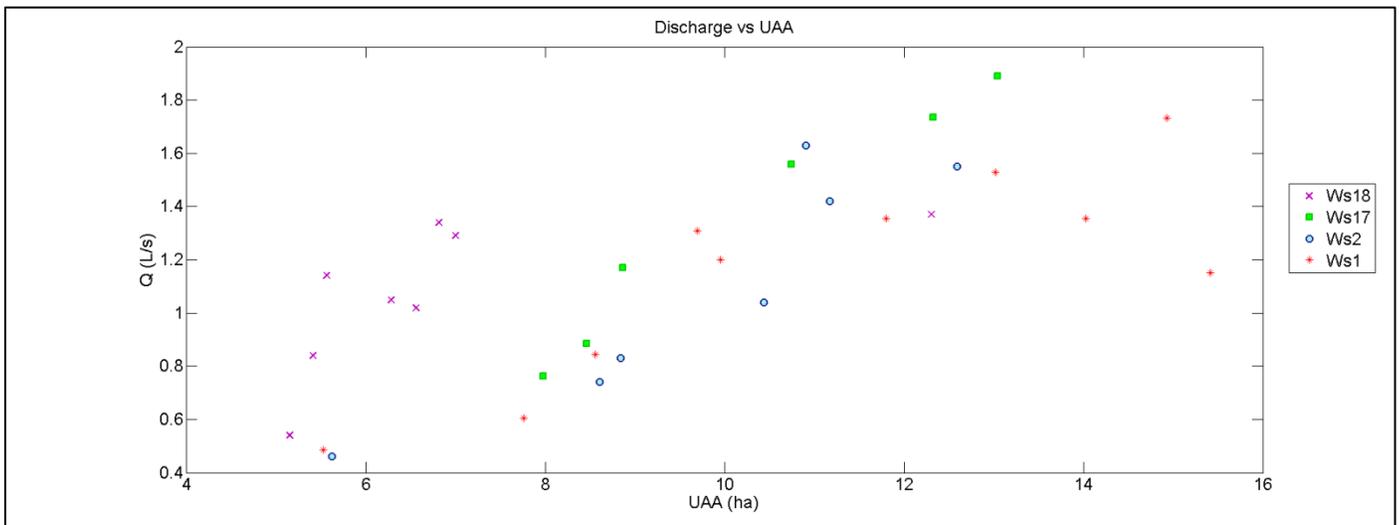
Anexo 4. Gráficos de la correlación de área de pendiente acumulada versus la distancia.



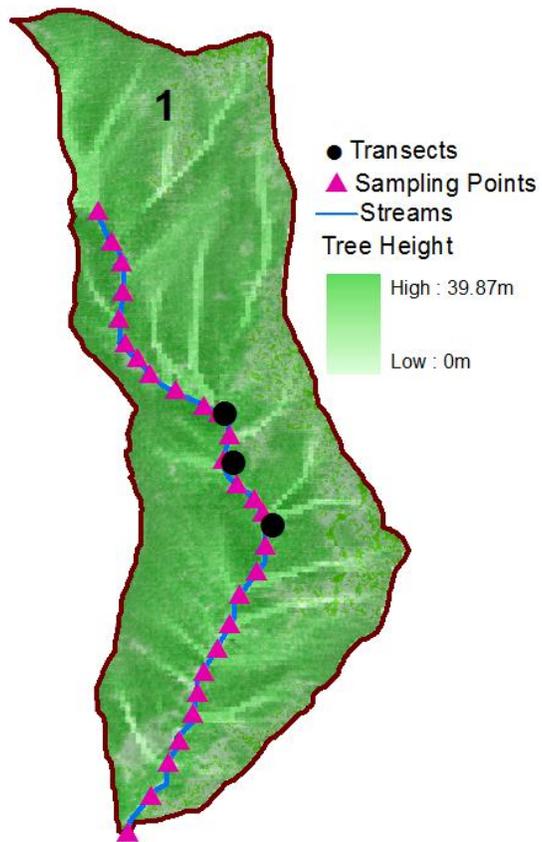
Anexo 5. Cuadro de valores de la correlación de área de pendiente acumulada versus distancia.

UAA vs Distance (Logatirhmic)					
WS	R (corr)	P (corr)	R ²	Slope	Intercept
1	-0.9414	1.51E-04	0.8863	-4.06E+04	3.23E+05
2	-0.8818	8.60E-03	0.7331	-2.93E+04	2.48E+05
17	-0.9645	1.90E-03	0.9302	-3.10E+04	2.58E+05
18	-0.9076	0.0018	0.8238	-1.03E+04	1.14E+05

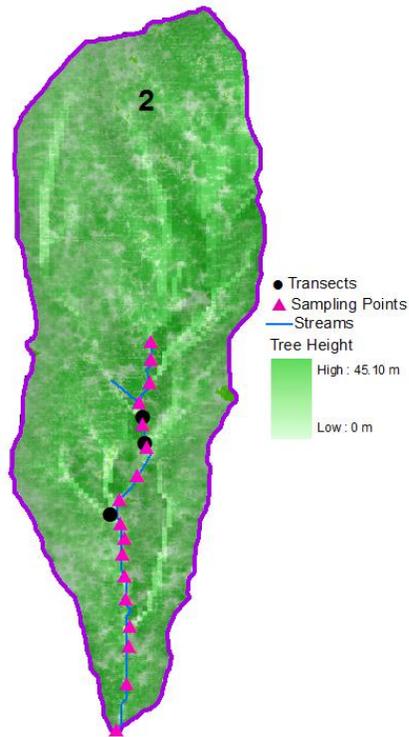
Anexo 6. Correlación del caudal versus área de pendiente acumulada.



Anexo 7. Mapa de puntos de muestreo de agua para análisis isotópico en la cuenca 1.



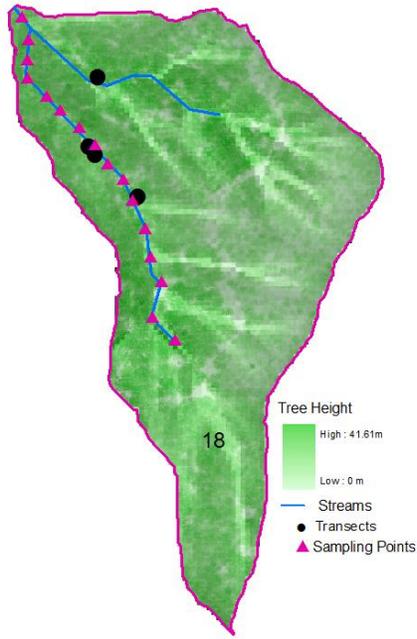
Anexo 8. Mapa de puntos de muestreo de agua para análisis isotópico en la cuenca 2.



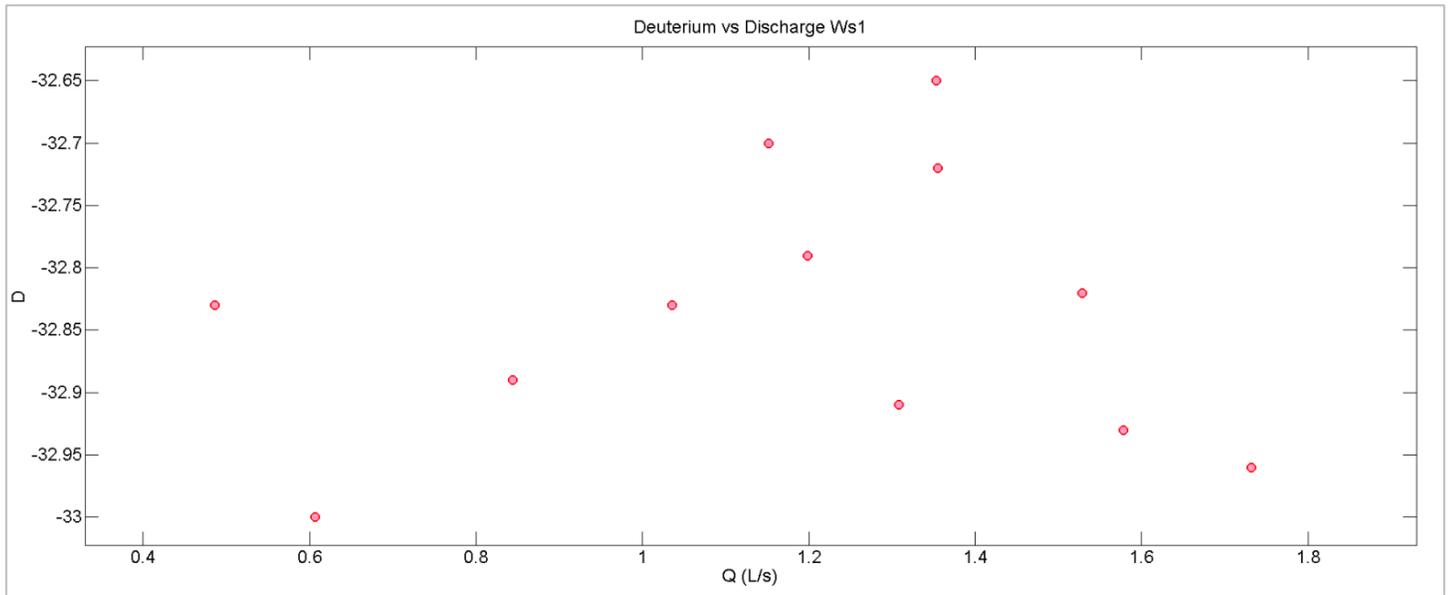
Anexo 9. Mapa de puntos de muestreo de agua para análisis isotópico en la cuenca 17.



Anexo 10. Mapa de puntos de muestreo de agua para análisis isotópico en la cuenca 18.



Anexo 11. Gráfico de correlación Deuterio-caudal de la cuenca 1.



Anexo 12. Gráfico de correlación O18-caudal de la cuenca 1.

