

**EVALUATING AND MODELLING EROSION PROCESSES AND SEDIMENT
TRANSPORT DYNAMICS OF TONUSCO RIVER BASIN (ANTIOQUIA,
COLOMBIA)**

**EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE
DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA,
COLOMBIA)**

**DOCTORADO EN DINÁMICA DE FLUJOS BIOGEOQUÍMICOS Y SUS
APLICACIONES**

Elaborado por: Juan Pablo García Montoya

Directores:

Tom Vanwalleghem

Juan Vicente Giráldez Cervera



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

Córdoba (España), 2018

ORIGINAL

TITULO: *EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y
TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO
TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)*

AUTOR: *Juan Pablo Garcia Montoya*

© Edita: UCOPress. 2022
Campus de Rabanales
Ctra. Nacional IV, Km. 396 A
14071 Córdoba

<https://www.uco.es/ucopress/index.php/es/>
ucopress@uco.es



TÍTULO DE LA TESIS: Evaluación y modelación de procesos erosivos y transporte de sedimentos en la cuenca del río Tonusco, (Antioquia, Colombia)

DOCTORANDO: Juan Pablo García Montoya

INFORME RAZONADO DEL/DE LOS DIRECTOR/ES DE LA TESIS

(se hará mención a la evolución y desarrollo de la tesis, así como a trabajos y publicaciones derivados de la misma).

El doctorando ha realizado una labor notable revisando la literatura científica sobre el tema, la producción de agua y sedimentos en una cuenca de montaña en la región andina con un bosque seco tropical, sometida, por tanto, a la ocurrencia de episodios de El Niño y la Niña, con lluvias torrenciales y periodos de sequía, y fenómenos asociados de deslizamientos.

Durante el desarrollo de la tesis se han ido cubriendo los objetivos propuestos, obteniendo resultados de gran valor y generando nuevas vías de investigación que ofrecerán respuestas más precisas para resolver, o al menos mitigar, los problemas del entorno natural que se ciernen sobre nuestra sociedad.

Por ello creemos que esta tesis doctoral puede y debe ser defendida dignamente.

Por todo ello, se autoriza la presentación de la tesis doctoral.

Córdoba, 8 de octubre de 2021

Firma de los codirectores

Fdo.: Tom Vanwalleghem Fdo.: Juan Vicente Giráldez Cervera



UNIVERSIDAD DE CORDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

RESUMEN



RESUMEN

La variabilidad climática en zonas tropicales suramericanas, combinada con la creciente intervención humana del suelo tiene gran incidencia en los procesos de producción y transporte de sedimentos, que no son bien conocidos en la región. Por lo tanto, se han analizado detalladamente estos procesos en los 393 km² de la cuenca del río Tonusco, tributaria del río Cauca en Colombia, usando información edáfica, climática y de vegetación. Los cambios en la erosividad de la lluvia y la cobertura vegetal del suelo se estimaron a partir de los datos de precipitación y del índice de la diferencia de la vegetación normalizada, procedente de imágenes satelitales adquiridas entre 1977 y 2015. Con esto se obtuvieron las pérdidas de suelo que se relacionaron con la carga de sedimentos medida. Así se elaboró un modelo de estimación de la aportación de sedimento a la red fluvial. Las pérdidas de suelo fueron severas en algunas regiones ($>120 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$) y, además, se detectó un incremento durante la última década, asociado a una reducción del 50% de la superficie de bosque, y a la mayor intensidad de la lluvia recibida durante los fenómenos de El Niño, La Niña y la oscilación del Sur, ENSO. Se calculó que entre el 2.0% y 50% de la masa de sedimentos producidos son arrastrados fuera de la cuenca. Se consideraron también las contribuciones de sedimentos generados en los deslizamientos de ladera que representan entre el 0.0% y el 6.3% de la producción total, analizando diferentes episodios ocurridos en la cuenca con la ayuda de modelos para predecir su probabilidad de ocurrencia y magnitud. Por último, se detectaron ciclos de histéresis en las relaciones entre la descarga líquida y sólida del río, causados por la interacción de los procesos limitantes de la erosión, bien por la disponibilidad de sedimentos o bien por la capacidad de su transporte por el agua. Esto permitió identificar las características de la erosión del suelo en la cuenca.



UNIVERSIDAD DE CORDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

RESUMEN



ABSTRACT

The climate variability of tropical Southamerican region, together with enhanced land cover changes caused by the human intervention greatly modify sediment production and transport processes. The effects on sediment dynamics is not very well known so far. Therefore, this dissertation explored these processes in the Tonusco river watershed in the tropical southwestern slopes of the Andean range (Colombia) using edaphic, topographic, and vegetative information, as well as the liquid and solid daily discharge recorded at the outlet. The rainfall erosivity and cover vegetation changes were evaluated from the rainfall records obtained from the watershed rain gauges, and the Normalized Difference Vegetation Index values obtained from satellite images, during the 1977-2015 period. Once the potential soil loss rate of the watershed was computed using an adapted form of the RUSLE model, the sediment routing-based delivery ratio was estimated with another adaption of the SEDD model, that was calibrated and validated with data from sediment loads recorded at the basin outlet. According to results, the vegetation cover of the whole catchment has been reduced to a half during the last decade. Soil erosion rates were locally very high ($>120 \text{ Mg ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$), with relevant peaks during the La Niña ENSO events. Sediment yields were estimated at the range of 2.0%-50% of total sediment production. Frequent landslide events occurring in the mountain slopes were quantified using several models that predicted their probability. The landslide model was calibrated with data recorded in 36 landslide events of basin. Finally, the hysteresis cycles detected in the relationships between liquid and solid discharges were analysed comparing sediment and runoff travel times.



UNIVERSIDAD DE CORDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

OBJETIVOS



OBJETIVOS

Objetivo General

Evaluar y modelar los procesos erosivos y de transporte de sedimentos en la cuenca del río Tonusco.

Objetivos Específicos.

- i. Caracterizar los principales procesos erosivos de la cuenca y su variación temporal y espacial.
- ii. Elaborar un modelo con base física de la generación, transporte y depósito de los sedimentos.
- iii. Establecer la incidencia de parámetros edáficos, morfométricos, meteorológicos y la intervención antrópica en los procesos de generación y transporte de sedimentos. Esto brindará todas las herramientas para la mitigación de problemáticas asociadas y la gestión adecuada del territorio.



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

METODOLOGÍA



METODOLOGÍA

Para el desarrollo del proceso investigativo se aplicaron las actividades y metodologías de trabajo referenciadas a continuación:

- i. Recopilación y análisis preliminar de la información meteorológica, edáfica, fisiográfica, vegetativa y sedimentaria de la cuenca, extractada de cartografía disponible, redes de estaciones climáticas y descarga de imágenes satelitales.
- ii. Adaptación de un modelo general de pérdida de suelo complementándolo con una estimación de la conversión de dicha pérdida en la generación de sedimentos que circulan por los cauces. Se ha aprovechado información subsidiaria, como el índice normalizado diferencial de vegetación, NDVI, para estimar la influencia de la cubierta vegetal sobre el suelo, y se ha calculado el tiempo de viaje de los sedimentos por la cuenca para evaluar su descarga en los cauces, mediante la aplicación de un análisis semidistribuido.
- iii. La exploración de los procesos de deslizamiento se ha efectuado considerando algunos de los episodios más relevantes acaecidos en la cuenca, y apoyados en modelos disponibles, se estableció el riesgo de ocurrencia de otros nuevos y de sus posibles consecuencias, además de cuantificar las contribuciones de sedimentos que proceden de estos.
- iv. Se analizaron las relaciones entre la escorrentía, el caudal y la concentración de sedimentos, encontrando que, debido a las limitaciones impuestas a los procesos erosivos por la rotura de agregados del suelo y posterior desplazamiento de sus residuos, los futuros sedimentos, se originan ciclos de histéresis. El análisis de estos ciclos permite indagar con mayor detalle los fenómenos erosivos como se muestra en la tesis.



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

EXPOSICIÓN DE LA INVESTIGACIÓN REALIZADA



EXPOSICIÓN DE LA INVESTIGACIÓN REALIZADA

Se desarrolló la evaluación y modelación de procesos erosivos y de transporte de sedimentos en la cuenca del río Tonusco, afluente del río Cauca, en la región occidental del departamento de Antioquia, en Colombia. En dicha región se encuentra en una región de bosque seco tropical, con condiciones meteorológicas que inciden de forma importante en la distribución y densidad de la vegetación, y con esto en la producción de sedimentos, pues se tienen periodos secos con altas tasas de evapotranspiración seguidos de periodos muy húmedos. A continuación, se exponen los principales resultados obtenidos con el desarrollo de la investigación:

- i. La pérdida de suelo en la cuenca del río Tonusco es muy elevada, así como la masa anual de sedimentos entregados a la cuenca del río Magdalena. Si la evolución del clima reduce la pluviosidad y el número de chubascos, los procesos mencionados pueden agravarse con el regreso posterior de lluvias de alta intensidad, que caen sobre suelos desprotegidos o con la vegetación debilitada por la sequía previa.
- ii. Los deslizamientos de ladera analizados, 36 episodios ocurridos durante las dos últimas décadas, han permitido establecer una alta probabilidad de ocurrencia de estos episodios en las zonas de pendientes escarpadas, con gran pluviosidad, en suelos y subsuelos con materiales finos. Esto se pudo determinar con el cálculo del factor de seguridad. También, se empleó la probabilidad de ocurrencia de deslizamientos para estimar y/o predecir la masa de sedimentos aportada por estos episodios, bajo diferentes condiciones climáticas, edáficas y de cobertura del terreno.



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

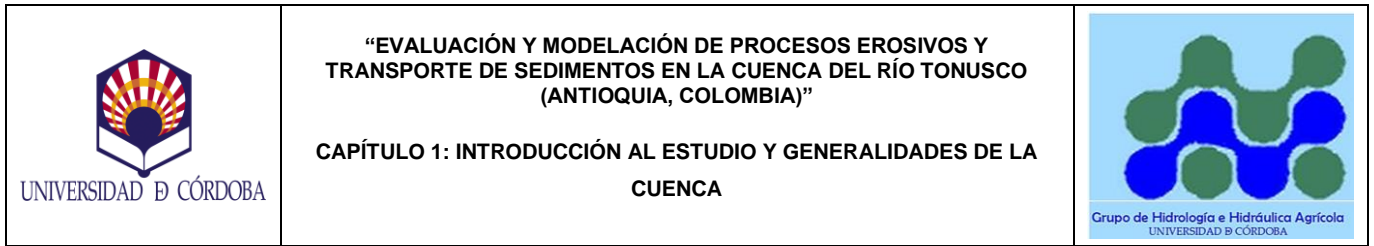
EXPOSICIÓN DE LA INVESTIGACIÓN REALIZADA



- iii. Se ha evaluado la magnitud de los ciclos de histéresis en las relaciones entre caudales y cargas de sedimento a diferentes escalas temporales. En la escala interanual, tras periodos del fenómeno del Niño y restablecimiento de las condiciones normales o cuando se inicia La Niña, la mayoría de los ciclos tienen sentido levógiro. Cuando se combinan los tres periodos, El Niño, sin ENSO y La Niña, puede ocurrir una inversión del ciclo, que genera bucles con forma de ocho.

TABLA DE CONTENIDO GENERAL

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO Y GENERALIDADES DE LA CUENCA.....	10
CAPÍTULO II: HIDROMETEOROLOGÍA.....	57
CAPÍTULO III: PRODUCCIÓN Y MOVILIZACIÓN DE SEDIMENTOS	129
CAPÍTULO IV: MODELACIÓN DE PRODUCCIÓN Y APORTACIÓN DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA (SEDD).....	196
CAPÍTULO V: MODELACIÓN DE DESLIZAMIENTOS EN LA CUENCA BASADA EN EL ANÁLISIS DE FACTORES DE SEGURIDAD Y AMENAZA.....	215
CAPÍTULO VI: ANÁLISIS DE HISTERESIS DE LAS RELACIONES ENTRE EL CAUDAL Y LA CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS EN UNA CUENCA TROPICAL.....	278
CONCLUSIONES.....	341



CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO Y GENERALIDADES DE LA CUENCA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

Elaborado por:

Juan Pablo García Montoya

Tutores:

Tom Vanwalleghem

Juan Vicente Giráldez Cervera



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

Córdoba (España), 2018

ORIGINAL



ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO	7
2. LOCALIZACIÓN DE LA CUENCA.....	9
2.1. MUNICIPIOS DE INFLUENCIA EN LA CUENCA.....	11
2.1.1. <i>Santa Fe de Antioquia</i>	<i>12</i>
2.1.2. <i>Giraldo.....</i>	<i>14</i>
3. PROCESAMIENTO DE INFORMACIÓN SECUNDARIA Y GENERACIÓN DE CARTOGRAFIA	16
3.1. GENERACIÓN DE CURVAS DE NIVEL, RED HÍDRICA Y DELIMITACIÓN DE LA CUENCA.....	17
3.2. MODELOS DE ELEVACIÓN DIGITAL (MED) Y MAPAS DE PENDIENTES	18
4. GEOLOGÍA Y EDAFOLOGÍA DE LA CUENCA.....	18
5. PARÁMETROS HIDROFÍSICOS DE LOS SUELOS DE LA CUENCA	21
6. DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS MORFOMETRICOS.....	22
6.1. USOS Y COBERTURAS DEL SUELO.....	24
6.1.1. <i>Mosaicos de pastos, espacios naturales y cultivos.....</i>	<i>27</i>
6.1.2. <i>Bosques naturales.....</i>	<i>28</i>
6.1.3. <i>Tierra desnuda y degradada.....</i>	<i>28</i>
6.2. GEOMETRÍA DE LOS CAUCES	30
6.3. ASPEREZA DE LOS LECHOS	32
6.4. PARAMETROS DE DRENAJE.	32
6.4.1. <i>Longitud Media de Flujo.....</i>	<i>33</i>
6.4.2. <i>Jerarquización de la red fluvial.</i>	<i>34</i>

6.4.3.	<i>Parámetros de las leyes de Horton.</i>	35
6.4.4.	<i>Densidad de avenamiento.</i>	39
7.	TIEMPOS DE CONCENTRACIÓN.	39
	REFERENCIAS	45

LISTA DE TABLAS

<i>Tabla 1. Texturas identificadas en la cuenca y sus respectivos diámetros medios e intervalos de contenido de materia orgánica.</i>	22
<i>Tabla 2. Principales parámetros morfométricos de la cuenca obtenidos del procesamiento de Cartografía Base.....</i>	23
<i>Tabla 3. Distribución de la extensión de las diferentes coberturas del suelo en la cuenca.....</i>	26
<i>Tabla 4. Coeficientes de aspereza de Manning seleccionados de acuerdo con la cobertura del suelo (USDA, 2010).....</i>	33
<i>Tabla 5. Propiedades de la red fluvial representadas por la clasificación de cauces según los Órdenes de Horton, de acuerdo con su cantidad, longitud, área tributaria y frecuencia dentro de la extensión de la cuenca del Tonusco.</i>	35

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la zona de estudio	10
Figura 2. Fotografías zona de estudio. (A) Parte Alta de la Cuenca, (B) Parte media, (C) Parte baja.	12
Figura 3. Localización de la cuenca con respecto a los municipios del departamento.	13
Figura 4. Localización y Límites del municipio de Santa Fe de Antioquia.	14
Figura 5. (A) Parque Principal, (B) Seminario e Iglesia de Santa Bárbara, (C) Puente de Occidente de Santa Fe de Antioquia.....	15
Figura 6. Fotografía Parque Principal del municipio de Giraldo.	16
Figura 7. Localización y límites del municipio de Giraldo.	17
Figura 8. Modelo de Elevación Digital del Terreno en la Cuenca (MED).	18
Figura 9. Mapa de pendientes o inclinaciones del Terreno.	19
Figura 10. Litología de la cuenca del río Tonusco.....	20
Figura 11. Componentes predominantes de los suelos de la cuenca del río Tonusco, según datos del IGAC, escala 1:100000.	21
Figura 12. Profundidad media de los perfiles de suelo de la cuenca del río Tonusco (escala 1:100000).....	23
Figura 13. Perfil Longitudinal del Cauce Principal.	24
Figura 14. Mapa de Clasificación de usos del suelo en la cuenca.	25
Figura 15. Actividades Mineras Río Tonusco.	29
Figura 16. Procesos Erosivos Vereda San Carlos.	30
Figura 17. Geometría de las secciones transversales características de la parte alta (A), media (B) y baja (c) de la cuenca del río Tonusco.....	31
Figura 18. Clasificación de secciones transversales según Rosgen.	32
Figura 19. Ordenes de cauces en la cuenca.	35
Figura 20. Relaciones de los parámetros de de Horton como número de cauces (A), su longitud (B) y área tributaria (C) con sus respectivos órdenes en la cuenca.	36
Figura 21. Correlación Crecimiento Alométrico.	39
Figura 22. Velocidad de media de flujo de escorrentías por parcela de cuenca. ..	42
Figura 23. Mapa de isócronas de tiempos de tránsito en horas.	44



LISTA DE ECUACIONES

<i>Ec. 1. Distancia Media de Flujo</i>	33
<i>Ec. 2. Altura media</i>	34
<i>Ec. 3 Razón de Bifurcación</i>	37
<i>Ec. 4. Razón de Crecimiento Longitudinal</i>	37
<i>Ec. 5. Razón de área de las Subcuencas</i>	38
<i>Ec. 6. Razón de crecimiento alométrico</i>	38
<i>Ec. 7. Tiempo de concentración</i>	41
<i>Ec. 8. Longitud de transito</i>	41
<i>Ec. 9. Velocidad de flujo en parcelas</i>	41



1. INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO

En las últimas décadas, los crecimientos poblacionales y económicos han agravado los problemas de la erosión del suelo, por lo que se han deteriorado no sólo estos, sino también, el agua y los ecosistemas, debido a los sedimentos y otros contaminantes acarreados (Sposito, 2014).


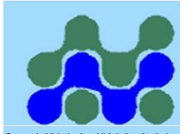
La elevada concentración de sedimentos en el agua reduce la radiación solar recibida en ella y por ende la actividad fotosintética, lo que perjudica a la fauna acuática, en especial a peces y corales (Davies-Colley and Smith, 2007). El sedimento colmata y bloquea las obras hidráulicas como embalses, canales navegables y puertos, que requieren un mayor esfuerzo de mantenimiento y dragado (Fan and Morris, 1992). Por lo tanto, el estudio de los procesos erosivos y sedimentarios en las cuencas es fundamental para realizar una gestión racional del territorio.

En la zona andina y caribe del territorio colombiano, en la cuenca del río Magdalena, se ha observado un recrudecimiento de la erosión en los últimos años (Restrepo et al., 2015). Aunque en esta región los procesos naturales favorecen la erosión, como los fenómenos de El Niño, La Niña y la oscilación de la presión atmosférica en el Pacífico Sur, ENSO, (Poveda et al., 2001), se ha detectado una mayor intensidad en las últimas décadas (Restrepo and Escobar, 2018). Algunos autores relacionan esta tendencia con la deforestación en el desarrollo de la minería y la expansión del uso agropecuario, (Restrepo, 2015), con un incremento de un 241% entre los años 1990 y 2010.



El río Tonusco es un tributario noroccidental de la cuenca del río Cauca, afluente del río Magdalena. Se localiza en una zona de bosque seco Tropical (Instituto Alexander von Humboldt, 2014), en la que, durante los periodos con menor precipitación, se reduce la densidad de la cobertura vegetal, lo que aumenta el riesgo de erosión. Además, la cuenca del río Tonusco es aledaña al proyecto hidroeléctrico más grande de Colombia, Hidroituango (Heno and Dyner, 2020), por lo que se eleva el riesgo de daño por la sedimentación.

De manera que, en la presente investigación se han estudiado a detalle los procesos erosivos y de transporte de sedimentos en la cuenca del río Tonusco, contrastando sus resultados en otras cuencas aledañas. Para tal fin, inicialmente se descargó, procesó y analizó información topográfica, geomorfológica, geológica y de usos del suelo en la zona para establecer los valores de diferentes parámetros morfométricos y edáficos de la cuenca. También, se emplearon los registros hidrometeorológicos y de calidad de aguas, medidos en estaciones en la región a escala diaria entre los años 1977 y 2015. De forma complementaria, se adelantaron visitas técnicas a diferentes sectores de la cuenca con el fin de realizar un diagnóstico actual de la problemática, realizando mediciones y tomando de muestras de agua y sedimentos. Además, se emplearon imágenes satelitales registradas entre los años 1986 y 2015 para identificar y establecer la evolución de la cobertura vegetal de la cuenca, evaluando las tasas de deforestación. Con esto, se cuantificaron las pérdidas de suelo y cargas de sedimento acarreadas y se pudieron establecer sus tiempos de tránsito, lo que permitió elaborar sedimentogramas para comprender la dinámica de transporte de sedimentos en la cuenca. De esta forma se identificaron y analizaron las relaciones de los parámetros hidrometeorológicos con los flujos de sedimentos y se construyeron y calibraron modelos hidrológicos para predecir los procesos de pérdida de suelo, aportación y transporte de sedimentos. Al final, se emplearon todos los análisis y modelaciones para establecer relaciones entre la descarga de

 <p>UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>	<p align="center">“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”</p> <p align="center">CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO Y GENERALIDADES DE LA CUENCA</p>	 <p>Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>
---	---	---

caudal y sedimentos, encontrando diferentes tipos, que pueden ser cíclicas, siguiendo patrones de curvas de histéresis, o lineales, y que esto depende de las condiciones climáticas, edáficas, la cobertura del terreno en la cuenca y las propiedades fisicoquímicas de los sólidos acarreados.

El objetivo general de este estudio es modelar y evaluar los procesos erosivos y de transporte de sedimentos en la cuenca del río Tonusco. Los objetivos específicos de la investigación son:

- i. Caracterizar los principales procesos erosivos de la cuenca y su variación temporal y espacial.
- ii. Elaborar un modelo con base física de la generación, transporte y depósito de los sedimentos.
- iii. Establecer la incidencia de parámetros edáficos, morfométricos, meteorológicos y la intervención antrópica en los procesos de generación y transporte de sedimentos. Esto brindará todas las herramientas para la mitigación de problemáticas asociadas y la gestión adecuada del territorio.

2. LOCALIZACIÓN DE LA CUENCA

La cuenca del río Tonusco se encuentra en el noroccidente de Colombia (Sur América), departamento de Antioquia, figura 1.

El relieve es montañoso, con un intervalo de elevación entre 450 y 3425 m.s.n.m.

El río nace en el páramo de las Alegrías, en una zona de espesa cobertura vegetal y fluye entre bosques montanos, premontanos y tropicales secos, que presentan

una gran intervención antrópica (Saneambiente, 2011), distinguiéndose tres regiones de acuerdo con la topografía, y edafología.

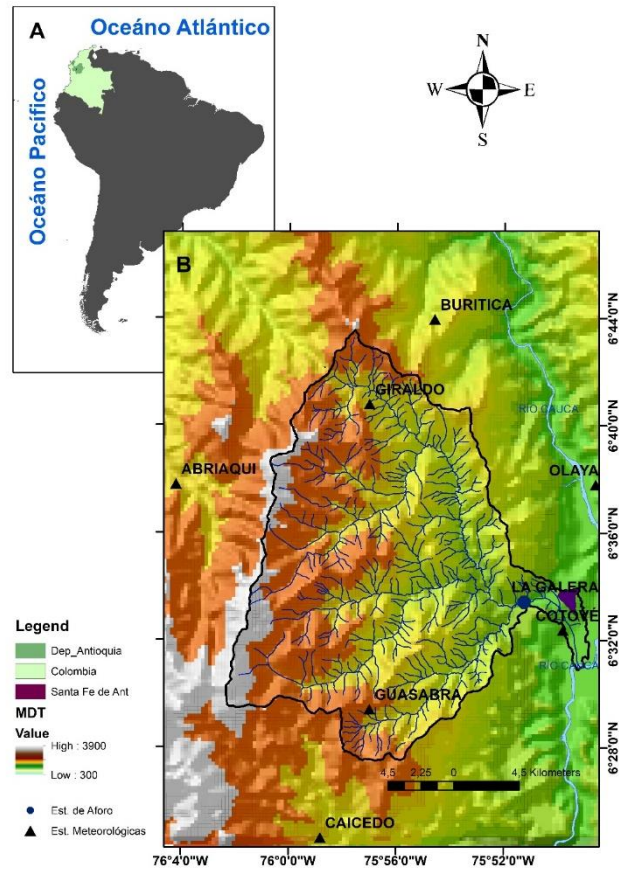


Figura 1. Localización de la zona de estudio

En el primer tramo, el cauce principal va en sentido oeste-este, por un terreno muy escarpado, que después de la zona de páramo, presenta una reducción en la densidad en la cobertura vegetal, por la práctica de la agricultura y ganadería, predominando los potreros, cultivos de maíz, café y frijol.

En el segundo tramo, las pendientes se reducen, aunque el terreno sigue siendo inclinado, sobre todo en las laderas aledañas al cauce. La dirección del cauce principal cambia a sentido Norte-Sur, siguiendo la línea de una falla geológica. En este sector se encuentra la carretera al Mar, que ha inducido la aparición de deslizamientos y otros procesos erosivos. Los principales afluentes que recibe el río en el lugar son, la quebrada La Pená y el Pescado o Yarumo.

En el tercer tramo, el río cambia nuevamente de sentido, fluyendo en dirección Noreste-Sureste, hasta confluir en el río Cauca, por una zona plana, con escaso relieve. En esta porción de la cuenca se encuentra la zona urbana de Santa Fe de Antioquia.

Las coordenadas geográficas del punto de nacimiento del río y su desembocadura en el río Cauca, con el huso horario GMT -5, son, respectivamente:

- 6.56256° Norte – 76.0215° Oeste.
- 6.51632° Norte – 76.0215° Oeste.

En la figura 2, se presentan algunas imágenes donde se puede evidenciar el estado del cauce del río y sus taludes, a lo largo de diferentes tramos.

2.1. MUNICIPIOS DE INFLUENCIA EN LA CUENCA.

A continuación, se presentan algunos aspectos de importancia de los dos municipios entre los que se encuentra la cuenca del río Tonusco (Ver figura 3).

2.1.1. Santa Fe de Antioquia

El Municipio de Santa Fe de Antioquia está situado en la región occidental del departamento de Antioquia, Colombia, a 56 km de la ciudad de Medellín desde el túnel de occidente, en las coordenadas geográficas 6.564741° N y 75.831067° W. Su cabecera municipal se encuentra a 550 msnm y tiene una temperatura promedio de 25°C (Gobernación de Antioquia, 2018).



Fuente: (Redacción El Mundo, 2015)



Fuente: Elaboración propia



Fuente: Elaboración propia

Figura 2. Fotografías zona de estudio. (A) Parte Alta de la Cuenca, (B) Parte media, (C) Parte baja.

Su extensión territorial aproximada es de 493 km² teniendo a nivel urbano una superficie de 3.08 km², con un territorio montañoso correspondiente a la cordillera Central de los Andes y regado por los ríos Cauca y Tonusco. En la figura 4 se muestra la localización y límites del municipio.

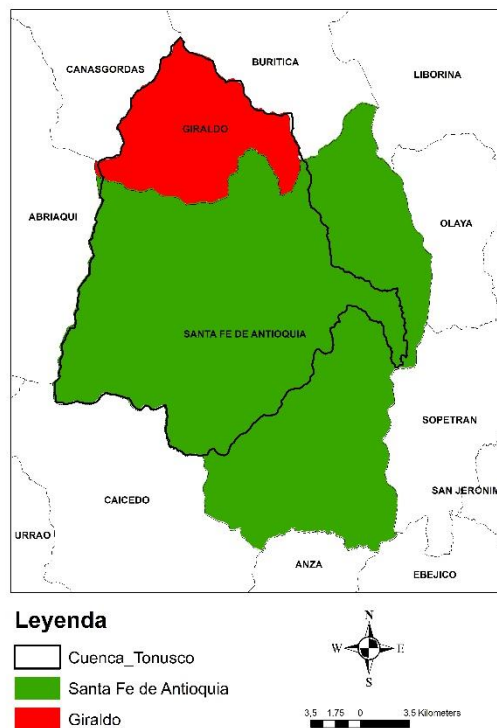


Figura 3. Localización de la cuenca con respecto a los municipios del departamento.

Limita por el norte con los Municipios de Giraldo y Buritica, por el sur con Anzá, por el oriente con Olaya, Sopetrán y Ebejico, por el occidente con Abriaquí y Caicedo.

La cuenca del Tonusco abarca 299 km² del área total del municipio, un 60.6% de su extensión.

Las características generales del área urbana del municipio se muestran en la figura 5.

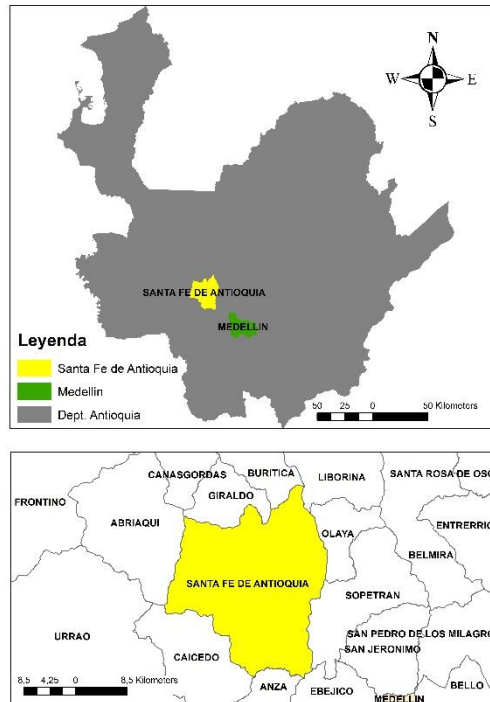


Figura 4. Localización y Límites del municipio de Santa Fe de Antioquia.

2.1.2. Giraldo

El municipio de Giraldo se encuentra localizado en el occidente del departamento de Antioquia a 108 km de la ciudad de Medellín. Sus coordenadas geográficas son 6,67981° N y 75,9502° W, específicamente en la vertiente del río Cauca, hacia la parte Occidental del departamento de Antioquia y al Noroeste de Colombia (Universidad de Antioquia, 2012).

Su extensión territorial aproximada es de 96 km² teniendo a nivel urbano una superficie de 2.0 km². La mayor parte de las cuencas ubicadas en el municipio confluyen al río Tonusco y luego el Cauca, pero hay una fracción en la parte más alta, que hace parte de la cuenca del Río Atrato (Nacimiento del río Cañasgordas). En la figura 6 se muestra una panorámica del parque principal del municipio.



Figura 5. (A) Parque Principal, (B) Seminario e Iglesia de Santa Bárbara, (C) Puente de Occidente de Santa Fe de Antioquia.

El municipio de Giraldo limita por el norte con el municipio de Buriticá, por el occidente con los municipios de Abriaquí y Cañas Gordas, por el sur con el municipio

de Santa Fe de Antioquia y por el oriente con los municipios de Santa Fe de Antioquia y Buriticá. Para contextualizar su localización y límites, se puede consultar la figura 7.

Las principales actividades económicas desarrolladas son la agricultura, ganadería, minería y pesca. Entre las actividades agrícolas se destaca el cultivo de Café.

Con respecto a la porción del territorio municipal que ocupa la cuenca del Tonusco se tienen 94.33 km² Lo que representa un 98.2% del área total del municipio.



Fuente: DEVIMAR, 2018

Figura 6. Fotografía Parque Principal del municipio de Giraldo.

3. PROCESAMIENTO DE INFORMACIÓN SECUNDARIA Y GENERACIÓN DE CARTOGRAFIA

Se obtuvo cartografía básica de la zona y mapas de regiones hidrológicas de Antioquia, (IGAC, 2019). Además, se utilizaron mapas temáticos de usos del suelo, geología y zonificaciones de riesgo (Escuela de Ingeniería de Antioquia, 2010).

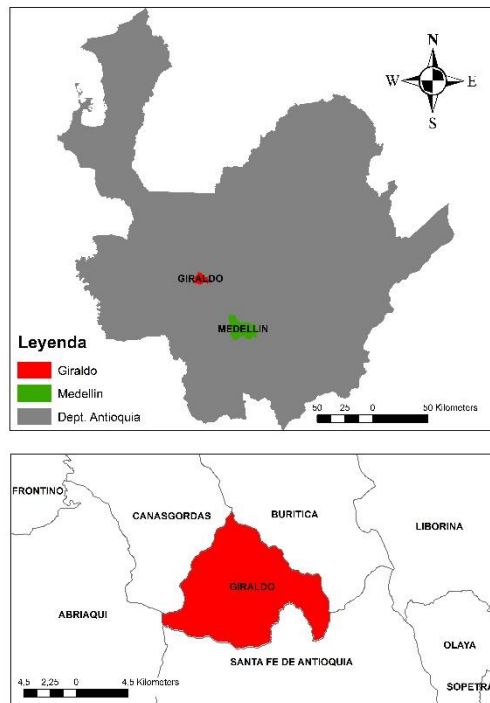


Figura 7. Localización y límites del municipio de Giraldo.

3.1. GENERACIÓN DE CURVAS DE NIVEL, RED HÍDRICA Y DELIMITACIÓN DE LA CUENCA.

Las curvas de nivel fueron generadas cada 25 m, utilizando el programa Google Earth (US Dept of State Geographer, 2019), como se presenta en la figura 3.

La red fluvial (ver figura 8), fue suministrada en la información secundaria.

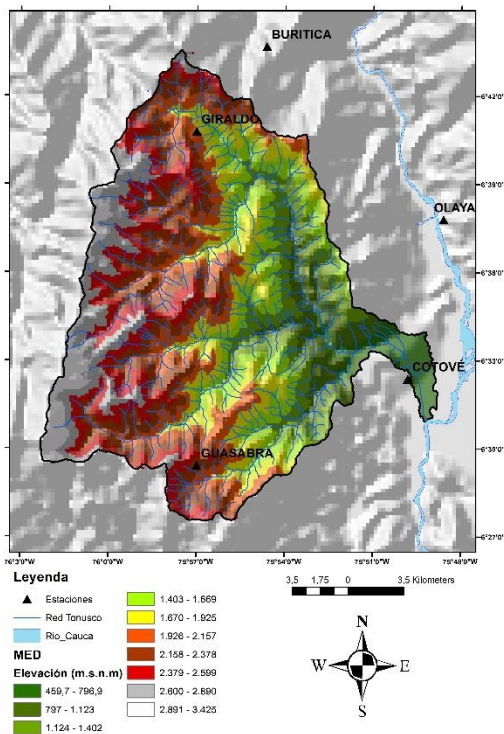
A partir de las curvas de nivel generadas, se elaboró un “Trianguled Irregular Network – TIN”, con el fin de obtener el relieve de la cuenca a partir de la

interpolación de puntos de elevación y luego poder elaborar un modelo de elevación digital del terreno, MED, como se presenta en la figura 8.

3.2. MODELOS DE ELEVACIÓN DIGITAL (MED) Y MAPAS DE PENDIENTES

En el MED generado se muestra en la figura 8.

Figura 8. Modelo de Elevación Digital del Terreno en la Cuenca (MED).



Además, se elaboró el mapa de pendientes del terreno (ver figura 9).

4. GEOLOGÍA Y EDAFOLOGÍA DE LA CUENCA.

La cuenca se encuentra sobre una acreción de rocas oceánicas formadas en el

Cretáceo (Taboada et al., 2000), con algunas procedentes del periodo Paleozoico-Cretáceo (Suter et al., 2011).

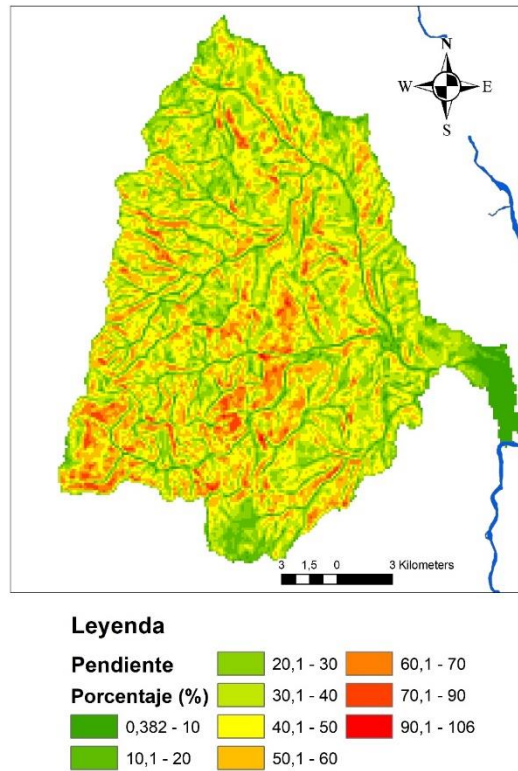


Figura 9. Mapa de pendientes o inclinaciones del Terreno.

En la parte más alta de la cuenca predominan las rocas ígneas, mientras que, en la zona media hacia al norte y el centro se tienen rocas sedimentarias, y al sur predominan las rocas metamórficas. En la parte baja de la cuenca se identifican zonas con depósitos aluviales y rocas sedimentarias en su mayoría (Ver figura 10).

En general, los suelos de la cuenca se formaron recientemente, pues se encuentran poco desarrollados. En la parte alta estos pertenecen a los subórdenes Andept y

Orthent (Soil Survey Staff., 2014). En los suelos de la parte baja, predominan los sedimentos clasificados en el suborden Ochrept (IGAC, 1983).

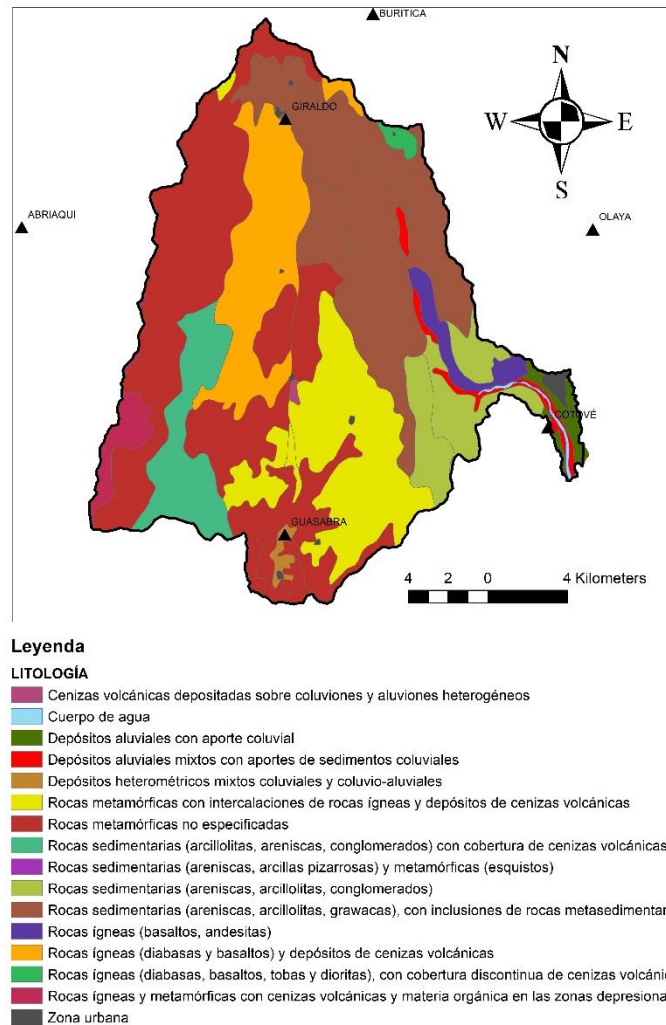


Figura 10. Litología de la cuenca del río Tonusco

Se utilizaron los mapas de clasificación de suelos del departamento de Antioquia, generados por el Instituto Geográfico Colombiano Agustín Codazzi (IGAC, 2019).

5. PARÁMETROS HIDROFÍSICOS DE LOS SUELOS DE LA CUENCA

Se identificaron 10 tipos de suelo en la cuenca, como se muestra en la figura 11.

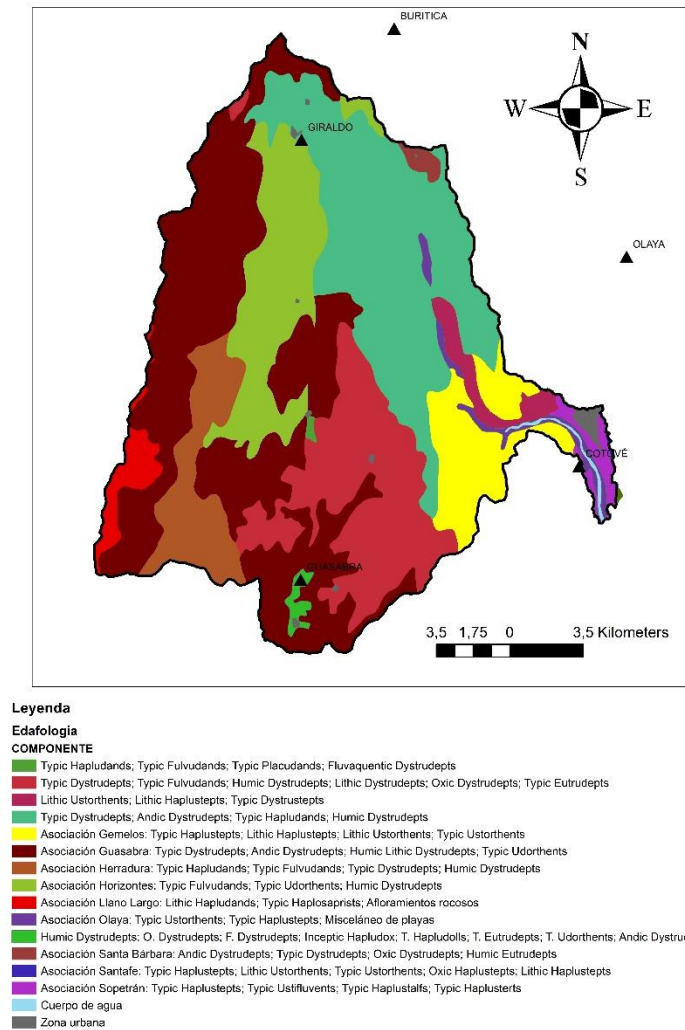


Figura 11. Componentes predominantes de los suelos de la cuenca del río Tonusco, según datos del IGAC, escala 1:100000.

La clase textural predominante por cada subgrupo identificado en la figura 11, se recoge en la tabla 1. Los parámetros hidrofísicos se han obtenido con el programa

Rosetta (Schaap et al., 2001). La profundidad de los suelos se muestra en la figura 12.

Tabla 1. Texturas identificadas en la cuenca y sus respectivos diámetros medios e intervalos de contenido de materia orgánica.

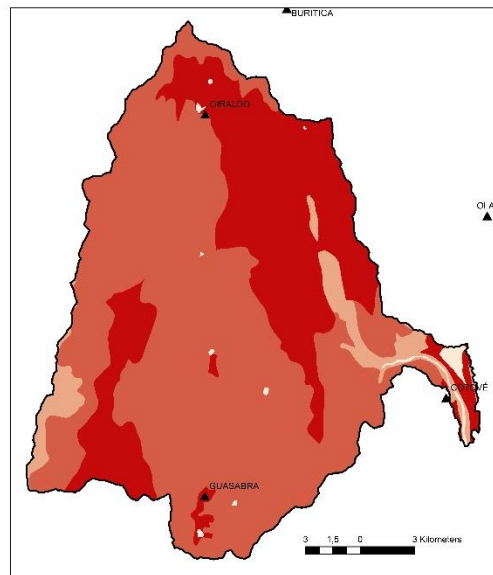
ID	Texturas	Diámetro medio (mm)	Contenido de MO %
1	Finas a medias	<0.002 a 0.4	0.51-3.99
2	Finas y medias	<0.002 y 0.002-0.4	<0.50
3	Medias a finas	<0.002 y 0.002-0.4	>4.0
4	Finas a moderadamente gruesas	<0.002 a 2	<0.50
5	Moderadamente finas a finas	<0.002 a 0.005	>4.0
6	Finas a medias	<0.002 a 0.4	<0.50
7	Variadas	<0.002 a 5	<0.50
8	Moderadamente finas y medias con fragmentos de roca	0.005 a 70	<0.50
9	Medias	0.002-0.4	0.51-3.99
10	Moderadamente gruesas a moderadamente finas	0.005 a 2	>4.00
11	Finas a moderadamente gruesas	<0.002 a 2	0.51-3.99
12	Gravilla y cascajo	5 a 70	>4.00
13	Medias a finas	<0.002 a 0.4	>4.00
14	Medias a finas	<0.002 a 0.4	>4.00
15	Cuerpo de Agua	-	-
16	Zona Urbana	-	-

6. DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS MORFOMETRICOS.

Empleando el programa Arcgis 10.2.2 (ESRI, 2018), se estimaron los parámetros de la tabla 2.

Tabla 2. Principales parámetros morfométricos de la cuenca obtenidos del procesamiento de Cartografía Base

Parámetro	Unidad	Resultado
Área de la cuenca	km ²	393.4
Área subcuenca La Pená	km ²	123.6
Longitud de recorrido	Km	46.1
Longitud del cauce principal	Km	46.0
Cota de nacimiento	m	3025.0
Cota desembocadura	m	450.0
Pendiente de la cuenca	%	38.9
Pendiente del cauce principal	%	5.61
Perímetro de la cuenca	Km	108.0
Localización del centroide	NA	6.58004° N - 75.9410°W



Prof

- Sin profundidad
- s (25 cm - 50 cm)
- m (50cm - 100cm)
- p (100 cm - 150 cm)



Figura 12. Profundidad media de los perfiles de suelo de la cuenca del río Tonusco (escala 1:100000).

La cuenca extensa con una superficie mayor que 20 km². Es una subcuenca del Río Cauca, por estar entre los 100 km² y los 600 km². El terreno es escarpado, debido a que la pendiente media de la cuenca, supera valores del 10%, con máximos de 106%, mientras que la pendiente promedio del cauce del río tiende a ser baja, sin embargo. La pendiente del lecho del río Tonusco muestra una gran variabilidad espacial, pues en la parte alta de la cuenca se pueden alcanzar valores por encima del 50% y en la medida en que el río discurre en su parte media baja se reduce a valores por debajo del 10%. Dicha afirmación se puede comprobar en el perfil longitudinal del río de la figura 13.

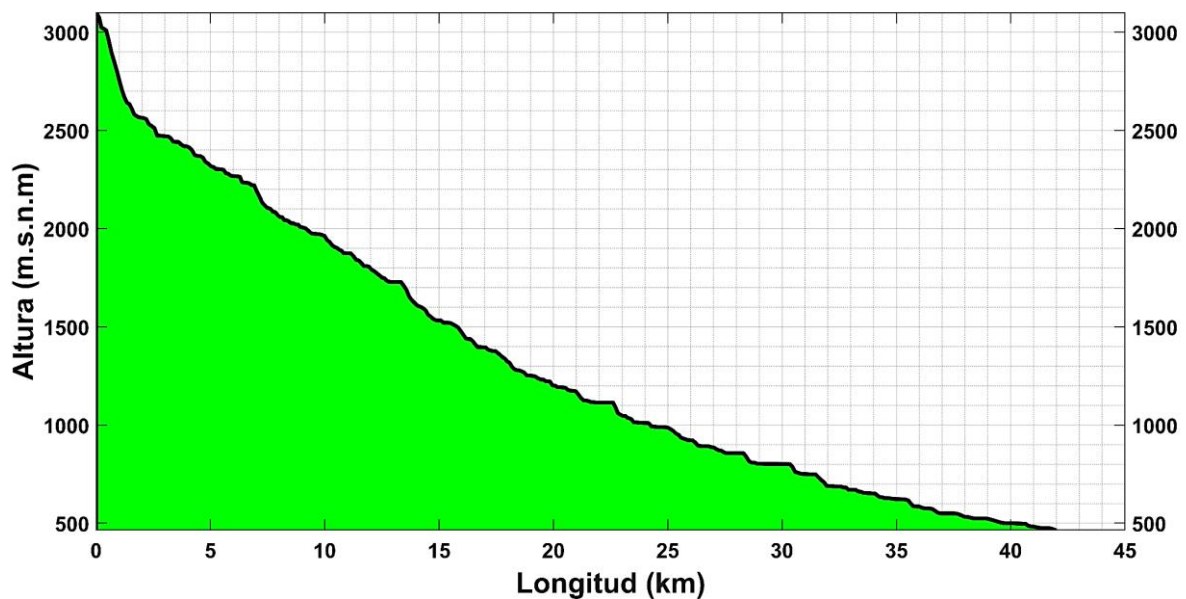


Figura 13. Perfil Longitudinal del Cauce Principal.

6.1. USOS Y COBERTURAS DEL SUELO.

A partir de la información suministrada en los Esquemas de Ordenamiento Territorial (EOT) de los municipios de Santa Fe de Antioquia (Escuela de Ingeniería de Antioquia, 2010) y Giraldo (Alcaldía de Giraldo, 2009), además del análisis de imágenes satelitales o aerofotografías consignadas en Google Earth (US Dept of State Geographer, 2019), se construyó el mapa de usos del suelo en la cuenca, conservándose las clasificaciones establecidas en el EOT de Santa fe de Antioquia y empleándose el programa Arcgis. En la figura 14, se pueden observar los usos y coberturas del suelo identificados en la cuenca.

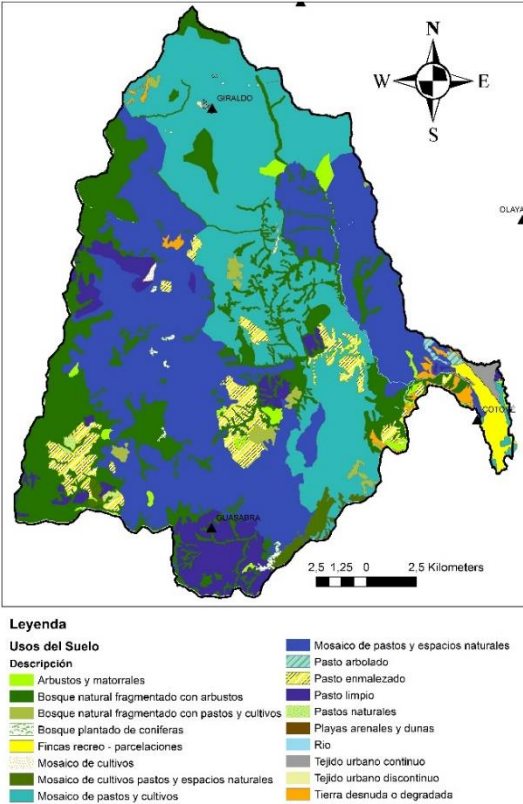



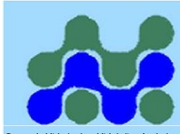
Figura 14. Mapa de Clasificación de usos del suelo en la cuenca.

Predominan los suelos rurales con pastos, espacios naturales y cultivos, sobre todo en la parte media y baja de la cuenca. En la parte alta de la cuenca, por encima de

los 2800 msnm, se tienen áreas cubiertas con bosques naturales, con algún grado de intervención antrópica. En menor proporción se identificaron áreas urbanas correspondientes a las cabeceras municipales de los municipios de Santa Fe de Antioquia, Giraldo y pequeños centros poblados veredales localizados sobre todo cerca de la carretera al mar. Además, se han localizado algunas zonas degradadas, sin ningún tipo de cobertura vegetal. En la tabla 3 se muestra la distribución de coberturas del suelo identificadas.

Tabla 3. Distribución de la extensión de las diferentes coberturas del suelo en la cuenca

Cobertura	Área (km ²)	Representatividad (%)
Mosaico de pastos y espacios naturales	138.68	35.25
Mosaico de pastos y cultivos	111.65	28.38
Bosque natural fragmentado	81.72	20.77
Pasto Limpio	22.44	5.70
Pasto Enmalezado	17.00	4.32
Parcelaciones	4.58	1.16
Arbustos y matorrales	4.54	1.15
Tierra desnuda o degradada	2.97	0.76
Tejido Urbano	1.84	0.47
Mosaico de cultivos pastos y espacios naturales	3.82	0.97
Bosque plantado de coníferas	0.90	0.23
Pasto arbolado	0.81	0.21
Pastos naturales	0.77	0.20
Mosaico de cultivos	0.31	0.08
Playas arenales y dunas	0.17	0.04
Otros	1.20	0.31
TOTAL	393.4	100


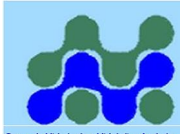
 <p>UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>	<p>“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”</p> <p>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO Y GENERALIDADES DE LA CUENCA</p>	 <p>Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>
---	---	---

6.1.1. Mosaicos de pastos, espacios naturales y cultivos.

Esta clasificación contiene las coberturas y usos del suelo de mayor representatividad en la cuenca. En estas áreas se tienen mezclas de los tres usos del suelo de manera indiscriminada, que la población rural realiza en sus predios. Se tienen algunos cultivos y actividades ganaderas para satisfacer su propia demanda obtener algunos ingresos económicos por su venta, además de zonas con bosques para la protección de fuentes hídricas que abastecen sus viviendas.

En los predios se cultivan principalmente, además de las plantas de consumo diario como el plátano, la yuca y las hortalizas, el maíz, café, frijol y frutas tropicales como el tamarindo, el mango, la chirimoya, la mandarina y la naranja. Destacan las siembras con fines comerciales del café, sobre todo en la zona cuenca media, produciéndose variedades reconocidas por su calidad como las del municipio de Giraldo (Universidad de Antioquia, 2012). En la figura, se pueden observar algunos cultivos de café desarrollados en las zonas veredales del municipio de Santa fe de Antioquia.

La producción ganadera se basa en la cría de bovinos, equinos y porcinos principalmente, por lo que se han convertido grandes áreas para la producción de pastos y follajes, con el fin de garantizar la alimentación de estos animales (Saneambiente, 2011). La actividad se desarrolla principalmente en la parte baja de la cuenca, donde se tienen terrenos planos, sin embargo, también se práctica en la parte media de la cuenca en terrenos con altas pendientes.

 <p>UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>	<p>“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”</p> <p>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO Y GENERALIDADES DE LA CUENCA</p>	 <p>Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>
---	---	---

6.1.2. Bosques naturales.

Como se puede observar en el modelo de elevación digital de la cuenca, el territorio es montañoso, con grandes cambios de elevación sobre el nivel del mar. Debido a esta condición se tienen diferentes pisos térmicos, con condiciones climáticas distintas. Esto se puede caracterizar, según las zonas de vida de Holdridge, (1967), que tienen en cuenta la localización latitudinal, la elevación sobre el nivel del mar y las condiciones climáticas.

Por lo tanto, en las regiones bajas de la cuenca, comprendidas entre los 450 y 1800 msnm, se clasifican como zonas de bosque seco tropical con altas tasas de evaporación, las áreas intermedias de la cuenca entre los 1800 y 2000 msnm como bosques húmedos premontanos, la parte media alta entre los 2000 y 3000 msnm como bosques húmedos montanos y las zonas de 3000 msnm en adelante como paramos con temperaturas bajas y altos niveles de precipitación.

En los bosques secos tropicales se tiene vegetación arbustiva y xerofítica muy dispersa. Con respecto a los bosques premontanos y montanos húmedos predomina la vegetación espesa con árboles de gran tamaño. En los páramos hay vegetación de tamaño bajo y medio, con gran capacidad de captación y almacenamiento de agua procedente de la condensación de la humedad, como lo son los frailejones, rosetales y herbazales.

6.1.3. Tierra desnuda y degradada.

Se identifican áreas con procesos erosivos intensos en la parte media de la cuenca, como es el caso de la Vereda San Carlos, Guasabra y Yerbabuena del municipio de Santa Fe de Antioquia y El Gallo del municipio de Giraldo. Además, se tienen

deterioros de la calidad del suelo en zonas aledañas a la carretera al mar entre Santa Fe de Antioquia y Giraldo (Escuela de Ingeniería de Antioquia, 2010).

En el diagnóstico del EOT de Santa Fe de Antioquia, con respecto al estado de la cuenca, se menciona que se localizaron grandes áreas en la parte alta, que han sido significativamente alteradas, por la deforestación y la práctica indiscriminada de quemas, para el desarrollo de actividades, tales como, la ganadería y la agricultura; afectando las coberturas naturales del terreno y con esto propiciando la generación de procesos erosivos. Debido a las características geomorfológicas, hidrológicas y ecológicas de estas zonas, deberían permanecer cubiertas con vegetación nativa, pues su función es la de conservación del suelo. Por tanto, los usos actuales del suelo no son muy adecuados.

Además, en algunos sectores de la parte media y baja de la cuenca, hay canteras para la extracción de material de construcción como grava y arena, y minería aurífera en menor proporción, lo que altera a los suelos de los cauces fluviales. En la figura 15, se puede apreciar la práctica de minería para extracción de agregados, sobre el cauce y retiros del río Tonusco.



Figura 15. Actividades Mineras Río Tonusco.

Todo lo anterior agrava los procesos erosivos, que implican elevadas pérdidas de suelo y aportaciones de sedimentos a los cauces. Un caso importante es el identificado en la vereda San Carlos, en la quebrada el Yarumo, afluente de la quebrada La Pená. Se ha generado una cárcava de gran extensión y de crecimiento continuo, que se ilustra en la figura 16.



Figura 16. Procesos Erosivos Vereda San Carlos.

6.2. GEOMETRÍA DE LOS CAUCES

Analizando la morfología de los cauces, aplicando el método de Rosgen (1994), se pueden clasificar los cauces de la cuenca en la parte alta como tipo Aa+ y A, media como tipo B y baja como tipo D y DA. En las figuras 17 y 18, se pueden observar la forma de las secciones de los cauces referenciados.

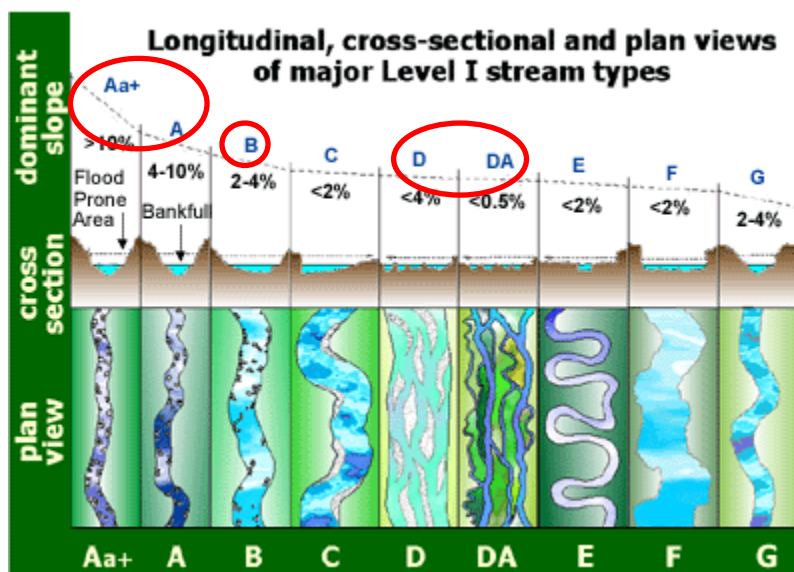
Se nota como la mayor parte del cauce corresponde al de un río entrelazado o anastomosado (Rosgen, 1994; Wheaton et al., 2013).



Figura 17. Geometría de las secciones transversales características de la parte alta (A), media (B) y baja (c) de la cuenca del río Tonusco.

6.3. ASPEREZA DE LOS LECHOS

La aspereza de los lechos representada por el coeficiente n de la ecuación de velocidad del agua en flujo uniforme y turbulento, Manning, de acuerdo con la cobertura del terreno (USDA, 2010), se muestra en la tabla 4.



Fuente: (EPA, 2017)

Figura 18. Clasificación de secciones transversales según Rosgen.

En los cauces fluviales se adoptó el valor del coeficiente n asociado a los canales naturales de los ríos de montaña.

6.4. PARAMETROS DE DRENAJE.

Analizando la morfología básica de la cuenca se estimaron los valores de los parámetros de drenaje fundamentales para entender la dinámica fluvial.

Tabla 4. Coeficientes de aspereza de Manning seleccionados de acuerdo con la cobertura del suelo (USDA, 2010).

Cobertura del terreno	n Manning
Arbustos y matorrales	0.101
Bosque natural fragmentado con arbustos	0.202
Bosque natural fragmentado con pastos y cultivos	0.202
Bosque plantado de coníferas	0.101
Fincas recreo – parcelaciones	0.05
Mosaico de cultivos	0.058
Mosaico de cultivos pastos y espacios naturales	0.073
Mosaico de pastos y cultivos	0.066
Mosaico de pastos y espacios naturales	0.087
Pasto arbolado	0.073
Pasto enmalezado	0.101
Pastos naturales	0.087
Playas arenales y dunas	0.051
Lecho Río	0.050
Tejido urbano continuo	0.025
Tejido urbano discontinuo	0.025
Tierra desnuda o degradada	0.051

6.4.1. Longitud Media de Flujo.

Se define la distancia media de flujo, L_m , como la recorrida por el agua sobre la cuenca hasta llegar a un cauce. Se estima por el cociente entre la superficie total de la cuenca, A , y 4 veces la longitud total de los cauces de la cuenca, L_i , o bien, la inversa de la densidad de avenamiento multiplicada por el factor 4.

Ec. 1. Distancia Media de Flujo

$$L_m = \frac{A}{4 \sum L_i}$$

La longitud media para la cuenca analizada fue de 0.165 km.

6.4.2. Jerarquización de la red fluvial.

La jerarquización del orden de la cuenca se realizó mediante el método de Horton (Peckham and Gupta, 1999), que ordena los tramos de la red fluvial según el número de afluentes que reciban, de forma que aquel que fluye desde un manantial es de orden 1, mientras que uno de orden 2 recibe dos afluentes.

La cuenca del Tonusco se clasifica como de orden 5, mientras que la quebrada La Pená es de orden 4. En la figura 19 se puede observar la red fluvial con el orden de cada afluente.

La elevación media de la cuenca, H , es la elevación promediada, referida al nivel de la estación de aforo en la desembocadura.

Ec. 2. Altura media

$$H = \frac{V}{A}$$

Donde V es el volumen comprendido entre la curva del perfil del cauce (ver figura 13) y los ejes que limitan el área superficial.

En la tabla 5 se presenta el número de tramos para cada orden, que se han calculado con el programa Arcgis.

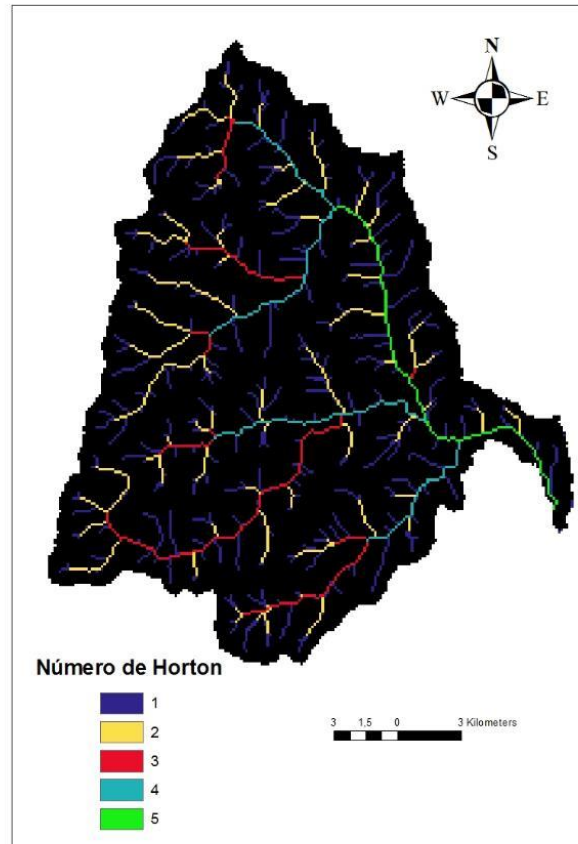


Figura 19. Ordenes de cauces en la cuenca.

6.4.3. Parámetros de las leyes de Horton.

Tabla 5. Propiedades de la red fluvial representadas por la clasificación de cauces según los Órdenes de Horton, de acuerdo con su cantidad, longitud, área tributaria y frecuencia dentro de la extensión de la cuenca del Tonusco.

Orden	Número de Cauces	Longitud promedio (km)	Área promedio (km ²)	Frecuencia Fu
1	238	0.403	0.70	1.44
2	58	1.11	3.42	0.293

Orden	Número de Cauces	Longitud promedio (km)	Área promedio (km ²)	Frecuencia Fu
3	16	2.59	13.99	0.071
4	4	8.38	78.26	0.013
5	1	25.4	393.4	0.003

Los resultados se presentan en la tabla 5.

Correlaciones

Se han establecido unas relaciones entre los parámetros de Horton, figura 20.

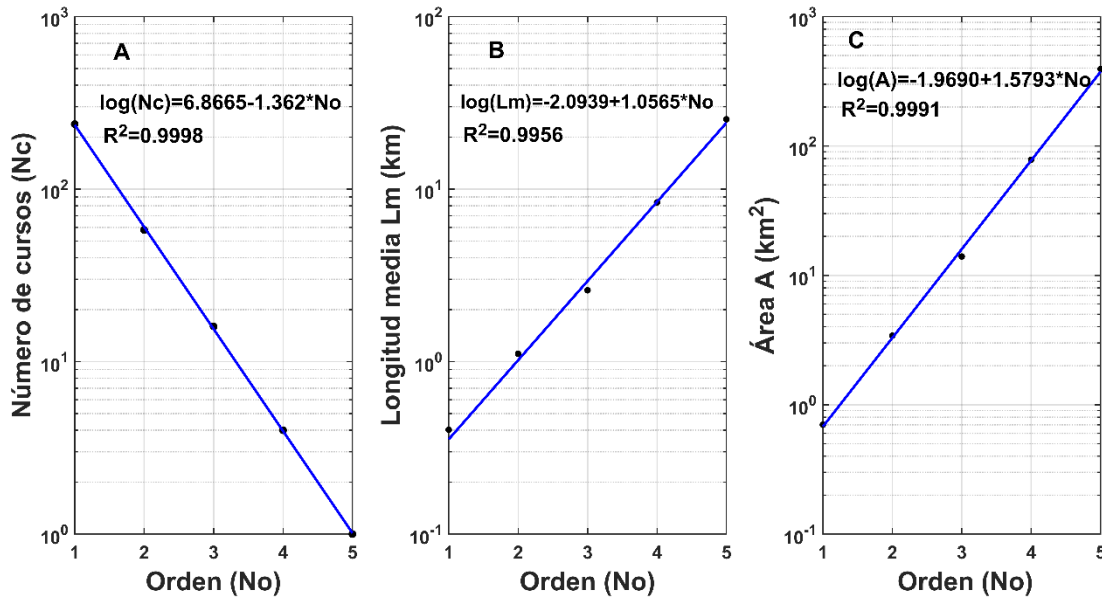


Figura 20. Relaciones de los parámetros de de Horton como número de cauces (A), su longitud (B) y área tributaria (C) con sus respectivos órdenes en la cuenca.

De las relaciones obtenidas, se determinaron las razones de Horton.



Razón de Bifurcación

Se define como el cociente entre el número de cauces de dos órdenes sucesivos (Tarboton, 1996):

Ec. 3 Razón de Bifurcación

$$R_b = \frac{N_{w-1}}{N_w}$$

Donde N_w es el número de cauces de orden w , y N_{w-1} es correspondiente del orden anterior, $w-1$.

Para R_b se obtuvo un valor de **3.90**.

El valor de R_b permanece entre 3 y 5, de manera que las estructuras geológicas no distorsionan en gran medida el modelo de drenaje. La bifurcación promedio se encuentra entre 2.8 y 4.9, intervalo en el que predominan el tercer y cuarto orden de Horton (Aranda, 1984).

Razón de elongación

Es el cociente, R_L , entre la longitud media de cauces de dos órdenes.

Ec. 4. Razón de Crecimiento Longitudinal

$$R_L = \frac{L_w}{L_{w-1}}$$

Donde L_w es la longitud media de los cauces de orden w , y L_{w-1} de los del orden inferior, $w-1$.

Se determinó un valor de **2.88**, lo que indica que por cada cambio de orden las longitudes aumentan casi 3 veces, valor común en cuencas de montaña.

Razón de superficie de las subcuencas, R_A

Es el valor medio del cociente entre los valores medios de las superficies vertientes a los cauces de dos órdenes sucesivos.

Ec. 5. Razón de área de las Subcuencas

$$R_A = \frac{A_w}{A_{w-1}}$$

Donde A_w es la media del área contributiva a los cauces de orden w .

Se obtuvo un valor de R_A de **4.85**. Dicho valor indica que las áreas contributivas promedio en las subcuencas aumentan casi 5 veces dependiendo de su orden.

Razón de crecimiento alométrico

Es una relación entre la longitud media de los cauces y la superficie tributaria de la cuenca, que representa la intensidad de incremento de la primera con respecto al aumento de la segunda variable (Urdiain and Sanjulián, 1983). La ecuación que describe esta relación es de la forma:

Ec. 6. Razón de crecimiento alométrico

$$\overline{Au} = \overline{aLu}^b$$

En la figura 21, se obtienen unos coeficientes a y b de 2.9698 y 1.5279, respectivamente.

6.4.4. Densidad de avenamiento.

La densidad de drenaje es inversamente proporcional a la extensión de la cuenca y el valor obtenido para el Tonusco fue de 1.51 km/km².

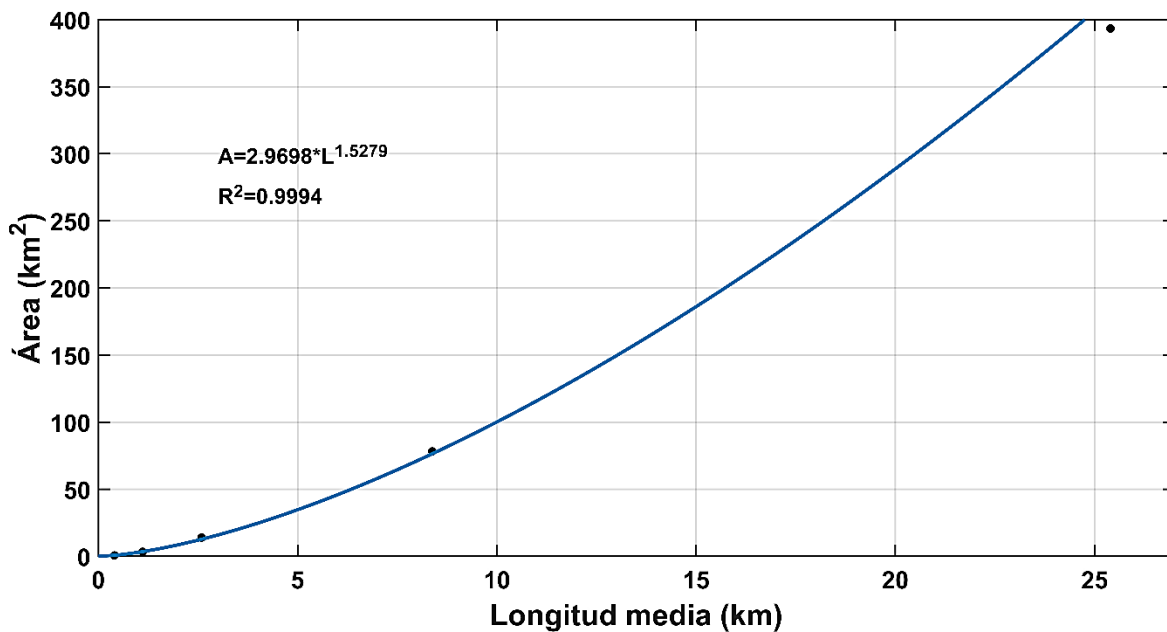


Figura 21. Correlación Crecimiento Alométrico.

7. TIEMPOS DE CONCENTRACIÓN.

Para la estimación de los tiempos de recorrido de las aguas que ingresan a cada una de las cuencas a evaluar, es necesario valorar el tiempo de concentración, (t_c), de las lluvias en la cuenca, como parámetro básico. Los caudales máximos, por lo general, se producen en lluvias de duración mayor o igual que el t_c .



La determinación del t_c , requiere de la utilización de las observaciones de crecientes, la analogía con cuencas hidrológicamente similares, los parámetros geomorfológicos de la cuenca o el conocimiento de la zona de estudio. En todos los casos, se recomienda aplicar el método con múltiples hipótesis del valor de t_c . Existen diversas metodologías para calcularlo como las propuestas por autores como Kirpich, Giandioti, U.S. Corps of Engineers, SCS – Ranser, Federal Aviation Agency - FAA, ASC Modificada, Morgali y Linsley, entre otras, (Vélez and Hernández, 2011). Sin embargo, dichas ecuaciones son aproximaciones para cuencas con condiciones específicas, por lo cual, inducen al error (McGuire and McDonnell, 2006). Además, en los modelos referenciados se confunden los conceptos asociados a tiempos de concentración y los tiempos de equilibrio, (Beven, 2020). Los tiempos de equilibrio hacen referencia al periodo en que los caudales en una cuenca vuelven a niveles normales, después de ocurrida una precipitación que generó escorrentía, los cuales se estiman por medio de los análisis de hidrogramas unitarios.

De manera que, para tener resultados con mayor exactitud, se empleó el método de cálculo propuesto inicialmente por Chow (1993), que ha sido la base de otros modelos como el de McGuire y McDonnell (2006), en el cual, tiempo de concentración se determina como una relación entre la longitud del recorrido y la velocidad de flujo. La longitud corresponde a la máxima distancia que debe recorrer una gota de agua desde que entra a la cuenca hasta la salida de esta y la velocidad de flujo depende de diferentes factores como la pendiente y la aspereza del terreno. La longitud se puede establecer utilizando las herramientas de Arcgis, teniendo en cuenta la variabilidad de la geomorfología y aspereza de la superficie. Así mismo, se deben determinar diferentes velocidades para cada tramo de las trayectorias del agua, debido a los cambios de pendiente y usos del suelo. De manera que, el tiempo de concentración se determinará como.

Ec. 7. Tiempo de concentración

$$t_c = \int_0^L \frac{dL}{V(l)} \quad \text{ó} \quad t_c = \sum_{i=1}^L \frac{l_i}{V_i}$$

Donde dL es el diferencial de longitud y $V(l)$ es la función de la velocidad de flujo, l_i y V_i son la longitud de flujo y velocidad por tramo i .

Una suposición de flujo en superficies planas se puede realizar, tomando como valor máximo de longitud de flujo, el obtenido aplicando la ecuación 9. Este valor será limitante de los tiempos de tránsito de escorrentía (USDA, 2010).

Ec. 8. Longitud de tránsito

$$l_i = \frac{100}{n_i} S_i^{1/2}$$

Donde n_i es el coeficiente de rugosidad de Manning establecido para la superficie. De esta forma, la velocidad de flujo en superficies se puede calcular con una aproximación de la ecuación de Manning,

Ec. 9. Velocidad de flujo en parcelas

$$V_i = \frac{1}{n_i} R h_i^{2/3} S_i^{1/2} \rightarrow V_i = \epsilon(n_i) S_i^{1/2}$$

Donde R_{hi} es el radio hidráulico del canal de flujo y S_i es la pendiente de cada tramo y $\epsilon(n_i)$ es un coeficiente de ajuste que es función de n_i .

Se adoptaron los valores de n_i y por ende de $\epsilon(n_i)$, definidos por el USDA (2010) para establecer las velocidades flujo por parcela en la cuenca del río Tonusco, como se muestra en la figura 22.

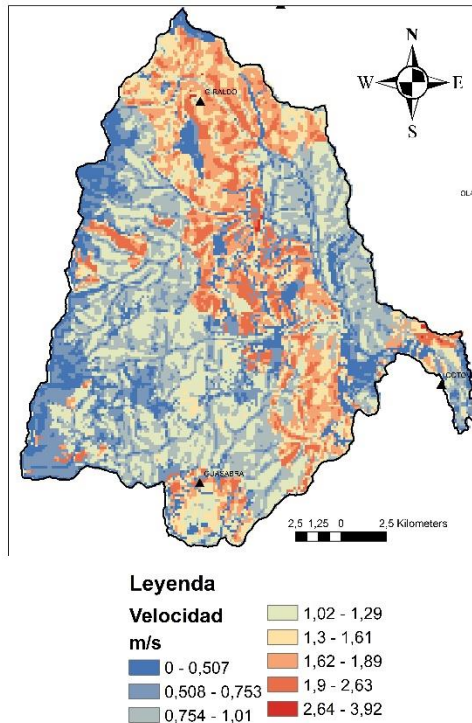


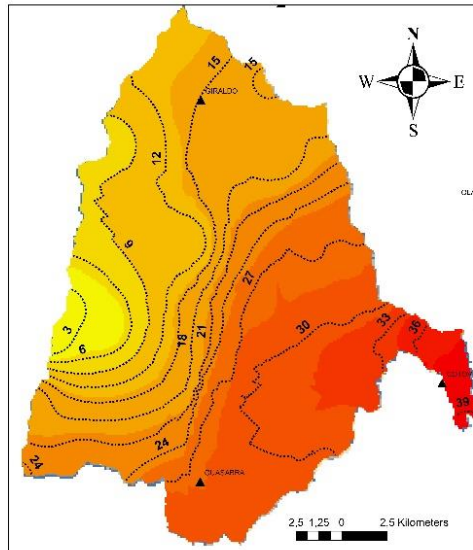
Figura 22. Velocidad de media de flujo de escorrentías por parcela de cuenca.

En la figura 22 se observa que predominan las velocidades altas en casi toda la parte media de la cuenca, con elevadas pendientes y coberturas de suelo suaves como lo son los pastizales y cultivos. En la parte alta de la cuenca, con velocidades elevadas en algunos sectores, las coberturas de bosque denso aumentan la aspereza superficial y reducen los tiempos de viaje del agua. En gran parte de la zona de páramo, en la parte más alta de la cuenca la velocidad de flujo es baja por las pendientes son moderadas y una espesa cobertura vegetal. En la parte baja de la cuenca tienden a predominar los valores bajos de la velocidad de flujo, sobre todo en zonas cercanas al cauce y llanura de inundación del río, probablemente por las

bajas pendientes que se tienen en estos sitios, sin embargo, en algunas zonas cercanas al área urbana de Santa Fe de Antioquia y en el área de parcelaciones los valores son medios y altos, pues, a pesar de la poca inclinación del suelo, las coberturas mayoritarias son los asfaltos y pastos limpios, por lo que se reduce drásticamente la fricción que el lecho ejerce en la escorrentía.

El resultado promedio de la velocidad de flujo de la escorrentía, obtenido empleando los datos consignados en todos los píxeles de la cuenca, fue de 1,10 m/s. Con respecto al valor medio de la velocidad en el cauce principal del río, el resultado se reduce a 0,286 m/s, probablemente porque las pendientes en el mismo son inferiores a las de muchas zonas de la cuenca.

Los tiempos de concentración por cada píxel de cuenca se determinaron al conjugar la longitud de cada píxel y su respectiva velocidad de flujo, y con estos se estimaron sus acumulados y se construyó un mapa de isócronas que referencia los tiempos de concentración acumulados o el tiempo que se tarda una gota de agua que ingrese a la cuenca en llegar a cualquier sector de esta. Se estableció un tiempo de concentración total de **40.8 horas**. Los resultados serán usados para la futura construcción de hidrogramas y estimación de tiempo de tránsito de escorrentía y se presentan en la figura 23. Se observa una relación directa entre el espaciamiento de las isócronas y la velocidad de flujo, relacionada con las pendientes del terreno.



Leyenda

.....	Isocrona_3h	9,01 - 14	28,1 - 31
Mapa_Isocronas		14,1 - 20	31,1 - 34
Tiempo (h)		20,1 - 25	34,1 - 37
		25,1 - 28	37,1 - 40,8
		0,0 - 5	
		5,01 - 9	

Figura 23. Mapa de isócronas de tiempos de tránsito en horas.


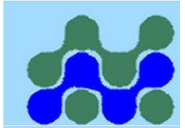


REFERENCIAS

- Alcaldía de Giraldo, 2009. Esquema de Ordenamiento Territorial de Giraldo Antioquia - EOT. Giraldo, Antioquia.
- Aranda, D.F.C., 1984. Procesos del ciclo hidrológico. UASLP.
- Beven, K.J., 2020. A history of the concept of time of concentration. *Hydrology and Earth System Sciences* 24, 2655–2670. <https://doi.org/10.5194/hess-24-2655-2020>
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1993. Hidrología aplicada. McGraw-Hill.
- Davies-Colley, R., Smith, D., 2007. Turbidity, Suspended Sediment, and Water Clarity: A Review. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 37, 1085–1101. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2001.tb03624.x>
- EPA, 2017. Fundamentals of Rosgen Stream Classification System | Watershed Academy Web | US EPA [WWW Document]. URL https://cfpub.epa.gov/watertrain/moduleFrame.cfm?parent_object_id=1189 (accessed 7.1.21).
- Escuela de Ingeniería de Antioquia, 2010. Esquema de Ordenamiento Territorial Municipio de Santa Fe de Antioquia. Alcaldía de Santa Fe de Antioquia, Medellín, Colombia.
- ESRI, 2018. Esri: Software de representación cartográfica SIG, análisis de datos espaciales y plataforma de ubicación [WWW Document]. URL <https://www.esri.es/es-es/home> (accessed 12.19.20).
- Fan, J., Morris, G.L., 1992. Reservoir Sedimentation. I: Delta and Density Current Deposits. *Journal of Hydraulic Engineering* 118, 354–369. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1992\)118:3\(354\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1992)118:3(354))
- Gobernación de Antioquia, 2018. Anuario estadístico de Antioquia: Generalidades [WWW Document]. URL <http://www.antioquiadatos.gov.co/index.php/generalidades-2018> (accessed 7.26.21).
- Henao, F., Dyer, I., 2020. Renewables in the optimal expansion of colombian power considering the Hidroituango crisis. *Renewable Energy* 158, 612–627. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2020.05.055>
- Holdridge, L.R., 1967. Life zone ecology, Rev. ed. ed. Tropical Science Center, San Jose, Costa Rica.
- IGAC, 2019. Geoportal IGAC [WWW Document]. URL <https://www.igac.gov.co/> (accessed 12.19.20).
- IGAC, 1983. Mapa general de suelos de Colombia (1:1 500 000). Bogotá, Colombia.
- Instituto Alexander von Humboldt, 2014. Fortalecimiento al conocimiento, conservación y uso sostenible de la biodiversidad y los servicios ecosistémicos del bosque seco tropical en la jurisdicción de CORANTIOQUIA: informe final. Instituto Alexander von Humboldt., Medellín, Colombia (In Spanish).
- McGuire, K.J., McDonnell, J.J., 2006. A review and evaluation of catchment transit time modeling. *Journal of Hydrology* 330, 543–563. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.04.020>
- Mosalve Sáenz, G., 1999. Hidrología en la Ingeniería. Marcombo.
- Peckham, S.D., Gupta, V.K., 1999. A reformulation of Horton's Laws for large river networks in terms of statistical self-similarity. *Water Resources Research* 35, 2763–2777. <https://doi.org/10.1029/1999WR900154>



- Poveda, G., Jaramillo, A., Gil, M.M., Quiceno, N., Mantilla, R.I., 2001. Seasonally in ENSO-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia. *Water Resour. Res.* 37 (8), 2169–2178. <https://doi.org/10.1029/2000WR900395>
- Redacción El Mundo, 2015. Corredor de Las Alegrías es Parque Natural Regional. www.elmundo.com.
- Restrepo, J.D., 2015. El impacto de la deforestación en la erosión de la cuenca del río Magdalena (1980-2010). *Rev. Acad. Colomb. Cienc. Ex. Fis. Nat.* 39 (151), 250-267 (In Spanish). <https://doi.org/10.18257/raccefyn.141>
- Restrepo, J.D., Escobar, H.A., 2018. Sediment load trends in the Magdalena River basin (1980–2010): Anthropogenic and climate-induced causes. *Geomorphol.* 302, 76–91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.12.013>
- Restrepo, J.D., Kettner, A.J., Syvitski, J.P.M., 2015. Recent deforestation causes rapid increase in river sediment load in the Colombian Andes. *Anthropocene* 10, 13–28. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2015.09.001>
- Rosgen, D.L., 1994. A classification of natural rivers. *CATENA* 22, 169–199. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(94\)90001-9](https://doi.org/10.1016/0341-8162(94)90001-9)
- Saneambiente, 2011. “Estudios y Diseños del Plan Maestro de Acueducto y Alcantarillado de los Municipios de San Jerónimo, Santa Fe de Antioquia, Sopetrán, Olaya y el corregimiento de Sucre, Informe Diagnostico Municipio de Olaya”.
- Schaap, M.G., Leij, F.J., van Genuchten, M.Th., 2001. rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology* 251, 163–176. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00466-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00466-8)
- Soil Survey Staff., 2014. Keys to Soil Taxonomy, 12th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
- Sposito, G., 2014. Sustaining “the Genius of Soils,” in: IG. Jock Churchman and E.R. Landa (Eds) *The Soil Underfoot*. CRC Press, Boca Raton, Florida., pp. 395–408.
- Suter, F., Martínez, J.I., Vélez, M.I., 2011. Holocene soft-sediment deformation of the Santa Fe–Sopetrán Basin, northern Colombian Andes: Evidence for pre-Hispanic seismic activity? *Sedimentary Geology* 235 (3–4), 188–199. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.09.018>
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19 (5), 787–813. <https://doi.org/10.1029/2000TC900004>
- Tarboton, D.G., 1996. Fractal river networks, Horton’s laws and Tokunaga cyclicity. *Journal of Hydrology, Fractals, scaling and nonlinear variability in hydrology* 187, 105–117. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03089-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03089-2)
- Universidad de Antioquia, 2012. Diagnostico Técnico Programa Agua para la Prosperidad Giraldo (Antioquia). Gobernación de Antioquia, Medellín, Colombia.
- Urdiain, P.T., San Julián, J.J.C., 1983. Análisis cuantitativo de la red de drenajes de la cuenca del río Deba. *Lurralde: Investigación y espacio* 95–118.
- US Dept of State Geographer, 2019. Google Earth. Google, California, USA.
- USDA, 2010. National Engineering Handbook Hydrology Chapters | NRCS. Chapter 15: Time of Concentration [WWW Document]. Natural Resources Conservation Services NRCS. URL <https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/national/water/?&cid=stelprdb1043063> (accessed 7.26.21).
- Vélez, J.J., Hernández, B.A.B., 2011. Estimación del tiempo de concentración y tiempo de rezago en la cuenca experimental urbana de la quebrada san luis, manizales. *DYNA: revista de la Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín* 78, 58–71.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Kasprak, A., Sear, D., Vericat, D., 2013. Morphodynamic signatures of braiding mechanisms as expressed through change in

 <p>UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>	<p>“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”</p> <p>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO Y GENERALIDADES DE LA CUENCA</p>	 <p>Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>
---	---	---

sediment storage in a gravel-bed river. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118, 759–779. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20060>



“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

CAPÍTULO 2: HIDROMETEOROLOGÍA



CAPÍTULO 2: HIDROMETEOROLOGÍA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

Elaborado por:

Juan Pablo García Montoya

Tutores:

Tom Vanwalleghem

Juan Vicente Giráldez Cervera



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

Córdoba (España), 2018

ORIGINAL

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	8
2. SELECCIÓN DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS Y LIMNIMÉTRICAS..	8
3. DEPURACIÓN DE LAS SERIES DE DATOS REGISTRADOS EN LAS ESTACIONES	9
4. RASGOS GENERALES DEL CLIMA	13
4.1. VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN	13
4.1.1. <i>Regímenes de precipitación intermensuales</i>	<i>13</i>
4.1.2. <i>Episodios climáticos interanuales</i>	<i>15</i>
4.1.3. <i>Variabilidad espacial de la precipitación</i>	<i>16</i>
4.2. ESTIMACIÓN DE INDICES CLIMÁTICOS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE FENÓMENOS ENSO.....	18
4.2.1. <i>Índice ONI</i>	<i>19</i>
4.2.2. <i>Índice N_{ct}</i>	<i>19</i>
4.2.3. <i>Índice N_{wp}</i>	<i>20</i>
4.2.4. <i>Valores anuales de los índices ONI, N_{ct} y N_{wp}</i>	<i>21</i>
4.2.5. <i>Análisis de la incidencia de los fenómenos ENSO en la frecuencia y magnitud de las lluvias en las diferentes escalas temporales evaluadas.</i>	<i>22</i>
4.3. TEMPERATURA	23
4.4. RADIACIÓN SOLAR DIRECTA	29
4.5. EVAPOTRANSPIRACIÓN	30
4.6. ZONAS DE VIDA.	34
5. ANÁLISIS REGIONAL DE LOS EPISODIOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN	34
5.1. CUANTILES Y PRECIPITACIÓN EXTREMA.	37
5.2. CURVAS DE INTENSIDAD DURACIÓN Y FRECUENCIA.	38



6.	ANÁLISIS DEL CAUDAL EN LA CUENCA.....	40
6.1.	HIDROGRAMAS ELABORADOS PARA EPISODIOS DE LLUVIA OBSERVADOS.....	41
6.2.	ESTIMACIÓN DE CAUDALES EXTREMOS A ESCALA DIARIA	41
7.	ESTIMACIÓN DE LOS CAUDALES BASE Y ESCORRENTÍAS.....	46
7.1.	CAUDAL BASE.....	46
7.2.	ESCORRENTÍA.....	48
7.2.1.	<i>Precipitación Efectiva</i>	49
7.2.2.	<i>Cálculo de la escorrentía</i>	50
8.	INFILTRACIÓN DE AGUA EN EL SUELO.....	51
9.	MODELACIÓN DEL FLUJO DE ESCORRENTÍAS.....	53
9.1.	PROCESAMIENTO DE LA GEOMORFOLOGIA DE LA CUENCA MEDIANTE EL PROGRAMA HEC-GEO.RAS.....	54
9.2.	ANÁLISIS DE PERFILES Y NIVELES DE FLUJO	54
10.	ESTIMACIÓN DE LA EVOLUCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN LA CUENCA	56
10.1.	BALANCE DE AGUA EN EL SUELO.....	59
10.1.1.	<i>Características Hidrofísicas de los Suelos.....</i>	60
10.1.2.	<i>Percolación.....</i>	61
10.1.3.	<i>Almacenamiento de agua en el suelo</i>	64
10.2.	CONTENIDO DE HUMEDAD A ESCALA ESPACIAL Y TEMPORAL Y SUS RELACIONES CON OTROS PARAMETROS.	64
	REFERENCIAS.....	68



LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Características principales de las estaciones pluviométricas con datos diarios 8

Tabla 2. Características principales de las estaciones de aforo 9

Tabla 3. Registros descargados por estación10

Tabla 4. Selección de estaciones representativas por cantidad de datos registrados11

Tabla 5. intervalos de confianza de la precipitación anual de las estaciones que cumplen el primer criterio.....12

Tabla 6. Años con valores medios de los índices ONI, N_{ct} y N_{wp} que indican la incidencia o ausencia de fenómenos ENSO.....22

Tabla 7. Estaciones con registros de temperatura seleccionadas para el análisis de la variabilidad de esta en la cuenca del río Tonusco.....25

Tabla 8. Valores de los momentos-L de las precipitaciones máximas anuales registradas en 24 horas de medición para cada estación.....35

Tabla 9. Discordancia de las estaciones seleccionadas obtenido usando el momento $C_v-L(T)$, el coeficiente de sesgo T_3 , el coeficiente de kurtosis T_4 , determinados con el análisis de los L momentos.....35

Tabla 10. Medidas de Heterogeneidad.....36

Tabla 11. Evaluación del ajuste de algunas FDP a los datos mediante el cálculo del índice Z_{DIST} ...37

Tabla 12. Precipitaciones máximas de cada estación estimadas para diferentes periodos de retorno, expresadas en $mm d^{-1}$38

Tabla 13. Intensidades de la precipitación estimadas para un periodo de retorno de 100 años en cada estación.....40

Tabla 14. Evaluación de coeficientes de las funciones de distribución de probabilidad y de los estadísticos usados para evaluar la bondad de los ajustes.....45

Tabla 15. Caudales extremos estimados para diferentes periodos de retorno.....46

Tabla 16. Parámetros para el cálculo de caudales base en diferentes tipos de cuencas.....47

Tabla 17. Clasificación de los Suelos para el análisis del número de curva.....50

Tabla 18. Parámetros de la curva de retención de humedad f_e , k_s , θ_r , θ_s , α , b , β , s_h , s_w , s^* y S_{fc} por clase textural de suelo.....63

**LISTA DE FIGURAS**

Figura 1. Precipitación media mensual recogida en las estaciones indicadas.	14
Figura 2. Precipitación anual por cada estación analizada en el periodo 1975-2015.....	16
Figura 3. Distribución espacial de la precipitación anual, obtenida por el método IDW.....	17
Figura 4. FDPs de las precipitaciones registradas en las estaciones meteorológicas más cercanas o dentro de la cuenca del Tonusco, en la escala diaria (A), mensual (B) y anual (C).....	18
Figura 5. Valores mensuales de los índices ONI (A), Nct (B) y Nwp (C), estimados entre los años 1982 y 2019.....	20
Figura 6. Valores medios anuales de los índices ONI (A), N _{ct} (B) y N _{wp} (C), estimados entre los años 1977-2019.....	21
Figura 7. FDPs de los valores de precipitación equivalentes en toda la cuenca obtenidos por la interpolación espacial IDW con los registros de todas las estaciones pluviométricas, diferenciadas entre periodos con y sin fenómeno ENSO, en la escala diaria (A), mensual (B) y anual (C).....	23
Figura 8. Variación espacial de la temperatura media en la cuenca del río Tonusco, según la elevación sobre el nivel del mar.....	24
Figura 9. Promedios mensuales de las temperaturas registradas en las estaciones meteorológicas Cotové (A), Cañafisto (B), Buriticá (C) y Aragón (D).....	25
Figura 10. Promedios mensuales de la temperatura en la cuenca del Tonusco.....	27
Figura 11. Cambios en la distribución espacial de la temperatura media, comparando los meses con valores mínimos (A), medios (B) y máximos (C).....	28
Figura 12. Temperaturas máximas mensuales registradas en las estaciones meteorológicas Cotové (A), Cañafisto (B), Buriticá (C) y Aragón (D).	28
Figura 13. Temperaturas mínimas mensuales registradas en las estaciones meteorológicas Cotové (A), Cañafisto (B), Buriticá (C) y Aragón (D).	29
Figura 14. Temperaturas mínimas (A), máximas (B) y promedio (C), para la altura media de la cuenca del Río Tonusco.....	30
Figura 15. Variabilidad mensual de la radiación solar incidente.	31
Figura 16. Variabilidad temporal anual (A) y mensual (B) de la Evapotranspiración (ET) en la cuenca del Tonusco.....	32
Figura 17. Comparación entre los valores de evapotranspiración media, para meses fríos (A) y cálidos (C) y los respectivos valores promedio (B) distribuidos espacialmente en cuenca del río Tonusco.	33
Figura 18. Curvas IDF ajustadas para cada estación analizada.....	39
Figura 19. Series de caudal (A) y precipitación (B) registradas para la cuenca del Río Tonusco, representadas ambas en mm.....	40
Figura 20. Hidrogramas semanales observados entre los años 1977 y 1990, en la cuenca.	42
Figura 21. Hidrogramas observados entre los años 1990 y 2010, río Tonusco.	42
Figura 22. Hidrogramas observados entre los años 2010 y 2015, río Tonusco.	43
Figura 23. Ajuste de series de datos a las funciones de distribución GEV(A), Normal (B), Exponencial (C), Logística (D), Lognormal (E) y Pareto (F).	45
Figura 24. Caudales aforados en el río Q (A) frente a su caudal base Q _b (B) en la cuenca del río Tonusco.	49
Figura 25. Comparación entre datos de precipitación P (A), escorrentía media diaria E (B) e infiltración media diaria (C), obtenidos para la cuenca del Tonusco entre los años 1977 y 2015.	53
Figura 26. Geometría del cauce principal HEC-GEO.RAS.....	55
Figura 27. Algunas secciones típicas del río Tonusco en diferentes tramos con altura de la lámina de agua y línea de energía.	57
Figura 28. Variaciones del número de Froude y las velocidades de flujo en el cauce principal de Río Tonusco, para los tres caudales evaluados.....	58



UNIVERSIDAD DE CORDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

CAPÍTULO 2: HIDROMETEOROLOGÍA



Figura 29. Funciones de distribución del contenido de humedad diaria para años Niño (1992, 1997, 2015), Sin ENSO (2006, 2007, 2008) y la Niña (1999, 2011 (La Niña), para los perfiles de suelo que tienen como clase textural predominante la Franco Areno-Arcillosa.....66

Figura 30. Gráfico de cajas y bigotes de los contenidos de humedad diaria para años Niño (1992, 1997, 2015), Sin ENSO (2006, 2007, 2008) y la Niña (1999, 2011 (La Niña), y resultados de la prueba Anova para las mismas matrices. La línea roja representa la mediana, la azul delimita los datos entre los percentiles 25 y 75, y los extremos están delimitados con la línea negra.....67



LISTA DE ECUACIONES

Ec. 1. Interpolación IDW.....16

Ec. 2. Índice N_{ct}19

Ec. 3. Índice N_{wp}20

Ec. 4. Temperatura en función de la elevación.....24

Ec. 5. Coeficiente de Nash-Sutcliffe26

Ec. 6 Radiación solar incidente30

Ec. 6 Evapotranspiración.....31

Ec. 8. Relaciones ET con P32

Ec. 9. Precipitación extrema37

Ec. 10. Ecuación curva IDF.....39

Ec. 11. Umbral de datos dudosos41

Ec. 12 Coeficiente de variabilidad de datos.....43

Ec. 13 Probabilidad de excedencia.....44

Ec. 14. Caudal base.....46

Ec. 15. Caudal base para corrientes permanentes o efímeras48

Ec. 16. Escorrentía directa.....48

Ec. 17. Precipitación efectiva.....49

Ec. 18 Número de curva49

Ec. 19. Precipitación Neta51

Ec. 20 Infiltración51

Ec. 21 Frecuencia de la lluvia.....52

Ec. 22. Interceptación de la lluvia por la vegetación52

Ec. 23. Caudal base para corrientes permanentes o efímeras59

Ec. 24. Caudal base para corrientes permanentes o efímeras59

Ec. 25 Pérdidas de humedad normalizadas.....61

Ec. 26 Evapotranspiración normalizada.....62

Ec. 27. Evapotranspiración normalizada máxima.....62

Ec. 28 Coeficiente de evaporación normalizada.....62

Ec. 29. Percolación a estratos profundos63

1. INTRODUCCIÓN

Para entender la dinámica de la producción y transporte de sedimentos en una cuenca es fundamental el estudio detallado de sus características hidrológicas y erosivas.

En este capítulo se muestran y analizan los datos hidrometeorológicos y de concentración de sedimentos medidos en la cuenca a escala diaria durante un periodo de 38 años. Con estos se han caracterizado los episodios climáticos extremos y modelizado los procesos de infiltración y los tiempos de tránsito de escorrentías.

2. SELECCIÓN DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS Y LIMNIMÉTRICAS

Los datos proceden de los registros de precipitación, caudal y temperatura de la red de estaciones pluviométricas operadas por el Instituto de Estudios Ambientales y Meteorológicos de Colombia, IDEAM (2017). Se seleccionaron las estaciones recogidas en las Tablas 1 y 2. Se usaron también los registros de temperatura del aire de las estaciones Cañafisto y Aragón, que, aunque están localizadas en otras regiones cercanas, permiten obtener datos del parámetro representativos en el valle y divisorias del río Cauca, para la misma latitud.

Tabla 1. Características principales de las estaciones pluviométricas con datos diarios

Código	Estación	Municipio	Categoría	Localización		Precipitación (mm/año)	Temperatura (°C)	Periodo de Medición
				X	Y			
26225030	Cotové	Santa Fe de Antioquia	AM	806138,1	1215249,5	1025,8	27,0	1975 – 2015

Código	Estación	Municipio	Categoría	Localización		Precipitación (mm/año)	Temperatura (°C)	Periodo de Medición
				X	Y			
26210130	Guasabra	Santa Fe de Antioquia	PVM	792864,5	1209840,7	1587,5	-	1975 – 2015
26220090	Giraldo	Giraldo	PVM	792898,0	1230809,9	1843,2	-	1970 – 2015
26225040	Buriticá (Hacienda Piuntí)	Buriticá	PVG	797313,3	1235292,9	1346,6	20,7	1974 – 2015
11110020	Abriaquí	Abriaquí	PVG	779613,9	1225348,3	2265,8	-	1974 – 2015
26210070	Caicedo	Caicedo	PVM	789472,9	1201028,1	2015,0	-	1970-2015
27015320	Aragón	Santa Rosa de Osos	AM	833805,2	1245141,2	1932,9	13,3	2004-2015

AM: Agrometeorológica; PVG: Pluviográfica; PVM: Estación Pluviométrica, IDEAM (2017).

Tabla 2. Características principales de las estaciones de aforo

Código	Estación	Municipio	Localización		Caudal promedio (m ³ /s)	Temperatura (°C)	Periodo de Medición
			X	Y			
26217010	La Galera	Santa Fe de Antioquia	802304,7	1216969,4	7,12		1970 – 2015
26217050	Cañafisto	Santa Fe de Antioquia	806818,7	1202279,6	NA	27,5	1978-2015

LIM: Estación Limnigráfica, IDEAM (2017). NA (No aplica pues sus mediciones son para el río Cauca, sólo se usó la temperatura)

3. DEPURACIÓN DE LAS SERIES DE DATOS REGISTRADOS EN LAS ESTACIONES

Se depuraron los datos, siguiendo los criterios propuestos por Forero (2004):

Criterio 1: se aceptan aquellos años incompletos que cuentan con más del 95% de los registros diarios (>347).

Criterio 2: se eliminan aquellos años con menos del 70% de registros al año (256 registros).

Inicialmente se tomó un año de referencia, en el cual, todas las estaciones estaban en funcionamiento. A pesar de que la estación La Galera tiene registros desde 1970, las estaciones Cotové y Guasabra presentan registros desde el año 1975 y, de forma más correcta, desde el año 1977, de manera que se tomó este último año como el de referencia para el procesamiento de la información. Se analizaron los datos de cada estación como se presenta en la tabla 3.

Tabla 3. Registros descargados por estación

Estación	Años de Operación hasta 2015	Número de Registros (1977 – 2015)
Cotové	40	12691
Guasabra	40	13171
Giraldo	45	13473
Abriaquí	41	13366
Caicedo	45	13412
Buriticá	45	13240
La Galera- Aforo	45	13312

Los datos seleccionados se recogen en la tabla 4.

En total se han evaluado 39 años de las series de datos, aceptándose 29 años. En la tabla 5, se presentan los promedios y desviaciones típicas obtenidas para los años con más del 95% de los registros, con su intervalo de confianza.

Tabla 4. Selección de estaciones representativas por cantidad de datos registrados

Año	Estación Cotové		Estación Guasabra		Estación Giraldo		Estación Abriaquí		La Galera – Aforo		La Galera - Sedimentos		Observación
	Registros	% de registros	Registros	% de registros	Registros	% de registros	Registros	% de registros	Registros	% de registros	Registros	% de registros	
1977	365	100	365	100	365	100	365	100	365	100	364	100	A
1978	365	100	365	100	344	94	365	100	365	100	358	98	A
1979	364	100	351	96	365	100	365	100	365	100	336	92	A
1980	275	75	366	100	366	100	366	100	366	100	272	75	A
1981	362	99	365	100	365	100	365	100	319	87	203	56	No A
1982	365	100	222	61	365	100	326	89	365	100	202	55	No A
1983	350	96	334	92	365	100	361	99	365	100	319	87	A
1984	366	100	306	84	366	100	364	99	366	100	331	90	A
1985	349	96	365	100	365	100	365	100	365	100	363	99	A
1986	365	100	334	92	361	99	365	100	360	99	362	99	A
1987	363	99	364	100	361	99	365	100	362	99	325	89	A
1988	361	99	364	99	366	100	366	100	0	0	348	95	No A
1989	350	96	361	99	365	100	365	100	0	0	334	92	No A
1990	304	83	354	97	365	100	365	100	364	100	365	100	A
1991	271	74	365	100	365	100	365	100	365	100	357	98	A
1992	196	54	366	100	366	100	366	100	366	100	287	78	No A
1993	362	99	363	99	365	100	333	91	365	100	355	97	A
1994	362	99	361	99	365	100	365	100	335	92	0	0	No A
1995	356	98	365	100	365	100	365	100	365	100	299	82	A
1996	302	83	366	100	366	100	335	92	366	100	293	80	A
1997	245	67	364	100	365	100	365	100	364	100	269	74	No A
1998	362	99	365	100	365	100	365	100	365	100	303	83	A
1999	364	100	365	100	365	100	365	100	365	100	298	82	A

Año	Estación Cotové		Estación Guasabra		Estación Giraldo		Estación Abriaquí		La Galera – Aforo		La Galera - Sedimentos		Observación
	Registros	% de registros	Registros	% de registros	Registros	% de registros	Registros	% de registros	Registros	% de registros	Registros	% de registros	
2000	361	99	336	92	366	100	366	100	366	100	169	46	No A
2001	356	98	365	100	362	99	365	100	365	100	365	100	A
2002	349	95	365	100	360	98	335	92	365	100	305	83	A
2003	350	96	365	100	365	100	358	98	363	99	185	51	No A
2004	340	93	366	100	366	100	366	100	366	100	365	100	A
2005	341	93	365	100	365	100	364	100	349	96	359	98	A
2006	345	95	364	100	364	100	365	100	349	96	364	100	A
2007	365	100	365	100	364	100	365	100	361	99	363	99	A
2008	343	94	366	100	364	99	366	100	361	99	366	100	A
2009	361	99	365	100	365	100	365	100	364	100	365	100	A
2010	351	96	365	100	365	100	365	100	363	99	363	99	A
2011	362	99	365	100	365	100	365	100	357	98	364	100	A
2012	366	100	366	100	366	100	364	99	304	83	363	99	A
2013	365	100	351	96	365	100	365	100	365	100	151	41	No A
2014	362	99	365	100	365	100	365	100	365	100	273	75	A
2015	361	99	365	100	365	100	365	100	365	100	304	83	A

(A): Admitido
(No A): No admitido

Tabla 5. intervalos de confianza de la precipitación anual de las estaciones que cumplen el primer criterio.

Estación	Promedio (mm)	Desv. Típica (>95)	Intervalo de confianza (mm)	
			Mínimo	Máximo
Cotové	3.04	0.72	2.32	3.76
Guasabra	4.93	1.78	3.15	6.71

Estación	Promedio (mm)	Desv. Típica (>95)	Intervalo de confianza (mm)	
			Mínimo	Máximo
Giraldo	5.83	2.91	2.92	8.74
Abriaquí	6.15	1.44	4.71	7.59
La Galera Aforo	8.77	3.35	5.42	12.12
La Galera Sedimentos	1.09	0.65	0.44	1.74

4. RASGOS GENERALES DEL CLIMA

4.1. VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN

Los datos de precipitación se analizaron de forma similar a los de caudal.

4.1.1. Regímenes de precipitación intermensuales

En general, en la zona andina hay regímenes bimodales de la precipitación (Urrea et al., 2019). Como el aumento en la pluviosidad implica una mayor humedad atmosférica intercepta la radiación solar reduciendo la temperatura. En dichos periodos se reduce la evapotranspiración y aumenta la escorrentía y con ella la pérdida de suelo, la producción de sedimento y su transporte. En los periodos de reducción de las lluvias ocurre lo contrario. La figura 1 muestra la precipitación media mensual.



Los valores bajos en la humedad del aire y cambios leves en la incidencia de la radiación reducen las temperaturas en los primeros meses del año a valores mínimos durante el amanecer, con heladas ocasionales, en particular en las regiones altas de los Andes (Rueda & Poveda, 2006).

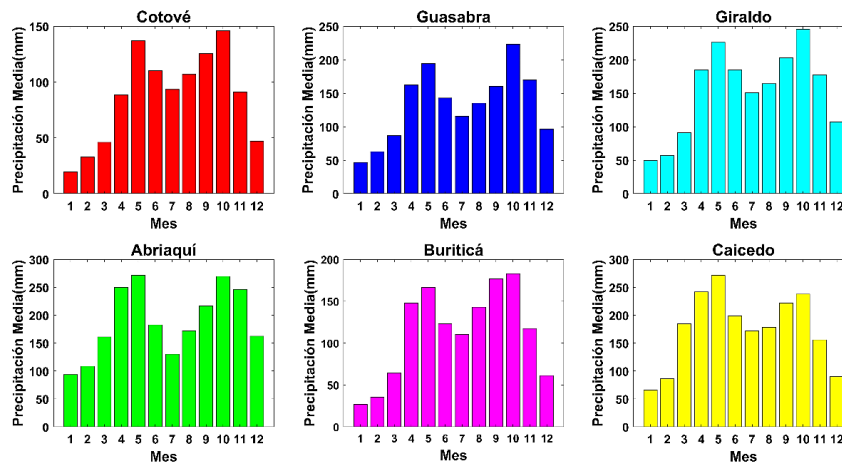


Figura 1. Precipitación media mensual recogida en las estaciones indicadas.

La precipitación tiene dos periodos moderadamente húmedos, separados por dos periodos muy húmedos, lo cual es consecuencia del paso de la Zona de Convergencia Intertropical de Vientos -ZCIT, sobre la región. Los periodos muy húmedos corresponden a los meses de abril – junio, y de septiembre hasta noviembre siendo este último el de mayor precipitación debido al aumento de la velocidad de los vientos procedentes del chorro del Chocó. De los periodos menos húmedos el comprendido entre diciembre y febrero, es mucho más seco que el de junio hasta agosto (Rueda & Poveda, 2006). También, la humedad procedente de la cuenca Amazónica tiene alguna incidencia en la distribución de las lluvias.

Las precipitaciones son mayores en la estación más elevada, Abriaquí, y menores en la menos elevada, Cotové.



4.1.2. Episodios climáticos interanuales

A escala interanual, la variabilidad climática está asociada a los vientos alisios en las regiones del ecuador, procedentes de los océanos Pacífico y Atlántico (Andreoli & Kayano, 2005; Jiang et al., 2019; Wang, 2017). Los vientos alisios transportan una gran masa de vapor de agua desde los océanos a dichas regiones. Además, la circulación atmosférica depende de la temperatura superficial del océano Pacífico, con episodios climáticos extremos conocidos como los fenómenos ENSO, descritos inicialmente en el capítulo 1. A la fase en la que la temperatura del océano se incrementa se le denomina fenómeno de “El Niño”, y a la de enfriamiento “La Niña” (Poveda et al., 2001a). Durante la ocurrencia del “Niño” en la zona andina de Colombia se puede reducir la precipitación anual entre 200 mm y 400 mm, así como la intensidad de cada chubasco, mientras que en “La Niña” puede haber aumentos entre 180 mm y 420 mm. Los incrementos en las lluvias reducen las temperaturas y magnifican la escorrentía superficial y el arrastre de sedimentos (NOAA, 2021a). Para identificar la ocurrencia de los fenómenos ENSO, se han diseñado diversos índices oceánicos que dependen de la temperatura superficial del agua de una región del Pacífico. En la sección 4.2. se presenta el análisis de diferentes índices Oceánicos y su relación con el cambio de los parámetros climáticos en la cuenca del río Tonusco.

En la figura 2, se presentan las precipitaciones anuales en las estaciones más cercanas a la cuenca.

Se nota como en la mayoría de los casos, la precipitación tiende a ser mayor en las estaciones altas como Abriaquí y Giraldo, mientras que se reduce en las regiones bajas de la cuenca, como lo muestran los datos de la estación Cotové.

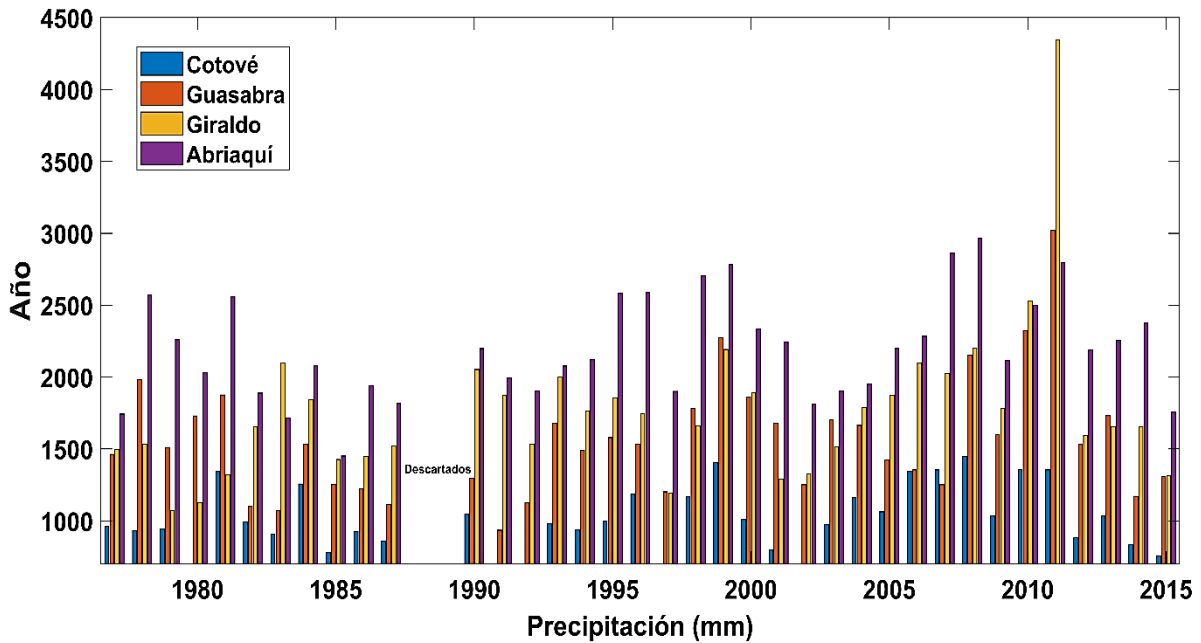


Figura 2. Precipitación anual por cada estación analizada en el periodo 1975-2015.

4.1.3. Variabilidad espacial de la precipitación.

Se interpolaron los valores de la precipitación con el método de la ponderación del inverso del cuadrado de la distancia entre cada punto y las estaciones más cercanas- IDW, (Chow et al., 1993), ecuación 4.1.

Ec. 1. Interpolación IDW

$$h(x, y, t) = \frac{\sum_{i=1}^n \left[\frac{h_i(t)}{d_i^2} \right]}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^2}}$$

Donde $h_i(t)$ es el calado de la lluvia en el observatorio i en el intervalo de tiempo t , d_i es la distancia entre el punto considerado (x,y) y el observatorio i , y n el número

total de éstos. La distribución espacial de la precipitación anual interpolada se muestra en la figura 3.

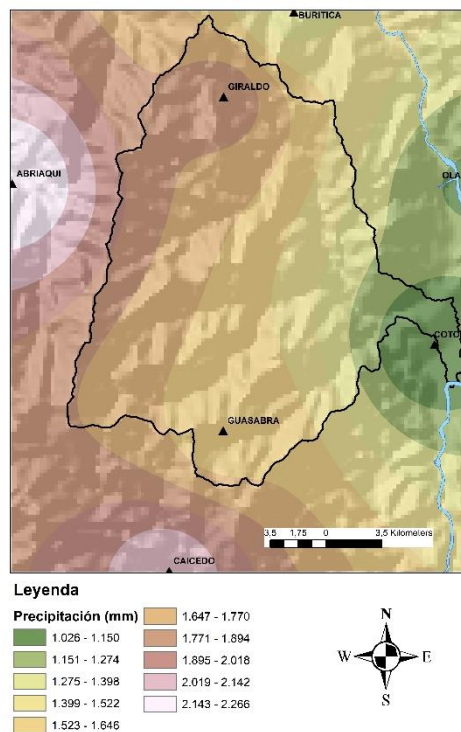


Figura 3. Distribución espacial de la precipitación anual, obtenida por el método IDW

La cuenca recibe una precipitación media anual de **1601 mm**, con valores máximos en las partes más elevadas de **1930 mm**, y mínimos cerca de la desembocadura de **1025 mm**. Se detecta un gradiente orográfico con un efecto de sombra de lluvia generado por la presencia de la cordillera occidental de los andes, que hace de divisoria entre el Valle del Río Cauca y el litoral pacífico, pues los chubascos suelen formarse por la condensación de humedad del valle del Cauca en las zonas altas o con los vientos procedentes del Océano Pacífico.

Para confirmar la referenciada variabilidad espacial de la lluvia, se han analizado sus registros recogidos por las estaciones con mayor influencia en la parte alta



(Abriaquí), media (Giraldo al norte y Guasabra al sur) y baja de la cuenca (Cotové). Inicialmente, se asignaron valores de probabilidad a cada una de los chubascos, representándose sus valores acumulados en cada estación en la figura 4 (Rinaldo et al., 2011).

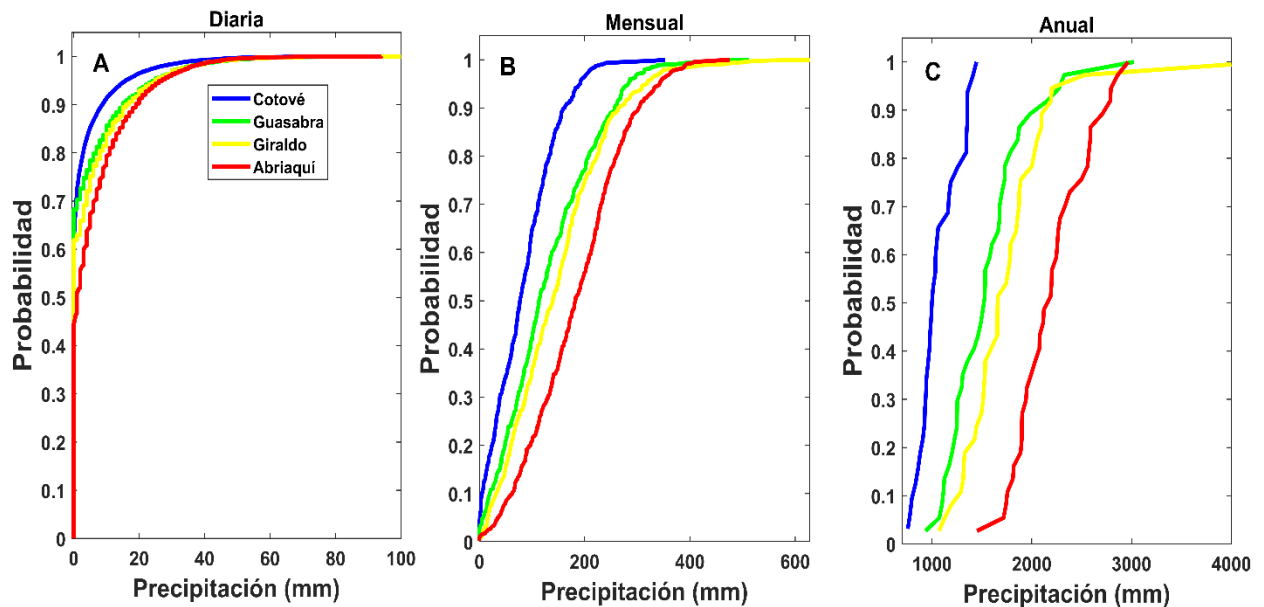


Figura 4. FPDFs de las precipitaciones registradas en las estaciones meteorológicas más cercanas o dentro de la cuenca del Tonusco, en la escala diaria (A), mensual (B) y anual (C).

4.2. ESTIMACIÓN DE INDICES CLIMÁTICOS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE FENOMENOS ENSO.

Se han seleccionado tres tipos de índices oceánicos para la identificación y cuantificación de la intensidad de los fenómenos ENSO: el Índice Oceánico de El Niño -ONI, Índice oceánico de la lengua fría “Cold Tongue” N_{ct} y el Índice oceánico de la balsa caliente “Warm Pool” N_{wp} (Ren & Jin, 2011). Los dos últimos hacen



referencia a dos regiones del Océano Pacífico localizadas entre las coordenadas geográficas 5°S–5°N, 90°–150°W y 5°S–5°N, 120°–170°W, respectivamente.

Se ha establecido que se tiene un episodio Niño si el valor de cada índice es superior a 0.5 °C o La Niña si su valor es inferior a -0.5 °C (NOAA, 2021b).

4.2.1. Índice ONI

También conocido como el N_{34} , establece la desviación promedio de la temperatura superficial de las aguas del Océano Pacífico Sur. Este se mide de forma mensual por la NOAA-National Oceanic and Atmospheric Administration (2021b) y permite detectar la ocurrencia de los fenómenos de El Niño y La Niña. En la figura 5A, se muestran los resultados de los índices ONI obtenidos en la escala mensual entre los años 1977 y 2015.

4.2.2. Índice N_{ct}

El índice N_{ct} fue propuesto por Ren & Jin, (2011), para estimar los efectos que tiene el calentamiento de las regiones ecuatoriales del Océano Pacífico en los regímenes de precipitación de la zona costera de China. Este se determina con la ecuación 4.2

Ec. 2. Índice N_{ct}

$$N_{CT} = N_3 - \alpha N_4$$

Donde N_3 y N_4 , son los índices de desviación ζ típica de la temperatura superficial Niño-3 y Niño-4, establecidos por la NOAA para las regiones del Océano Pacífico localizadas entre las coordenadas geográficas 5°S–5°N, 90°–150°W y 5°S–



5°N,120°–170°W, respectivamente. El parámetro α toma el valor de 0.4 cuando $N_3N_4 > 0$, en caso contrario será cero (Jiang et al., 2019). Los resultados del índice N_{ct} , determinados para la escala mensual al aplicar la referenciada ecuación, se muestran en la figura 5B.

4.2.3. Índice N_{wp}

Al igual que el N_{ct} , el índice N_{wp} fue propuesto por Ren & Jin, (2011), y se puede establecer con la siguiente formula:

Ec. 3. Índice N_{wp}

$$N_{WP} = N_4 - \alpha N_3$$

Las variables empleadas son las mismas que las propuestas para el N_{ct} . Los valores mensuales del índice se muestran en la figura 5C.

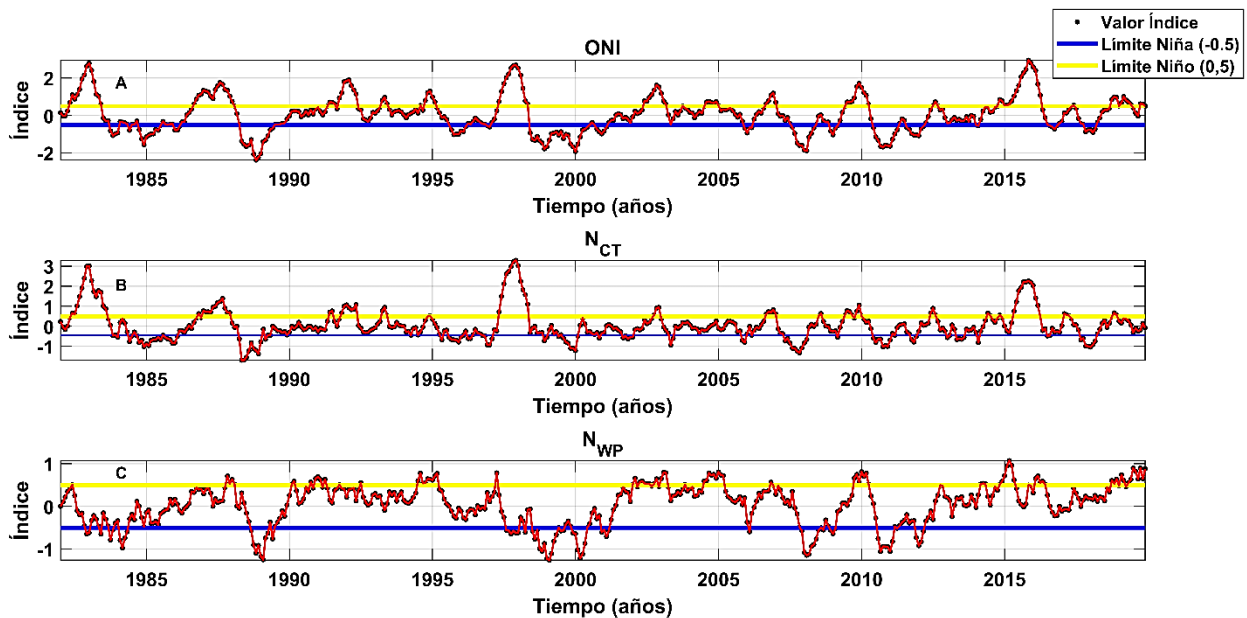


Figura 5. Valores mensuales de los índices ONI (A), Nct (B) y Nwp (C), estimados entre los años 1982 y 2019.

4.2.4. Valores anuales de los índices ONI, N_{ct} y N_{wp}

Para identificar los años en los cuales los fenómenos ENSO, tienen una incidencia representativa, se han establecido los valores medios anuales de cada índice en la serie de datos de precipitación, con los resultados que se muestran en la figura 6.

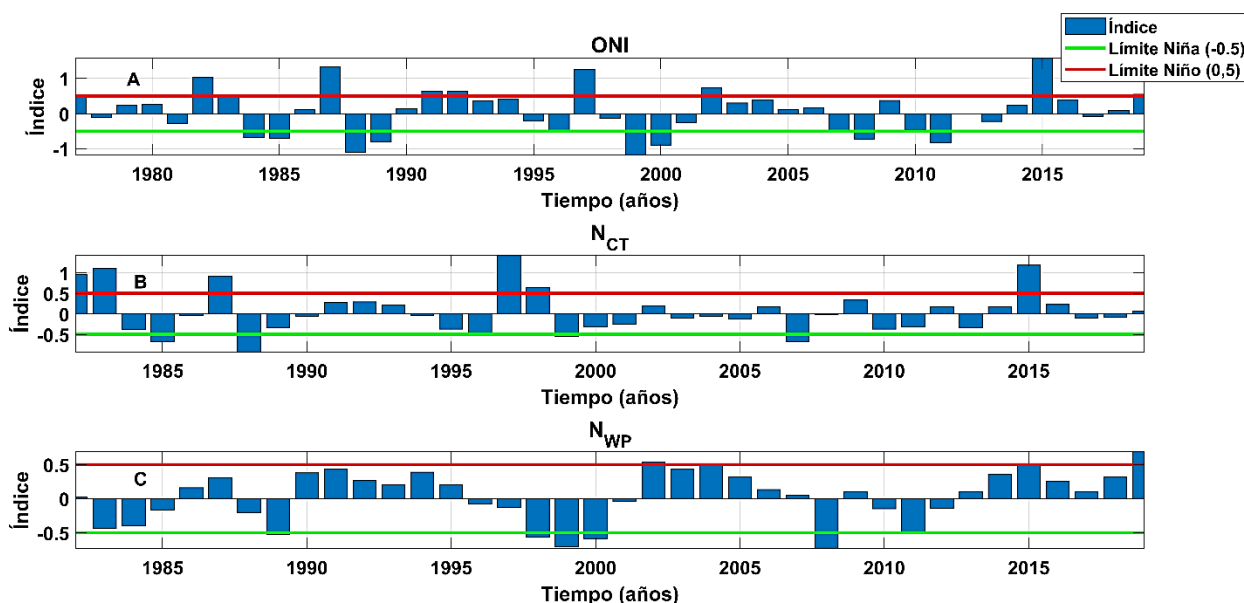


Figura 6. Valores medios anuales de los índices ONI (A), N_{ct} (B) y N_{wp} (C), estimados entre los años 1977-2019.

De acuerdo con la figura 6, los índices anuales, en los tres casos, revelan las mismas tendencias que los mensuales, en cuanto a los años con fenómenos ENSO de alta intensidad. Además, se evidencia una correspondencia entre los valores ONI y N_{ct} , que no se detecta en los resultados del N_{wp} . En la tabla 6, se presentan los años identificados con fenómeno ENSO por cada uno de los índices oceánicos.

El índice ONI, muestra un mayor número de años con fenómeno ENSO, mientras

que el N_{wp} es el que menos indica la ocurrencia del episodio. Para la región Andina de Colombia, siempre se ha identificado la presencia de periodos ENSO con el índice ONI (Poveda et al., 2001b), aunque puede ser que en algunas regiones, este no caracterice adecuadamente sus efectos. Por lo tanto, en el capítulo 6 se evalúan las relaciones entre estos índices y los parámetros climáticos registrados en las estaciones localizadas en la región más próxima a la cuenca.

Tabla 6. Años con valores medios de los índices ONI, N_{ct} y N_{wp} que indican la incidencia o ausencia de fenómenos ENSO.

Periodo	Años ONI	Años N_{ct}	Años N_{wp}
Sin ENSO	1978-1981, 1986, 1990, 1993-1996, 2001, 2003-2006, 2009, 2012-2014	1982-1984, 1986, 1989-1996, 1993-1995, 2001-2006, 2008-2009, 2011-2014	1982-1987, 1990-1997, 2001, 2003, 2005-2010, 2012-2014
ENSO La Niña	1984-1985, 1988-1989, 1999-2000, 2007-2008, 2010-2011	1985, 1988, 1996, 1999-2000, 2007, 2010	1988-1989, 1998-2000, 2008, 2011
ENSO Niño	1977, 1982-1983, 1987, 1991-1992, 1997, 2002, 2015	1982-1983, 1987, 1997-1998, 2015	2002, 2004, 2015

4.2.5. Análisis de la incidencia de los fenómenos ENSO en la frecuencia y magnitud de las lluvias en las diferentes escalas temporales evaluadas.

Al igual que en la sección 4.1.3, se elaboraron las FDP de la precipitación a escala diaria, mensual y anual, discriminando los episodios entre los periodos con y sin ENSO, que se definieron previamente (Tabla 6). Los resultados se presentan en la figura 7.

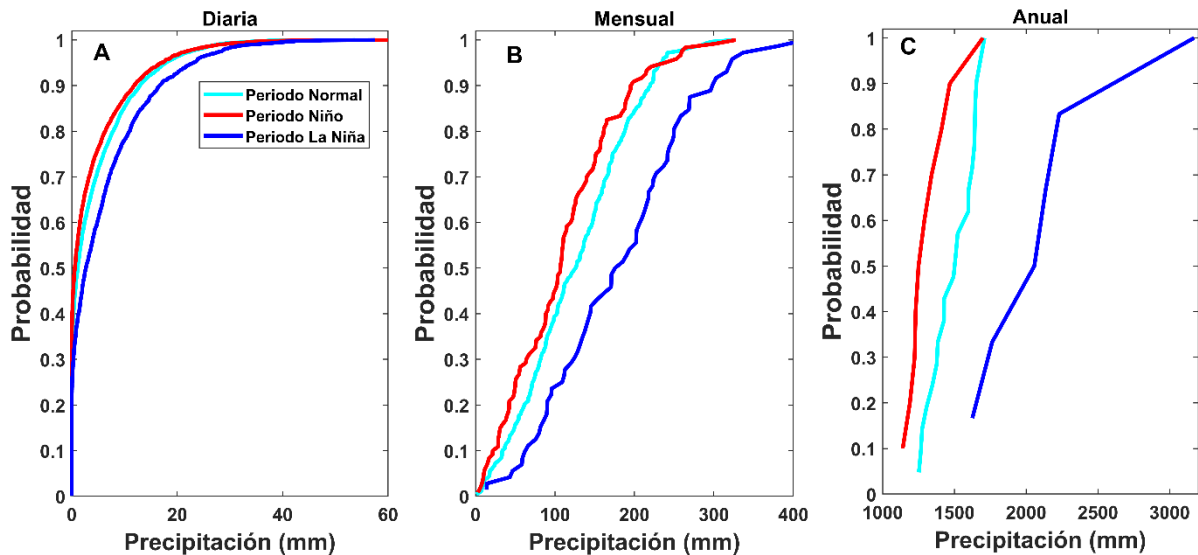


Figura 7. FDPs de los valores de precipitación equivalentes en toda la cuenca obtenidos por la interpolación espacial IDW con los registros de todas las estaciones pluviométricas, diferenciadas entre periodos con y sin fenómeno ENSO, en la escala diaria (A), mensual (B) y anual (C).

En la figura 7, para todas las escalas temporales, se observa que la probabilidad de tener valores mayores de precipitación es máxima para años con el fenómeno de La Niña, mediana para años sin ENSO, o normales, y mínima para años con el fenómeno de El Niño.

4.3. TEMPERATURA

La cuenca del Tonusco se encuentra en un área montañosa tropical, (latitudes 6.46°N y 6.73°N), por lo que, la temperatura media por región sufre variaciones solamente asociadas a los cambios en la elevación sobre el nivel del mar y la estacionalidad de las lluvias. Debido a que no todas las estaciones meteorológicas de la región cuentan con registros de temperatura, estos se generaron en la zonas faltantes usando la relación entre la temperatura media del aire, T , y la elevación



sobre el nivel del mar, H , calibrada para la región cafetera colombiana (Chaves and Jaramillo, 1998). Los resultados se pueden consultar en la figura 8.

Ec. 4. Temperatura en función de la elevación

$$T = 29.38 - 0.0061 * H$$

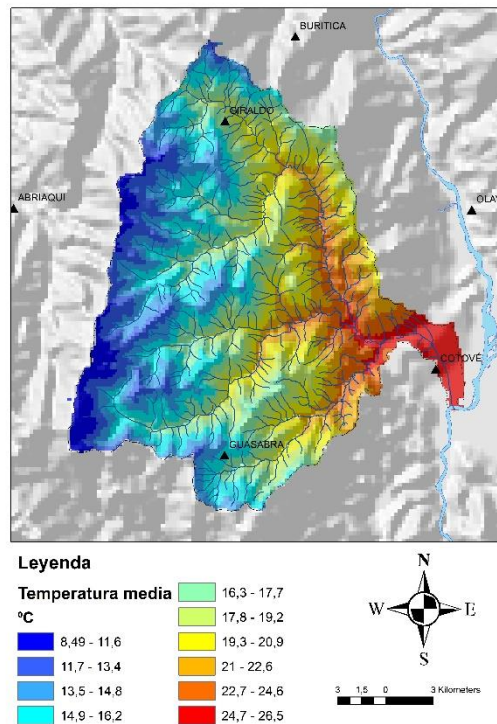


Figura 8. Variación espacial de la temperatura media en la cuenca del río Tonusco, según la elevación sobre el nivel del mar.

La mayor porción de la cuenca tiene temperaturas medias superiores a los 17 °C (Aproximadamente el 70% de su área). En la tabla 7, se presentan las elevaciones sobre el nivel del mar de las estaciones meteorológicas con registros de temperatura.



Para tres de los casos evaluados, exceptuando la estación Aragón, la temperatura media mensual tiende a decrecer o aumentar en los mismos periodos de las épocas lluviosas y secas del año. Con respecto a la estación Aragón, la temperatura tiende a crecer en los meses más húmedos, lo cual puede ser una consecuencia del efecto invernadero que genera la humedad en estas zonas, que, por su elevación, pierden rápidamente el calor procedente de la radiación, entonces la referenciada condición es más significativa que la acción de la nubosidad sobre el clima, situación que ocurre típicamente en los altiplanos de los Andes (Ochoa & Poveda, 2004). Esto se puede verificar en la figura 9.

Tabla 7. Estaciones con registros de temperatura seleccionadas para el análisis de la variabilidad de esta en la cuenca del río Tonusco.

Estaciones	Elevación (m)
Cotové	530
Cañafisto	466
Buriticá	1650
Aragón	2600

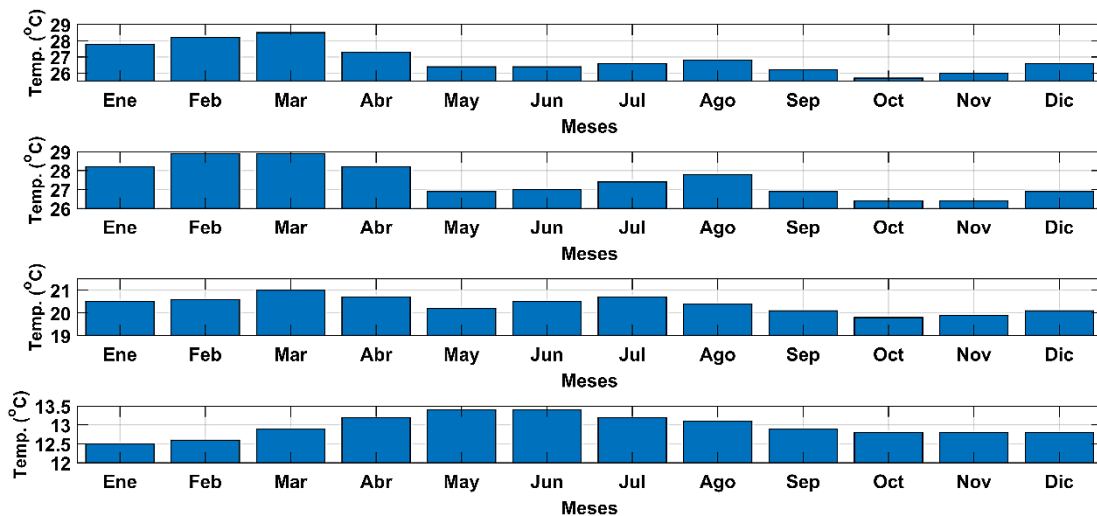


Figura 9. Promedios mensuales de las temperaturas registradas en las estaciones meteorológicas Cotové (A), Cañafisto (B), Buriticá (C) y Aragón (D).



Los resultados obtenidos en la interpolación de la temperatura media en la cuenca, empleando la ecuación 2, fueron validados al compararlos con los medidos por las estaciones de la tabla 7, tomando como referencia el valor arrojado por la ecuación a la misma altura sobre el nivel del mar de cada estación. Se estimó el valor de coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (1970) encontrando una buena correspondencia entre las temperaturas medidas y observadas, con un valor del citado índice de 0.979, (ver ecuación 5).

Ec. 5. Coeficiente de Nash-Sutcliffe

$$N_{sut} = 1 - \frac{\sum(D_{obs} - D_{cal})^2}{\sum(D_{obs} - D_{calm})^2}$$

Donde D_{obs} son los datos observados, D_{cal} son los datos calculados con el modelo y D_{calm} es la media de los datos observados.

Se afirma que una correlación es aceptable cuando el coeficiente de Nash es superior a 0.6, (Ritter & Muñoz-Carpena, 2013). Por lo tanto, se concluye que la ecuación de CENICAFE, suministra resultados que representan la variabilidad de la temperatura con la altura con respecto al nivel del mar, en la cuenca del río Tonusco.

De acuerdo con la variabilidad temporal de la temperatura en las estaciones meteorológicas y su buen ajuste con los resultados de la interpolación se determinó el cambio promedio de la temperatura mensual en la cuenca en su centroide, como se muestra en la figura 10.

La temperatura en la cuenca tiende a disminuir y aumentar en los mismos periodos que los vistos en las estaciones analizadas. La temperatura media mensual varía entre 17.0 °C y 18.4 °C, con un promedio de 17.7 °C.

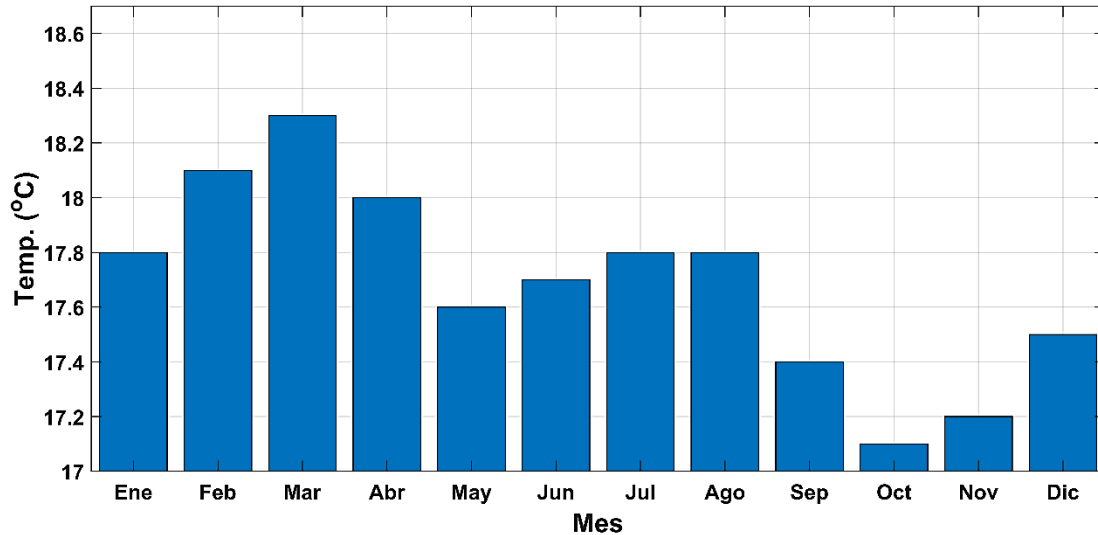


Figura 10. Promedios mensuales de la temperatura en la cuenca del Tonusco.

La distribución espacial de la temperatura media diaria en la cuenca en uno de los meses cálidos, de transición y fríos, se presenta en la figura 11.

En las figuras 12 y 13, se presentan los valores medios de las temperaturas máximas y mínimas en las estaciones seleccionadas.

Las diferencias entre las temperaturas indican que los cambios más drásticos ocurren en los periodos secos, asociados a que la poca nubosidad en el día favorece el aumento de la temperatura por la incidencia directa de la radiación solar, mientras que en las noches la atmosfera pierde más calor por la ausencia de esta.

Así mismo como se obtuvieron las temperaturas medias de la cuenca. En la figura 14, se resumen los resultados obtenidos.

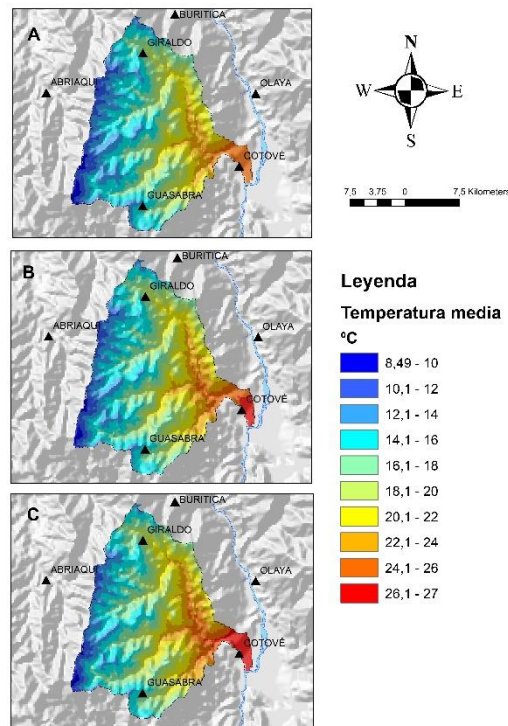


Figura 11. Cambios en la distribución espacial de la temperatura media, comparando los meses con valores mínimos (A), medios (B) y máximos (C).

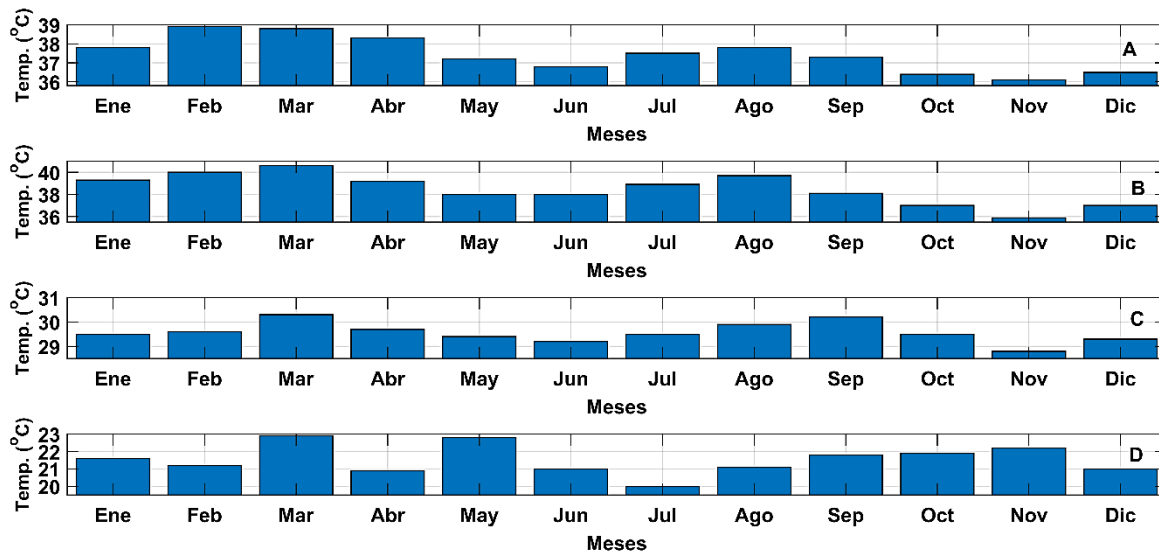


Figura 12. Temperaturas máximas mensuales registradas en las estaciones meteorológicas Cotové (A), Cañafisto (B), Buriticá (C) y Aragón (D).



4.4. RADIACIÓN SOLAR DIRECTA

La radiación solar incidente, es necesaria para evaluar la intensidad de la evapotranspiración (McMahon et al., 2013).

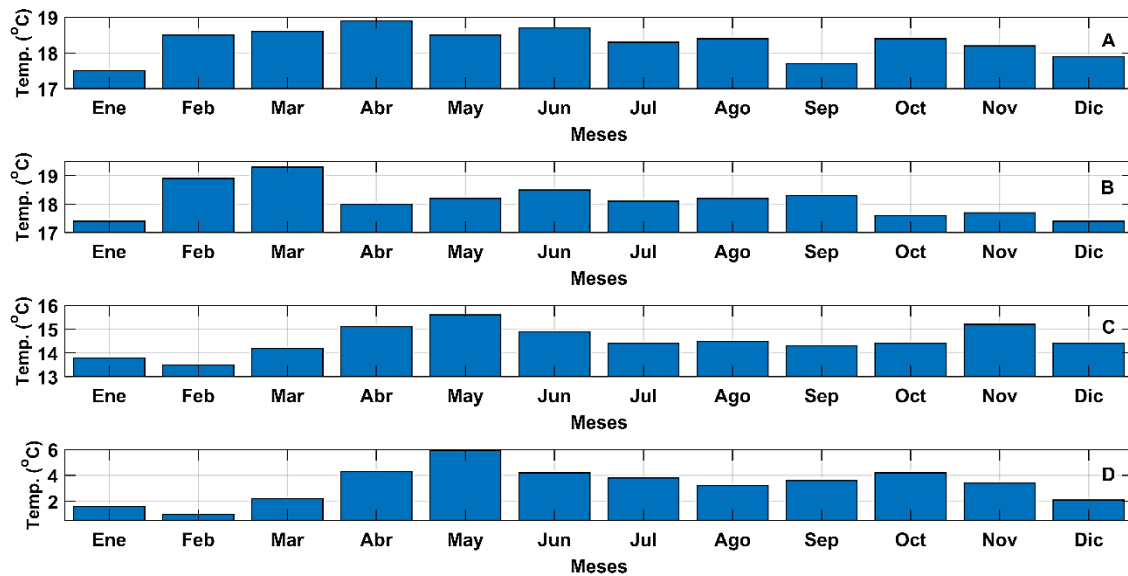


Figura 13. Temperaturas mínimas mensuales registradas en las estaciones meteorológicas Cotové (A), Cañafisto (B), Buriticá (C) y Aragón (D).

Entre muchos modelos, una forma de estimar la radiación solar incidente es la propuesta por Samani (2000), la cual ha sido seleccionada para la presente investigación, pues es recomendada en los manuales de IDEAM y ha sido utilizada en diferentes estudios desarrollados en Colombia, tales como los de Toro-Trujillo et al (2015).

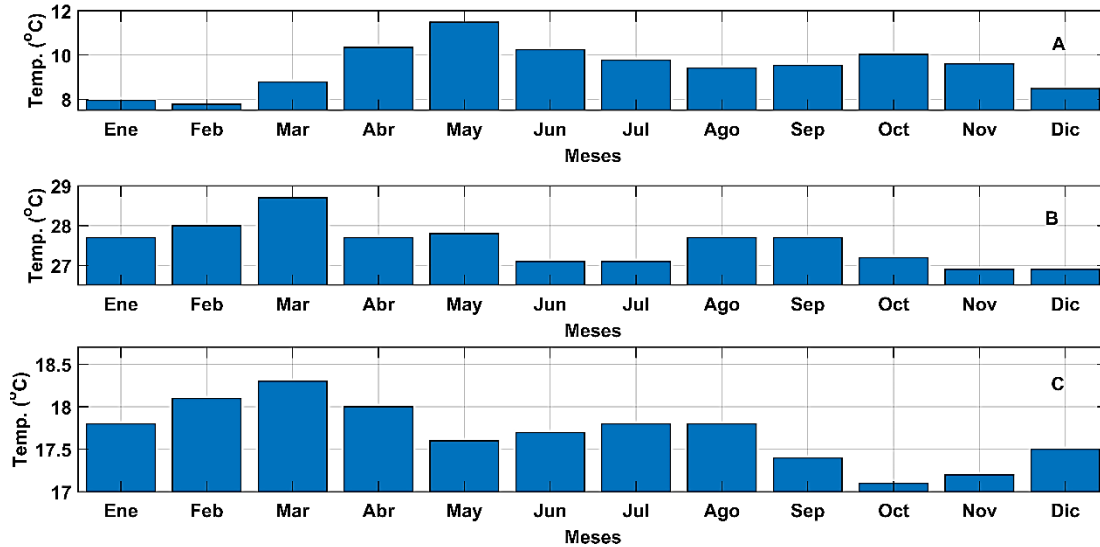


Figura 14. Temperaturas mínimas (A), máximas (B) y promedio (C), para la altura media de la cuenca del Río Tonusco.

Ec. 6 Radiación solar incidente

$$R_s = R_0 * KT * (T_{max} - T_{min})^{0.5}$$

Donde T_{max} y T_{min} , son las temperaturas máximas y mínimas presentadas en la sección precedente, KT es un coeficiente empírico que depende de la presión atmosférica y R_0 es la radiación solar extraterrestre, calculada para cada latitud. La variabilidad de la radiación solar mensual se presenta en la figura 15.

4.5. EVAPOTRANSPIRACIÓN

La evapotranspiración es la suma de la evaporación del agua desde el suelo y la transpiración de las plantas. Depende de la radiación solar, la temperatura y otros factores. Debido a que sólo hay estimaciones de evapotranspiración potencial en la estación Cotové, localizada en la parte baja de la cuenca, esta se ha estimado en



la zona con el método de Hargreaves (1982) pues, según evaluaciones realizadas por IDEAM, es la más adecuados para esta región (Gómez & Cadena, 2017).

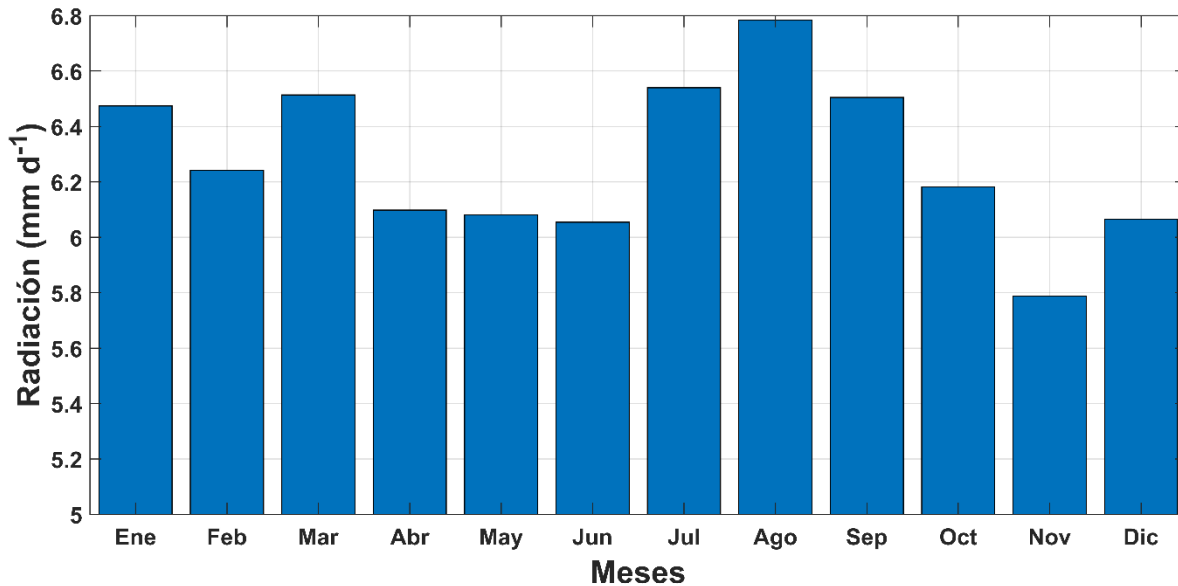


Figura 15. Variabilidad mensual de la radiación solar incidente.

Ec. 7 Evapotranspiración

$$ETP = 0.0135(T_{med} + 17.78)R_s$$

Donde R_s es la radiación solar incidente.

Evapotranspiración real

Para determinar la evapotranspiración real, ETR, se utilizó el método de cálculo del balance hídrico, propuesto por Thornthwaite (Alley, 1984; Martos-Rosillo et al., 2013), en el cual se comparan los valores diarios de la precipitación P , y la intensidad de la evapotranspiración potencial, ETP.



Ec. 8. Relaciones ET con P

$$\text{Si } P < ETP \ \& \ P > ETR \rightarrow \text{Evapotranspiración} = ETR$$

$$\text{Si } P > ETP \rightarrow ETP = \text{Evapotranspiración}$$

$$\text{Sino } P = \text{Evapotranspiración}$$

Los resultados se pueden ver en la figura 16.

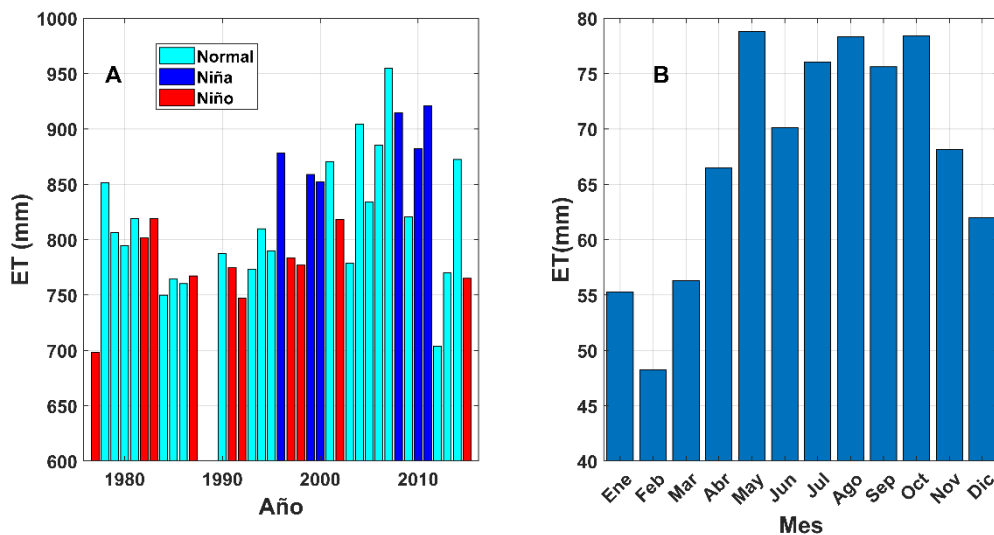


Figura 16. Variabilidad temporal anual (A) y mensual (B) de la Evapotranspiración (ET) en la cuenca del Tonusco

Los valores acumulados anuales de la evapotranspiración real así estimada, oscilan entre 497 y 925 mm, con un valor medio de 649 mm. Se observa una relación directa de estos valores con la ocurrencia de los fenómenos ENSO. En los años de El Niño, hay valores acumulados inferiores por la escasa disponibilidad de agua, aunque la intensidad de la evapotranspiración diaria tiende a ser mayor, por las altas temperaturas, mientras que con los fenómenos de La Niña ocurre lo contrario.



Los valores medios de evapotranspiración mensual acumulada oscilan entre 23.8 y 80.8 mm, con un valor promedio de 54.1 mm, lo que corresponde a promedios diarios entre 0.77 mm y 2.60 mm. También se observa una relación directa entre la evapotranspiración con la precipitación y la temperatura.

Se cartografiaron las evapotranspiraciones medias mensuales, para mostrar la variabilidad espacial de la ET en la cuenca, en los meses con menores y mayores temperaturas, que se comparan con sus valores promedio, (figura 17).

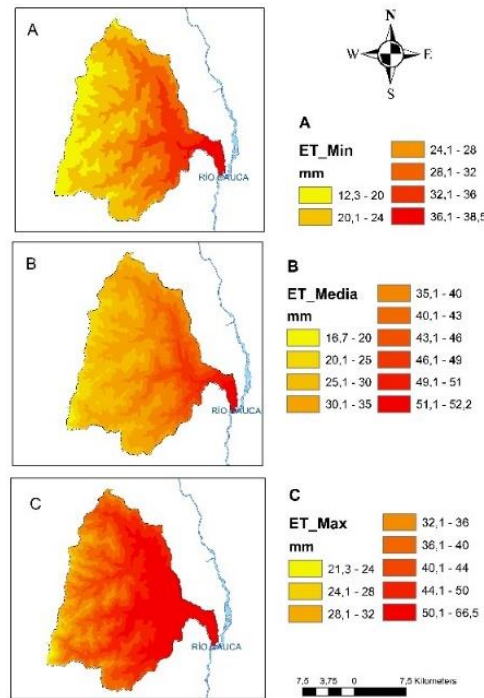


Figura 17. Comparación entre los valores de evapotranspiración media, para meses fríos (A) y cálidos (C) y los respectivos valores promedio (B) distribuidos espacialmente en cuenca del río Tonusco.



4.6. ZONAS DE VIDA.

Como se vio en el capítulo 1, sección 6.1.2, según la elevación sobre el nivel del mar, la mayor parte del área que conforma la cuenca del Tonusco, se encuentra en una zona de vida, conocida como Bosque Seco Tropical, de acuerdo con las clasificaciones realizadas por Holdridge (1967), aunque también se tienen algunas regiones con bosques premontanos y montanos y una zona de paramo por encima de los 3000 msnm.

Para definir una zona de vida o tipo de ecosistema, según dicha clasificación, no sólo se considera el nivel altitudinal, también se debe analizar la latitud donde se localiza el área, su temperatura, evapotranspiración y precipitación. El bosque seco tropical se caracteriza por encontrarse en latitudes inferiores a los 23.5°, tener temperaturas medias superiores a los 17°C, niveles de precipitación entre 700 mm y 2000 mm, y elevaciones sobre el nivel del mar entre los 0 m y los 1800 m.

Según lo presentado en la sección 4.1.3 y 4.3, y lo referenciado en la figura 1 del capítulo 1, la precipitación (entre 1000 y 1900 mm año⁻¹), temperatura, localización y elevación, hacen que la mayor extensión de la cuenca se pueda clasificar como un bosque seco tropical. El análisis de los parámetros referenciados anteriormente también coincide con lo propuesto por Murphy y Lugo (1986), para caracterizar este tipo de ecosistemas.

5. ANÁLISIS REGIONAL DE LOS EPISODIOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN

Debido a la importante variabilidad espacial de la lluvia en la cuenca, conviene realizar un estudio de los episodios extremos locales y regionales, considerando los volúmenes e intensidad de estos eventos.



El análisis regional, es un método en el que se combinan los registros de datos, (lluvia, caudal, sequía, entre otros), de una región que tienen condiciones similares (Ayuso-Muñoz et al., 2015). La incertidumbre asociada a la variabilidad de los datos se reduce mediante las estimaciones de los cuantiles de probabilidad.

Los momentos lineales, o momentos-L, son estadísticos de las variables aleatorias, en este caso, la precipitación, ponderados por la propia probabilidad. Se aplican en este caso a los datos de precipitación máxima anual diaria de cada estación. Los momentos obtenidos se recogen en la tabla 8.

Tabla 8. Valores de los momentos-L de las precipitaciones máximas anuales registradas en 24 horas de medición para cada estación.

Estaciones	Datos	λ_1	λ_2	τ	τ_3 Sesgo	τ_4 Kurtosis
Cotové	39	57.33	7.40	0.129	0.056	0.148
Guasabra	39	70.13	11.48	0.164	0.228	0.177
Giraldo	39	60.64	8.58	0.142	0.074	0.077
Abriaquí	39	62.63	9.02	0.144	0.198	0.181

Empleando los coeficientes Cv-L, de sesgo, y de kurtosis (García-Marín et al., 2011), se determinó la discordancia de los datos, para establecer la homogeneidad de la región con la variable u_i , el vector transpuesto de momentos lineales. Los resultados obtenidos para las estaciones estudiadas se presentan en la tabla 9.

Tabla 9. Discordancia de las estaciones seleccionadas obtenido usando el momento Cv-L(τ), el coeficiente de sesgo τ_3 , el coeficiente de kurtosis τ_4 , determinados con el análisis de los L momentos.

Estaciones	Datos	τ	τ_3 Sesgo	τ_4 Kurtosis	Di
Cotové	39	0.12912711	0.05600676	0.14786758	0.85324656

Estaciones	Datos	τ	τ_3 Sesgo	τ_4 Kurtosis	D_i
Guasabra	39	0.16376407	0.22785276	0.17745419	1.09658562
Giraldo	39	0.14156003	0.07378153	0.07723161	0.57083049
Abriaquí	39	0.14407914	0.19770928	0.18123495	0.87586354

Según los resultados se considera que no hay lugares discordantes, pues para una zona con 4 regiones, D_i no superó el valor crítico de 1,1.

La medida de la heterogeneidad se evalúa mediante un estadístico H , basado en el cálculo de la varianza ponderada del momento lineal L-Cv. La región se declara heterogénea si H es mayor a 1. Estos criterios se muestran a detalle en el apéndice 1. Se obtuvieron las homogeneidades presentadas en la tabla 10.

Tabla 10. Medidas de Heterogeneidad.

Parámetro	Valor
H1 con L_Cv	-1.5126
H2 con L_Cv/ τ_3 Sesgo	0.5422
H3 con τ_3 Sesgo/ τ_4 Kurtosis	-0.1135

Como ningún resultado de H es mayor de 1, se considera que la región es homogénea y no se debe descartar ninguna estación.

Luego se ajustaron los datos a las distribuciones de frecuencias de la tabla 11 (Hosking & Wallis, 2005). La metodología empleada por Hosking & Wallis para establecer la bondad del ajuste de una o varias distribuciones se basa en las estadísticas medidas de los L momentos regionales que pueden ser caracterizadas por el valor del índice Z_{DIST} . La ecuación para determinar este coeficiente se muestra en el apéndice 1. Si $Z_{DIST} \leq |1.64|$ (García-Marín et al., 2011).

Según lo presentado en la tabla 11 se seleccionan las funciones GEV y Lognormal por tener un índice más cercano a cero.

Tabla 11. Evaluación del ajuste de algunas FDP a los datos mediante el cálculo del índice Z_{DIST} .

Nombre	Zdist	Observación
Logística Generalizada (LOGGEN)	2.3944	No cumple el criterio
Generalizada de valores Extremos (GEV)	0.6120	Cumple
Generalizada Lognormal (LOGNORGEN)	0.5665	Cumple
Pearson Tipo III (PT3)	3.5729	No cumple el criterio
Generalizada de Pareto (PARGEN)	-3.1733	Cumple

5.1. CUANTILES Y PRECIPITACIÓN EXTREMA.

Para la estimación de los cuantiles y parámetros de distribución, Hosking y Wallis (2005), recomendaron el desarrollo de métodos del índice de avenida. La precipitación de cada periodo de retorno P_i , se puede hallar con la siguiente expresión.

Ec. 9. Precipitación extrema

$$P_i(F) = I_1 p(F)$$

Donde P_i es la precipitación para cada periodo de retorno, I_1 es el índice de precipitación de cada estación y $p(F)$ es el cuantil regional. Los resultados obtenidos en cuanto a los cuantiles y las precipitaciones para diferentes periodos de retorno se pueden consultar en la tabla 12.



Tabla 12. Precipitaciones máximas de cada estación estimadas para diferentes periodos de retorno, expresadas en mm d⁻¹.

Estación	Periodo de Retorno					
	2 años	10 años	20 años	25 años	50 años	100 años
Cotové	31,18	38,82	43,65	49,49	53,66	57,66
Guasabra	39,32	48,95	55,03	62,41	67,66	72,70
Giraldo	33,35	41,52	46,68	52,93	57,39	61,66
Abriaquí	34,52	42,98	48,32	54,79	59,41	63,83
Promedio	34,59	43,06	48,42	54,91	59,53	63,96

5.2. CURVAS DE INTENSIDAD DURACIÓN Y FRECUENCIA.

Las intensidades de precipitación de las tormentas correspondientes a los períodos de retorno a analizar se determinaron con base en las curvas intensidad-duración-frecuencia (IDF) de cada una de las estaciones seleccionadas.

Debido a que ninguna de las estaciones cuenta con curva IDF construida por parte de IDEAM, se procedió a realizar su elaboración empleando los registros de precipitación con los que se cuenta y la expresión para las curvas IDF basada en escalamiento simple y la función de distribución Log-Normal tipo II, calibrada para varias estaciones en Antioquia (Velez et al., 2002), la cual se puede consultar en el apéndice 2.

Al aplicar la ecuación anterior, se obtuvieron las curvas IDF de cada una de las estaciones referenciadas para un periodo de 24 horas de duración. El procedimiento y sus resultados se muestran a detalle en el apéndice 2.

Con el fin de obtener una ecuación parametrizada para cada estación se buscó ajustar la serie de datos a una de las ecuaciones de las curvas IDF's propuestas por Froehlich (1995), como se puede observar en la ecuación 11. De manera que se



obtuvieron los parámetros de ajuste para cada una de las estaciones, que se muestran en el apéndice 2, realizando regresiones no lineales.

Ec. 10. Ecuación curva IDF

$$I_{q,t} = \frac{a}{(t+b)^c}$$

Donde $I_{q,t}$ es la intensidad de la lluvia en mm h^{-1} para un periodo de retorno q ; a , b y c son coeficientes de la ecuación y t es la duración de la lluvia en horas.

Las curvas IDF, establecidas y ajustadas para cada estación, por periodo de retorno, se presentan en la figura 18.

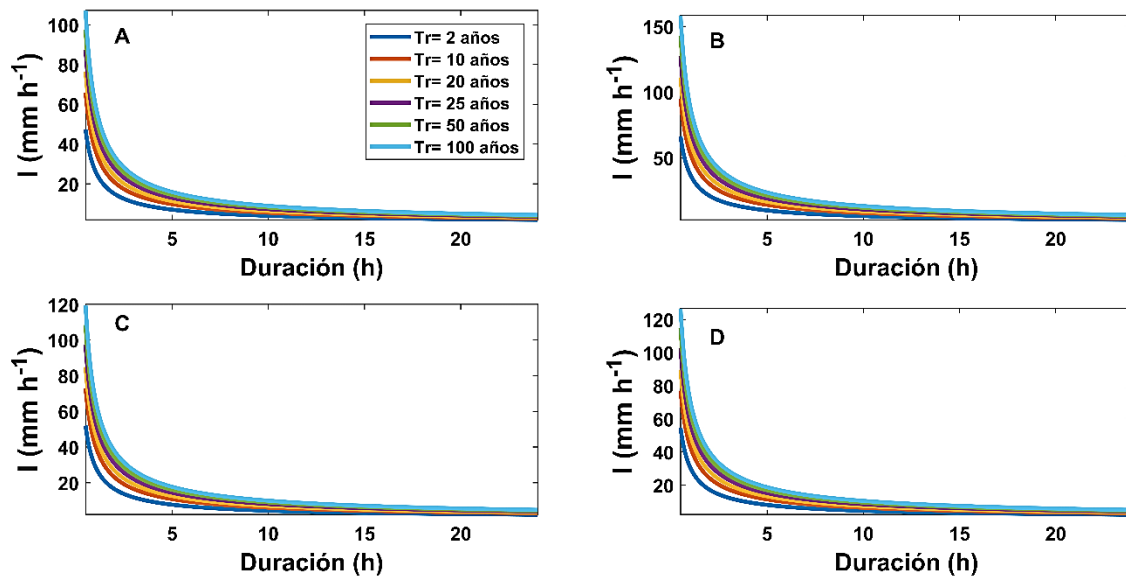


Figura 18. Curvas IDF ajustadas para cada estación analizada.

Las intensidades correspondientes al periodo de retorno de los 100 años y una duración de la lluvia de 18 minutos se pueden consultar en la Tabla 13. Se observa que los chubascos más intensos ocurren en la estación Guasabra, seguida por Abriaquí, Giraldo y Cotové.

Tabla 13. Intensidades de la precipitación estimadas para un periodo de retorno de 100 años en cada estación.

Estación	Intensidad mm h^{-1} (tr=100)
Cotové	163,76
Guasabra	241,93
Giraldo	182,66
Abriaquí	193,47
Regional	194,13

6. ANÁLISIS DEL CAUDAL EN LA CUENCA.

En la figura 19, se presenta la variabilidad diaria de los caudales comparada con la de la precipitación media espacial, para el periodo comprendido entre 1977 y 2015.

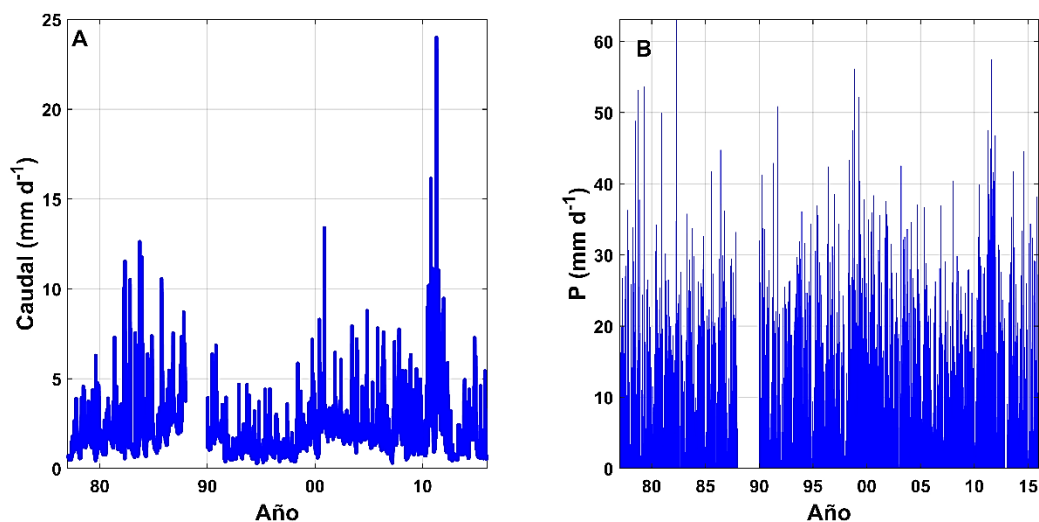


Figura 19. Series de caudal (A) y precipitación (B) registradas para la cuenca del Río Tonusco, representadas ambas en mm.

Las diferencias entre los valores del caudal y la lluvia parecen indicar que se tienen niveles de infiltración y evapotranspiración amplios.

6.1. HIDROGRAMAS ELABORADOS PARA EPISODIOS DE LLUVIA OBSERVADOS

Se han seleccionado para su análisis, 18 episodios de precipitaciones, caudales y concentraciones de sedimentos a escala diaria, con el fin de elaborar hidrogramas y sedimentogramas y comparar la respuesta de la descarga líquida y sólida ante diferentes pulsos de precipitación.

Las figuras 20, 21 y 22 muestran los datos de los episodios mencionados.

Se observa en muchos casos que los caudales y concentraciones de sedimentos máximas aparecen entre 3 y 4 días después de las precipitaciones mayores, lo que muestra el desfase que se tiene entre las lluvias y los registros de las crecientes en el punto de medición. También se detecta una proporcionalidad la precipitación y el caudal.

6.2. ESTIMACIÓN DE CAUDALES EXTREMOS A ESCALA DIARIA

Se depuraron los datos de concentración de sedimentos, registrados por la estación La Galera, de acuerdo con el cálculo del umbral de datos dudosos empleando coeficiente de variabilidad K_n (Chow et al., 1993).

Ec. 11. Umbral de datos dudosos

$$Y_{H-L} = \bar{y} \pm K_n s_y$$

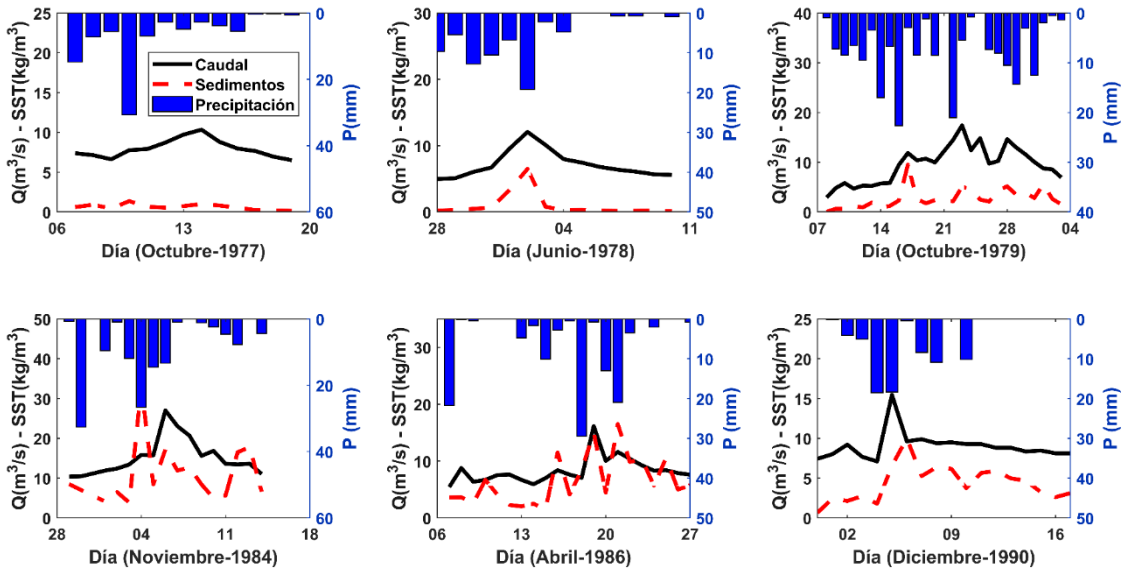


Figura 20. Hidrogramas semanales observados entre los años 1977 y 1990, en la cuenca.

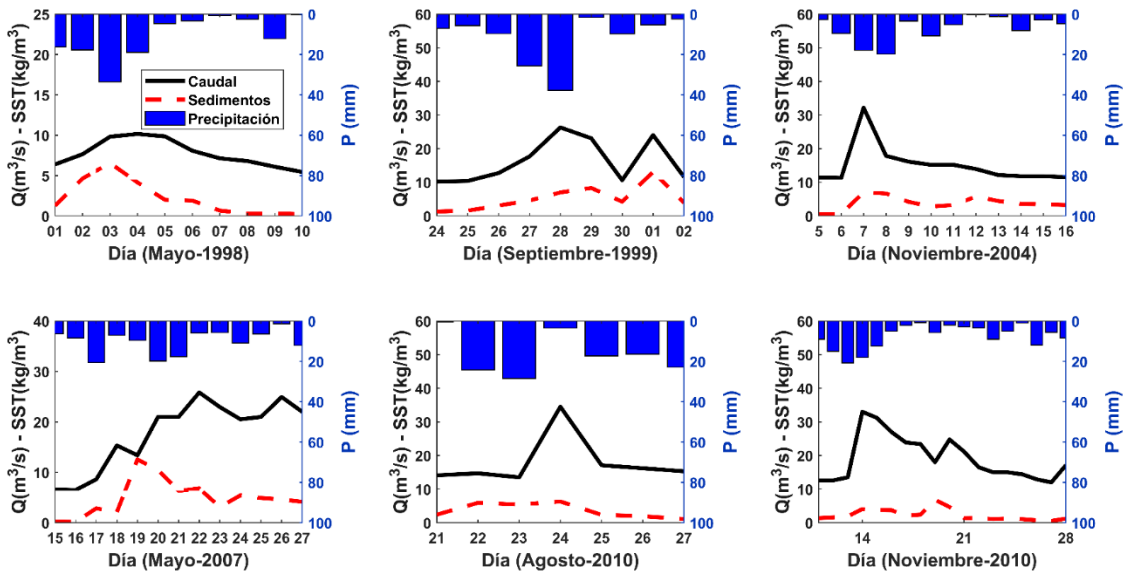


Figura 21. Hidrogramas observados entre los años 1990 y 2010, río Tonusco.

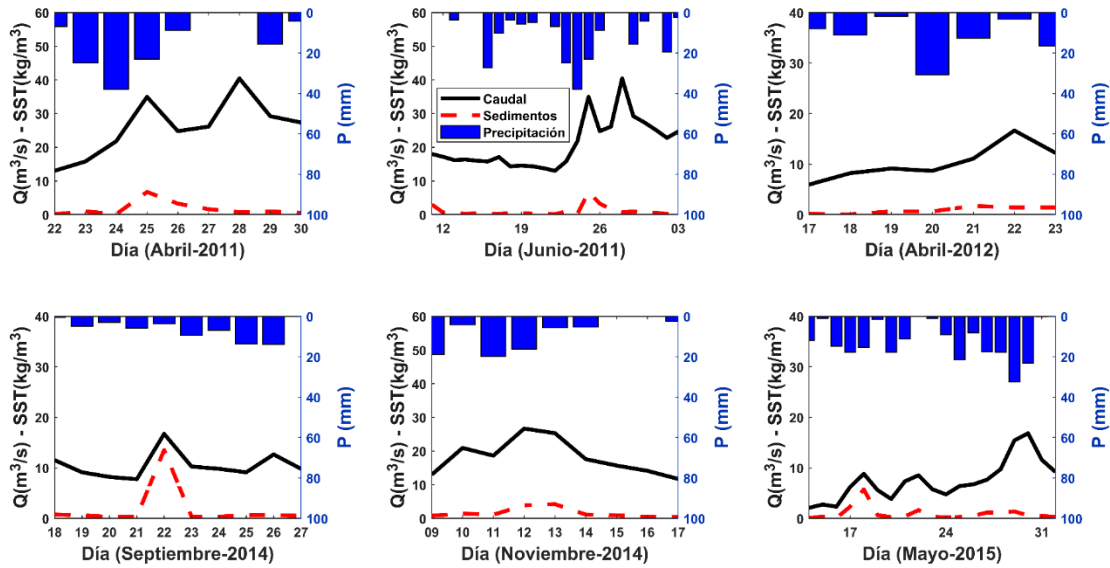


Figura 22. Hidrogramas observados entre los años 2010 y 2015, río Tonusco.

Donde Y_H es el umbral de datos altos, Y_L el umbral de datos bajos, \bar{y} es el promedio de los registros medidos, s_y es la desviación típica de los datos y K_n es el coeficiente de variabilidad de los datos, que depende del tamaño muestral n . El K_n ha sido estimado con la ecuación 12.

Ec. 12 Coeficiente de variabilidad de datos

$$K_n = 0.3430 * \log(n) + 1.432$$

Luego se seleccionaron los registros máximos por cada de mes entre los años 1977 y 2015. Se estimó la probabilidad de excedencia, empleando las fórmulas empíricas de Weibull, Gringorten y Cunnane; aunque al final se seleccionó la primera, debido a que se desconocen muchos aspectos relacionados con las tendencias de distribución de los datos y se buscan resultados con menor sesgo.

Ec. 13 Probabilidad de excedencia.

$$P = \frac{r}{n+1}$$

Donde r es el ordinal de los registros medidos y n es la cantidad total de ellos.

La distribución obtenida con la referenciada metodología fue comparada con diferentes funciones de distribución de probabilidad acumulada FDP, como la normal, Weibull, exponencial, lognormal, Pareto y la función de extremos generalizada, GEV, con el fin de seleccionar aquella que mejor represente los registros, por medio de la evaluación de los siguientes criterios:

- Análisis visual entre las gráficas de las distribuciones, para seleccionar la función que mejor represente los datos.
- La función con coeficiente de correlación R^2 , más cercano a 1.
- La prueba del chi-cuadrado con el fin de comprobar la bondad del ajuste tomando como referencia un nivel de significancia del 5% (Nikulin, 1974).

Según la aplicación de los criterios anteriormente descritos, la función de probabilidad con mejor ajuste para las series de caudal y escorrentía correspondió a la GEV, debido a los valores de los estadísticos del χ^2 . En la figura 23 se presentan la función de distribución seleccionada, con sus respectivos coeficientes.

Los valores de cada uno de sus parámetros obtenidos, con los resultados de los análisis de desviación y varianza de los caudales observados, se presentan en la tabla 14.

Se hizo el análisis de la bondad del ajuste Chi-Square (Nikulin, 1974), entre los datos observados y la función seleccionada, encontrando que el ajuste es aceptado en el nivel de significancia predeterminado del 5%, pues el valor arrojado para la hipótesis h es igual a cero.

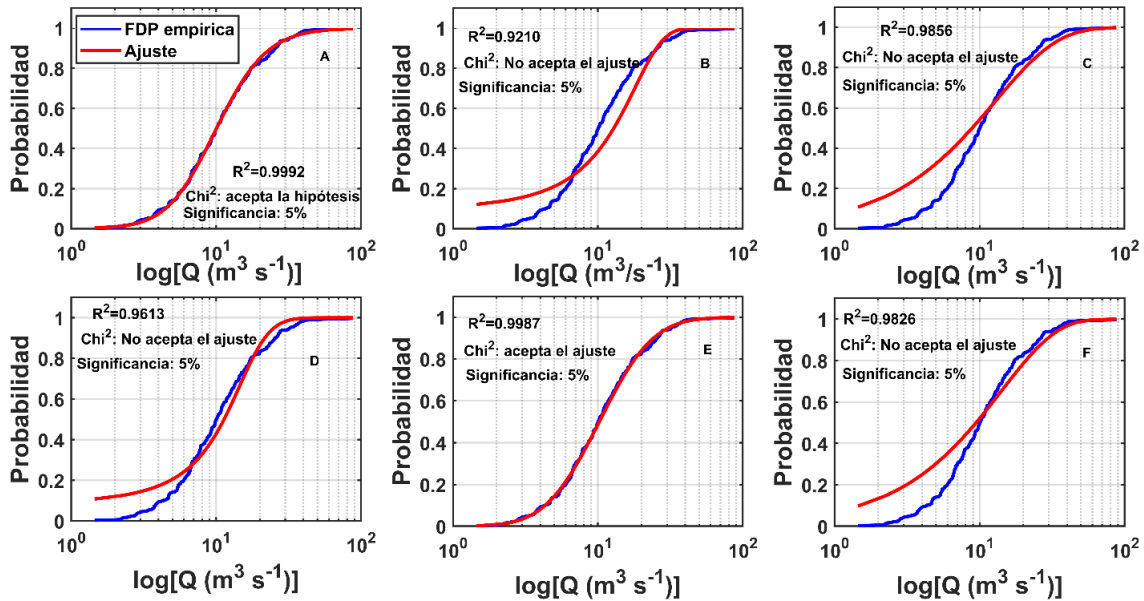


Figura 23. Ajuste de series de datos a las funciones de distribución GEV(A), Normal (B), Exponencial (C), Logística (D), Lognormal (E) y Pareto (F).

Tabla 14. Evaluación de coeficientes de las funciones de distribución de probabilidad y de los estadísticos usados para evaluar la bondad de los ajustes.

Función	Parámetros			R ²	Chi-cuadrado	
	K	σ	μ		Chi ² stat	(Significancia: 5%)
Lognormal	-	0.673	2.32	0.999	0.344	Buen ajuste
GEV	0.296	4.97	8.13	0.999	3.03	Buen ajuste
Exponencial	-	-	12.8	0.986	19.7	Buen ajuste
Pareto	-0.117	14.2	-	0.983	13.5	Buen ajuste
Logística	-	4.67	11.3	0.961	11.3	No hay buen ajuste
Normal	-	9.75	12.8	0.921	26.8	No hay buen ajuste

Los caudales estimados para diferentes periodos de retorno se presentan en la tabla 15.

Tabla 15. Caudales extremos estimados para diferentes periodos de retorno.

Periodo de Retorno (años)	Caudales de la fuente hídrica (m ³ s ⁻¹)
2	10.05
5	17.53
10	24.08
20	32.27
25	35.16
50	45.01
100	46.99

7. ESTIMACIÓN DE LOS CAUDALES BASE Y ESCORRENTÍAS.

7.1. CAUDAL BASE

El caudal base de un río se debe a la descarga paulatina de los acuíferos de la cuenca. Se pueden estimar por diferentes métodos (He et al., 2016). Se ha preferido el método de Eckhardt (2005), por la disponibilidad de datos medidos de caudal total del río, los cuales son insumo fundamental para el uso del referenciado modelo.

Según Eckhardt (2008), el caudal base de un río se puede determinar con la siguiente expresión.

Ec. 14. Caudal base

$$Q_{bk} = \frac{(1-BFI_{max})aQ_{b(k-1)} + (1-a)BFI_{max}Q_k}{1-aBFI_{max}}$$



Donde Q_{bk} es el caudal base en el tiempo k , BFI_{max} es el máximo valor del índice de caudal base, término que se dedujo de las ecuaciones de infiltración propuestas por Chapman and Maxwell (1996) en las que se relacionan parámetros de infiltración del agua en el suelo de las cuencas y el desfase por la circulación del agua a través de los acuíferos; a es la constante de recesión y Q_k es el caudal medido en el tiempo k .

Aunque el río Tonusco fluye de forma continua y tiene caudal permanente en sus cauces principales, es de gran torrencialidad, como muestran los datos de la figura 19, por lo cual, tiene grandes aumentos reducciones de caudal en poco tiempo; esta condición es producida por la combinación de los parámetros geomorfológicos y climáticos de la cuenca. Los primeros favorecen procesos de infiltración de alta tasa en extensas regiones de la cuenca, debido a la alta porosidad y permeabilidad de los suelos predominantes en estas. Los segundos están asociados a las altas temperaturas que se registran en la zona baja y media de la cuenca, ya que inciden en el aumento de la pérdida de agua y humedad del suelo por evapotranspiración (Vélez & Rhenals, 2008). De manera que, debido a estos cambios drásticos en los caudales, el río Tonusco se puede considerar como una corriente efímera. Por lo tanto, para el desarrollo de los cálculos se seleccionan los parámetros asociados a corrientes efímeras con acuíferos porosos (Ver tabla 16).

La condición inicial se estima con una relación potencial con el caudal previo con un parámetro a .

Tabla 16. Parámetros para el cálculo de caudales base en diferentes tipos de cuencas.

Tipo de Cuenca		A	BFI_{max}	BFI
Corrientes permanentes,	Acuíferos Porosos	0.970±0.001	0.8	0.670±0.01

Tipo de Cuenca	A	BFI _{max}	BFI
Corrientes efímeras, Acuíferos Porosos	0.961±0.004	0.5	0.420±0.04

Ec. 15. Caudal base para corrientes permanentes o efímeras

$$Q_{b(k+1)} = aQ_{bk}$$

Al aplicar las ecuaciones referenciadas, se obtuvieron los caudales base a escala diaria, como se presenta en la figura 24B. Los caudales base oscilan entre los 0.96 m³/s y 20.1 m³/s.

7.2. ESCORRENTÍA

La escorrentía directa se puede determinar (Eckhardt, 2005) con la ecuación 16.

Ec. 16. Escorrentía directa

$$Q_{Rk} = Q_k - Q_{bk}$$

Donde Q_{Rk} es la escorrentía directa en el tiempo k.

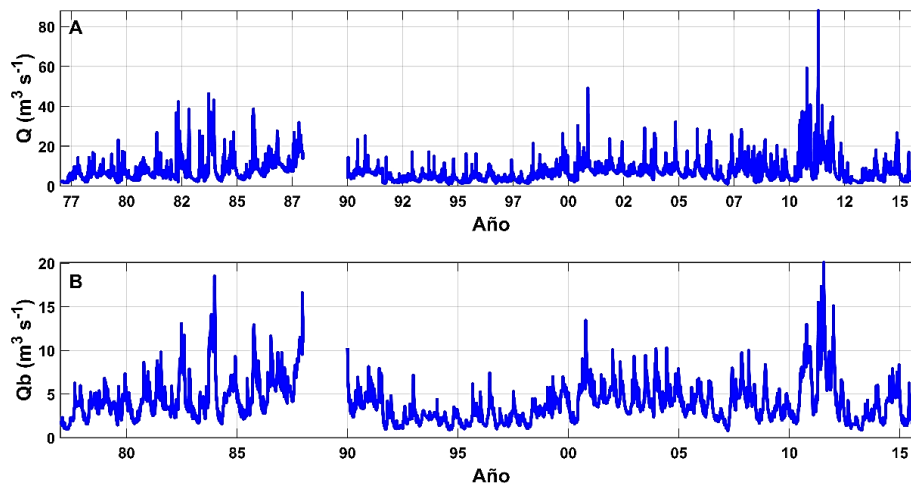


Figura 24. Caudales aforados en el río Q (A) frente a su caudal base Qb (B) en la cuenca del río Tonusco.

Sin embargo, al aplicar este método se tendrá siempre un desfase con la precipitación y la infiltración, por los tiempos de tránsito de la escorrentía, que dependen del sitio de la cuenca que recibe el agua del chubasco.

Por lo tanto, se ha decidido, estimar valores de escorrentía instantánea, usando la precipitación efectiva, como se expone a continuación. Estos valores serán corregidos con la interceptación del agua que tiene la vegetación y las condiciones geomorfológicas de la cuenca, lo cual será presentado más adelante.

7.2.1. Precipitación Efectiva

La precipitación efectiva corresponde a la cantidad de lluvia mínima para generar escorrentía en un suelo determinado. Puede ser calculada mediante el modelo del número de curva desarrollado en los años 70 por el Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos (SCS) para determinar la escorrentía superficial para diferentes combinaciones de suelo y cobertura. Dicha expresión es presenta a continuación (Nanía & Gómez Valentín, 2006).

Ec. 17. Precipitación efectiva

$$Pe = \frac{5080}{CN} - 50.8$$

Donde P es la precipitación en mm y CN número de curva:

Ec. 18 Número de curva

$$CN = \frac{25400}{254+S}$$

Donde S es el parámetro de CN, que es función de la textura, la pendiente, la cobertura y los antecedentes de humedad del suelo. Entre menor sea el número de curva, más bajo es el potencial de escorrentía. Los suelos son clasificados en las categorías A, B, C y D que se encuentran en catálogos de hidrología (Nanía & Gómez Valentín, 2006).

En la presente investigación, se han seleccionado los valores de S, para cada clase textural (ver capítulo 1, sección 4), tomando como referencia la conductividad hidráulica, la pendiente y la cobertura del suelo predominante en la región. Luego se estimaron los números de curva y precipitaciones efectivas. En la tabla 17 se resumen los resultados.

Tabla 17. Clasificación de los Suelos para el análisis del número de curva

Texturas	Grupo	S	CN	Pe (mm)
Limo arcilloso	D	7	97,3	1,40
Arcilla Arenosa	C	14	94,8	2,80
Franco Limoso	C	22	92,0	4,40
Arcilla Arenosa	C	43	85,5	8,60
Franco Areno arcilloso	C	14	94,8	2,80
Variadas	B	34	88,2	6,80
Arcilla Arenosa	C	18	93,4	3,60
Franco Areno arcilloso	C	14	94,8	2,80
Limo	C	31	89,1	6,20
Arena	B	58	81,4	11,6

7.2.2. Cálculo de la escorrentía

Con las precipitaciones efectivas se estableció la precipitación neta, P_n , como (Nanía & Gómez Valentín, 2006).

**Ec. 19. Precipitación Neta**

$$P_n = \frac{(P - P_e)^2}{P + 4P_e}$$

De esta forma se obtuvo la escorrentía equivalente, por cada episodio de lluvia en la cuenca, como se muestra en la figura 25, se pueden ver los valores de escorrentía diaria obtenidos para el periodo comprendido entre 1977 y 2015. De acuerdo con la figura 25B, las escorrentías máximas oscilan entre 20.0 mm y 35 mm, y las mínimas entre 0 mm y 6.95 mm.

Como se verá en la siguiente sección la substracción de la escorrentía y la interceptación de esta, de la precipitación permitirán obtener la infiltración de agua en el suelo.

8. INFILTRACIÓN DE AGUA EN EL SUELO.

La infiltración corresponde a la cantidad de agua que ingresa al suelo, a través de sus poros y según el balance hidrológico propuesto por Laio et al (2001), la que procede de la lluvia se puede estimar como una diferencia entre la precipitación P , la escorrentía E y la cantidad de agua interceptada, es decir, retenida por la vegetación o almacenada en reservorios de la cuenca, V .

Ec. 20 Infiltración

$$I[s(t), t] = P(t) - V(t) - E[s(t), t] \text{ Ec. 17}$$

Los valores de la precipitación diaria se han presentado a lo largo de las secciones anteriores. En la sección 7.2, se estimaron los valores de escorrentía directa. Con respecto a la interceptación V , en el modelo propuesto por Laio et al (2001), buscando evitar el uso de modelos empíricos, se utiliza una ecuación en la que la



lluvia es modelizada mediante el proceso de Poisson con el fin de tener en cuenta su frecuencia y volumen, y de esta forma obtener la cantidad que es atrapada o interceptada por episodio. En la referenciada ecuación se tiene en cuenta el tipo de cobertura vegetal presente en la cuenca, considerando tasas de interceptación asociadas a vegetación arbustiva y herbácea, que se designan con la letra Δ y se incluyen en la estimación de la frecuencia de la lluvia λ' .

Ec. 21 Frecuencia de la lluvia

$$\lambda' = \lambda e^{\frac{\Delta}{\bar{\alpha}}}$$

Donde λ es la tasa de cambio del tiempo de llegada de la secuencia de Poisson y α es el nivel medio de la lluvia. Al final la expresión propuesta para la interceptación considera un tiempo de llegada t' que tiene frecuencia λ' , como se presenta en la siguiente ecuación.

Ec. 22. Interceptación de la lluvia por la vegetación

$$V(t) = P(t) - \sum_i h'_i \delta(t - t'_i)$$

Donde h'_i es el nivel de la precipitación, δ es el delta de la función de Dirac y la diferencia $t-t'_i$ es la secuencia de tiempo de llegada de un proceso estacionario de Poisson.

Por las condiciones de bosque seco tropical y la presencia de gran cantidad de zonas con praderas y pastos y las altas pendientes presentes en casi toda la extensión de la cuenca, en muchos de los casos este valor fue despreciable con respecto a la precipitación, la escorrentía y la evapotranspiración, aunque se nota más su efecto en chubascos menores cuando predominan condiciones secas en la cuenca. De esta forma se obtuvo la cantidad de agua que se infiltró en todos los



suelos de la cuenca diariamente entre los años 1977 y 2015, como se muestra en la figura 25 C.

La infiltración máxima oscila entre los 20.0 mm y 27.9 mm y los valores mínimos, entre 0 mm y 12.2 mm. Aunque los máximos de la escorrentía son mayores que los de infiltración, esto sólo ocurre en chubascos intensos en los que el suelo se mantiene en saturación, por lo demás, la infiltración tiende a ser mayor que la escorrentía en cada evento.

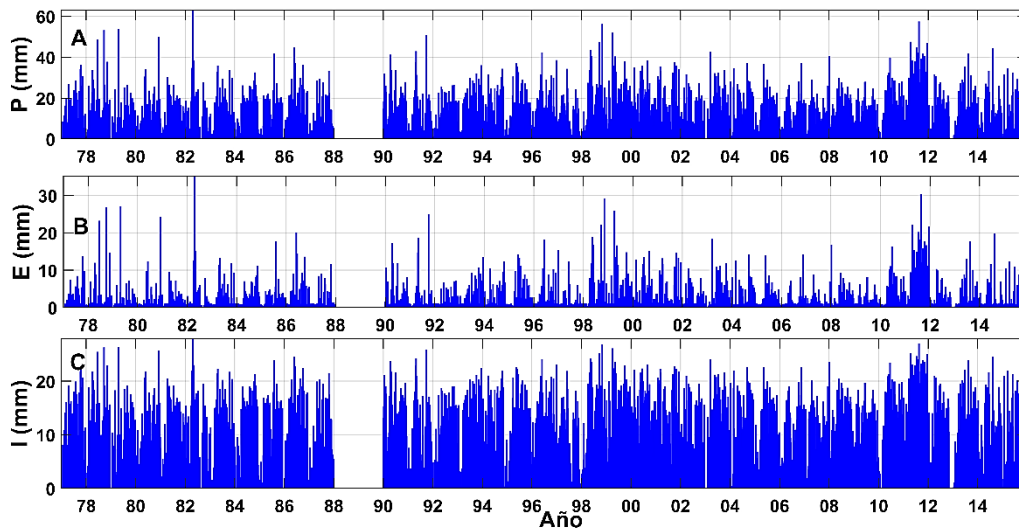


Figura 25. Comparación entre datos de precipitación P (A), escorrentía media diaria E (B) e infiltración media diaria (C), obtenidos para la cuenca del Tonusco entre los años 1977 y 2015.

9. MODELACIÓN DEL FLUJO DE ESCORRENTÍAS

Se ha caracterizado la respuesta hidráulica del cauce principal, empleando el programa HEC-RAS, con el fin de evaluar las velocidades de flujo que se presentan (Ackerman et al., 2009). El detalle del procesamiento de la información

geomorfológica y otros datos de entrada se muestra a detalle en los apéndices 3 y 6.

9.1. PROCESAMIENTO DE LA GEOMORFOLOGIA DE LA CUENCA MEDIANTE EL PROGRAMA HEC-GEO.RAS

Se realizó el procesamiento de la información geomorfológica, mediante la utilización del programa HEC-GEO.RAS, el cual, es una extensión para ArcGis 10 desarrollada conjuntamente por el Hydrologic Engineering Center (HEC) del United States Army Corps of Engineers (Yi, 2011) y el Environmental System Research Institute.

Por lo tanto, se utilizaron los modelos de elevación digital (MED), obtenidos en la presente investigación y presentados en el capítulo 1 (figura 8), para la obtención de la geometría del cauce principal del río Tonusco En la figura 26, se presenta la obtención de las secciones y la geometría del cauce, empleando el programa Arcgis y las herramientas de HEC-GEORAS.

9.2. ANÁLISIS DE PERFILES Y NIVELES DE FLUJO

Se realizó la modelación con HEC-RAS, de la dinámica fluvial asociada a los caudales correspondientes a los periodos de retorno de los 2, 25 y 100 años, a los cuales, el programa denominó PF1, PF2 y PF3, respectivamente, en toda la longitud del cauce principal del río Tonusco, 42 km.

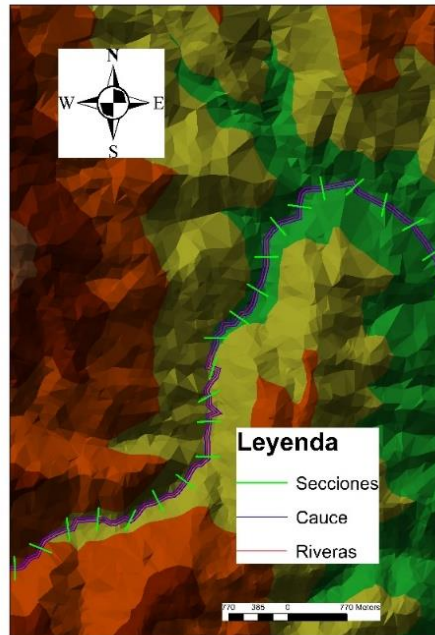


Figura 26. Geometría del cauce principal HEC-GEO.RAS.

Algunas de las secciones típicas del cauce se presentan en las figuras 27. Los perfiles de flujo y demás resultados se pueden consultar a detalle en el apéndice 6. En la parte alta de la cuenca los cauces son profundos con paredes laterales muy inclinadas, que se van reduciendo aguas abajo. En la parte baja, el flujo se reparte entre varios cauces, debido a su configuración trenzada.

La altura de la lámina de agua aumenta con la distancia, debido al crecimiento de los caudales transportados y la reducción de las pendientes. Caso contrario ocurre con la línea de energía.

Mediante la modelación realizada, se obtuvieron las velocidades de flujo, la línea de energía y los números de Froude asociados a cada sección evaluada (ver figura 28). Estos resultados se incluyen en el apéndice 6.



Las velocidades medias para los caudales de las avenidas PF1, PF2 y PF3, son de 2.85, 3.30 y 3.45 m/s, valores que están relacionados con altas tasas de erosión. La mayor parte del año, las aguas del río Tonusco, arrastran sedimentos de tamaño apreciable, tamaño arena o superior, lo que causa abrasión en el lecho, con velocidades por encima de los 1.52 m/s (Sotelo, 2002). Las velocidades máximas alcanzadas para cada uno de los perfiles evaluados son 11.9 m/s, 12.92 m/s y 13.26 m/s.

Al ser el número de Froude en la mayoría de los tramos estudiados superior a la unidad el flujo es supercrítico. En las partes más elevadas de la cuenca con grandes pendientes, se alcanzan números de Froude máximos, del orden de 9.2, 7.8 y 6.8 para cada uno de los perfiles evaluados.

10. ESTIMACIÓN DE LA EVOLUCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN LA CUENCA

La evolución de la humedad del suelo en una cuenca permite estudiar su comportamiento hidrológico, y servirá para analizar aspectos esenciales de la misma como la variación del riesgo de deslizamientos.

La identificación de los suelos del capítulo 1 y las características meteorológicas del presente capítulo constituyen el punto de partida, para que después de presentar un modelo, se pueda examinar la variabilidad espacial y temporal de humedad. Con tales parámetros e involucrando variables hidrológicas se podrá establecer la infiltración de agua en el suelo y el almacenamiento de humedad en el mismo.

Inicialmente, se mencionan algunas características hidromecánicas de los suelos, para analizar los procesos más importantes que intervienen en el balance de humedad y seleccionar un modelo que permita evaluar la evolución de dicho balance y predecir así las condiciones de riesgo de deslizamiento.

Figura 27. Algunas secciones típicas del río Tonusco en diferentes tramos con altura de la lámina de agua y línea de energía.

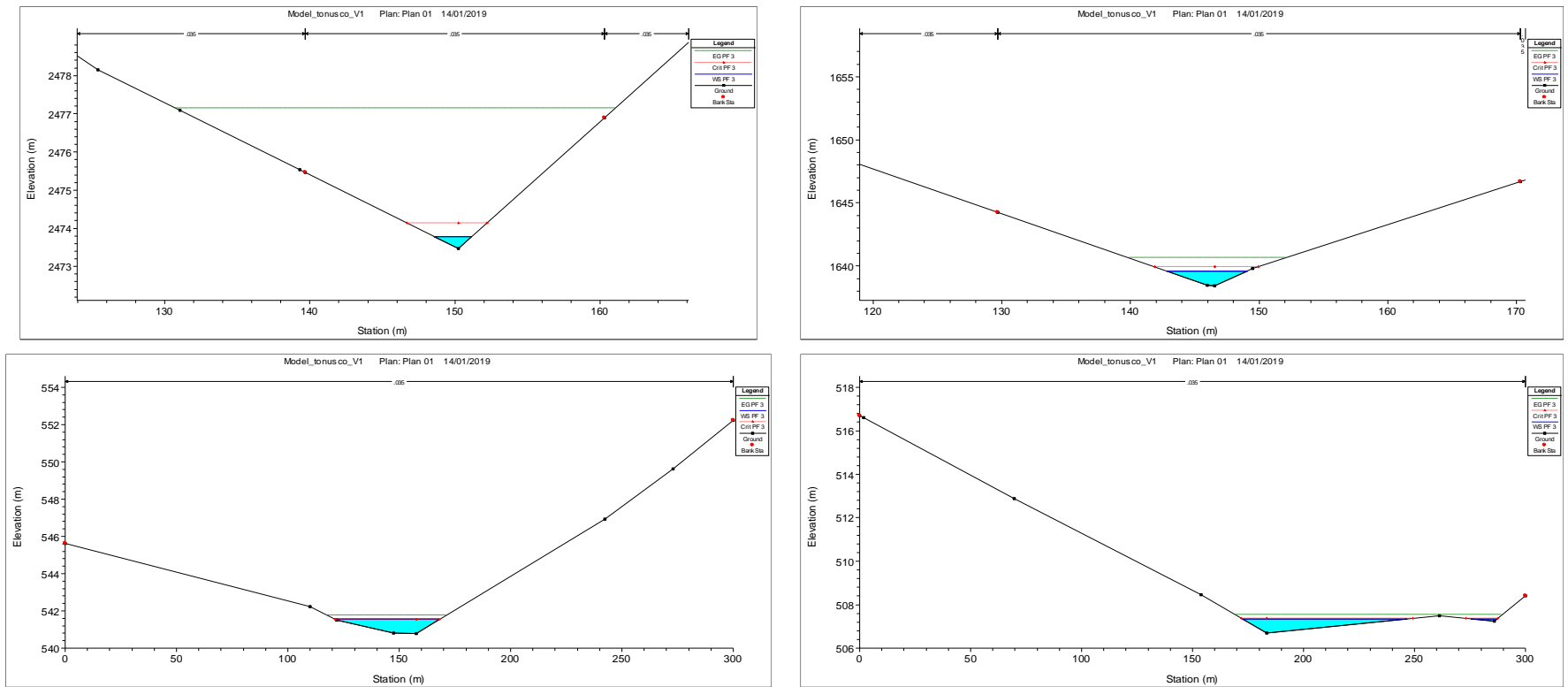
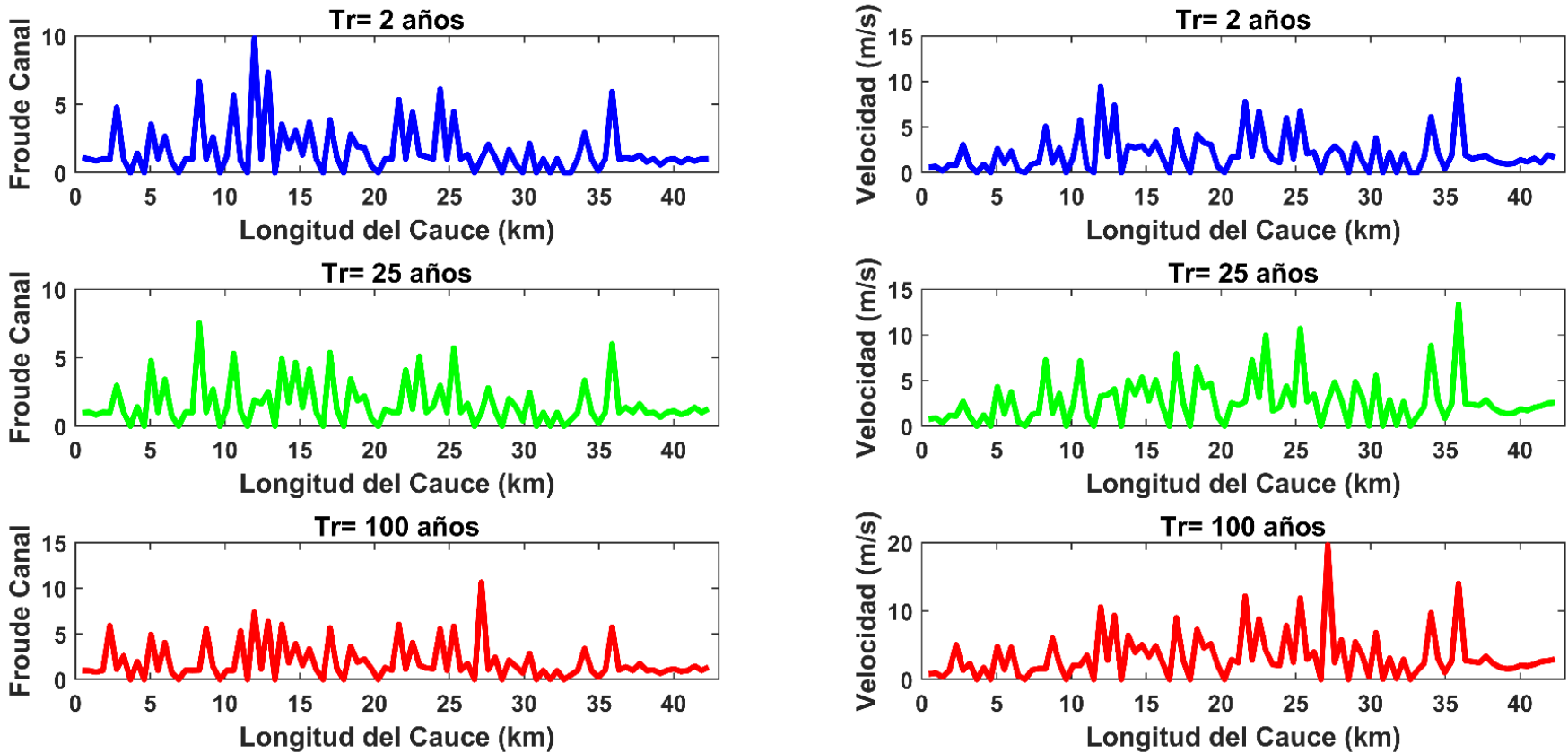


Figura 28. Variaciones del número de Froude y las velocidades de flujo en el cauce principal de Río Tonusco, para los tres caudales evaluados.





10.1. BALANCE DE AGUA EN EL SUELO

De acuerdo con la ecuación de balance de humedad en el suelo, propuesta por Rodriguez-Iturbe et al (1999) y utilizada también por Laio et al (2001), la evaporación y la infiltración del agua en el suelo, además de la redistribución y percolación son los procesos más importantes para describir la evolución de la humedad en el suelo, cuando la evaporación predomina sobre la infiltración. Este se puede obtener como la diferencia entre la infiltración y la evapotranspiración y percolación.

Ec. 23. Caudal base para corrientes permanentes o efímeras

$$fZ_r \frac{ds(t)}{dt} = I[s(t), t] - \chi[s(t)]$$

Donde f es la porosidad del suelo, Z_r es su profundidad, s es el contenido de humedad en porcentaje, I representa la infiltración y χ la pérdida de agua, conjunto de la evapotranspiración y percolación.

La evapotranspiración y la infiltración fueron determinadas en las secciones 4.5 y 8, por lo que para aplicar la ec. 19 para obtener el agua almacenada en el suelo se requiere establecer la pérdida de agua.

La tasa de pérdida de agua en el suelo es la suma de la evapotranspiración, ET , y la percolación hacia horizontes más profundos, L_i .

Ec. 24. Caudal base para corrientes permanentes o efímeras

$$\chi[s(t)] = ET[s(t)] + L_i[s(t)]$$

A continuación se presenta el modelo empleado para establecer la percolación y la pérdida de agua en el suelo. Posteriormente, se estima el almacenamiento de agua en cada perfil de cuenca.

10.1.1. Características Hidrofísicas de los Suelos

La capacidad de almacenamiento de agua y el contenido de humedad en el suelo dependen de sus características hidrofísicas relacionadas principalmente con la textura, como lo son la conductividad, porosidad efectiva y profundidad de los perfiles (Sanders, 1998). La conductividad hidráulica fue un parámetro fundamental en la formulación del modelo de decaimiento de la humedad del suelo propuesto Laio et al (2001). Además, la porosidad del suelo es la que determina la capacidad de retención de agua del perfil y esto tiene una relación directa con las tasas de infiltración y de decaimiento de la humedad tratadas en el referenciado modelo.

Una forma de cuantificar la humedad en el suelo es estimando su porcentaje y esto se puede establecer de acuerdo con las curvas de retención de humedad, en las que se tienen en cuenta sus valores higroscópicos S_h , limitantes de la transpiración S_w y punto de cierre de estomas S^* y la capacidad de campo S_{fc} (Rodríguez-Iturbe et al., 1999). Por lo tanto, para estimar la tasa de desecación del suelo o pérdida de humedad por evapotranspiración y percolación a estratos más profundos, se deben utilizar estos parámetros que están definidos para cada clase textural del suelo, que se obtienen con el análisis de la curva de retención de humedad, que en el presente estudio, fue elaborada para cada tipo de suelo de la cuenca, empleando el modelo de Van Genuchten (1980).

Los valores asociados a sus curvas de retención de humedad de Van Genuchten se han seleccionado, tomando como referencia los presentados por el USDA para su uso en el programa Rosetta, en cuanto a la porosidad y conductividad hidráulica



(Schaap et al., 2001) y luego, se han calculado los porcentajes de humedad empleando el potencial matricial del suelo, que fue obtenido con los contenidos de humedad en saturación θ_s y residual θ_r y el parámetro de la curva retención α , también extractados del catálogo del USDA. Todos los parámetros referenciados se muestran en la tabla 19.

La porosidad efectiva es mucho mayor en texturas gruesas que en finas, lo que incidirá en la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo, sin embargo, en algunos casos las ultimas pueden tener mayor volumen de almacenamiento por tener mayor profundidad.

10.1.2. Percolación

Es uno de los procesos referenciado que generan la desecación del suelo y ocurre por el efecto de la componente gravitatoria del potencial del agua que es la que prevalece en la parte inferior del perfil, pues esta fluye a estratos más profundos del suelo.

Por lo tanto, las pérdidas de humedad normalizadas, $p(s)$, se obtienen, integrando la ecuación de balance de agua de la siguiente forma:

Ec. 25 Pérdidas de humedad normalizadas

$$p(s) = \frac{E(s)+L(s)}{nZ}$$

$$p(s) = \left\{ \begin{array}{ll} 0 & 0 < s \leq s_h \\ \eta_w \frac{s - s_w}{s_s - s_w} & s_h < s \leq s_w \\ \eta_w + (\eta - \eta_w) \frac{s - s_w}{s_s - s_w} & s_w < s \leq s_s \\ \eta & s_s < s \leq s_{fc} \\ \eta + \frac{K_s}{nZ [e^{\beta(1-s_{fc})} - 1]} [e^{\beta(s-s_{fc})} - 1] & s_{fc} < s \leq 1 \end{array} \right.$$

Ec. 26 Evapotranspiración normalizada

$$\eta_w = \frac{E_w}{nZ}$$

Ec. 27. Evapotranspiración normalizada máxima

$$\eta = \frac{E_{max}}{nZ}$$

Donde $L(s)$ es la percolación, K_s es la conductividad hidráulica del suelo en saturación, Tabla 18; β es un coeficiente obtenido por relaciones entre la evaporación normalizada y la humedad del suelo; s es la humedad del suelo y s_{fc} es la capacidad de campo; S_h y S_w son los niveles de humedad del suelo bajo los cuales solo hay evaporación y que permiten transpiración mínima, respectivamente; n es la porosidad, Z es la profundidad del perfil de suelo, η_w y η normalizaciones de la evapotranspiración a través del suelo.

El valor del coeficiente β , depende del parámetro b que se puede obtener mediante la elaboración de la curva de retención de humedad de Clapp y Hornberger (1978), que Laio et al (2001) utilizó en su modelo para establecer los porcentajes de humedad del suelo referenciados anteriormente. La relación entre el coeficiente β y b , fue calculada en el mismo modelo, usando el modelo de Brooks y Corey (1964), Tabla 18.

Ec. 28 Coeficiente de evaporación normalizada

$$\beta = 2b + 4$$

Teniendo en cuenta que los valores de evaporación y evapotranspiración fueron estimados previamente, se despejó la percolación de las ecuaciones 13 y 14. Además se reemplazaron los parámetros η y η_w aplicando sus equivalencias presentadas en las ecuaciones 23 y 24, por lo tanto, se obtuvieron las siguientes expresiones.

Tabla 18. Parámetros de la curva de retención de humedad f_e , k_s , θ_r , θ_s , α , b , β , s_h , s_w , s^* y S_{fc} por clase textural de suelo.

Texturas	f_e	K_s (cm d ⁻¹)	θ_s	θ_r	α (cm ⁻¹)	b	B	S_h	S_w	S^*	S_{fc}
Arcilla Arenosa	0.240	11.4	0.385	0.117	0.0334	9.59	23.2	0.264	0.334	0.542	0.659
Franco Areno arcilloso	0.260	13.2	0.384	0.063	0.0211	7.20	18.4	0.236	0.307	0.509	0.616
Limo arcilloso	0.250	9.62	0.481	0.111	0.0162	10.4	24.8	0.423	0.468	0.722	0.939
Variadas	0.278	33.5	0.428	0.076	0.0196	5.64	15.2	0.237	0.303	0.504	0.638
Franco Limoso	0.350	18.2	0.439	0.065	0.0051	3.17	13.3	0.307	0.347	0.555	0.727
Limo	0.270	43.8	0.489	0.050	0.0066	3.71	11.4	0.420	0.455	0.713	0.954
Arena y Grava	0.300	105	0.390	0.049	0.0352	3.39	10.8	0.08	0.170	0.33	0.350

Ec. 29. Percolación a estratos profundos

$$L(s) = \left\{ \begin{array}{ll} 0 & 0 < s \leq s_h \\ \frac{s - s_w}{s_s - s_w} E_w - E(s) & s_h < s \leq s_w \\ E_w + (E_{max} - E_w) \frac{s - s_w}{s_s - s_w} - E(s) & s_w < s \leq s_s \\ E_{max} - E(s) & s_s < s \leq s_{fc} \\ E_{max} + \frac{K_s}{[e^{\beta(1-s_{fc})} - 1]} [e^{\beta(s-s_{fc})} - 1] - E(s) & s_{fc} < s \leq 1 \end{array} \right.$$

Según Iturbe et al (1999), la humedad del suelo, se puede estimar como usando el contenido de humedad θ y la porosidad, por lo tanto, de esa forma se establecieron relaciones con los valores de s , teniendo en cuenta que los contenidos de humedad equivalente, fueron definidos previamente. Empleando las referenciadas relaciones al final se determinó el contenido de humedad que será presentado en la ultima sección.

Con toda la información presentada anteriormente, se procedió a calcular la percolación, $L(s)$, por día, entre los años 1977 y 2015, la cual fluctua para la mayoría

de los perfiles entre los 0 mm y 6 mm, aunque las tendencias muestran que en los valores globales, la tasa de percolación es mayor en texturas gruesas.

10.1.3. Almacenamiento de agua en el suelo

Empleando los datos de infiltración diaria, sustrayéndoles la percolación, se determinó el almacenamiento de agua en el suelo, para la misma escala temporal entre los años 1977 y 2015.

En general se observa como los suelos de texturas gruesas tienen la tendencia a almacenar mayor cantidad de agua por unidad volumétrica de suelo, que los de texturas finas. Sin embargo, este aspecto no se cumple al comparar los resultados de la Arcilla Limosa con los del Limo, ya que se ve que la primera, siendo menos porosa, tiene mayores valores de almacenamiento de agua, lo cual, se debe a que la altura del perfil de suelo en ese caso es mayor, lo que aumenta la capacidad máxima de almacenamiento de este suelo a pesar de que es menos permeable. En general el almacenamiento máximo de los suelos de la cuenca oscila entre 114 mm y 338 mm (Ver apéndice 5: sección Clima_HumedadSuelo).

10.2. CONTENIDO DE HUMEDAD A ESCALA ESPACIAL Y TEMPORAL Y SUS RELACIONES CON OTROS PARAMETROS.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos en los análisis de la infiltración y el almacenamiento de agua por clases texturales, se puede establecer la variabilidad espacial y temporal de la humedad en los suelos de la cuenca, parámetro que es fundamental para entender su hidromecánica y los efectos que tienen las condiciones meteorológicas en su dinámica. El análisis del contenido de humedad del suelo en la cuenca, es un insumo para entender la dinámica de producción y

transporte de sedimentos asociada a eventos de deslizamiento, que se presentan frecuentemente en toda la región, (Paolini et al., 2002).

Se determinó entonces el contenido de humedad para cada perfil de suelo, como una relación directa entre el volumen de agua y el volumen de suelo. Para cada perfil se han obtenido datos diarios del contenido de humedad entre los años 1977 y 2015, notándose su relación directa con los niveles de precipitación, por lo cual, fenómenos climáticos interanuales e intermensuales que afectan los regímenes de lluvia deben incidir en el parámetro. Esta condición puede ser mucho más evidente durante cambios extremos en los niveles de la precipitación, que ocurren en los ENSO, ya descritos en la sección 4. Por lo tanto, para identificar y cuantificar dichos efectos se han analizado las series temporales medidas en años con y sin ENSO, para diferentes clases texturales de la cuenca. Se espera entonces que cuando haya reducciones extremas en las lluvias, durante la ocurrencia del fenómeno del Niño, los valores del contenido de humedad promedio del suelo en toda la cuenca, tiendan a ser más bajos, y que lo opuesto ocurra en los fenómenos de La Niña. Con este objetivo, se elaboraron las funciones de distribución de los contenidos de humedad diarios obtenidos para datos de 3 años con fenómenos del Niño (1992-1997-2015), La Niña (1999, 2010 y 2011) y normales (2006, 2007, 2008). Se debe tener en cuenta que como en muchos periodos el suelo se llega a la saturación total, se repite el valor máximo en muchas oportunidades, por lo cual, la función de distribución se representó sólo para valores inferiores a la saturación (ver figura 29).

Los valores bajos de θ tienen mayor probabilidad de ocurrencia, en años con fenómeno del Niño, probabilidad media en años sin ENSO y probabilidad baja en años con fenómeno de La Niña, descartando los contenidos de humedad de saturación, que en todos los años se repiten en diferentes ocasiones, por lo cual su probabilidad de ocurrencia está entre 0.2 y 1. Lo anterior comprueba que el



contenido de humedad es directamente proporcional al nivel de precipitación (Poveda et al., 2001a).

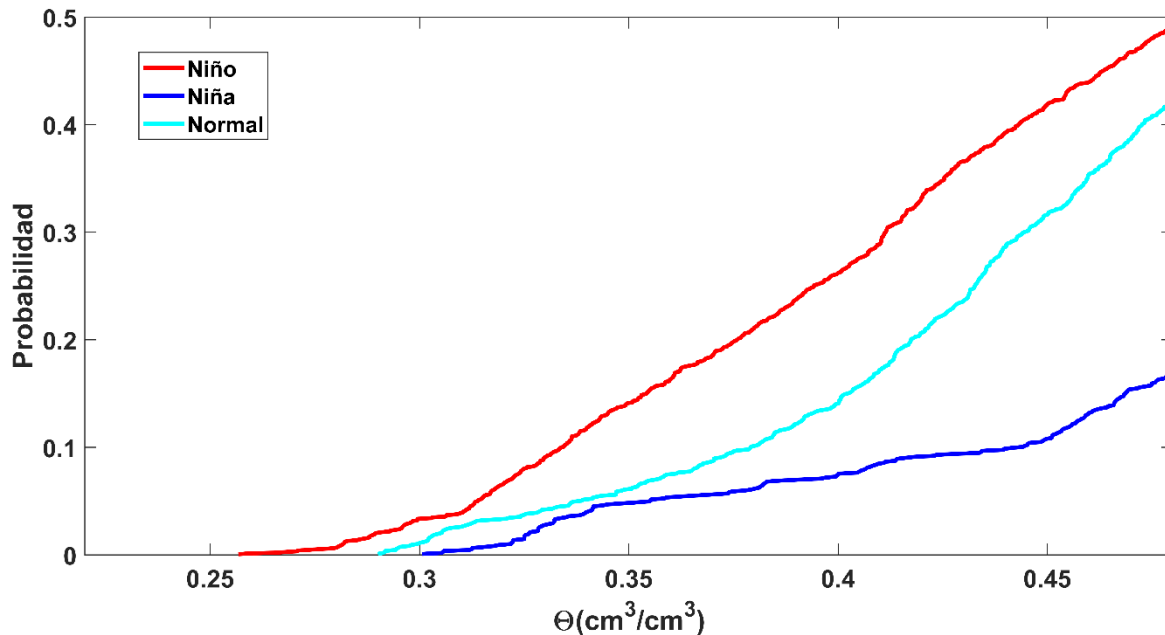


Figura 29. Funciones de distribución del contenido de humedad diaria para años Niño (1992, 1997, 2015), Sin ENSO (2006, 2007, 2008) y la Niña (1999, 2011 (La Niña), para los perfiles de suelo que tienen como clase textural predominante la Franco Areno-Arcillosa.

También, se representaron en un gráfico de cajas y bigotes, los valores de θ asociados a los años con ENSO y sin ENSO, y se evaluó la diferencia entre los datos correspondientes al mismo día y mes, de años con y sin fenómeno ENSO, con la realización de un test Anova (Zanchettin et al., 2008), lo anterior se resume en la figura 30.

Los resultados de la prueba Anova, indican que los datos de contenido de humedad son sustancialmente distintos para años con fenómenos del Niño, La Niña y normales. Además, el gráfico de cajas y bigotes muestra que el contenido de



humedad del suelo es mayor y menor en fenómenos de La Niña y el Niño, respectivamente.

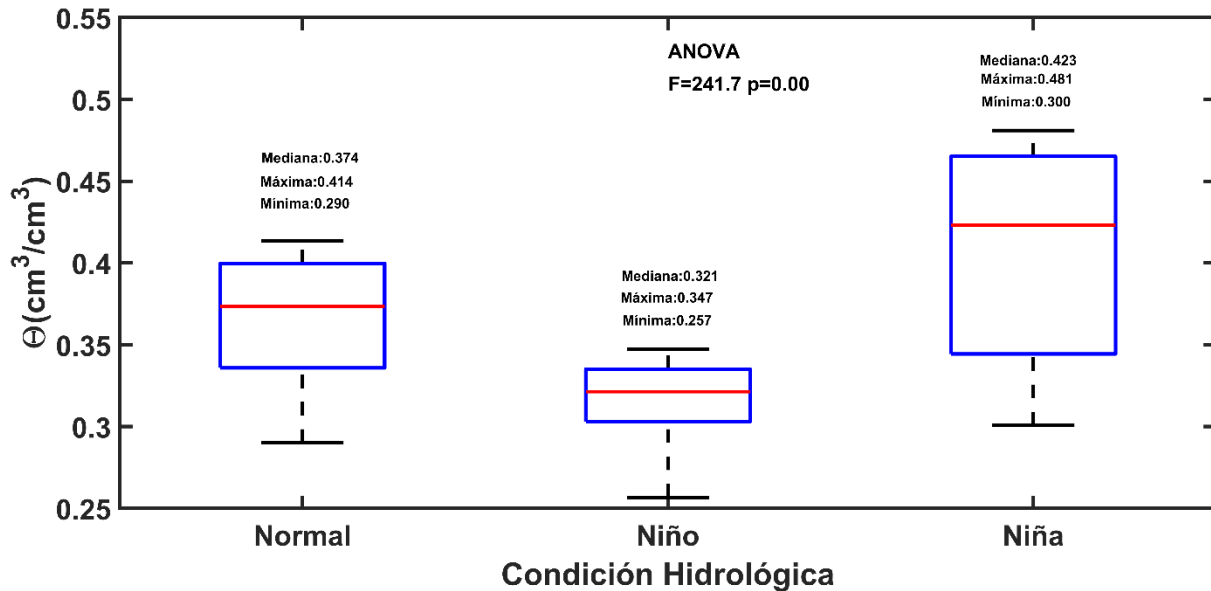


Figura 30. Gráfico de cajas y bigotes de los contenidos de humedad diaria para años Niño (1992, 1997, 2015), Sin ENSO (2006, 2007, 2008) y la Niña (1999, 2011 (La Niña), y resultados de la prueba Anova para las mismas matrices. La línea roja representa la mediana, la azul delimita los datos entre los percentiles 25 y 75, y los extremos están delimitados con la línea negra.



REFERENCIAS

- Ackerman, C. T., Jensen, M. R., & Brunner, G. W. (2009). *New Floodplain Delineation Capabilities in HEC-RAS*. 1-7. [https://doi.org/10.1061/41036\(342\)291](https://doi.org/10.1061/41036(342)291)
- Alley, W. M. (1984). On the Treatment of Evapotranspiration, Soil Moisture Accounting, and Aquifer Recharge in Monthly Water Balance Models. *Water Resources Research*, 20(8), 1137-1149. <https://doi.org/10.1029/WR020i008p01137>
- Andreoli, R. V., & Kayano, M. T. (2005). ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. *Int. J. Climatol.*, 25(15)(15), 2017-2030. <https://doi.org/10.1002/joc.1222>
- Ayuso-Muñoz, J. L., García-Marín, A. P., Ayuso-Ruiz, P., Estévez, J., Pizarro-Tapia, R., & Taguas, E. V. (2015). A More Efficient Rainfall Intensity-Duration-Frequency Relationship by Using an “at-site” Regional Frequency Analysis: Application at Mediterranean Climate Locations. *Water Resources Management*, 29(9), 3243-3263. <https://doi.org/10.1007/s11269-015-0993-z>
- Brooks, R. H., & Corey, A. T. (1964). *Hydraulic properties of porous media*. University of Colorado.
- Chapman, T. G., & Maxwell, A. I. (1996). Baseflow Separation—Comparison of Numerical Methods with Tracer Experiments. *Hydrology and Water Resources Symposium 1996: Water and the Environment; Preprints of Papers*, 23, 539-545. <https://doi.org/10.3316/informit.360361071346753>
- Chaves C., B., & Jaramillo R., A. (1998). Regionalización de la temperatura del aire en Colombia. *Cenicafé*, 49(3), 224-230.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1993). *Hidrología aplicada*. McGraw-Hill.
- Clapp, R., & Hornberger, G. (1978). Empirical equation for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14(8), 601-604.
- Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2), 507-515. <https://doi.org/10.1002/hyp.5675>
- Eckhardt, K. (2008). A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352(1), 168-173. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.005>
- Forero Duarte, G. (2004). *Análisis de la variación temporal de la carga sólida medida en el Río Magdalena en el sector: Puerto Salgar—La Gloria*. IDEAM.

- Froehlich, D. C. (1995). Intermediate-Duration-Rainfall Intensity Equations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 121(10), 751-756. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1995\)121:10\(751\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1995)121:10(751))
- García-Marín, A. P., Ayuso-Muñoz, J. L., Taguas-Ruiz, E. V., & Estevez, J. (2011). Regional analysis of the annual maximum daily rainfall in the province of Malaga (southern Spain) using the principal component analysis. *Water and Environment Journal*, 25(4), 522-531. <https://doi.org/10.1111/j.1747-6593.2011.00251.x>
- Gómez, J., & Cadena, M. (2017). *Validación de las fórmulas de evapotranspiración de referencia (ET_o) para Colombia*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), Subdirección de Meteorología.
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1982). Estimating Potential Evapotranspiration. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 108(3), 225-230. <https://doi.org/10.1061/JRCEA4.0001390>
- He, S., Li, S., Xie, R., & Lu, J. (2016). Baseflow separation based on a meteorology-corrected nonlinear reservoir algorithm in a typical rainy agricultural watershed. *Journal of Hydrology*, 535, 418-428. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.010>
- Holdridge, L. R. (1967). *Life zone ecology* (Rev. ed.). Tropical Science Center.
- Hosking, J. R. M., & Wallis, J. R. (2005). *Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments*. Cambridge University Press.
- IDEAM. (2017). *IDEAM [Tramites y Servicios]*. IDEAM. <http://www.ideam.gov.co/web/atencion-y-participacion-ciudadana/tramites-servicios>.
- Jiang, F., Zhang, W., Geng, X., Stuecker, M. F., & Liu, C. (2019). Impacts of Central Pacific El Niño on Southern China Spring Precipitation Controlled by its Longitudinal Position. *Journal of Climate*, 32(22), 7823-7836. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0266.1>
- Laio, F., Porporato, A., Fernandez-Illescas, C. P., & Rodriguez-Iturbe, I. (2001). Plants in water-controlled ecosystems: Active role in hydrologic processes and response to water stress: IV. Discussion of real cases. *Advances in Water Resources*, 24(7), 745-762. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(01\)00007-0](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(01)00007-0)
- Laio, F., Porporato, A., Ridolfi, L., & Rodriguez-Iturbe, I. (2001). Plants in water-controlled ecosystems: Active role in hydrologic processes and response to water stress: II. Probabilistic soil moisture dynamics. *Advances in Water Resources*, 24(7), 707-723. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(01\)00005-7](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(01)00005-7)
- Martos-Rosillo, S., Rodríguez-Rodríguez, M., Pedrera, A., Cruz-San Julián, J. J., & Rubio, J. C. (2013). Groundwater recharge in semi-arid carbonate aquifers under intensive use: The Estepa Range aquifers (Seville, southern Spain). *Environmental Earth Sciences*, 70(6), 2453-2468. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2288-0>



- McMahon, T. A., Peel, M. C., Lowe, L., Srikanthan, R., & McVicar, T. R. (2013). Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: A pragmatic synthesis. *Hydrology & Earth System Sciences*, 17(4), 1331-1363. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1331-2013>
- Murphy, P. G., & Lugo, A. E. (1986). Ecology of Tropical Dry Forest. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, 17, 67-88.
- Nanía, L. S., & Gómez Valentín, M. (2006). *Ingeniería Hidrológica*. (Segunda Edición). Grupo Editorial Universitario.
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10 (3)(3), 282-290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Nikulin, M. S. (1974). Chi-Square Test for Continuous Distributions with Shift and Scale Parameters. *Theory of Probability & Its Applications*, 18(3), 559-568. <https://doi.org/10.1137/1118069>
- NOAA. (2021a). *What are El Nino and La Nina?* [What are El Nino and La Nina?]. Ocean Facts. <https://oceanservice.noaa.gov/facts/ninonina.html>
- NOAA, N. C. P. (2021b). *NOAA's Climate Prediction Center*. https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php
- Ochoa, A., & Poveda, G. (2004). *Diagnostics of Spatial Distribution of Climate Change Signals in Colombia*. 6. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3175.2162>
- Paolini, L., Sobrino, J. A., & Jimenez Muños, J. C. (2002). *Detección de deslizamientos de ladera mediante imágenes Landsat TM: El impacto de estos disturbios sobre los bosques subtropicales del noroeste de Argentina*. <https://ri.conicet.gov.ar/handle/11336/105125>
- Poveda, G., Jaramillo, A., Gil, M. M., Quiceno, N., & Mantilla, R. I. (2001a). Seasonally in ENSO-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia. *Water Resources Research*, 37(8), 2169-2178. <https://doi.org/10.1029/2000WR900395>
- Poveda, G., Jaramillo, A., Gil, M. M., Quiceno, N., & Mantilla, R. I. (2001b). Seasonally in ENSO-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia. *Water Resour. Res.*, 37 (8)(8), 2169-2178. <https://doi.org/10.1029/2000WR900395>
- Ren, H.-L., & Jin, F.-F. (2011). Niño indices for two types of ENSO. *Geophysical Research Letters*, 38(4). <https://doi.org/10.1029/2010GL046031>
- Rinaldo, A., Beven, K. J., Bertuzzo, E., Nicotina, L., Davies, J., Fiori, A., Russo, D., & Botter, G. (2011). Catchment travel time distributions and water flow in soils. *Water Resources Research*, 47(7). <https://doi.org/10.1029/2011WR010478>

- Ritter, A., & Muñoz-Carpena, R. (2013). Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *J. Hydrol.*, 480, 33-45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004>
- Rodriguez-Iturbe, I., Porporato, A., Ridolfi, L., Isham, V., & Coxi, D. R. (1999). Probabilistic modelling of water balance at a point: The role of climate, soil and vegetation. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 455(1990), 3789-3805. <https://doi.org/10.1098/rspa.1999.0477>
- Rueda, Ó., & Poveda, G. (2006). Variabilidad espacial y temporal del chorro del Chocó y su efecto en la hidroclimatología del Pacífico Colombiano. *Meteorología Colombiana*, 10, 132-145.
- Samani, Z. (2000). Estimating Solar Radiation and Evapotranspiration Using Minimum Climatological Data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126(4), 265-267. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2000\)126:4\(265\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2000)126:4(265))
- Sanders, L. L. (1998). *A manual of field hydrogeology* / (Upper Saddle River, N.J.). Prentice Hall.
- Schaap, M. G., Leij, F. J., & van Genuchten, M. Th. (2001). rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251(3), 163-176. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00466-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00466-8)
- Sotelo, G. (2002). *Hidráulica de Canales. Capítulo 5 Del Manual de Ingeniería de Ríos*. UNAM.
- Toro-Trujillo, A. M., Arteaga-Ramírez, R., Vázquez-Peña, M. A., & Ibáñez-Castillo, L. A. (2015). Modelos para estimar la evapotranspiración de referencia en la zona norte bananera del Urabá Antioqueño (Colombia). *Agrociencia*, 49(8), 821-836.
- Urrea, V., Ochoa, A., & Mesa, O. (2019). Seasonality of Rainfall in Colombia. *Water Resources Research*, 55(5), 4149-4162. <https://doi.org/10.1029/2018WR023316>
- Van Genuchten, M. T. (1980). *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. 44, 892-898.
- Velez, J., Poveda, G., Mesa, O., Hoyos, C., Mejia, J., QUEVEDO, D. I., Salazar Velásquez, L., & Vieira, S. (2002). Aplicación de diferentes metodologías para estimación de curvas Intensidad – Frecuencia – Duración en Colombia. *Meteorología Colombiana*, 6, 91-100.
- Vélez, M. V., & Rhenals, R. L. (2008). Determinación de la recarga con isótopos ambientales en los acuíferos de Santa Fe de Antioquia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 24, 37-54.



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

CAPÍTULO 2: HIDROMETEOROLOGÍA



- Wang, L. (2017). Weakened interannual variability of the contrast in rainfall between the eastern equatorial Pacific and equatorial Atlantic since 2000. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 10(3), 198-205. <https://doi.org/10.1080/16742834.2017.1286632>
- Yi, X. (2011). A Dam Break Analysis Using HEC-RAS. *Journal of Water Resource and Protection*, 2011. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2011.36047>
- Zanchettin, D., Franks, S. W., Traverso, P., & Tomasino, M. (2008). On ENSO impacts on European wintertime rainfalls and their modulation by the NAO and the Pacific multi-decadal variability described through the PDO index. *International Journal of Climatology*, 28(8), 995-1006. <https://doi.org/10.1002/joc.1601>

CAPÍTULO 3: PRODUCCIÓN Y MOVILIZACIÓN DE SEDIMENTOS

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

Elaborado por:

Juan Pablo García Montoya

Tutores:

Tom Vanwalleghem

Juan Vicente Giráldez Cervera



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

Córdoba (España), 2018

ORIGINAL



ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	8
2. PERDIDAS DE SUELO POR EROSIÓN DIFUSA.....	8
2.1. EROSIVIDAD DE LA LLUVIA, (R).....	9
2.2. FACTOR DE ERODIBILIDAD DEL SUELO (K).....	11
2.3. FACTOR TOPOGRAFICO (LS).....	13
2.4. FACTOR DE COBERTURA DEL SUELO (C).....	15
2.4.1. Descarga y procesamiento de imágenes satelitales de la cobertura vegetal de la cuenca. 16	
2.4.2. Determinación del índice NDVI.....	20
2.4.3. Establecimiento del Factor C a partir de los resultados NDVI.....	23
2.5. FACTOR DE PROTECCIÓN (P).....	24
2.6. DETERMINACIÓN DE LA PÉRDIDA POTENCIAL DE SUELO.....	25
3. ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA EROSIÓN EN LA CUENCA.....	26
3.1. EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL INDICE NDVI.....	27
3.2. EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL FACTOR DE COBERTURA DEL TERRENO C.....	29
3.3. VARIACIÓN TEMPORAL DE LA PÉRDIDA POTENCIAL DE SUELO.....	31
4. ANÁLISIS DE LOS REGISTROS DE LA CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS.....	32
5. RELACIONES REGIONALES ENTRE CONCENTRACIÓN DE SÓLIDOS SUSPENDIDOS Y TURBIDEZ.....	36
6. DETERMINACIÓN DE CARGA DE SEDIMENTOS TRANSPORTADOS POR EL RÍO TONUSCO.....	37
7. MODELACIÓN DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN Y GENERACIÓN DE SEDIMENTOGRAMAS.....	43
7.1. ESTIMACIÓN DE CONCENTRACIONES MÁXIMAS DE SEDIMENTO.....	43
7.2. TIEMPO DE VIAJE DE LOS SEDIMENTOS.....	45
7.2.1. Relaciones hidráulicas y geométricas.....	46
7.2.2. Factor de intermitencia.....	49
7.2.3. Factor de escala para el transporte de arena.....	52
7.2.4. Tiempo de viaje.....	55
8. CONSTRUCCIÓN SEDIMENTOGRAMA UNITARIO.....	56



UNIVERSIDAD DE CORDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

CAPÍTULO 3: PRODUCCIÓN Y MOVILIZACIÓN DE SEDIMENTOS



Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola
UNIVERSIDAD DE CORDOBA

8.1. ESTIMACIÓN DEL TIEMPO DE VIAJE DE LAS PARTICULAS Y EL TIEMPO DE OCURRENCIA DE LA CARGA MÁXIMA DEL SEDIMENTOGRAMA.	56
8.2. DETERMINACIÓN DE CARGAS Y CONCENTRACIONES POR PERIODO DE RETORNO.	59
9. CARGA DE FONDO	61
REFERENCIAS.....	65



LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Clases texturales identificadas en la cuenca y sus respectivos diámetros medios y contenidos de materia orgánica.12

Tabla 2. Valores del factor m de acuerdo con rangos de la pendiente del terreno.14

Tabla 3. Estimación de los parámetros m, L y S promedio para cada intervalo de pendiente, a partir de los datos topográficos determinados en la cuenca.....15

Tabla 4. Valores del factor C en algunos tipos de cubierta.....17

Tabla 5. Características principales de los satélites usados como fuente de información17

Tabla 6. Imágenes satelitales Landsat analizadas en el presente estudio.....18

Tabla 7. Factores de cobertura del terreno C, asignados para la cuenca del río Tonusco.....23

Tabla 8. Registros de turbidez y periodo de operación en bocatomas de sistemas de acueducto....33

Tabla 9. Aportación de sedimentos por unidad de superficie y tiempo, SY, en varios afluentes de las cuencas de los ríos Magdalena y el Cauca.....41

Tabla 10. Aportación de sedimentos por unidad de superficie y tiempo, SY, en varios ríos del planeta.....42

Tabla 11. Valores de los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad evaluadas, incluyendo estadísticos usados para estimar la bondad de los ajustes.....45

Tabla 12. Concentraciones y cargas máximas de sedimento para diversos periodos de retorno usando la fdp lognormal45

Tabla 13. Relaciones entre los parámetros hidráulicos y geométricos.49

Tabla 14. Relaciones entre los parámetros hidráulicos y geométricos con el área de la cuenca.....49

Tabla 15. Determinación del factor de escala para el transporte de arena.55

Tabla 16. Parámetros del sedimentograma para la estimación del tiempo máximo.....58

**LISTA DE FIGURAS**

Figura 1. Distribución espacial de la erosividad de la lluvia R promedio, para la cuenca del río Tonusco, obtenida con todos los datos anuales del periodo comprendido entre 1977 y 2015	10
Figura 2. Evolución de los valores anuales de la erosividad R y la precipitación en la cuenca del río Tonusco.	11
Figura 3. Principales clases texturales de los suelos de la cuenca del río Tonusco, según datos del IGAC, escala 1:100000.....	13
Figura 4. Distribución espacial del factor erodibilidad, K , en $Mg\ h\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$, en la cuenca del río Tonusco.	14
Figura 5. Mapa de los factores de topográficos LS , estimados para la cuenca del río Tonusco.	16
Figura 6. Imágenes en infrarrojo de la cuenca del río Tonusco para los años, 1986 (A), 1997 (B), 2009 (C), 2015 (D) y 2019 (E), respectivamente.....	19
Figura 7. Imágenes satelitales con corrección atmosférica, por nubosidad y franjas oscuras en infrarrojo de la cuenca del río Tonusco para los años, 1986 (A), 1997 (B), 2009 (C), 2015 (D) y 2019 (E) respectivamente.	19
Figura 8. Índice NDVI, para la cuenca del Tonusco en los años 1986 (A), 1997 (B), 2009 (C), 2015 (D) y 2019 (E).....	20
Figura. 9. Cambios espaciales del NDVI, periodos húmedos (A), secos (B) y la comparación de sus resultados con la realización de una prueba ANOVA (C).	21
Figura 10. Variabilidad espacial del índice NDVI, para la cuenca del Tonusco en los años 1986 (A), 1997 (B), 2015 (C) y 2019 (D).	22
Figura 11. Relación obtenida entre el factor cubierta, C , y el índice NDVI.....	24
Figura 12. Distribución de la pérdida de suelo A , en la cuenca del río Tonusco, evaluada con la ecuación RUSLE, estimada comparativamente para los años 1997 (A) y 2015 (B).....	25
Figura 13. Evolución de porcentajes coberturas del terreno asociados a valores del NDVI, entre los años 1986 y 2019 en la cuenca del Tonusco.....	28
Figura 14. Funciones de distribución de probabilidad construidas con los valores anuales del factor C , representadas en escala logarítmica.....	29
Figura 15. Cambios del factor C promedio de la cuenca con respecto al tiempo.	30
Figura 16. Variabilidad de la pérdida potencial anual del suelo.	31
Figura 17. Series de caudal y concentración de sólidos en suspensión registrados diariamente en la cuenca del Río Tonusco, entre los años 1977 y 2015.....	33
Figura 18. Turbidez medida en la quebrada La Pena (A), quebrada La Muñoz (B) y quebrada La Sopetrana (C) abastecedoras de los sistemas de acueducto de Santa Fe de Antioquia, San Jerónimo y Sopetrán, y localizadas dentro de las cuencas de los ríos Tonusco, Aura y La Sopetrana, respectivamente.....	34
Figura 19. Evolución de la cobertura vegetal según los análisis NDVI, para la cuenca de la quebrada La Pená afluente del río Tonusco, entre los años 1986, 1997, 2015 y 2019.	35
Figura 20. Sitio de medida, Río Tonusco.....	37
Figura 21. Relaciones entre la turbidez T y la concentración de sólidos en suspensión CSS en el río Tonusco, cerca de su desembocadura en el río Cauca.....	38
Figura 22. Carga de sedimentos estimada en el Río Tonusco con los registros de la estación La Galera (A), caudales Q (B) y precipitación media diaria P obtenida con la interpolación de los registros de lluvia de las estaciones meteorológicas evaluadas (C), durante el periodo comprendido entre 1977 y 2015.....	39
Figura 23. Comparación entre la precipitación (P), caudal medio (Q) y la masa de sedimentos transportados anuales en el Río Tonusco (W), entre 1977 y 2015.....	40
Figura 24. Producción de sedimentos por unidad de superficie en la cuenca del Río Tonusco.....	41



Figura 25. Comparación entre los ajustes de algunas funciones de distribución de probabilidad como la lognormal (A), exponencial (B), Pareto (C), GEV (D), Weibull (E) y normal (F) para valores extremos y la probabilidad estimada de los datos observados.....44

Figura 26. Relaciones ancho del canal (A), calado (B) y velocidad de flujo (C) con el caudal medio.47

Figura 27. Relaciones entre caudales y las superficies de las cuencas tributaria.48

Figura 28. Variabilidad del esfuerzo cortante τ en el lecho de cada uno de los tramos evaluados en el cauce principal (Longitud L).....52

Figura 29. FDP de las relaciones de la concentración de sedimento acarreado por tramo de río obtenidas en función de diferentes caudales y velocidades flujo.54

Figura 30. Mapa de isócronas asociado al tiempo de viaje de las arenas de 0.2 mm de diámetro medio.....56

Figura 31. Porcentajes de contribución de sedimento acumulados con respecto al tiempo de viaje.57

Figura 32. Sedimentogramas de flujo y carga unitaria.60

Figura 33. Sedimentogramas asociados a la escorrentía generada por periodo de retorno.....60

Figura 34. Cargas y concentraciones de fondo diarias expresadas en $Gg d^{-1}$ y kg/m^3 , entre los años 1977 y 2015, para el río Tonusco.63

Figura 35. Cargas de fondo anuales expresadas en Gg , entre los años 1977 y 2015, para el río Tonusco.64

**LISTA DE ECUACIONES**

Ec. 1. Ecuación RUSLE.....	8
Ec. 2 Erosividad de la Lluvia.....	9
Ec. 3. Relación energía cinética asociada a la intensidad de la lluvia.....	9
Ec. 4. Erodibilidad K.....	12
Ec. 5. Longitud de la pendiente.....	13
Ec. 6. Factor m dependiente de la pendiente.....	14
Ec. 7. Índice NDVI.....	16
Ec. 8. Masa acarreada de sedimentos.....	38
Ec. 9. tiempo de viaje de partículas por tramo de cauce.....	46
Ec. 10. Relaciones velocidad y calado con el área de flujo.....	46
Ec. 11. Tiempo total de tránsito de sedimentos.....	46
Ec. 12. Relación ancho del cauce y caudal.....	49
Ec. 13. Relación calado y caudal.....	49
Ec. 14. Relación velocidad y caudal.....	49
Ec. 15. Relación caudal y área.....	49
Ec. 16. Relación ancho del cauce y área.....	49
Ec. 17. Relación calado y área.....	49
Ec. 18. Relación velocidad y área.....	49
Ec. 19. Factor de intermitencia.....	50
Ec. 20. Carga media volumétrica de arena.....	50
Ec. 21. Carga volumétrica de arena por tramo.....	50
Ec. 22. Relación normalizada de la carga volumétrica de arena.....	50
Ec. 23. Esfuerzo cortante normalizado sobre el lecho.....	50
Ec. 24. Esfuerzo cortante sobre el lecho.....	51
Ec. 25. Diámetro normalizado de la partícula.....	52
Ec. 26. Velocidad de sedimentación.....	52
Ec. 27. Velocidad de corte.....	53
Ec. 28. Relación entre la velocidad de flujo y corte.....	53
Ec. 29. Ecuación de Rouse.....	53
Ec. 30. Número de Rouse.....	54
Ec. 31. Tiempo en el que aparece el valor máximo de la concentración de sedimentos.....	58
Ec. 32. Parámetro de circulación de sedimentos.....	58
Ec. 33. Función de flujo unitario sólido.....	59
Ec. 34. Erosión del lecho.....	61
Ec. 35. Ecuación Bagnold.....	61
Ec. 36. Parámetro de eficiencia de Bagnold.....	61
Ec. 37. Concentración de equilibrio.....	61
Ec. 38. Parámetro de transporte.....	62
Ec. 39. Deposición de sedimentos en el lecho.....	62

1. INTRODUCCIÓN

La pérdida de suelo en la cuenca del río Tonusco se debe principalmente a la erosión hídrica y a deslizamientos en la ladera de la parte alta de esta. Los sedimentos generados son movilizados por la escorrentía y dependiendo de su energía, son transportados hasta zonas de acumulación o entregados a la red fluvial de la cuenca. Estos últimos son acarreados por el flujo de las aguas del río, junto con otros sólidos procedentes del lecho y la socavación de las márgenes del cauce.

En este capítulo se presenta un modelo de estimación de las pérdidas de suelo producidas por la erosión hídrica y se analiza la dinámica del transporte de sedimentos en las series temporales de la concentración de sedimentos medidas por las estaciones de aforo.

2. PERDIDAS DE SUELO POR EROSIÓN DIFUSA

Se adopta la ecuación Universal de pérdida de suelo revisada -RUSLE, (Renard et al., 1997), para estimar el valor potencial A por unidad de superficie y tiempo.

Ec. 1. Ecuación RUSLE

$$A = R * K * LS * C * P$$

Donde R representa la agresividad de la lluvia, o erosividad; K, la susceptibilidad del suelo, o erodibilidad; LS, la influencia del relieve representada por el efecto combinado de la longitud L y la inclinación, S, de las laderas; C, la protección de la

superficie del suelo por la vegetación y el relieve , o microrrelieve; y P la protección de algunas prácticas de conservación.

2.1. EROSIVIDAD DE LA LLUVIA, (R).

El factor de erosividad generado por la lluvia, R, es un índice climático que caracteriza la energía cinética con la que las gotas llegan a la superficie del suelo, para romper sus agregados y dispersar los fragmentos complementada por un factor de intensidad de lluvia en un periodo determinado. La energía cinética de las gotas puede ser estimada con la ecuación logarítmica de Wischmeier y Smith (1978) o con la exponencial de Brown y Foster (1987), entre otras. Al incluir la intensidad máxima en un intervalo continuo de 30 minutos, se obtiene el coeficiente EI_{30} para cada chubasco, cuya suma anual constituye el valor del factor R.

Para establecer R se adoptan métodos directos e indirectos. Debido a que los primeros requieren registros de precipitación de por lo menos 30 minutos para determinar la energía cinética asociada EI_{30} y sólo se dispone de datos diarios, se escogió el modelo de Kinnell (2014).

Ec. 2 Erosividad de la Lluvia

$$R = \frac{\sum_{n=1}^N (EI_{30})_n}{Y}$$

N es el número de chubascos medidos en Y años.

Para estimar el valor del coeficiente EI_{30} , a escala diaria, P_d , se usó una relación potencial calibrada para cuencas en la región cafetera de Colombia, zona en la que se encuentra el río Tonusco (Hoyos et al., 2005).

Ec. 3. Relación energía cinética asociada a la intensidad de la lluvia

$$EI_{30} = 0.422P_d^{1.769}$$

Los valores de E_{i30} anuales, para cada una de las estaciones pluviométricas utilizadas en la presente investigación, se presentan en la tabla 1.

Los valores anuales del factor R para cada una de las estaciones durante el periodo 1977-2015 se muestran en la figura 1, en la que las erosividades representada en cada punto fueron interpoladas con el metodo de ponderación basado en el inverso de la distancia al cuadrado, IDW.

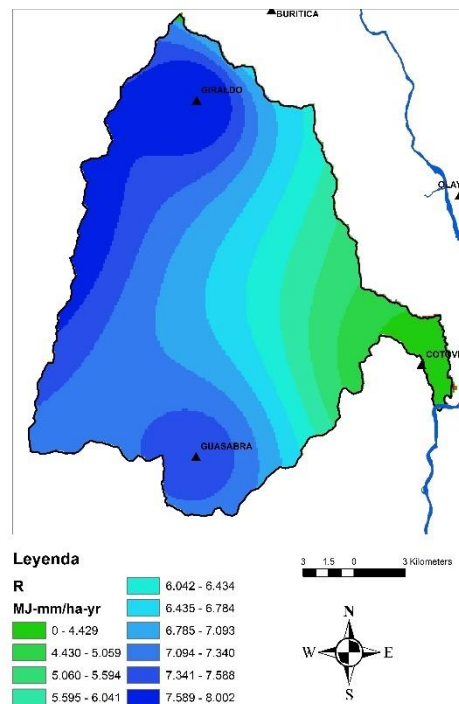


Figura 1. Distribución espacial de la erosividad de la lluvia R promedio, para la cuenca del río Tonusco, obtenida con todos los datos anuales del periodo comprendido entre 1977 y 2015 .

Se observa que el factor de erosividad, R, aumenta proporcionalmente con la elevación, como se observó en el caso de la precipitación media anual.



En la figura 2 se presenta la variabilidad temporal anual del factor R y se compara con los valores de precipitación acumulada.

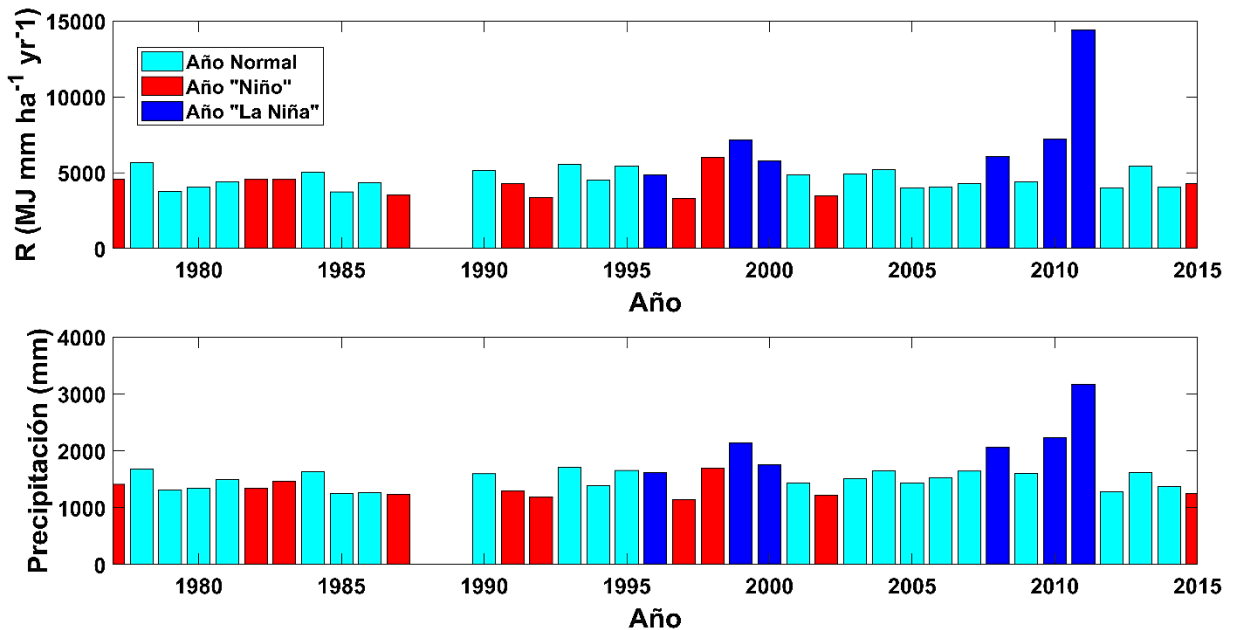


Figura 2. Evolución de los valores anuales de la erosividad R y la precipitación en la cuenca del río Tonusco.

2.2. FACTOR DE ERODIBILIDAD DEL SUELO (K)

El factor K muestra la vulnerabilidad del suelo frente a los esfuerzos cortantes ejercidos por la escorrentía superficial, o por la de la salpicadura de las gotas de lluvia, así como a la presión del impacto de dichas gotas. Aunque no se tiene una información detallada de la distribución del tamaño de las partículas del suelo ni de su contenido de materia orgánica, se pudieron identificar en la cuenca diferentes clases texturales predominantes por región (Tabla 1), de acuerdo con cartografía generada por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, (IGAC, 2019), como se presentó en las secciones 1.3 y 4.2.

Las clases texturales de los suelos de la cuenca se presentan en la figura 3.

Tabla 1. Clases texturales identificadas en la cuenca y sus respectivos diámetros medios y contenidos de materia orgánica.

ID	Clases texturales	Diámetro medio (mm)	Contenido de MO %
1	Arcilla Arenosa	0.113-0.227	0.51-3.99
2	Arcilla Arenosa	0.113-0.227	<0.50
3	Arcilla Arenosa	0.113-0.227	>4.0
4	Franco Areno Arcilloso	0.126-0.254	<0.50
5	Arcilla Arenosa	0.113-0.227	>4.0
6	Arcilla Arenosa	0.113-0.227	<0.50
7	Variadas	<0.002 a 5	<0.50
8	Franco Limoso	0.045-0.0991	<0.50
9	Limo	0.002-0.02	0.51-3.99
10	Franco Areno Arcilloso	0.126-0.254	>4.00
11	Arcilla Arenosa	0.113-0.227	0.51-3.99
12	Franco Areno arcilloso	0.126-0.254	>4.00
13	Arena y Grava	0.25-0.50	>4.00
14	Limo arcilloso	0.014-0.061	>4.00

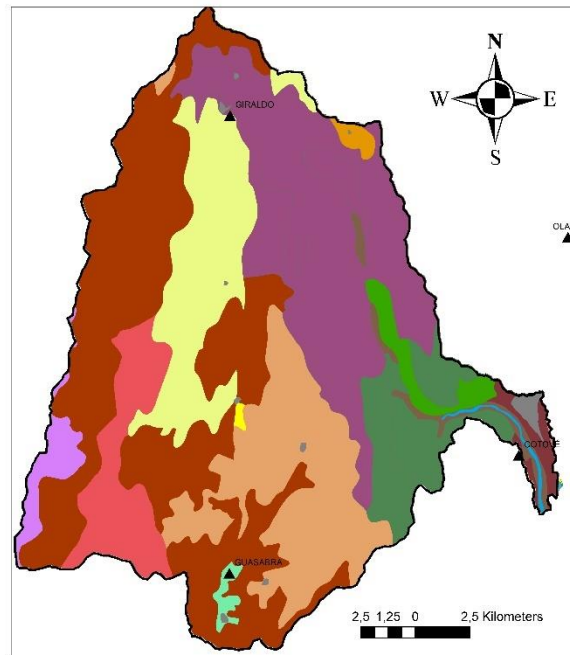
De esta forma se estimaron los valores del factor K para cada clase textural, usando el método de Bonilla y Johnson (2012).

Ec. 4. Erodibilidad K

$$K = 0.0034 + 0.0405 * e^{\left[\frac{-1}{2} \left(\frac{\log Dg + 1.659}{0.7101} \right)^2 \right]}$$

Donde Dg es el diámetro medio geométrico expresado en mm.

Los valores del factor K se resumen en la figura 4. Se observa que los suelos más vulnerables a la erosión se encuentran en la parte alta y media de la cuenca.



Leyenda

Suelos_Tonusco	Franco Areno Arcilloso	Franco Areno Arcilloso
Texturas	Arcilla Arenosa	Arcilla Arenosa
Arcilla Limosa	Arcilla Arenosa	Fraco Areno Arcilloso
Arcilla Arenosa	Franco Limoso	Arena y Grava
Cuerpo de Agua	Variadas	Arcillo Limoso
Arcilla Arenosa	Limo	Zona Urbana

Figura 3. Principales clases texturales de los suelos de la cuenca del río Tonusco, según datos del IGAC, escala 1:100000.

2.3. FACTOR TOPOGRAFICO (LS)

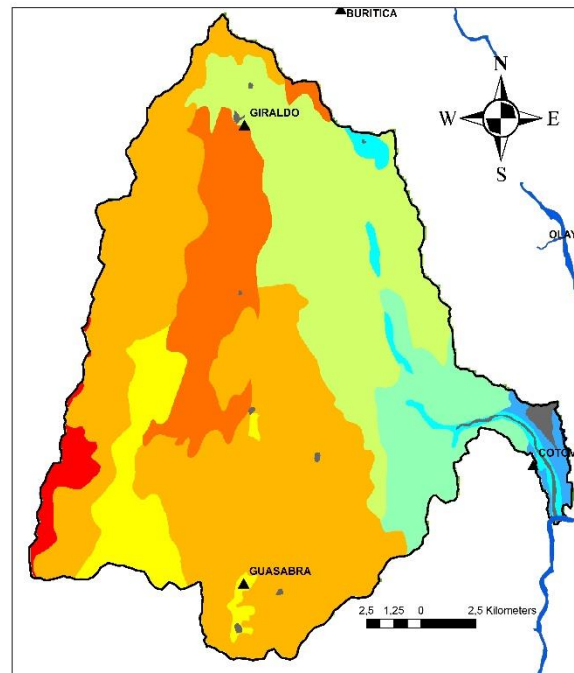
El factor topográfico LS se estimó usando el mapa de pendientes de la cuenca, con el método de Fernández et al (2003).

Ec. 5. Longitud de la pendiente

$$L = \left(\frac{\lambda}{22.1} \right)^m$$



λ es la longitud de la ladera y m es un exponente que depende del valor de la pendiente como se indica en la Tabla 2.



Leyenda

Factor K	
0,0405	0,0195
0,0543	0,0403
0,0529	0,0372
0,0431	0,0313
	0

Figura 4. Distribución espacial del factor erodibilidad, K, en $Mg\ h\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$, en la cuenca del río Tonusco.

Tabla 2. Valores del factor m de acuerdo con rangos de la pendiente del terreno.

intervalo de pendientes (%)	M
≤ 1	0.2
Entre 1.1 y 3.0	0.3
Entre 3.1 y 5.0	0.4
Entre 5.1 y 9.0	0.5
≥ 9.0	$m = \frac{\beta}{\beta + 1}$

Ec. 6. Factor m dependiente de la pendiente

Los valores del factor topográfico están recogidos en la tabla 3.

Tabla 3. Estimación de los parámetros m , L y S promedio para cada intervalo de pendiente, a partir de los datos topográficos determinados en la cuenca

Intervalo de pendientes (%)	ángulo representativo θ (°)	m	L	S	Factor LS
0-3	0.387	0.229	1.07	0.103	0.111
3-7	2.81	0.450	1.15	0.559	0.643
7-12	5.46	0.655	1.23	1.12	1.38
12-25	11.1	0.768	1.28	2.74	3.53
25-50	21.3	0.786	1.35	5.59	7.55
50-75	30.5	0.796	1.44	8.02	11.6
>75	39.8	0.802	1.58	10.2	16.2

Debido a que algunos elementos de ladera tienen pendientes superiores al 50%, la erosión puede eliminar el perfil del suelo. Por lo tanto, se ha puesto un valor limitante para el factor LS, a partir del cual, las pérdidas de suelo se consideran nulas.

Aplicando estas ecuaciones se han obtenido los factores LS por píxel para la cuenca del río Tonusco, de la figura 5. Como cabe esperar, el valor del factor topográfico aumenta con la pendiente del terreno.

2.4. FACTOR DE COBERTURA DEL SUELO (C)

Para determinar el valor del factor de cobertura del suelo, C , se usó el índice diferencial de vegetación normalizado, NDVI, (Normalized Difference Vegetation Index), estimado en las imágenes registradas por sondas instaladas en satélites. La relación entre ambos parámetros, C y NDVI, permite establecer el valor del factor C para cada píxel.

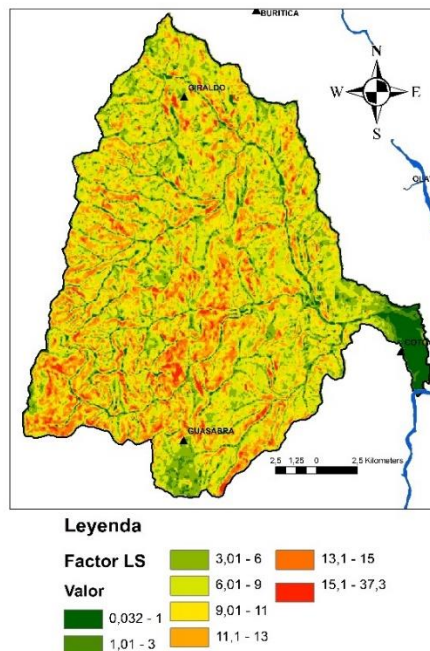


Figura 5. Mapa de los factores de topográficos LS, estimados para la cuenca del río Tonusco.

2.4.1. Descarga y procesamiento de imágenes satelitales de la cobertura vegetal de la cuenca.





El valor del índice NDVI está comprendido entre -1 y 1, (Jensen, 2005). Las zonas sin cobertura vegetal tienen índices cercanos a cero o un valor negativo. El índice se determina con la reflectancia de las regiones del infrarrojo cercano, IRC, y rojo, R, del espectro electromagnético.

Ec. 7. Índice NDVI

$$NDVI = \frac{IRC - R}{IRC + R}$$

Empleando las clasificaciones de la cobertura vegetal, de acuerdo con lo elaborado por Van Der Knijff et al (2000) y Merg et al (2011) se elaboró la tabla 4.

Tabla 4. Valores del factor C en algunos tipos de cubierta

Clasificación	Valor	Color
Agua y suelo duro	<0	
Suelo sin vegetación	0-0.1	
Vegetación Ligera	0.1-0.2	
Vegetación Mediana	0.2-0.4	
Vegetación Alta	0.4-0.6	
Bosque Denso	0.6-1	

Inicialmente, se evaluó el cambio temporal de la cobertura del suelo con las imágenes satelitales de los años 1986, 1991, 1997, 2001, 2009, 2015 y 2019, siguiendo el método de Carvalho y col, (2014).

Las imágenes satelitales fueron tomadas por las sondas Landsat 4-5, Landsat 7 y Landsat 8 y obtenidas del portal Earth Explorer (USGS, 2019). Para el procesamiento de las imágenes, se utilizó el programa ENVI 4.7 (Exelis Visual Information Solutions, 2013). Algunas características de los satélites Landsat empleados, se presentan en la tabla 5.

Tabla 5. Características principales de los satélites usados como fuente de información

Landsat	Fecha inicio	Re-visita (días)	Cruce Ecuatorial
5	01/03/1984	16	9:45 am +/-15 min
7	15/04/1999	16	10:00 am +/-15 min
8	11/02/2013	16	10:00 am +/-15 min

La cobertura vegetal, y, por ende, el NDVI, tienen una relación directa con la variación climática intermensual e interanual, pues la disponibilidad de humedad en el suelo favorece el reverdecimiento y aumento de densidad de esta (Poveda et al., 2001).

Con el fin de obtener un valor representativo del índice NDVI para los años estudiados, se seleccionaron los datos de los meses de transición entre las temporadas de lluvia y sequía, con precipitaciones acumuladas similares. Para evaluar los efectos de la variación intermensual, también se analizaron los cambios del NDVI, en meses secos y húmedos. Además, para facilitar el análisis de las imágenes, se eligieron aquellas con baja nubosidad, tomadas en periodos diurnos. Algunas de las características de las imágenes satelitales descargadas, se presentan en la tabla 6.

Tabla 6. Imágenes satelitales Landsat analizadas en el presente estudio

Satélite Landsat	Año	Observación
5	1986, 1991, 1997	
7	2001, 2009, 2015, 2019	Corrección de imágenes originales por interpolación con herramienta gapfill
8	2017, 2018, 2019	Se prefirieron las imágenes de Landsat 7, debido a que el software disponible tiene mayor cantidad de herramientas para realizar un procesamiento más eficiente de estas imágenes, mientras que las para las procedentes de Landsat 8 hay algunos cálculos y correcciones que se deben hacer de forma manual.

Las imágenes referenciadas, fueron procesadas en el programa ENVI 4.7, luego se cambió la asignación de bandas para que verlas en infrarrojo (ver figura 6).

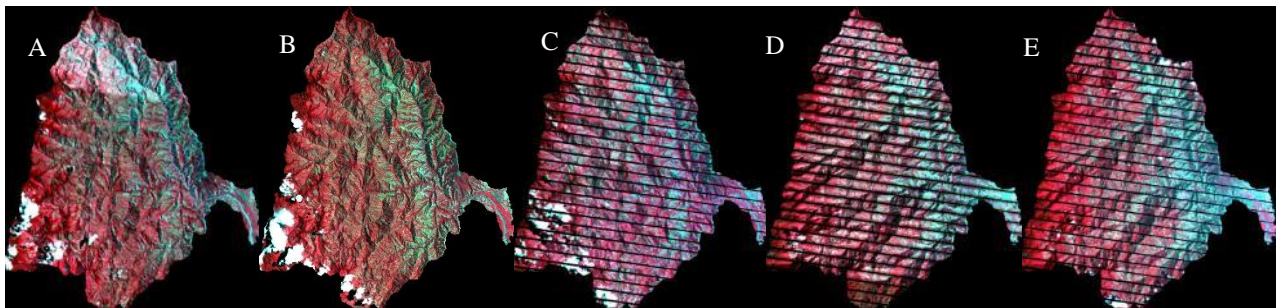


Figura 6. Imágenes en infrarrojo de la cuenca del río Tonusco para los años, 1986 (A), 1997 (B), 2009 (C), 2015 (D) y 2019 (E), respectivamente.

Posteriormente, se realizó la corrección por nubosidad y franjas oscuras que registra el satélite Landsat 7, de las imágenes satelitales, rellenado los espacios a partir de la triangulación con otras imágenes de Landsat 5 y 7 que estuvieran completas en las regiones con problemas y teniendo en cuenta que la fecha de registro fuera cercana a las de los casos evaluados. En la figura 7, se recogen las imágenes procesadas en infrarrojo.

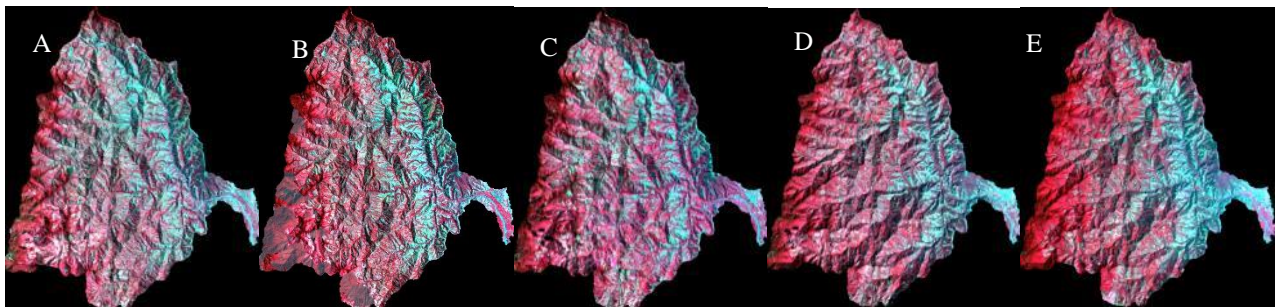


Figura 7. Imágenes satelitales con corrección atmosférica, por nubosidad y franjas oscuras en infrarrojo de la cuenca del río Tonusco para los años, 1986 (A), 1997 (B), 2009 (C), 2015 (D) y 2019 (E) respectivamente.

Se efectuó la corrección atmosférica de las imágenes con el programa ENVI. Las áreas en rojo corresponden a las zonas con abundante vegetación, mientras que aquellas en azul son las de menor densidad de cobertura vegetal.



2.4.2. Determinación del índice NDVI.

Se determinó el índice NDVI y como se muestra en la figura 8. Las áreas claras tienen valores positivos de NDVI, ya que indican la presencia de vegetación, mientras las oscuras tienen valores cercanos a cero o negativos, pues son otro tipo de cobertura.

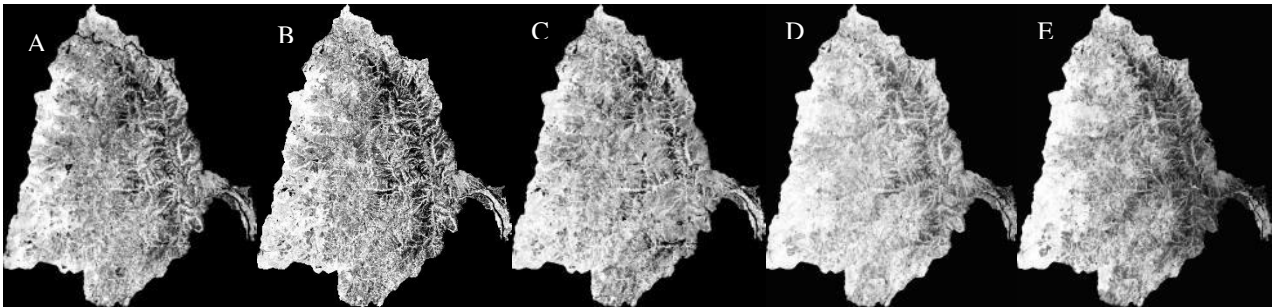


Figura 8. Índice NDVI, para la cuenca del Tonusco en los años 1986 (A), 1997 (B), 2009 (C), 2015 (D) y 2019 (E).

Los resultados NDVI obtenidos fueron clasificados, con la finalidad de identificar con mayor facilidad las zonas que carecen de vegetación y las que cuentan con bosques.

Para evaluar el efecto de reverdecimiento de la vegetación entre periodos secos y húmedos, se analizaron los índices NDVI por píxel de cuenca en estos dos periodos por año evaluado. En la figura 9 se muestra el análisis para el año 1997.

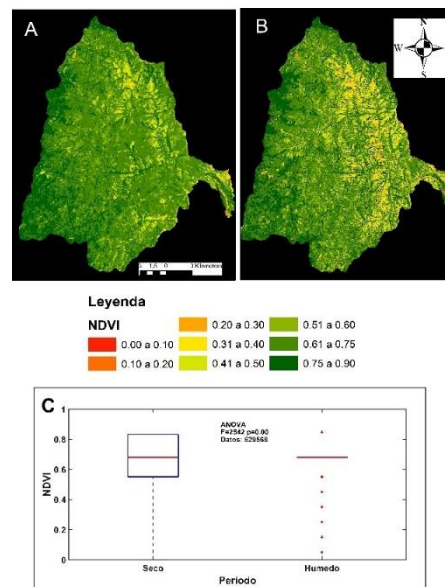


Figura. 9. Cambios espaciales del NDVI, periodos húmedos (A), secos (B) y la comparación de sus resultados con la realización de una prueba ANOVA (C). La línea roja representa la mediana, la azul delimita los datos entre los percentiles 25 y 75, y los extremos están delimitados con la línea negra. Algunos datos por fuera de la delimitación azul se señalan con cruces azules.

Se observa que existe una reducción de la extensión de las zonas con índice NDVI alto, pasando de valores >0.6 , asociados a bosque denso, a valores relacionados con vegetación media y alta, entre 0.3 y 0.5, sobre todo en la zona media de la cuenca. Las reducciones de la extensión de las referenciadas áreas están entre el 5.0% y el 16%. Sin embargo, no hay un crecimiento importante del espectro asociado a suelos sin cobertura vegetal o pasturas (NDVI entre 0 y 0.2), y los cambios en las demás coberturas tampoco son significativos, como lo demuestran los resultados de la prueba ANOVA.

Luego se compararon los valores de los índices NDVI, para cada uno de los años seleccionados, en periodo seco, pues el análisis anterior, demuestra que no hay pérdida de cobertura vegetal apreciable por cambio de las condiciones climáticas, permitiendo entonces evaluar la variabilidad temporal de la misma. En la figura 10, se aprecian los cambios que ha sufrido la cobertura vegetal en el periodo mencionado.

En la tabla 4, se adelantó una clasificación de los resultados, como se observa en la figura 10, advirtiéndose que entre los años 1997 y 2019, se perdió mucha cobertura vegetal, sobre todo en la parte media y baja de la cuenca, lo que agrava los procesos erosivos.

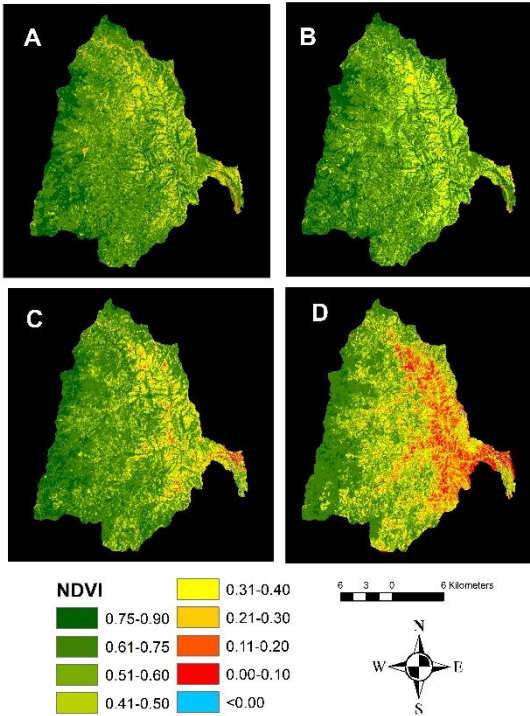


Figura 10. Variabilidad espacial del índice NDVI, para la cuenca del Tonusco en los años 1986 (A), 1997 (B), 2015 (C) y 2019 (D).

2.4.3. Establecimiento del Factor C a partir de los resultados NDVI.

Con el fin de determinar el factor C, se estableció una correlación de éste con los valores del NDVI, empleando los datos obtenidos en el año 2009. Los factores C utilizados corresponden a los valores asignados a parcelas de la cuenca con coberturas conocidas, representadas en el Esquema de Ordenamiento Territorial del municipio de Santa Fe de Antioquia (Escuela de Ingeniería de Antioquia, 2010), según las relaciones presentadas en la tabla 7, establecidas de acuerdo con Van Der Knijff et al (2000) y Carvalho et al (2014). Los índices NDVI correspondientes fueron extractados de los mapas presentados anteriormente para el año 2009. Se debe tener en cuenta que los intervalos de clasificación, según cobertura del suelo, del factor C, fueron establecidos para la ecuación USLE y RUSLE (Renard et al., 1997).

Tabla 7. Factores de cobertura del terreno C, asignados para la cuenca del río Tonusco

Clasificación	NDVI	C
Agua y zona urbana	<0	-
Suelo desnudo	0.00–0.10	0.25–1.0
Vegetación ligera	0.11–0.20	0.20–0.24
Vegetación moderada y/o cultivos	0.21–0.30	0.08–0.19
Vegetación media	0.31–0.40	0.030–0.07
Vegetación alta	0.41–0.50	0.026–0.029
Vegetación densa	0.51–0.60	0.017–0.025
Bosque	0.61–0.75	0.0042–0.016
Bosque denso	0.76–1.0	<0.0041

Se ajustó una función exponencial para caracterizar la relación entre el factor C y el NDVI, con lo que se estimaron los valores correspondientes a cada intervalo del NDVI. Además, se fijaron los valores extremos de cada clasificación, como las equivalencias respectivas entre 0 y 1 de cada parámetro (ver figura 11), de forma similar a lo propuesto por Van Der Knijff et al (2000), y adoptado por Almagro et al (2019) para ecosistemas tropicales.



Empleando la función de correlación entre C y NDVI, se pudo establecer la variación temporal y espacial del factor de cobertura del terreno en la cuenca del río Tonusco, a partir de las estimaciones de los NDVI, para los años 1986, 1991, 1997, 2009, 2015 y 2019. Al igual que en el caso de los valores del índice NDVI, se observa como los valores del factor C asociados a suelos sin cobertura vegetal y con cultivos crecen en la cuenca, mientras que los asociados a zonas con vegetación espesa y los bosques disminuyen con el tiempo. En los capítulos posteriores, se hará un análisis más detallado de la variabilidad temporal del índice NDVI y el factor C.

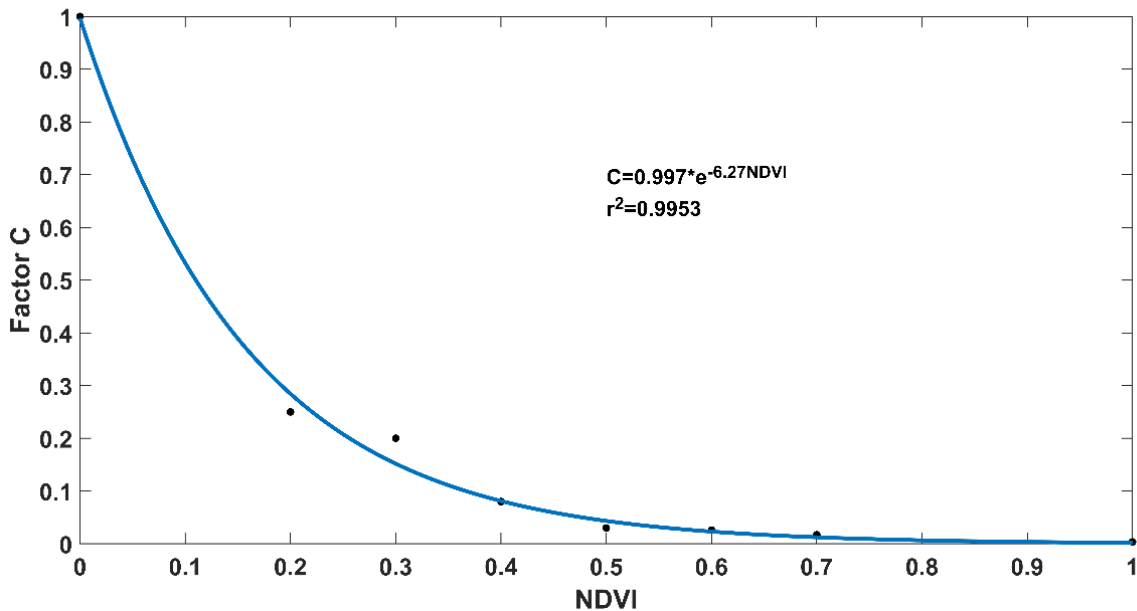


Figura 11. Relación obtenida entre el factor cubierta, C, y el índice NDVI.

2.5. FACTOR DE PROTECCIÓN (P)

El factor P, se define como la relación entre las pérdidas de suelo que se presentan en zonas donde se han aplicado técnicas de protección del terreno y las que se generan en las que no se han aplicado.

Debido a que no se tienen registros de la efectividad de algunas obras puntuales de control de la erosión, identificadas en la cuenca, el parámetro se adopta un valor igual a 1 uniforme toda la región.

2.6. DETERMINACIÓN DE LA PÉRDIDA POTENCIAL DE SUELO

Con los valores de todos los factores se calcularon las pérdidas de suelo por píxel de cuenca (Colman et al., 2018), como se expone en la figura 12, para los años 1997 y 2015.

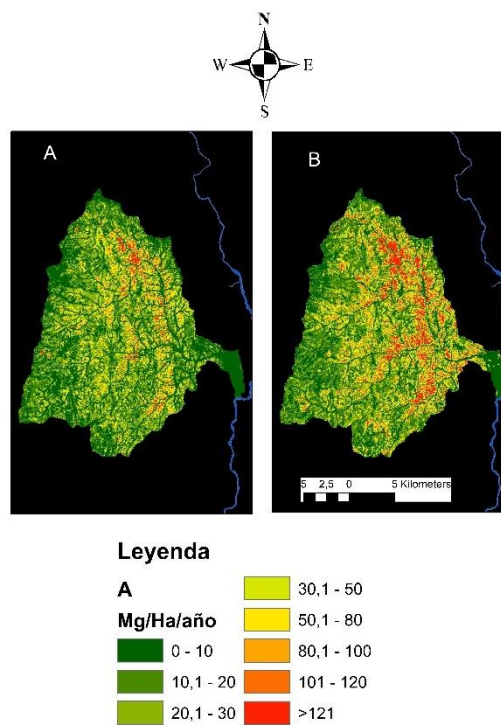


Figura 12. Distribución de la pérdida de suelo A, en la cuenca del río Tonusco, evaluada con la ecuación RUSLE, estimada comparativamente para los años 1997 (A) y 2015 (B).



En la figura 12 se observan que las regiones con pérdida potencial de suelo muy elevada aumentan drásticamente entre 1997 y 2015, probablemente por las reducciones en la cobertura vegetal que se presentaron en la figura 10. Según la clasificación de la tabla 8, la pérdida potencial de suelo en estas zonas puede ser superior a $120 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. Además, se pudo establecer que, en general, las pérdidas mayores ocurren en las zonas cercanas a los cauces de las regiones central y septentrional de la cuenca. En las mismas regiones y unas zonas del sur de la cuenca, hay pérdidas de suelo entre moderadas y muy elevadas. En la parte más alta de la cuenca, en el sector occidental y en la desembocadura las pérdidas de suelo son pequeñas o muy pequeñas probablemente por la buena cobertura vegetal en las primeras y las reducidas pendientes en las segundas.

Las pérdidas potenciales de suelo medias anuales en la cuenca del Río Tonusco, durante los años 1997 y 2015 fueron 24.6 y $38.7 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, respectivamente, con un marcado incremento en los años posteriores. En todos los casos los valores están por encima del límite tolerable que se suele fijar en $13 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$.

3. ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA EROSIÓN EN LA CUENCA

Los cambios de los valores de los parámetros asociados a la edafología y a la geomorfología, como la erodibilidad del suelo y la topografía, representados por los factores K y LS, respectivamente, ocurren en intervalos de tiempos geológico (entre cientos y miles de años), por lo cual, son casi imperceptibles en el periodo en que se ha realizado el estudio. Por ello se ha supuesto que su valor permanece constante en todos los años analizados. Caso contrario ocurre con los parámetros climáticos y de cobertura del suelo, factores R y C, que tienen una gran variabilidad en el tiempo, dependiendo de la dinámica atmosférica y de las interacciones entre el suelo por la actividad biológica y las prácticas de manejo agrícola y silvícola. Por



lo tanto, partiendo de los resultados anteriores, como los registros meteorológicos y los análisis de los cambios de la cobertura vegetal en el tiempo, se pudo determinar la variabilidad de estos factores, y, con ellos, la de la pérdida de suelo en la cuenca.

Con el fin de contrastar los resultados obtenidos para la cuenca del río Tonusco, se analizaron también otras cuencas de la misma región, como la del Río Aurra y las de las quebradas La Sopetrana y La Barbuda, ubicadas en los municipios de San Jerónimo, Sopetrán y Olaya, respectivamente, con unas extensiones de 245 km², 158 km² y 15 km², respectivamente. Los resultados se exponen detalladamente en el apéndice 4.

3.1. EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL INDICE NDVI

Como se indicó en la sección 2.4, para estimar la evolución del grado de cobertura del suelo, se evaluó el NDVI empleando imágenes satelitales de los años 1986, 1991, 1997, 2001, 2009, 2015 y 2019. Posteriormente se estimó el valor del factor C, para cada uno de esos años con la ecuación obtenida en la figura 11.

En la sección 2.4.2, se expuso el método y los resultados de la estimación del índice NDVI para la cuenca del Tonusco en los años 1986, 1997, 2015 y 2019, observándose una reducción de las zonas con cobertura vegetal densa, como bosques y zonas de vegetación alta, y un aumento de las zonas con cobertura vegetal dispersa o nula, sobre todo entre los años 1997 y 2019. Los resultados se resumen en la figura 10.

La expansión de las zonas sin vegetación se puede observar en el cambio temporal de las fracciones porcentuales de superficie de cuenca que tienen los valores más bajos del NDVI (entre -1.0 y 0.1), según las categorías definidas en la tabla 7. Estos resultados se comparan anualmente en la figura 13.



Entre los años 1997 y 2019, la cobertura de bosque denso se redujo del 80 al 30% del área de la cuenca. Esto indica que se deforestó la mayoría de estas zonas probablemente para cultivarlas con sistemas agropecuarios. Estos cambios suponen un aumento exponencial de la superficie de suelo desnudo, pasando de un 0.01 a un 2.92%, como se observa también en la figura 13. La reducción notable de la cobertura vegetal en la cuenca entre los años 1997 y 2019 puede estar relacionada con el incremento de la concentración de sedimento medida en varias estaciones de la zona.

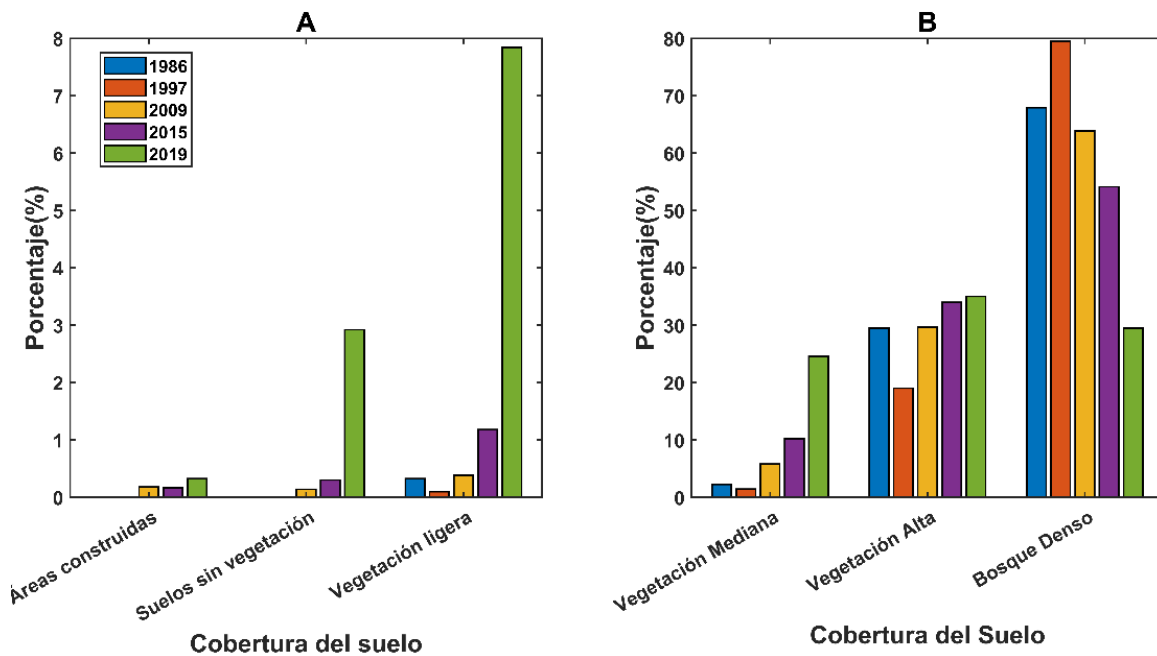


Figura 13. Evolución de porcentajes coberturas del terreno asociados a valores del NDVI, entre los años 1986 y 2019 en la cuenca del Tonusco.



Una situación muy similar ocurre en las demás cuencas analizadas. Como se puede observar en las figuras 4, 9 y 14 del apéndice 4, que muestran la variabilidad espacial del NDVI, para 4 de los años analizados.

3.2. EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL FACTOR DE COBERTURA DEL TERRENO C.

Los mapas de cobertura obtenidos son muy similares a los del índice NDVI, con el cambio de escala que es inversamente proporcional entre ambos parámetros. Por lo tanto, la tendencia que indica una reducción exponencial de la cobertura vegetal densa y aumento de suelos desnudos se mantiene en los análisis temporales del factor C. Fuera de las gráficas mencionadas anteriormente, esto también se evidencia en las funciones de distribución de los valores de C, las cuales fueron elaboradas empleando todos los valores por píxel para cada uno de los años analizados, como se puede observar en la figura 14, en la cual se presentan en escala logarítmica.

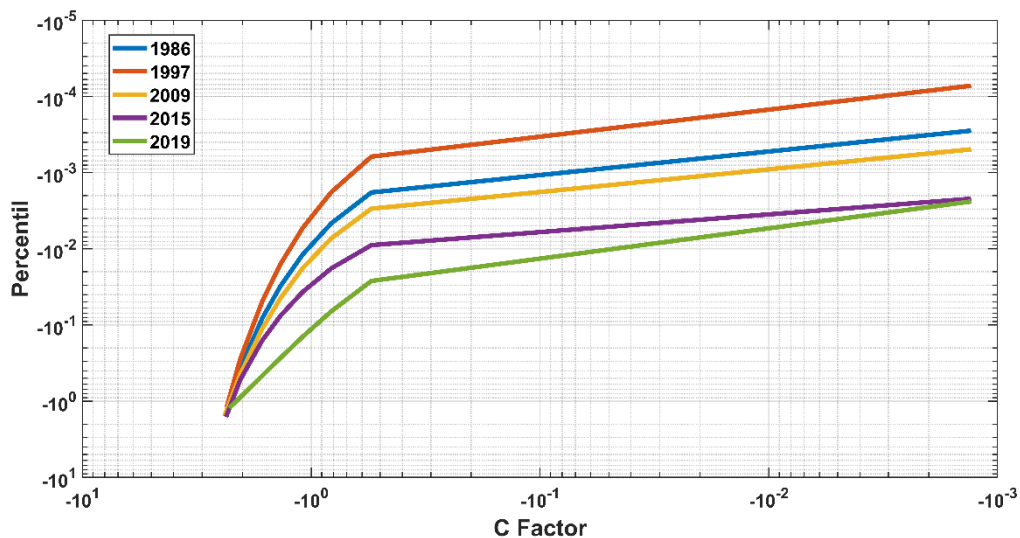


Figura 14. Funciones de distribución de probabilidad construidas con los valores anuales del factor C, representadas en escala logarítmica.



Se estimaron los valores medios de C de acuerdo con la probabilidad de ocurrencia asociada para cada uno de los años analizados. Como este análisis se basa en una serie de datos entre los años 1977 y 2015, se tuvo que interpolar los valores del factor C en los años en los que no se disponía de información, figura 15.

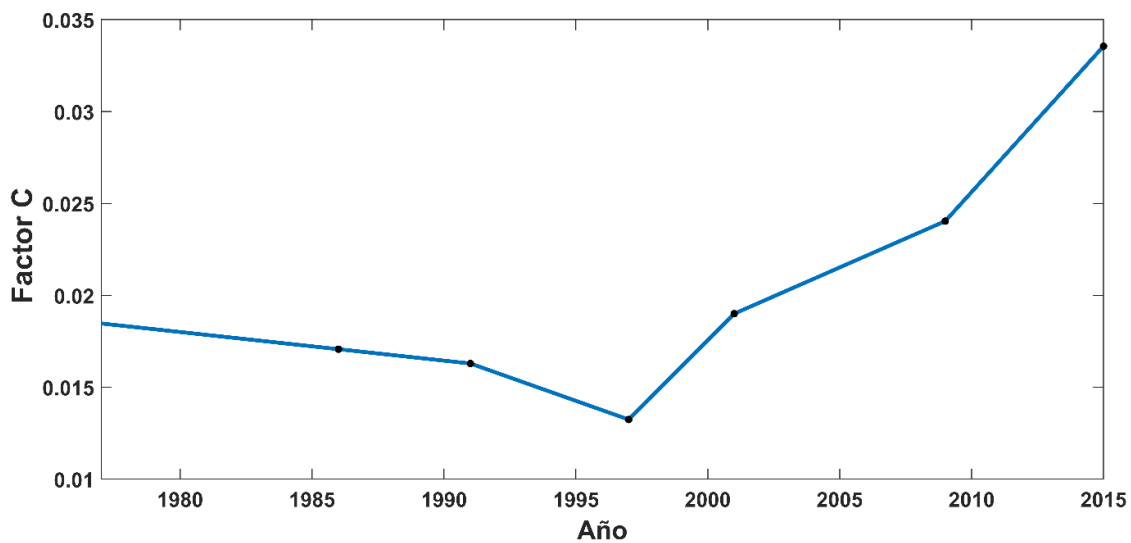


Figura 15. Cambios del factor C promedio de la cuenca con respecto al tiempo.

Al evaluar las tendencias del factor C en el tiempo, se detectó entre los años 1986 y 1999, su decrecimiento gradual, posiblemente generado por el aumento de la cobertura vegetal. Probablemente, dicha circunstancia esté relacionada con los procesos sociodemográficos en la zona, en la cual, el conflicto armado y factores económicos, redujeron la población rural por su desplazamiento hacia núcleos urbanos en los que había mayor protección durante estos años, y, también, de las intervenciones antrópicas sobre la cobertura vegetal, sobre todo en regiones sin potencial ganadero (García Corrales et al., 2019).



La hipótesis está confirmada, por la variación de los censos DANE, realizados entre los años 1993 y 2005, en los que se observa una reducción de la población rural asentada en los municipios de Santa Fe de Antioquia y Giraldo, del orden del 20% (Departamento de Planeación Departamental de Antioquia, 2018).

Después del año 2002 hasta hoy, se aprecia una tendencia creciente del valor medio del factor C, que se ha acelerado durante los últimos años. Esto puede estar asociado al repoblamiento de las áreas rurales de la cuenca, por la mitigación del conflicto armado, y auges de las explotaciones mineras y agropecuarias, que favorecen las intervenciones antrópicas sobre el territorio y la cobertura vegetal.

3.3. VARIACIÓN TEMPORAL DE LA PÉRDIDA POTENCIAL DE SUELO.

Los valores de la pérdida potencial de suelo obtenidos para cada uno de los años analizados, diferenciados entre años con y sin fenómeno ENSO, además de una prueba ANOVA para comparar sus cambios en cada episodio, se muestran en la figura 16.

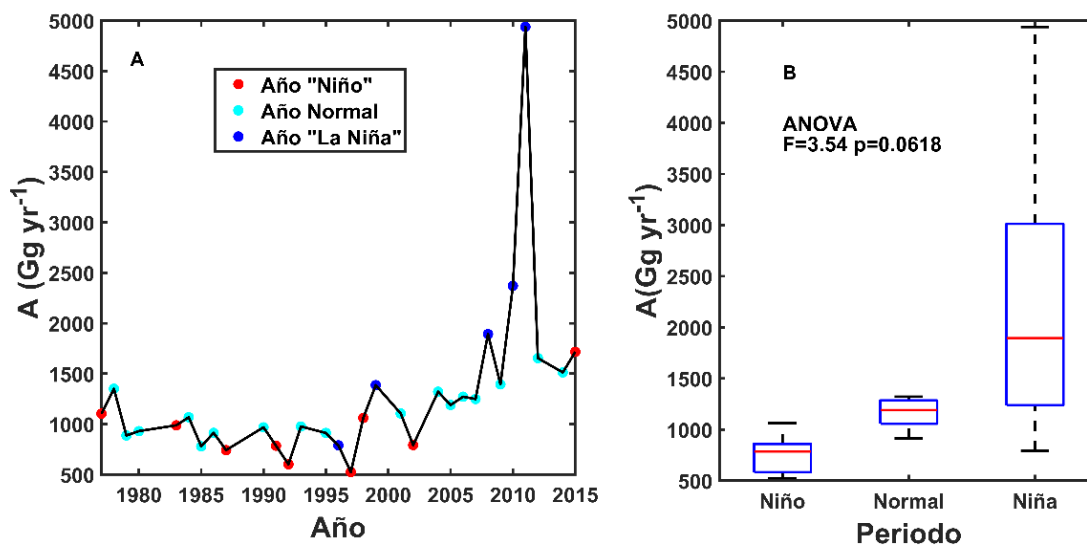


Figura 16. Variabilidad de la pérdida potencial anual del suelo (A). Gráfico de cajas y bigotes de las pérdidas anuales de suelo, diferenciadas en años con y sin

fenómeno ENSO (B). La línea roja representa la mediana, la azul delimita los datos entre los percentiles 25 y 75, y los extremos están delimitados con la línea negra.

Al observar la figura 2 y compararla con la anterior, se observa que en la mayoría de los casos existe una relación directa entre la cantidad de lluvia, la carga de sedimento transportada y las pérdidas de suelo, pues la prueba ANOVA indica que los valores del potencial de pérdida de suelo se reducen y aumentan durante los años con fenómeno del Niño y La Niña, respectivamente, al compararlos con los que se tienen en periodos sin ENSO o normales, aunque se debe tener en cuenta que los cambios son más drásticos durante los fenómenos de La Niña que en periodos del Niño.

Se puede ver que los máximos de pérdida de suelo ocurren en los periodos 1999, 2007 y 2010-2011, en los que se registran las mayores precipitaciones anuales acumuladas, mientras que los mínimos se presentan en los años 1979, 1992, 1997, 2002, 2008 y 2015, coincidiendo con los registros más bajos de lluvia.

4. ANÁLISIS DE LOS REGISTROS DE LA CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS

La figura 17 muestra las evoluciones temporales del caudal y la concentración de sedimentos medidos en la estación La Galera.

Las concentraciones mayores de sólidos en suspensión están entre 20 y 80 kg m⁻³.

También se utilizaron datos de turbidez registrados en la bocatoma del sistema de acueducto del municipio de Santa Fe de Antioquia, procedentes de la quebrada La Pená, entre los años 2016 y 2018.



Además, para comparar dichos datos y evaluar el comportamiento hidrológico en la región, se consultaron los registros de turbidez de las quebradas La Muñoz (Afluente del río Aurra) y La Sopetrana, registrados por la empresa Aguas Regionales E.S.P. a la altura de las bocatomas de los sistemas de acueducto de San Jerónimo y Sopetrán.

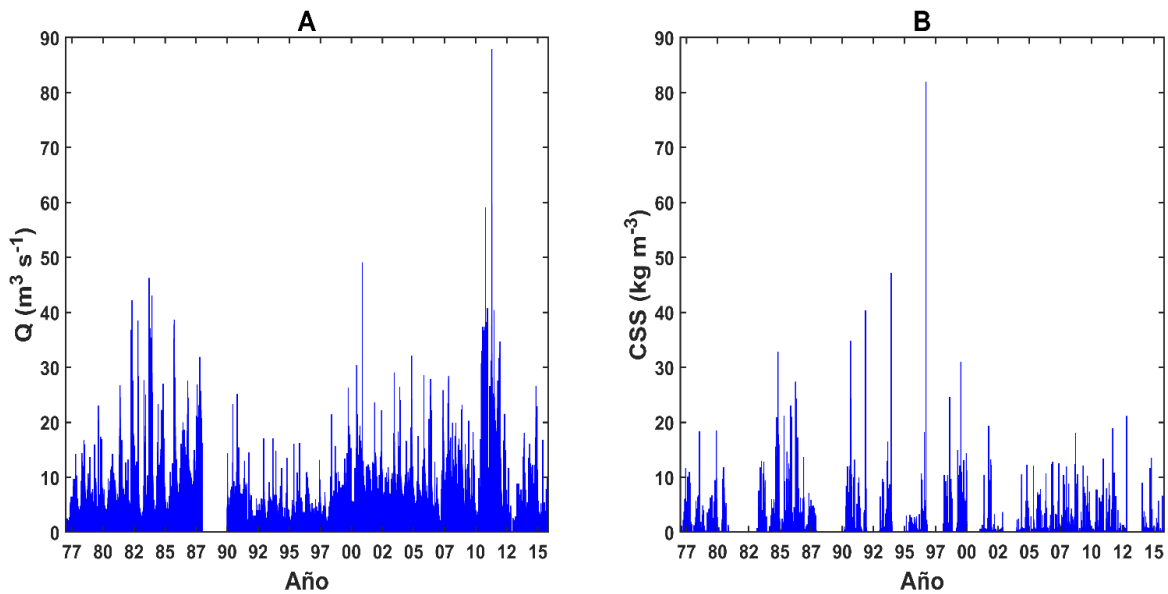


Figura 17. Series de caudal y concentración de sólidos en suspensión registrados diariamente en la cuenca del Río Tonusco, entre los años 1977 y 2015.

El número de datos y el periodo de medidas se muestran en la tabla 8.

Tabla 8. Registros de turbidez y periodo de operación en bocatomas de sistemas de acueducto.

Estación	Registros	
	Periodo	datos diarios
La Peña	2016-2018	792



Estación	Registros	
	Periodo	datos diarios
La Muñoz-Río Aurrá	2016-2018	799
La Sopetrana	2016-2018	750

Debido a los pocos datos disponibles, se decidió depurar las series eliminando los días con información incompleta, sin medidas, cuya representatividad en todos los casos es inferior al 3%. En la figura 18, se puede observar la variabilidad de los registros con respecto al tiempo.

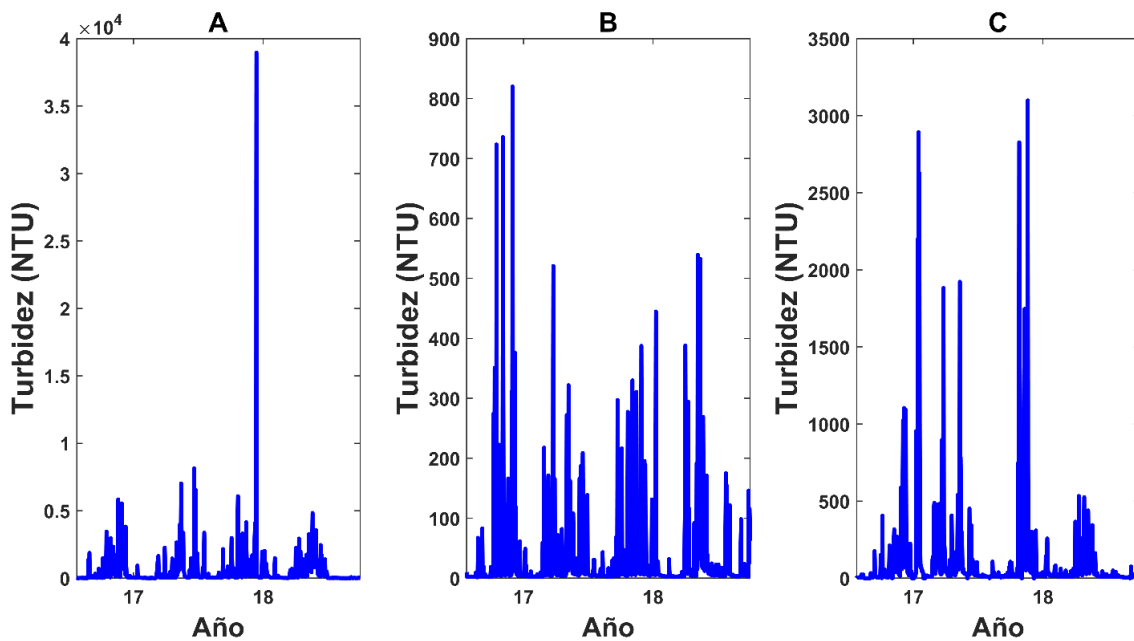


Figura 18. Turbidez medida en la quebrada La Pena (A), quebrada La Muñoz (B) y quebrada La Sopetrana (C) abastecedoras de los sistemas de acueducto de Santa Fe de Antioquia, San Jerónimo y Sopetrán, y localizadas dentro de las cuencas de los ríos Tonusco, Aurrá y La Sopetrana, respectivamente.



El promedio de los valores máximos de turbidez en la quebrada La Pená oscila entre 5 y 10 kilos de unidades de turbidez o nefelométricas kNTU (Nephelometric Turbidity Units), con un valor extremo de 38.95 kNTU. Los análisis del índice NDVI y la estimación de pérdidas de suelo realizadas en la sección 2.6 y el apéndice 4, mostraron una gran reducción de la cobertura vegetal, y, consecuentemente, elevadas pérdidas de suelo en este afluente del río Tonusco, sobre todo en su parte media y baja, localizada en la zona centro de la cuenca (Ver figura 19). Estos datos se confirman con los registros de turbidez.

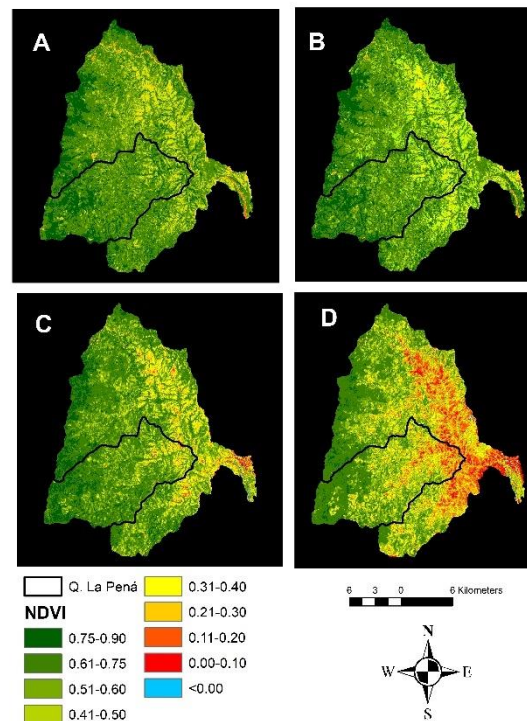


Figura 19. Evolución de la cobertura vegetal según los análisis NDVI, para la cuenca de la quebrada La Pená afluente del río Tonusco, entre los años 1986, 1997, 2015 y 2019.



En la quebrada La Muñoz, los valores máximos de turbidez, varían entre los 0.50 y 0.80 kNTU, lo que indica una buena conservación de los suelos de la cuenca, como lo afirma el Plan Maestro de Acueducto y Alcantarillado municipal – PMAA (Saneambiente, 2011). Se debe tener en cuenta que en la sección 3.1, se evidenció un gran deterioro de la cobertura vegetal en la cuenca del río Aurra, sobre todo en su parte baja y media, sin embargo, en la subcuenca de la quebrada La Muñoz, ubicada en el sector sur, entre la zona alta y la parte media baja, las reducciones de la cobertura vegetal no son tan drásticas (ver apéndice 4).

En la quebrada La Sopetrana hay máximos de turbidez entre 1.5 y 3.5 kNTU. Aunque en la parte alta de la cuenca no hay graves problemas de erosión, en algunas regiones de la zona media se detectan procesos erosivos importantes, como en el afluente La Cosme, por lo cual, en los últimos años se han generado avenidas ricas en sedimentos que afectan la distribución de agua potable en la zona, por colmatación de las estaciones de tratamiento de aguas. Esto también se evidencia en el cambio temporal de los NDVI en la cuenca (ver apéndice 4).

5. RELACIONES REGIONALES ENTRE CONCENTRACIÓN DE SÓLIDOS SUSPENDIDOS Y TURBIDEZ.

En la figura 20, se presenta la localización de un punto de monitoreo en la cuenca. Las mediciones se efectuaron con los métodos de Davies-Colley y Smith (2007) .



Figura 20. Sitio de medida, Río Tonusco

En la figura 21 se comparan los datos de concentración de sedimentos, CSS, (kg m^{-3}), con los de turbidez, NTU. Se obtuvo una recta de regresión con un coeficiente de correlación de 0.98 con 37 datos medidos en campo.

La ecuación obtenida será utilizada para estimar la concentración de sedimentos en las demás microcuencas de referencia y de la zona empleando registros de turbidez.

6. DETERMINACIÓN DE CARGA DE SEDIMENTOS TRANSPORTADOS POR EL RÍO TONUSCO

Debido a la escala temporal del estudio, se puede admitir que se tienen condiciones de equilibrio dinámico y se consideran despreciables los procesos de sedimentación y reacciones, por lo tanto, la carga de sedimentos resulta del producto entre el caudal y la concentración de sólidos. Bajo este criterio, la masa total de sedimentos es:

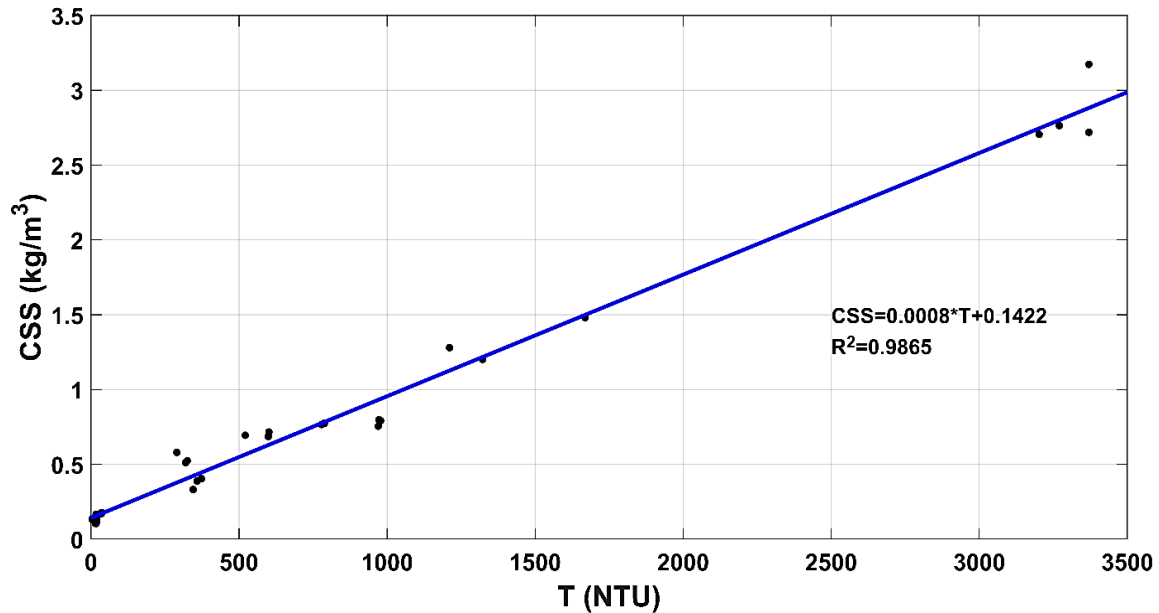


Figura 21. Relaciones entre la turbidez T y la concentración de sólidos en suspensión CSS en el río Tonusco, cerca de su desembocadura en el río Cauca

Ec. 8. Masa acarreada de sedimentos

$$SSM = \int_{t_0}^{t_f} W \cdot dt$$

Donde W es la carga de sedimentos transportados hasta la estación de aforos.

Las series diarias de la carga de sedimentos aforada, el caudal y la precipitación media en la cuenca en el periodo 1977-2015, se muestran en la figura 22.

En la figura 23, se observan valores máximos entre 20 Gg d⁻¹, 60 Gg d⁻¹ y 108 Gg d⁻¹, Los valores extremos de la carga de sedimentos indican que en la cuenca pueden ocurrir valores más elevados del coeficiente de entrega de sedimento debido a procesos erosivos intensos analizados en la sección 2.6.

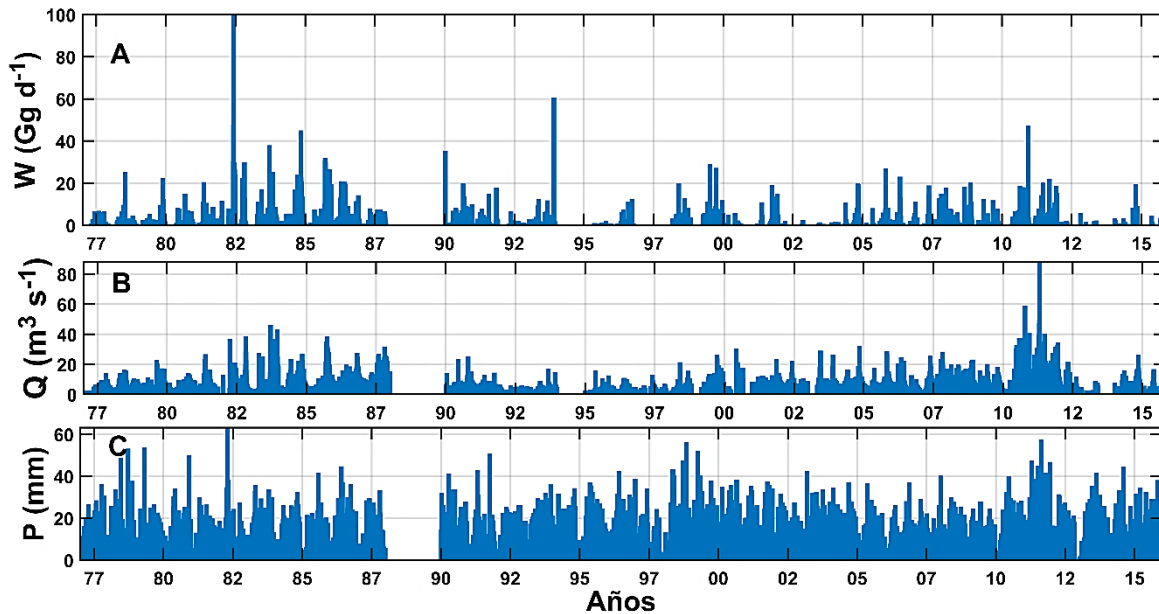


Figura 22. Carga de sedimentos estimada en el Río Tonusco con los registros de la estación La Galera (A), caudales Q (B) y precipitación media diaria P obtenida con la interpolación de los registros de lluvia de las estaciones meteorológicas evaluadas (C), durante el periodo comprendido entre 1977 y 2015

La masa de sedimento anual producida en la cuenca, comparada con los respectivos valores de precipitación acumulada y caudal medio, se presenta en la figura 24. En esta se indica la incidencia de los fenómenos ENSO, descritos en el capítulo 2. Los registros máximos de masa de sedimento arrastrada por el río Tonusco, están entre 0.484 y $1.0\ Tg\ año^{-1}$ y mínimos entre 0.016 y $0.260\ Tg\ año^{-1}$. Los máximos ocurren entre los años 1983-1986, 1999 y 2010-2011. Los resultados de los años ochenta provienen de valores aparentemente anómalos, identificados anteriormente. Los valores máximos de los años 1999 y 2010 – 2011 (Moreno et al., 2006) coinciden con la ocurrencia del fenómeno de La Niña. En estos casos las precipitaciones intensas incrementan la carga de sedimentos. Los registros menores, como los de los años 1977, 1980, 1995, 2002, 2012 y 2015, en muchos casos coinciden con la aparición del fenómeno del Niño con menor precipitación y,



con ello, menor carga de sedimentos. El transporte de sedimentos medio obtenido para los años evaluados fue de 0.344 Tg año⁻¹.

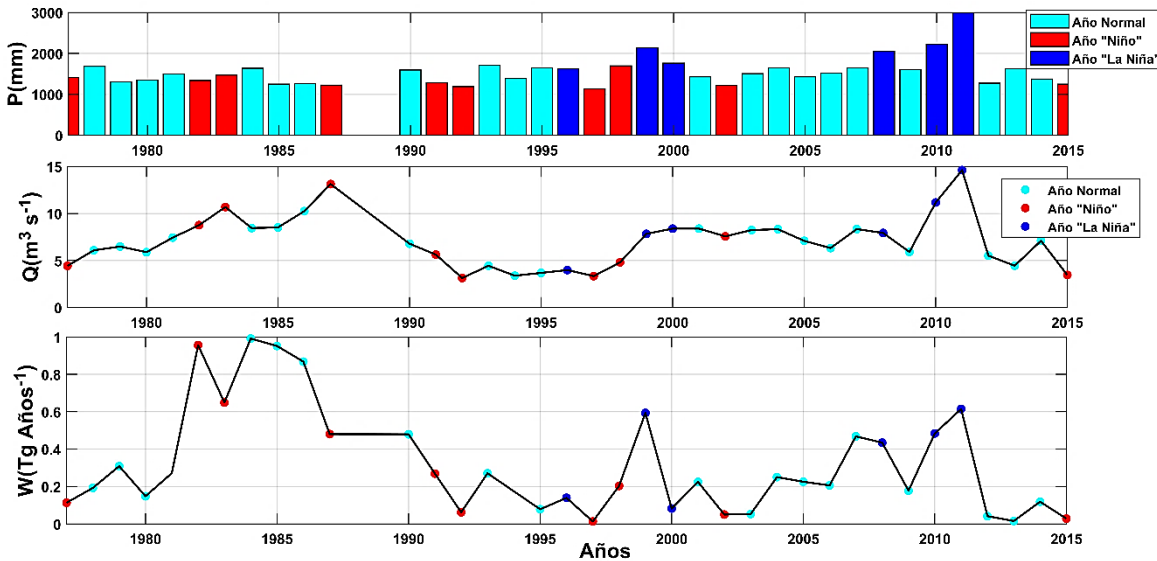


Figura 23. Comparación entre la precipitación (P), caudal medio (Q) y la masa de sedimentos transportados anuales en el Río Tonusco (W), entre 1977 y 2015

Teniendo en cuenta la superficie de la cuenca hasta la estación de medida La Galera la masa anual de sedimentos transportada varía entre 0.159 y 3.13 Gg km⁻² año⁻¹, con un valor medio de 1.13 Gg km⁻² año⁻¹, 11.3 Mg ha⁻¹año⁻¹, y una varianza de 0.834. La evolución de la carga de sedimentos transportados por el río Tonusco comparada con la del río Cauca, receptor directo del afluyente y el Magdalena, que es la cuenca principal (Niño Piña, 2015; Restrepo and Escobar, 2018), se muestra en la figura 24.

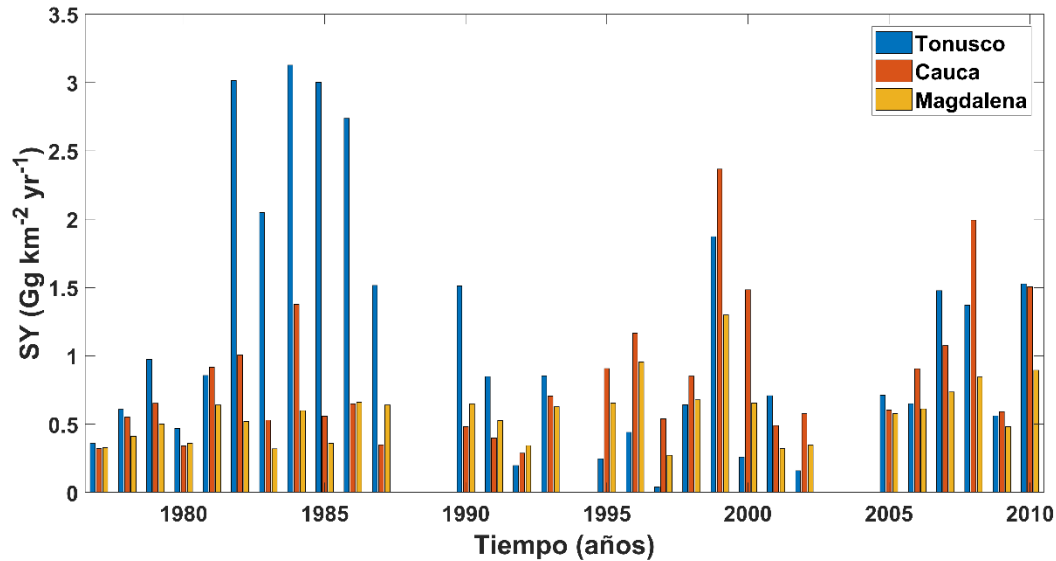


Figura 24. Producción de sedimentos por unidad de superficie en la cuenca del Río Tonusco

Los promedios de aportación de sedimento obtenidos para las cuencas del río Cauca y Magdalena, fueron de $0.834 \text{ Gg km}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $0.580 \text{ Gg km}^{-2} \text{ año}^{-1}$, de manera que sus tasas de transporte de sólidos son inferiores a las del río Tonusco.

En la tabla 9 se presentan las cargas de sedimentos aportadas por diferentes afluentes de las cuencas a las que pertenece el río Tonusco.

Como se puede observar, la aportación de sedimento del río Tonusco es muy superior a la de la mayoría de los ríos principales de la misma cuenca y la región.

Tabla 9. Aportación de sedimentos por unidad de superficie y tiempo, SY, en varios afluentes de las cuencas de los ríos Magdalena y el Cauca.

Río	Cuenca	Área (km ²)	SY (Gg km ⁻² yr ⁻¹)
Samaná (Restrepo et al., 2015)	Magdalena	1,710	0.525
Nare (Restrepo et al., 2015)	Magdalena	5,564	0.404



Río	Cuenca	Área (km ²)	SY (Gg km ⁻² yr ⁻¹)
Cocorná (Restrepo et al., 2015)	Nare -Magdalena	790	0.620
Gualí (Restrepo et al., 2015)	Magdalena	458	0.568
Coello (Restrepo et al., 2015)	Magdalena	1,041	1.110
Arma (Niño Piña, 2015)	Cauca	1,031	0.430
San Juan (Niño Piña, 2015)	Cauca	1,108	0.554
Aurra (Niño Piña, 2015)	Cauca	244	0.072

También, se ha comparado la aportación de sedimentos por unidad de área de la cuenca del Tonusco, con las de otros ríos del mundo, como se puede observar en la tabla 10.

Tabla 10. Aportación de sedimentos por unidad de superficie y tiempo, SY, en varios ríos del planeta.

Río	Países	Área (10 ³ km ²)	SY (Gg km ⁻² año ⁻¹)
Po, (Bever et al., 2009)	Italia	71.1	0.211
Ródano, (Cerdan et al., 2012)	Francia y Suiza	98.0	0.0980
Ebro, (Tena et al., 2011)	España	85.5	0.00108
Amarillo, (Wang et al., 2015)	China	795	1.44
Guadalquivir	España	24.7	0.404
Colorado, (Mueller et al., 2017)	USA	629	0.0238
Grande (Batista et al., 2017)	Brasil	15.7	0.193
Amazonas (Rudorff et al., 2018)	Ecuador-Perú- Colombia-Brasil	7,050	0.190

Se observa que los aportes medios de sedimentos del río Tonusco son comparables a los del río Amarillo en China, aunque se debe considerar que el área del primero es muy inferior con respecto a la del segundo, por lo que sus tiempos de transporte de escorrentías y sedimentos también lo son.



7. MODELACIÓN DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN Y GENERACIÓN DE SEDIMENTOGRAMAS.

Hace ya tiempo se propuso un sedimentograma unitario instantáneo, planteado en los modelos de Williams (1978) y Rendón-Herrero (1978), aunque estos no contaron con mucha aceptación por la difícil asimilación entre los procesos de transporte de sedimento y los del agua en una cuenca, pues se siguió la misma metodología con la que se formuló el hidrograma unitario instantáneo. Todavía aparecen algunas contribuciones más concentradas en algunos aspectos analíticos que a la interpretación física de tales procesos (Singh et al., 2015). Incluso se propuso un modelo basado en los conceptos de los hidrogramas sintéticos para explicar la relación entre el coeficiente de entrega del sedimento y la superficie de una cuenca (Lu et al., 2006). Sin embargo, recientemente algunos grupos han sugerido el análisis de los mecanismos generadores de avenidas y sedimentos (Berghuijs et al., 2016) o el estudio de funciones de respuesta sedimentológicas de carácter más general, que, permitirán estimar el transporte de sedimentos en cada tramo del río, en función de la precipitación y el caudal de esorrentía.

7.1. ESTIMACIÓN DE CONCENTRACIONES MÁXIMAS DE SEDIMENTO.

Se depuraron los datos de concentración de sedimentos, registradas por la estación La Galera, de acuerdo con el cálculo del umbral de datos dudosos empleando coeficiente de variabilidad K_n (Chow et al., 1993), cuya metodología de cálculo ya fue presentada en la sección 6.2 del capítulo 2, por lo que si se desea ver las ecuaciones y detalles del proceso realizado, es necesario remitirse a dichos apartados. Los valores umbral obtenidos fueron 0.0357 kg/m^3 y 273.2 kg/m^3 , por lo que algunas concentraciones máximas y mínimas de las series no se encontraban dentro de los límites, de manera que se descartaron 790 datos.



Luego, al igual que en el capítulo 2, sección 6.2, se estimó la probabilidad de excedencia, empleando el modelo empírico de Weibull.

La distribución obtenida con la referenciada metodología fue comparada con diferentes funciones de distribución de probabilidad acumulada FDP, como la normal, Weibull, exponencial, lognormal, Pareto y la función de extremos generalizada, GEV, con el fin de seleccionar aquella que mejor represente los registros, evaluando los mismos criterios presentados en el capítulo 2. Los resultados se exponen en la figura 25.

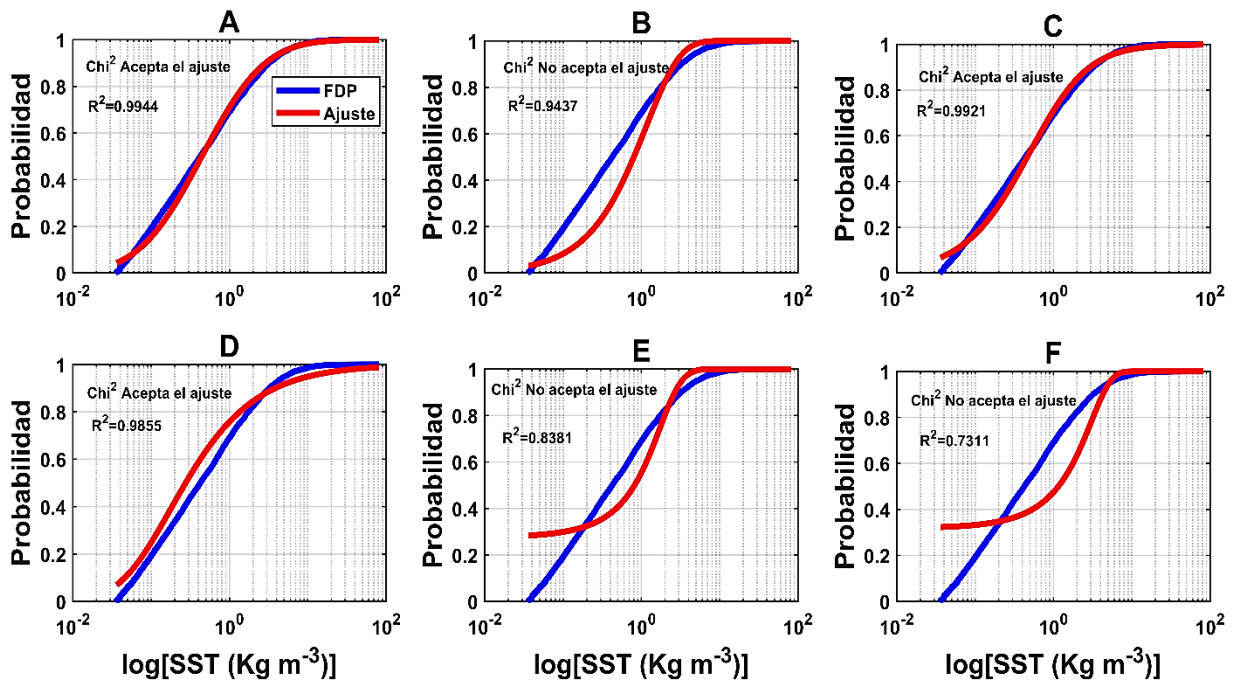


Figura 25. Comparación entre los ajustes de algunas funciones de distribución de probabilidad como la lognormal (A), exponencial (B), Pareto (C), GEV (D), Weibull (E) y normal (F) para valores extremos y la probabilidad estimada de los datos observados

El mejor ajuste correspondió a la función lognormal, como se puede comprobar en la tabla 11.

Tabla 11. Valores de los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad evaluadas, incluyendo estadísticos usados para estimar la bondad de los ajustes.

Función	Parámetros			R ²	Chi-cuadrado	
	K	σ	μ		Chi ² stat	(Significancia: 5%)
Lognormal		1.46	-0.812	0.994	18.46	Buen ajuste
Pareto	0.708	0.504	-	0.992	49.08	Buen ajuste
GEV	1.38	0.271	0.207	0.986	302.5	Buen ajuste
Logística	-	0.842	0.817	0.838	2662	No hay buen ajuste

Empleando la función de distribución lognormal, se estimaron las concentraciones y cargas de sedimentos para diferentes periodos de retorno, tabla 12.

Tabla 12. Concentraciones y cargas máximas de sedimento para diversos periodos de retorno usando la fdp lognormal

Periodo de Retorno (Años)	Concentración de sólidos en suspensión (kg/m ³)	Carga Sedimentos(kg/s)
2	0.444	2.1
5	1.53	11.4
10	2.92	27.8
20	5.04	59.1
25	5.76	70.6
50	8.97	129
100	13.4	223

7.2. TIEMPO DE VIAJE DE LOS SEDIMENTOS

El tiempo de viaje de las partículas sólidas clasificadas como arenas, t_s , es el tiempo que tarda el sólido en circular por tramo de cuenca o de la red fluvial.



Se puede relacionar la concentración de sedimentos en el agua con el tiempo de transporte como sugieren Czuba y Foufoula-Georgiou (2014), para evaluar el coeficiente de entrega de sedimentos con la siguiente expresión.

Ec. 9. tiempo de viaje de partículas por tramo de cauce

$$t_{s,i} = \frac{\theta_i g^{1/2} R_i^2 D_i}{0.05 \alpha_{u_w A}^2 \alpha_{H A}^{1/2} I_{f,S}} l_i A_i^{-(2\beta_{u_w A} + \frac{\beta_{H A}}{2})} S_i^{-3/2}$$

Donde Θ es un factor de escala, A es el área tributaria, H el calado del canal, g es la aceleración de la gravedad, R_i es la gravedad específica sumergida del sedimento, D es el diámetro representativo de las partículas, S es la pendiente del canal, $\alpha_{u_w A}$ es el coeficiente de la relación de escala $A-u$, $\alpha_{H A}$ es el coeficiente de la relación de escala $A-H$, l es la longitud de cada tramo, A es el área tributaria del tramo, $\beta_{u_w A}$ es el exponente de la relación de escala $A-u$, $\beta_{H A}$ es el exponente de la relación de escala $A-H$ y $I_{f,S}$ es el factor de intermitencia. Las relaciones referenciadas se representan por las siguientes expresiones.

Ec. 10. Relaciones velocidad y calado con el área de flujo

$$u_{w,i} = \alpha_{u_w A} A^{\beta_{u_w A}} \quad H_i = \alpha_{H A} A^{\beta_{H A}}$$

El tiempo total de viaje, $T_{s,i}$, es la suma de los tiempos de viaje en cada tramo.

Ec. 11. Tiempo total de tránsito de sedimentos

$$T_{s,i} = \sum_{j \in \gamma_i} t_{s,j}$$

7.2.1. Relaciones hidráulicas y geométricas.

Para establecer los coeficientes y exponentes, $\alpha_{u_w A}$, $\alpha_{H A}$, $\beta_{u_w A}$ y $\beta_{H A}$, se emplearán relaciones hidráulicas y geométricas de la cuenca en cuestión, entre parámetros

como el ancho (B) y el alto del canal (H), el área de contribución A y la velocidad de flujo (u_w), con respecto al caudal Q. Todas las condiciones se evaluarán para el periodo de retorno de 2 años.

El coeficiente de correlación, R^2 , obtenido entre B y Q, es superior a 0.70, por lo que se considera adecuado (ver figura 26A).

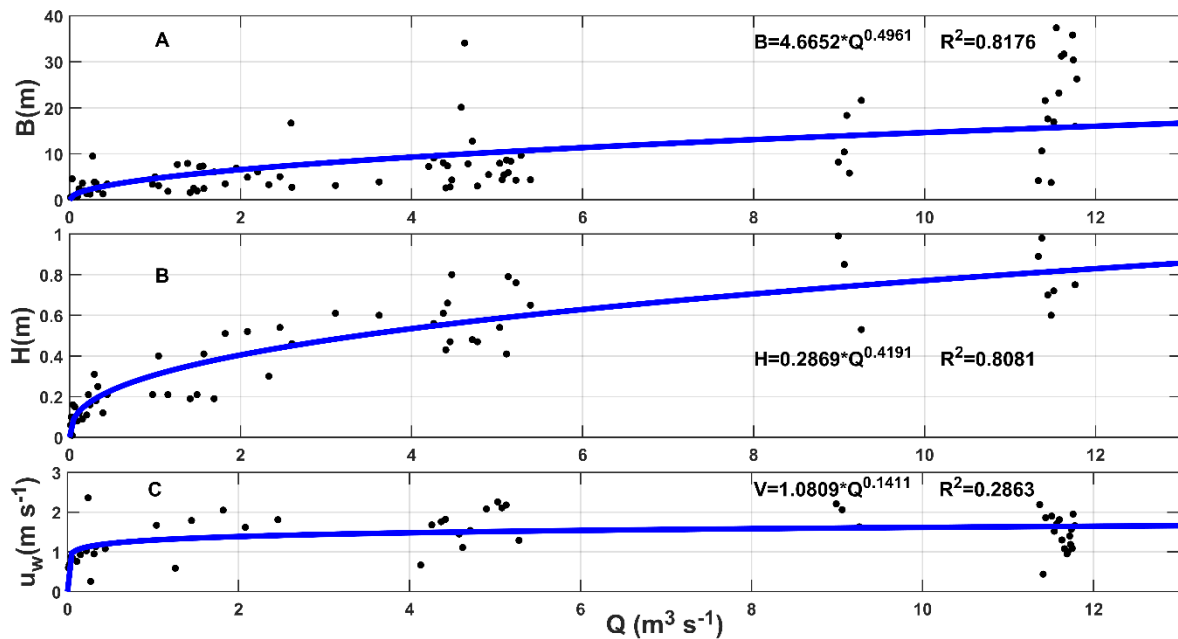


Figura 26. Relaciones ancho del canal (A), calado (B) y velocidad de flujo (C) con el caudal medio.

Después, se determinó una correlación entre la altura de la lámina de agua H y el caudal Q, con un coeficiente, R^2 , de 0.80, como se puede observar en la figura 26B.

La relación entre la velocidad y el caudal se presenta en la figura 26C.



Se observa que el coeficiente de correlación es inferior a 0.70, situación similar a la obtenida por Czuba y Foufoula-Georgiou (2014), para el Río Minnesota, por lo tanto, se usarán sus modelos.

La relación de escala entre el caudal y el área de la cuenca, se expone en la figura 27.

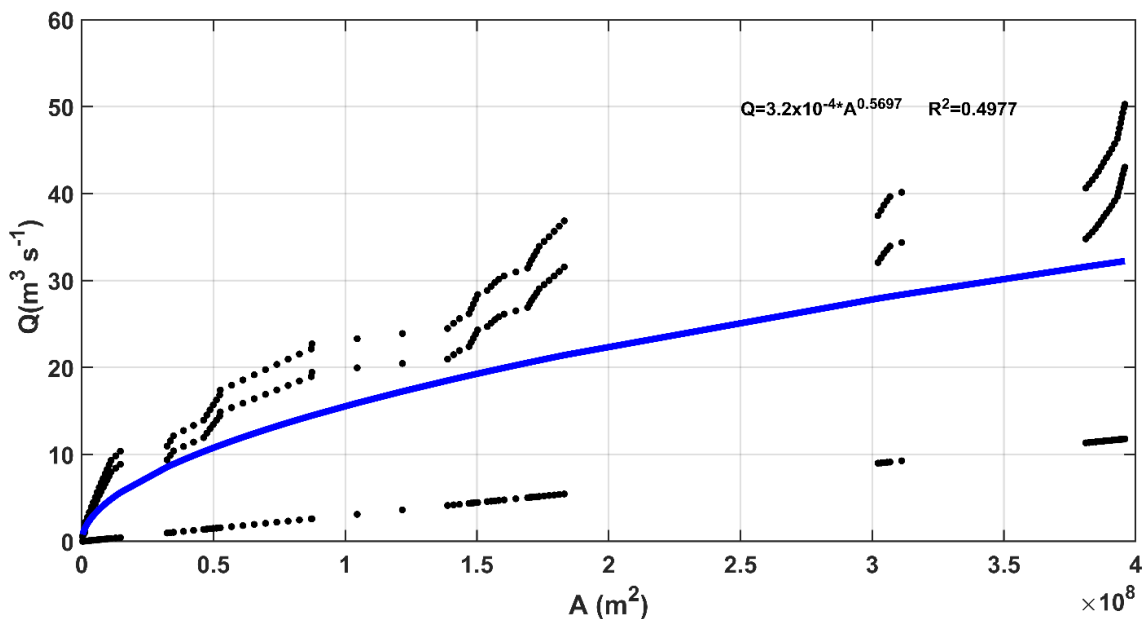


Figura 27. Relaciones entre caudales y las superficies de las cuencas tributaria.

Leopold y col (1995) propusieron un valor del exponente de la correlación para cauce lleno de 0.75, pudiendo variar entre 0.65 y 0.80, y que se puede acercar a 1, en cuencas que de regiones húmedas. Para el este caso el exponente fue de 0.57, el cual es un valor bajo que puede estar relacionado con la distribución espacial de la lluvia, pues indica que rara vez ocurren aguaceros intensos que se extiendan en toda el área de la cuenca. Esto es evidente, pues en la parte alta de la cuenca es el único lugar donde las lluvias tienen una gran frecuencia. En el resto de la cuenca hay una reducción inversamente proporcional a la elevación sobre el nivel del mar,

en la cantidad de chubascos, además, el aumento de la evapotranspiración en su zona baja y media baja, contribuye a la reducción de la humedad del suelo.

De manera que, a partir de las correlaciones indicadas, se ha obtenido el grupo de ecuaciones de la tabla 13.

Tabla 13. Relaciones entre los parámetros hidráulicos y geométricos.

Relación	Ecuación	Número
B-Q	$B = 4.6652Q^{0.4961}$	Ec. 12. Relación ancho del cauce y caudal
H_Q	$H = 0.2869Q^{0.4191}$	Ec. 13. Relación calado y caudal
u_w -Q	$u_{w,i} = 1.0809Q^{0.1411}$	Ec. 14. Relación velocidad y caudal
Q_A	$Q_i = 3.2 \times 10^{-4} A^{0.5697}$	Ec. 15. Relación caudal y área

Con el fin de obtener todos los parámetros en función del área de la cuenca se ha aplicado la ecuación 15 a las ecuaciones 12, 13 y 14, obteniéndose las expresiones de la tabla 14.

Tabla 14. Relaciones entre los parámetros hidráulicos y geométricos con el área de la cuenca.

Relación	Ecuación	Número
B-A	$B_i = 0.0861 * A^{0.2826}$	Ec. 16. Relación ancho del cauce y área
H_A	$H_i = 9.84 \times 10^{-3} * A^{0.2388}$	Ec. 17. Relación calado y área
u_w -A	$u_{w,i} = 0.347 * A^{0.0804}$	Ec. 18. Relación velocidad y área

Por lo tanto, comparando la ecuación 10, con las 17 y 18, respectivamente, se obtienen los coeficientes $\alpha_{UWA}=0.347$, $\alpha_{HA}=9.84 \times 10^{-3}$, $\beta_{UWA}=0.0804$ y $\beta_{HA}=0.2388$.

7.2.2. Factor de intermitencia.

El factor de intermitencia $I_{f,s}$, hace referencia a la fracción de tiempo por año en la cual hay un flujo continuo con capacidad de acarrear sedimentos, (Czuba, 2016).

Este se establecerá, empleando las series de datos medidas por la estación La Galera, para obtener las variables asociadas a las expresiones.

Ec. 19. Factor de intermitencia.

$$I_{f,s} = \frac{\bar{q}_s}{q_{s,b}}$$

Donde \bar{q}_s es carga media volumétrica de arena por unidad de anchura y tiempo para cada percentil evaluado y $q_{s,b}$ es el valor correspondiente para el T_r definido.

Ec. 20. Carga media volumétrica de arena

$$\bar{q}_s = \sum_k p_k q_{s,k}$$

Ec. 21. Carga volumétrica de arena por tramo

$$q_{s,i} = q_{s*,i} D_i \sqrt{R_i g D_i}$$

Donde p_k es la probabilidad de ocurrencia de la carga volumetrico de sedimentos de tamaño arena por unidad, para el percentil k , $q_{s*,i}$ es la relación normalizada de dicha carga, que se puede establecer con la siguiente ecuación.

Ec. 22. Relación normalizada de la carga volumétrica de arena

$$q_{s*,i} = \frac{0.05}{C_{f,i}} (\tau_{s*,i})^{5/2}$$

En la cual, C_{fi} es el coeficiente de fricción del canal y $\tau_{s*,i}$ es el esfuerzo cortante normalizado ejercido sobre el lecho. La relación entre el valor absoluto y el normalizado es

Ec. 23. Esfuerzo cortante normalizado sobre el lecho



$$\tau_{s*i} = \frac{\tau_{b,i}}{\rho g R_i D_i}$$

El esfuerzo cortante en el lecho se puede determinar suponiendo un flujo hidrostático.

Ec. 24. Esfuerzo cortante sobre el lecho

$$\tau_{b,i} = \rho g H_i S_i$$

Donde H es el calado de cada tramo de canal evaluado y S su pendiente.

En la figura 28, se presentan los esfuerzos cortantes obtenidos para cada tramo de cuenca evaluado. Los máximos ocurren en la parte media de la cuenca, con pendientes elevadas y calados considerables. Aunque en la parte alta las pendientes son pronunciadas, los caudales son pequeños por lo que los calados también lo son. Caso contrario ocurre en la parte baja de la cuenca, donde hay caudales altos pero pendientes muy bajas.

Se calculó el valor $q_{s,b}$ acumulado hasta la estación la Galera de **53.5 m²/s**.

Con respecto al parámetro q_s , se emplearon los resultados de la carga de sedimentos de la fracción de tamaño arena asociados a diferentes percentiles. Por lo tanto, se obtuvo una tasa de transporte promedio de **10.1 m²/s**.

Empleando los resultados anteriores se obtuvo un factor de intermitencia de **0.189**. Este es la fracción de tiempo por año, que un caudal continuo asociado al periodo de retorno de los 2 años, entrega efectivamente carga anual de arena (Czuba and Fofoula-Georgiou, 2014).

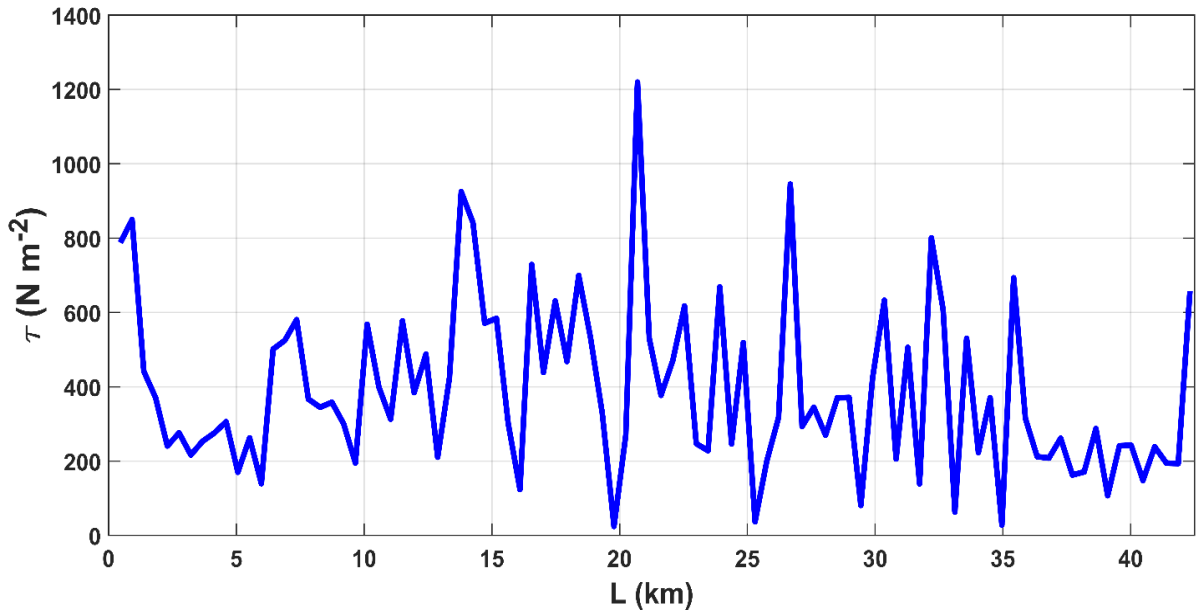


Figura 28. Variabilidad del esfuerzo cortante τ en el lecho de cada uno de los tramos evaluados en el cauce principal (Longitud L).

7.2.3. Factor de escala para el transporte de arena.

Con el fin de establecer el factor de escala para el transporte de sedimentos Θ , que hace referencia a la fracción de flujo en profundidad que lleva mayor cantidad de arenas, inicialmente se debe estimar la velocidad de sedimentación. Se utilizará la ecuación de She y col (2010), elaborada para partículas del tamaño de la arena.

Ec. 25. Diámetro normalizado de la partícula

$$Dgr = D \sqrt[3]{\frac{g(Ri - 1)}{\vartheta^2}}$$

Ec. 26. Velocidad de sedimentación

$$u_s = \frac{\vartheta}{D} \left\{ 1.05 Dgr^{1.5} \left[1 - e^{(-0.315 * Dgr^{0.7652})} \right]^{2.2} \right\}$$

Donde D_{gr} es el diámetro normalizado de la partícula, ν es la viscosidad cinemática del agua y u_s es la velocidad de sedimentación.

También se estimará la velocidad de corte u^*

Ec. 27. Velocidad de corte

$$u_* = \sqrt{gHS}$$

La relación logarítmica entre la velocidad de flujo y el calado

Ec. 28. Relación entre la velocidad de flujo y corte

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \left(30 \frac{z/H}{k_s/H} \right)$$

Donde k es la constante de von Kármán, z/H es la profundidad relativa, k_s es la escala de aspereza. Según García (2008), la fricción efectiva se puede representar como $K_s=2D$.

Al final, se estimó la variación de concentración media de sedimentos suspendidos con la elevación del agua en el cauce con la ecuación de Rouse.

Ec. 29. Ecuación de Rouse

$$\frac{\bar{c}}{c_b} = \left[\frac{\frac{1}{z/H} - 1}{\frac{1}{b/H} - 1} \right]^{Z_R}$$

Donde \bar{c}/c_b es la relación entre la concentración media de sedimentos en el agua y en la interfaz entre la zona de carga de fondo y la carga suspendida, y Z_R es el número de Rouse, que es



Ec. 30. Número de Rouse

$$Z_R = \frac{u_s}{ku_*}$$

En el estudio se utilizaron los diámetros de partícula de 0.4 mm y 0.2 mm, correspondientes a periodos húmedos y secos de la cuenca. En adelante se referenciarán los resultados obtenidos para la partícula de 0.2 mm.

La velocidad de sedimentación obtenida fue **0.0115 m/s**.

Luego, empleando las funciones de distribución, (ver figura 29), se seleccionaron los valores de la relación c/c_b asociados a las probabilidades acumuladas del 70%, 80% y 90%, pues bajo dichas condiciones ocurre el transporte de partículas de las granulometrías comúnmente acarreadas por el río. Después, para cada relación de concentraciones, se obtuvieron los valores de Θ asociados, los cuales son presentados en la tabla 15.

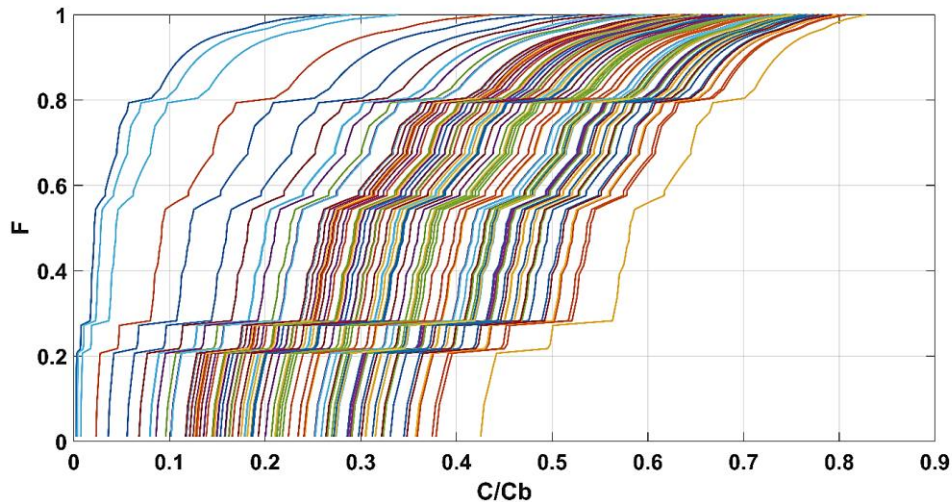


Figura 29. FDP de las relaciones de la concentración de sedimento acarreado por tramo de río obtenidas en función de diferentes caudales y velocidades flujo.

Tabla 15. Determinación del factor de escala para el transporte de arena.

Porcentaje	Θ	Desviación
70%	0.125	6.44%
80%	0.137	5.45%
90%	0.216	4.87%

Se tomará como valor de Θ , para todos los tramos de la cuenca **0.125**.

7.2.4. Tiempo de viaje.

El tiempo total de tránsito de las arenas, se determinó como la sumatoria de los t_s obtenidos por tramo de río empleando la ecuación 8.

Con cada una de las variables determinadas anteriormente, como es el caso de parámetros hidráulicos como la velocidad, los coeficientes α y β y la intermitencia; propiedades físicas del sedimento como la densidad, el diámetro de la partícula y la forma; y aspectos morfométricos de la cuenca como longitudes, pendientes y áreas, se obtuvo que el tiempo de tránsito de la arena para partículas de 0.4 mm es de **202.3 horas**, mientras que para partículas de 0.2 mm es de **101.1 horas**.

El tiempo de viaje de las arenas de 0.2 mm de diámetro, en cada sector de la cuenca, se presenta en la figura 30.

Se observa que en las zonas de mayor pendiente las posiciones de las isócronas están más espaciadas, pues para un mismo tiempo de viaje se recorre mayor distancia, ya que la velocidad de flujo es más alta, mientras que en las zonas de baja pendiente las líneas se juntan.

8. CONSTRUCCIÓN SEDIMENTOGRAMA UNITARIO

Se le denomina sedimentograma a las representaciones gráficas de la distribución temporal de la carga de sedimentos durante eventos de creciente (Sadeghi et al., 2008). Al igual que en los hidrogramas unitarios, el tiempo se puede medir en horas.

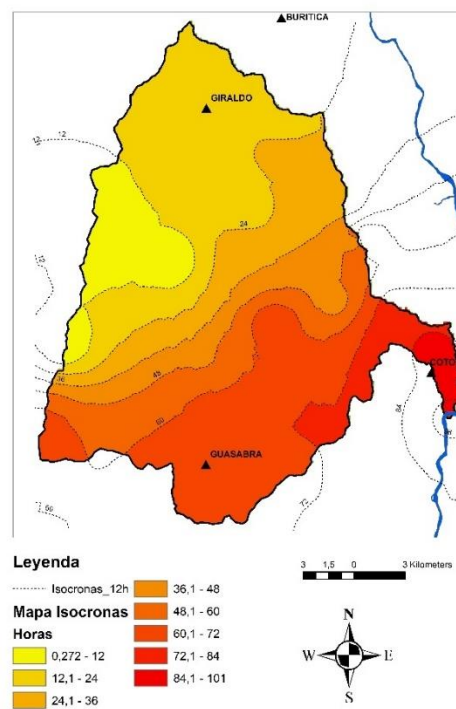


Figura 30. Mapa de isócronas asociado al tiempo de viaje de las arenas de 0.2 mm de diámetro medio.

8.1. ESTIMACIÓN DEL TIEMPO DE VIAJE DE LAS PARTICULAS Y EL TIEMPO DE OCURRENCIA DE LA CARGA MÁXIMA DEL SEDIMENTOGRAMA.

Para la construcción de un sedimentograma unitario, inicialmente, se requiere elaborar relaciones entre el tiempo de viaje de las partículas y las cargas de sedimento transportadas durante la avenida. En la sección 7.2 se estimaron los



tiempos de tránsito de partículas con un diámetro medio de 0.2 mm y concentraciones de sedimento por unidad de área para la avenida asociada al periodo de retorno de los 2 años. Con estos datos se estimaron los porcentajes acumulados de sedimentos por tramo de cauce con respecto a los tiempos de viaje asociados, como se muestra en la figura 31.

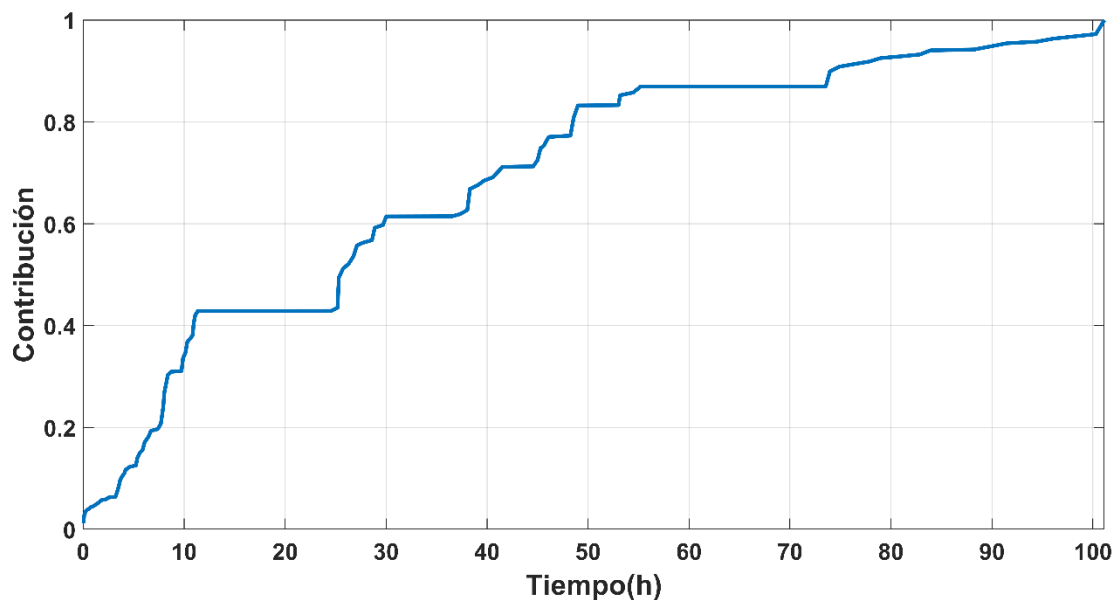


Figura 31. Porcentajes de contribución de sedimento acumulados con respecto al tiempo de viaje.

Luego, para convertir los porcentajes a datos de carga de sedimento, se utilizó un valor de su concentración de 0.444 kg/m^3 , el cual está asociado al periodo de retorno evaluado, (Ver tabla 16), siendo este el máximo del sedimentograma a construir. Con el caudal máximo se obtuvo la carga de sedimento.

Para la estimación del tiempo del máximo en el sedimentograma (T_p), se empleó la ecuación planteada por Sadeghi y col (2019).

Ec. 31. Tiempo en el que aparece el valor máximo de la concentración de sedimentos

$$Tp = - \frac{0.56 * \ln \frac{qp}{Qp}}{Z}$$

Donde Tp es el tiempo de ocurrencia del máximo en horas, qp es el máximo de la descarga, Qp es el máximo de lluvia y Z es un parámetro de circulación de sedimentos.

Con el fin de establecer Z, se utilizó la ecuación de la onda cinemática para la concentración de sedimentos con respecto al tiempo (Kumar and Rastogi, 1987), como se muestra a continuación.

Donde CSS_t es la concentración de sedimentos y t_s es su tiempo de viaje.

Ec. 32. Parámetro de circulación de sedimentos

$$Z = - \frac{\ln (CSS_t)}{t_s}$$

En la tabla 16, se pueden consultar todos los parámetros y los resultados obtenidos en el cálculo del tiempo máximo.

Tabla 16. Parámetros del sedimentograma para la estimación del tiempo máximo.

Parámetro	Valor
Área cuenca (km ²)	395
Concentración sedimentos max. Tr 2 años (kg/m ³)	0.444
Caudal máximo Tr 2 años (m ³ /s)	10.7
Carga pico de CSS (kg/s)	2.11
Parámetro sedimento Z (h ⁻¹)	0.0080
Volumen de lluvia (media día) Tr 2 años (m ³ /s)	19.0
Caudal asociado a sedimento Tr 2 años (m ³ /s)	4.74
Tiempo de viaje (h)	101

Parámetro	Valor
Tiempo máximo (h)	40.1

8.2. DETERMINACIÓN DE CARGAS Y CONCENTRACIONES POR PERIODO DE RETORNO.

Según Sanders et al (2012), entre otros, el aumento en la carga de sedimentos asociado a eventos de precipitación, se puede representar con una función similar a la de los hidrogramas unitarios que describen las crecientes en la escorrentía, teniendo en cuenta, que los tiempos de respuesta son diferentes. Por lo tanto, con los datos obtenidos anteriormente, se ajustaron los resultados a la función del hidrograma unitario de Nash (Boufadel, 1998), para construir el sedimentograma unitario de transporte de arenas en la cuenca, obteniéndose para los tiempos de transporte y las cargas máximas de sedimento, los parámetros asociados K , α y Γ , como se muestra a continuación.

Ec. 33. Función de flujo unitario sólido

$$h(t) = \frac{1.04 \times 10^{-4}}{\Gamma(\alpha)} t^{3.90} e^{-0.095 * t}$$

Después de obtener la función de flujo unitario sólido, se procedió a determinar la carga por unidad de caudal de escorrentía, que debe coincidir con la concentración de sedimentos asociada al periodo de retorno respectivo. Los resultados se presentan en la figura 32.

Luego, al multiplicar la carga unitaria por el tiempo máximo y los caudales de escorrentía se obtienen los sedimentogramas por periodo de retorno, como se muestra a continuación (ver figura 33).

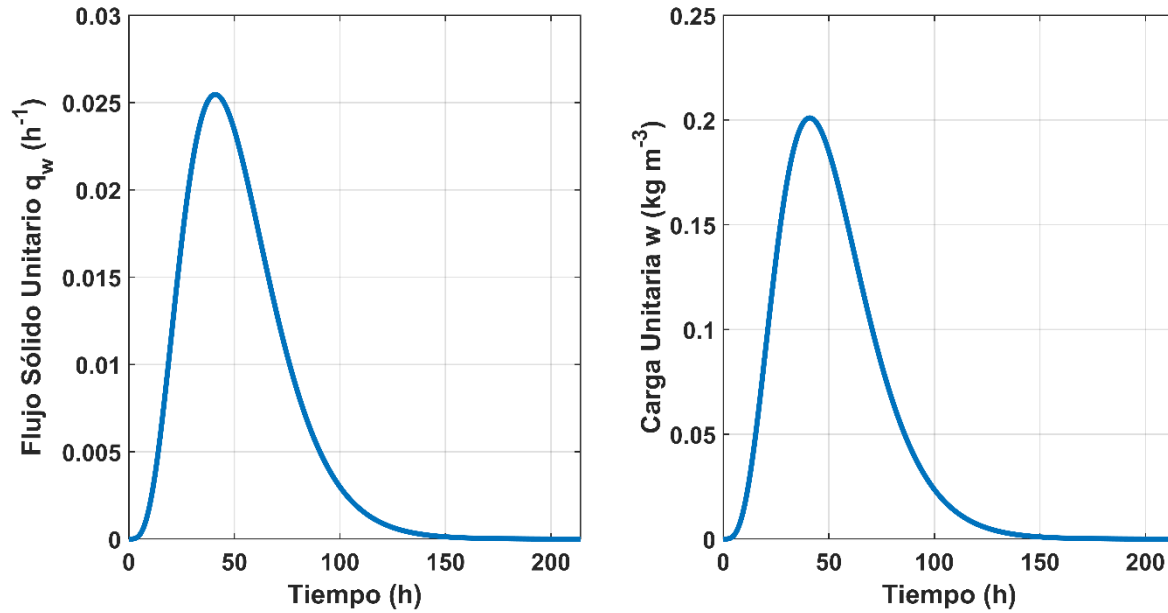


Figura 32. Sedimentogramas de flujo y carga unitaria.

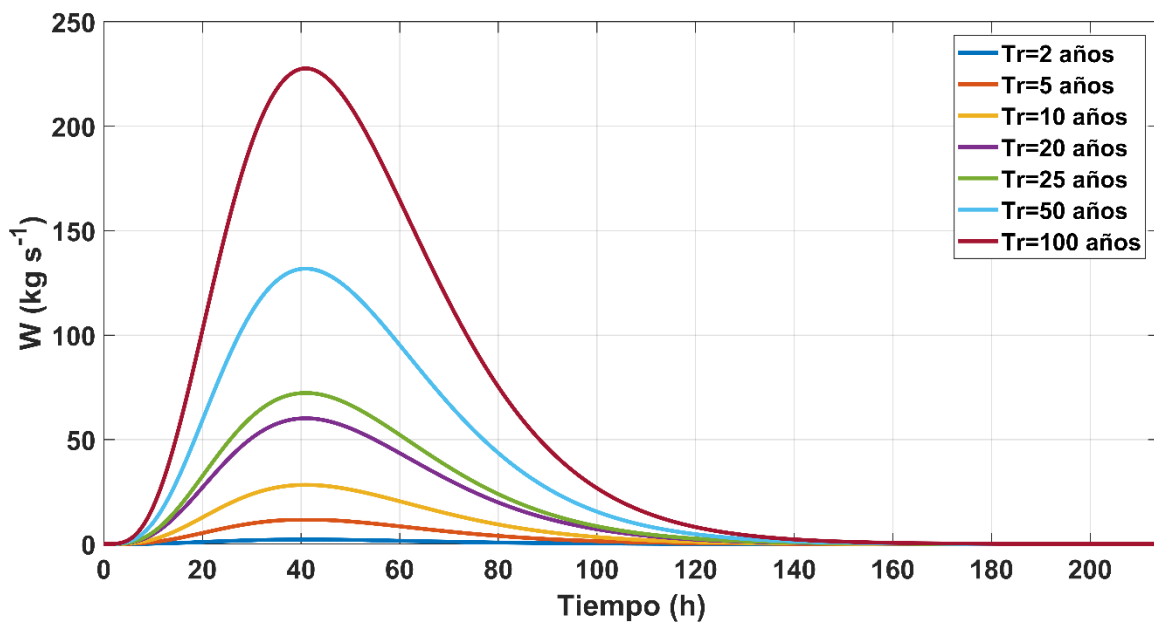


Figura 33. Sedimentogramas asociados a la escorrentía generada por periodo de retorno.



9. CARGA DE FONDO

Los sedimentos aportados por la erosión del lecho E_b , se puede determinar mediante el uso de la siguiente ecuación (Lick, 2008).

Ec. 34. Erosión del lecho

$$E_b = pw_s C_e$$

Donde p es la probabilidad de deposición, w_s es la velocidad de sedimentación relativa al fluido y C_e es la concentración de sedimentos cerca al lecho en estado de equilibrio.

Para determinar la probabilidad de deposición de sedimentos p , es necesario establecer el valor de E_b , por lo tanto, se utilizó la fórmula de Bagnold (Yang, 1986), acoplado las unidades de cada una de las variables empleadas a las requeridas por las ecuaciones planteadas por Lick (2008) y Czuba y col (2016), como se muestra a continuación.

Ec. 35. Ecuación Bagnold

$$E_b = b * (\tau - \tau_c) \tau^{1/2}$$

Ec. 36. Parámetro de eficiencia de Bagnold

$$b = 8.5 * \frac{e_b}{\tan \psi}$$

Donde e_b es la relación de eficiencia entre el trabajo útil efectuado por el agua y la disponibilidad de energía y ψ es el ángulo de fricción de la arena.

También es necesario determinar la concentración de equilibrio, la cual se calcula como se presenta a continuación:

Ec. 37. Concentración de equilibrio

$$C_e = 0.117 \frac{\rho_s T}{d_*}$$

Donde p_s es la densidad del sedimento, d^* el diámetro adimensional de la partícula (se toma como base un diámetro medio de 0.75 mm) y T un parámetro de transporte. El parámetro de transporte T , se establece como una relación entre los esfuerzos cortantes en el lecho τ_b y el esfuerzo cortante crítico τ_c .

Ec. 38. Parámetro de transporte

$$T = \frac{\tau_b - \tau_c}{\tau_c}$$

De esta forma se pudo establecer p , al despejar la ecuación 30. Con el valor de p , se pudo establecer la deposición D_b , con la ecuación que se presenta a continuación.

Ec. 39. Deposición de sedimentos en el lecho

$$D_b = p w_s C_b$$

Teniendo en cuenta que el flujo neto de sedimentos es la diferencia entre E_b y D_b , se pudo determinar la aportación de sedimentos al río asociados a la erosión de su lecho, como se presenta en la figura 34.

Se observa que las cargas de fondo, a la altura de la estación La Galera, oscilan entre **0 y 2.36 Gg d⁻¹**, con un valor promedio de **0.0232 Gg d⁻¹**. Con respecto a los valores máximos diarios, estos se encuentran entre **1.19 Gg d⁻¹ y 2.38 Gg d⁻¹**. Los valores obtenidos son mucho menores a las cargas de sedimento en suspensión, presentadas en la figura 22, resultado que es coherente con lo esperado.

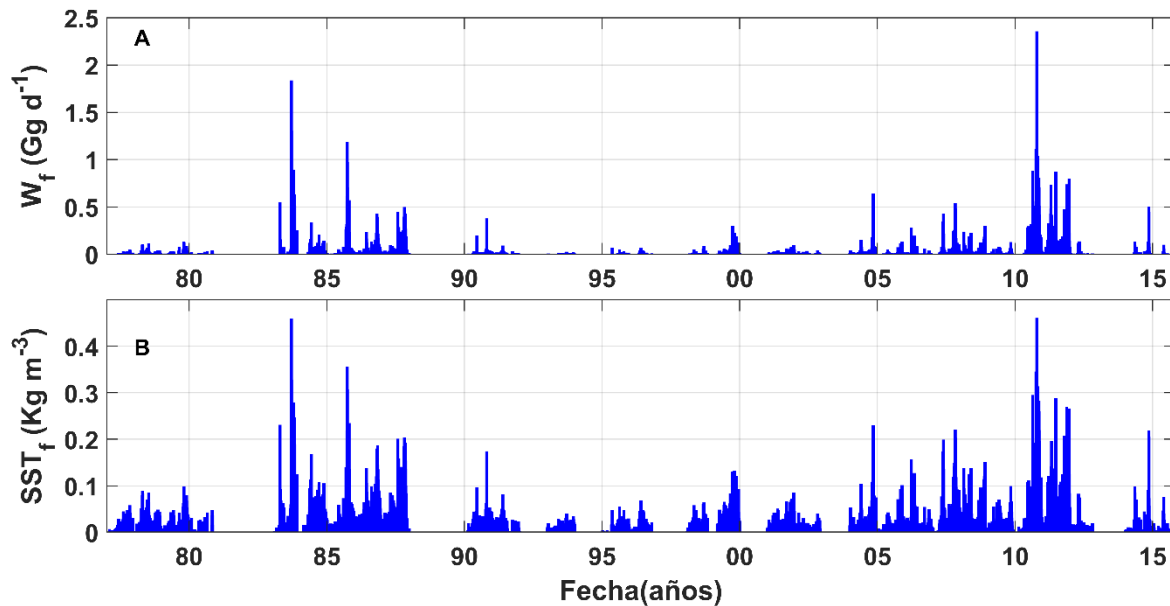


Figura 34. Cargas y concentraciones de fondo diarias expresadas en $Gg\ d^{-1}$ y kg/m^3 , entre los años 1977 y 2015, para el río Tonusco.

Las concentraciones de sedimento de fondo varían entre $0\ Kg/m^3$ y $0.465\ kg\ m^{-3}$, con un valor promedio de $0.0197\ Kg\ m^{-3}$.

Los valores anuales de carga de sedimento de fondo, discriminados entre años con y sin ENSO, se pueden consultar en la figura 35, observándose valores máximos de $20.9\ Gg\ año^{-1}$ y $30.7\ Gg\ año^{-1}$. El valor promedio anual determinado fue de $7.25\ Gg\ año^{-1}$.

Los mayoría de valores máximos y mínimos coinciden con la incidencia de los fenómenos de La Niña y El Niño, respectivamente, aunque se tienen valores anómalos, sobre todo en la década de los años 1980, lo que coincide con lo detectado en capítulos anteriores, donde se referencia que estas condiciones probablemente fueron generadas por una combinación de intervenciones antrópicas, como la construcción de carreteras, con episodios climáticos extremos,



como largas transiciones entre años Niño y restablecimiento de periodos hidrológicas normales.

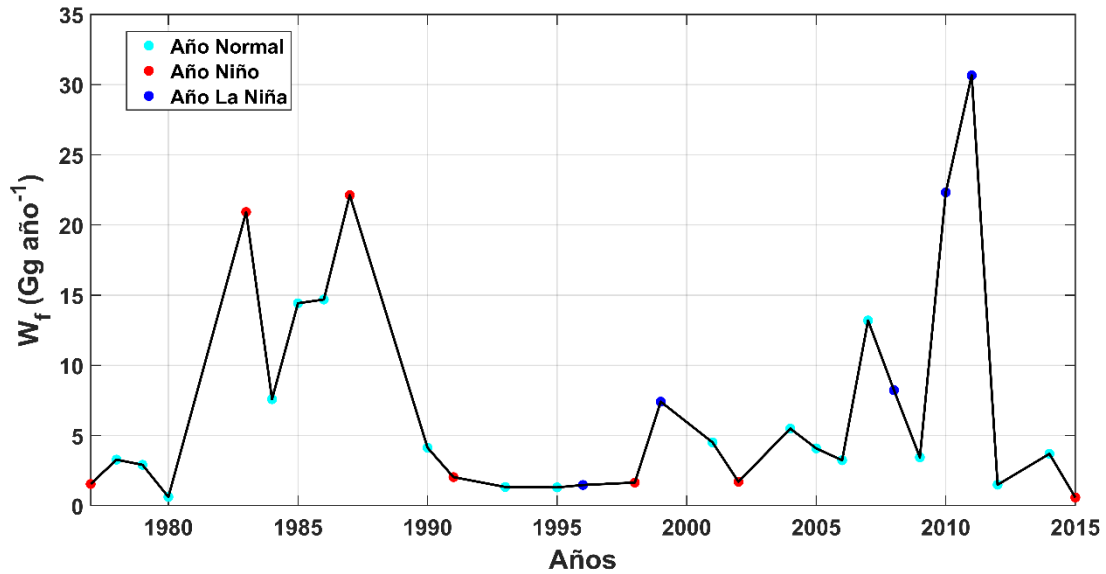


Figura 35. Cargas de fondo anuales expresadas en Gg, entre los años 1977 y 2015, para el río Tonusco.



REFERENCIAS


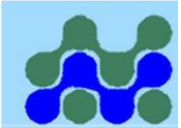
- Almagro, A., Thomé, T.C., Colman, C.B., Pereira, R.B., Marcato Junior, J., Rodrigues, D.B.B., Oliveira, P.T.S., 2019. Improving cover and management factor (C-factor) estimation using remote sensing approaches for tropical regions. *International Soil and Water Conservation Research* 7, 325–334. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.08.005>
- Batista, P.V.G., Silva, M.L.N., Silva, B.P.C., Curi, N., Bueno, I.T., Acérbi Júnior, F.W., Davies, J., Quinton, J., 2017. Modelling spatially distributed soil losses and sediment yield in the upper Grande River Basin - Brazil. *CATENA* 157, 139–150. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.05.025>
- Berghuijs, W.R., Woods, R.A., Hutton, C.J., Sivapalan, M., 2016. Dominant flood generating mechanisms across the United States. *Geophysical Research Letters* 43, 4382–4390. <https://doi.org/10.1002/2016GL068070>
- Bever, A.J., Harris, C.K., Sherwood, C.R., Signell, R.P., 2009. Deposition and flux of sediment from the Po River, Italy: An idealized and wintertime numerical modeling study. *Marine Geology* 260, 69–80. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.01.007>
- Bonilla, C.A., Johnson, O.I., 2012. Soil erodibility mapping and its correlation with soil properties in Central Chile. *Geoderma* 189–190, 116–123. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.05.005>
- Boufadel, M.C., 1998. Unit Hydrographs Derived from the Nash Model. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 34, 167–177. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05969.x>
- Brown, L.C., Foster, G.R., 1987. Storm erosivity using idealized intensity distributions. *Transactions of the ASAE* 30, 379–386.
- Carvalho, D.F., Durigon, V.L., Antunes, M.A.H., Almeida, W.S., Oliveira, P.T.S., 2014. Predicting soil erosion using Rusle and NDVI time series from TM Landsat 5. *Pesq. agropec. bras.* 49(3), 215–224. <https://doi.org/10.1590/S0100-204X2014000300008>
- Cerdan, O., Delmas, M., Négrel, P., Mouchel, J.-M., Petelet-Giraud, E., Salvador-Blanes, S., Degan, F., 2012. Contribution of diffuse hillslope erosion to the sediment export of French rivers. *Comptes Rendus Geoscience, Erosion–Alteration: from fundamental mechanisms to geodynamic consequences (Ebelmen’s Symposium)* 344, 636–645. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.10.011>
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1993. *Hidrología aplicada*. McGraw-Hill.
- Colman, C.B., Garcia, K., Pereira, R., Shinma, E.A., Lima, F.E., Gomes, A.O., Oliveira, P.S., 2018. Different approaches to estimate the sediment yield in a tropical watershed. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 23.
- Czuba, J., 2016. A Network-Based Framework for Hydro-Geomorphic Modeling and Decision Support with Application to Space-Time Sediment Dynamics, Identifying Vulnerabilities, and Hotspots of Change.
- Czuba, J.A., Fofoula-Georgiou, E., 2014. A network-based framework for identifying potential synchronizations and amplifications of sediment delivery in river basins. *Water Resources Research* 50, 3826–3851. <https://doi.org/10.1002/2013WR014227>
- Davies-Colley, R., Smith, D., 2007. Turbidity, Suspended Sediment, and Water Clarity: A Review. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 37, 1085–1101. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2001.tb03624.x>
- Departamento de Planeación Departamental de Antioquia, 2018. 9 Producción [WWW Document]. *Anuario Estadístico de Antioquia 2017*. URL <http://www.antioquiadatos.gov.co/index.php/produccion-2017> (accessed 9.1.21).



- Escuela de Ingeniería de Antioquia, 2010. Esquema de Ordenamiento Territorial Municipio de Santa Fe de Antioquia. Alcaldía de Santa Fe de Antioquia, Santa Fe de Antioquia.
- Exelis Visual Information Solutions, 2013. ENVI version 4.8. Boulder, Colorado.
- Fernández, C., Wu, J.Q., McCool, D.K., Stöckle, C.O., 2003. Estimating water erosion and sediment yield with GIS, RUSLE, and SEDD. *J. Soil Water Conserv.* 58 (3), 128–136.
- García Corrales, L.M., Avila, H., Gutierrez, R.R., 2019. Land-use and socioeconomic changes related to armed conflicts: A Colombian regional case study. *Environmental Science & Policy* 97, 116–124. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2019.04.012>
- García, M., 2008. *Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modeling, and Practice*. American Society of Civil Engineers, ASCE, USA. <https://doi.org/10.1061/9780784408148>
- Hoyos, N., Waylen, P.R., Jaramillo, A., 2005. Seasonal and spatial patterns of erosivity in a tropical watershed of the Colombian Andes. *Journal of Hydrology* 314, 177–191. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.03.014>
- IGAC, 2019. Geoportal IGAC [WWW Document]. URL <https://www.igac.gov.co/> (accessed 12.19.20).
- Jensen, J.R., 2005. *Introductory digital image processing a remote sensing perspective*. Prentice Hall, New York.
- Kinnell, P., 2014. Geographic Variation of USLE/RUSLE Erosivity and Erodibility Factors. *J. Hydrologic Eng* 20, C4014012. *Journal of Hydrologic Engineering* 20, C4014012. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001143](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001143)
- Kumar, S., Rastogi, R.A., 1987. A conceptual catchment model for estimating suspended sediment flow. *Journal of Hydrology* 95, 155–163. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90122-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90122-3)
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P., 1995. *Fluvial Processes in Geomorphology*. Courier Corporation.
- Lick, W., 2008. *Sediment and Contaminant Transport in Surface Waters, Sediment and Contaminant Transport in Surface Waters*. <https://doi.org/10.1201/9781420059885>
- Lu, H., Moran, C.J., Prosser, I.P., 2006. Modelling sediment delivery ratio over the Murray Darling Basin. *Environmental Modelling & Software, Integrative Modelling of Climatic, Terrestrial and Fluvial Systems* 21, 1297–1308. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2005.04.021>
- Merg, C., Petri, D., Bodoira, F., Nini, M., Díez, M.J.F., Schmindt, F., Montalva, R., Guzmán, L., Rodríguez, K., Blanco, F., Selzer, F., 2011. Mapas digitales regionales de lluvias, índice estandarizado de precipitación e índice verde. *Pilquen - Sección Agronomía* 5.
- Moreno, H.A., Vélez, M.V., Montoya, J.D., Rhenals, R.L., 2006. LA LLUVIA Y LOS DESLIZAMIENTOS DE TIERRA EN ANTIOQUIA: ANÁLISIS DE SU OCURRENCIA EN LAS ESCALAS INTERANUAL, INTRAANUAL Y DIARIA. *Revista EIA* 59–69.
- Mueller, E.R., Schmidt, J.C., Topping, D.J., Shafroth, P.B., Rodríguez-Burgueño, J.E., Ramírez-Hernández, J., Grams, P.E., 2017. Geomorphic change and sediment transport during a small artificial flood in a transformed post-dam delta: The Colorado River delta, United States and Mexico. *Ecological Engineering, Environmental Flows for the Colorado River Delta: Results of an Experimental Pulse Release from the US to Mexico* 106, 757–775. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2016.08.009>
- Niño Piña, O., 2015. Identificación de correlaciones entre la arga de Lavado y algunos parámetros geomorfológicos y de uso de suelo en la cuenca del río Cauca. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia (In Spanish).
- Poveda, G., Jaramillo, A., Gil, M.M., Quiceno, N., Mantilla, R.I., 2001. Seasonally in ENSO-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia. *Water Resources Research* 37, 2169–2178. <https://doi.org/10.1029/2000WR900395>
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C., 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agriculture Handbook*, 703. USDA, ARS, Washington, DC.
- Rendon-Herrero, O., 1978. unit sediment graph. *Water Resources Research* 14, 889–901. <https://doi.org/10.1029/WR014i005p00889>



- Restrepo, J.D., Escobar, H.A., 2018. Sediment load trends in the Magdalena River basin (1980–2010): Anthropogenic and climate-induced causes. *Geomorphol.* 302, 76–91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.12.013>
- Restrepo, J.D., Kettner, A.J., Syvitski, J.P.M., 2015. Recent deforestation causes rapid increase in river sediment load in the Colombian Andes. *Anthropocene* 10, 13–28. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2015.09.001>
- Rudorff, C.M., Dunne, T., Melack, J.M., 2018. Recent increase of river–floodplain suspended sediment exchange in a reach of the lower Amazon River. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 322–332. <https://doi.org/10.1002/esp.4247>
- Sadeghi, S.H., Moradi Dashtpajardi, M., Moradi Rekabdarkoolai, H., Schoorl, J.M., 2019. Accuracy of sedimentgraph modeling from topography map scale and DEM mesh size. *International Soil and Water Conservation Research* 7, 138–149. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.01.002>
- Sadeghi, S.H.R., Mizuyama, T., Miyata, S., Gomi, T., Kosugi, K., Fukushima, T., Mizugaki, S., Onda, Y., 2008. Determinant factors of sediment graphs and rating loops in a reforested watershed. *Journal of Hydrology* 356, 271–282. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.04.005>
- Sander, G., A, T., Heng, P., Zhong, Y., D, D., 2012. Sustainable soil and water resources: modelling soil erosion and its impact on the environment.
- Saneambiente, 2011. Plan Maestro de Acueducto y Alcantarillado Municipios de Santa Fe de Antioquia, Sopetrán, San Jerónimo y Olaya.
- She, K., Trim, L., Pope, D.J., 2010. Fall velocities of natural sediment particles: A simple mathematical presentation of the fall velocity law. *Journal of Hydraulic Research* 2005, 189–195. <https://doi.org/10.1080/00221686.2005.9641235>
- Singh, V.P., Cui, H., Byrd, A., 2015. Sediment Graphs Based on Entropy Theory. *Journal of Hydrologic Engineering* 20, C4014004. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001068](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001068)
- Tena, A., Batalla, R.J., Vericat, D., López-Tarazón, J.A., 2011. Suspended sediment dynamics in a large regulated river over a 10-year period (the lower Ebro, NE Iberian Peninsula). *Geomorphology* 125, 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.029>
- USGS, 2019. EarthExplorer [WWW Document]. URL <https://earthexplorer.usgs.gov/> (accessed 12.19.20).
- Van der Knijff, J.M., Jones, R.J.A., Montanarella, L., 2000. Soil erosion risk assessment in Europe — European Environment Agency [WWW Document]. URL <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/external/soil-erosion-risk-assessment-in-europe> (accessed 7.8.21).
- Wang, S., Fu, B.-J., Piao, S., Lu, Y., Ciais, P., Feng, X., Wang, Y., 2015. Reduced sediment transport in the Yellow River due to anthropogenic changes. *Nature Geoscience* 9. <https://doi.org/10.1038/ngeo2602>
- Williams, J.R., 1978. A sediment graph model based on an instantaneous unit sediment graph. *Water Resources Research* 14, 659–664. <https://doi.org/10.1029/WR014i004p00659>
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning. Department of Agriculture, Science and Education Administration.
- Yang, C.-S., 1986. On Bagnold's sediment transport equation in tidal marine environments and the practical definition of bedload. *Sedimentology* 33, 465–486. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1986.tb00755.x>

 <p>UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>	<p>“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”</p> <p>CAPÍTULO 4: MODELACIÓN DE PRODUCCIÓN Y APORTACIÓN DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA</p>	 <p>Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>
---	---	---

CAPÍTULO 4: MODELACIÓN DE PRODUCCIÓN Y APORTACIÓN DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA (SEDD)

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

Elaborado por:

Juan Pablo García Montoya

Tutores:

Tom Vanwalleghem

Juan Vicente Giráldez Cervera



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

Córdoba (España), 2018

ORIGINAL



UNIVERSIDAD DE CORDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

CAPÍTULO 4: MODELACIÓN DE LA PRODUCCIÓN Y APORTACIÓN DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA



Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola
UNIVERSIDAD DE CORDOBA

ÍNDICE



1. INTRODUCCIÓN.....	4
2. VARIABILIDAD DE REGISTROS CLIMÁTICOS Y SEDIMENTOLÓGICOS ENTRE AÑOS CON Y SIN ENSO	4
3. MODELO PARA LA CUANTIFICACIÓN DE APORTACIÓN DE SEDIMENTOS DISTRIBUIDA SEDD.....	8
3.1. ESTIMACIÓN DE LA DESCARGA DE SEDIMENTOS.....	8
3.2. MÉTODO DE CALIBRACIÓN DEL MODELO SEDD.....	11
3.3. ANÁLISIS DE VARIABLES DE ENTRADA AL MODELO.....	11
3.4. RELACIONES ENTRE LA GENERACIÓN DE ESCORRENTÍA Y LA APORTACIÓN DE SEDIMENTOS.....	13
3.5. VALIDACIÓN DE RELACIONES OBTENIDAS EN LA ELABORACIÓN DEL MODELO SEDD.....	15
4. ANÁLISIS DE LA APORTACIÓN DE SEDIMENTOS POR REGIONES O SUBCUENCAS.....	16
5. REFERENCIAS	19

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Algunos parámetros estadísticos de la precipitación en la cuenca del río Tonusco, P , (A), la descarga líquida de la cuenca, Q , (B), y la descarga anual de sedimento, W , (C), separados por periodos en los que ocurren los fenómenos de El Niño, La Niña, o ninguno de ambos. Se muestra también en la figura los resultados del análisis ANOVA. La línea roja representa la mediana, la azul delimita los datos entre los percentiles 25 y 75, y los extremos están delimitados con la línea negra. Algunos valores extremos por fuera de la tendencia se presentan con cruces rojas.	5
Figura 2. Relaciones entre la precipitación anual y los índices oceánicos ONI (A), N_{ct} (B) y N_{wp} (C).6	6
Figura 3. Relaciones entre el caudal medio anual del río Tonusco medido en la estación La Galera y los índices oceánicos ONI (A), N_{ct} (B) y N_{wp} (C).....	7
Figura 4. Relaciones entre la concentración de sedimentos media anual acarreada por el río Tonusco hasta la estación La Galera y los índices oceánicos ONI (A), N_{ct} (B) y N_{wp} (C).	7
Figura 5. Valores anuales del SDR (A) y el coeficiente β (B) para la cuenca del río Tonusco.	10
Figura 6. Diagrama de flujo del modelo SEDD.	12
Figura 6. Mapa de longitud de flujo acumulada por píxel de cuenca del río Tonusco.....	13
Figura 8. Obtención de ajuste logarítmico entre los coeficientes β y Cr (A) y validación de dicha correlación (B).....	14
Figura 9. Comparación entre las cargas de sedimento, W , medidas y calculadas a la salida de la cuenca del río Tonusco, mediante el análisis del coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe.	16
Figura 10. Cargas de sedimento anuales W , estimadas comparativamente para la quebrada La Pena y el Río Tonusco.....	17
Figura 11. Carga de sedimento media anual (A) y aportaciones de sedimento por unidad de área para las subcuencas principales del río Tonusco (B).	18
Figura 12. Distribución espacial de las aportaciones de sedimento medias por unidad de área para cada una de las subcuencas que tributan al río Tonusco.	18

LISTA DE ECUACIONES

Ec. 1. Carga de sedimento acarreada por un río.....	8
Ec. 2. Coeficiente de entrega de sedimentos por unidad geomorfológica.....	9
Ec. 3. SDR en función del tiempo de tránsito.....	9
Ec. 4. Coeficiente β	9

 <p>UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>	<p>“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”</p> <p>CAPÍTULO 4: MODELACIÓN DE LA PRODUCCIÓN Y APORTACIÓN DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA</p>	 <p>Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA</p>
---	--	---

1. INTRODUCCIÓN

Los modelos de producción y circulación de sedimentos permiten analizar la dinámica de la erosión del suelo y de su contribución a la red fluvial.

En este capítulo se adapta el modelo semidistribuido de entrega de sedimentos de Ferro y Porto (2000), SEDD, a la cuenca del río Tonusco.

2. VARIABILIDAD DE REGISTROS CLIMÁTICOS Y SEDIMENTOLÓGICOS ENTRE AÑOS CON Y SIN ENSO

Los fenómenos ENSO ejercen una notable influencia en la dinámica de los sedimentos en las redes fluviales de la Colombia andina. Se analiza en este capítulo la evolución temporal de la precipitación, escorrentía y concentración de sedimentos que la última acarrea, separando los periodos en los que aparecen los fenómenos ENSO. Para ello se muestran en la figura 1 algunos parámetros estadísticos de los datos indicados. Se han evaluado los efectos de los fenómenos ENSO con una prueba ANOVA.

Los valores mayores de las tres magnitudes aparecen durante los periodos con el fenómeno de La Niña, y los menores durante los fenómenos de El Niño. Esta tendencia se refleja también en los resultados de la prueba ANOVA. Sin embargo, al comparar las series de caudal y carga de sedimentos, los valores de F y p obtenidos son más parecidos, lo cual indica que los datos no cambian tan abruptamente con los fenómenos ENSO, como ocurre en el caso de la precipitación.

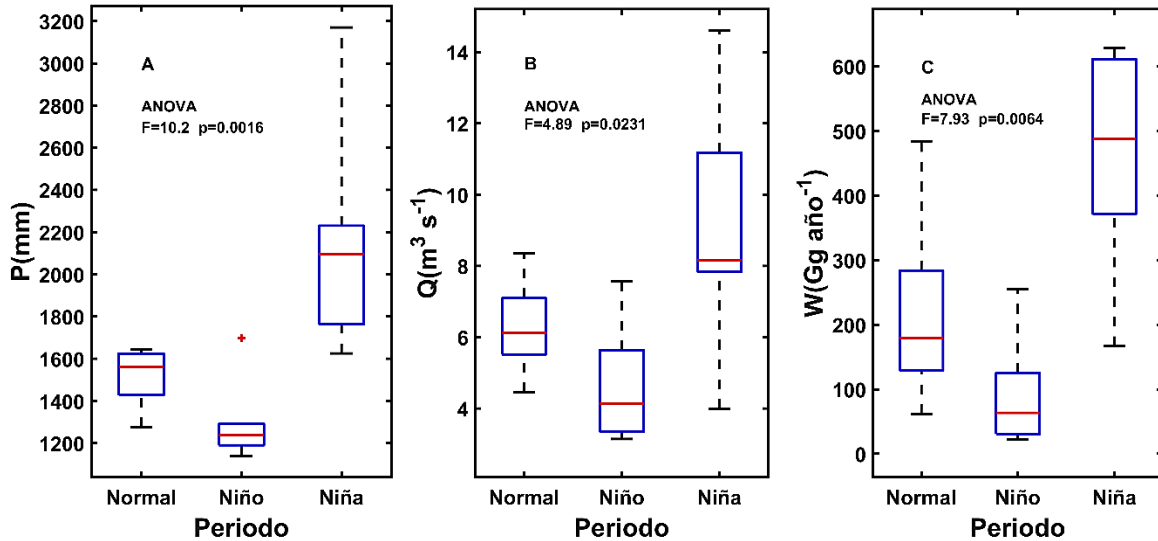


Figura 1. Algunos parámetros estadísticos de la precipitación en la cuenca del río Tonusco, P , (A), la descarga líquida de la cuenca, Q , (B), y la descarga anual de sedimento, W , (C), separados por periodos en los que ocurren los fenómenos de El Niño, La Niña, o ninguno de ambos. Se muestra también en la figura los resultados del análisis ANOVA. La línea roja representa la mediana, la azul delimita los datos entre los percentiles 25 y 75, y los extremos están delimitados con la línea negra. Algunos valores extremos por fuera de la tendencia se presentan con cruces rojas.

Se observa, también, que las medias de los datos de caudal en cada periodo considerado no son significativamente diferentes, aunque se detectan cambios apreciables entre los años normales y con el fenómeno de El Niño, así como diferencias mayores entre los periodos sin ENSO y con el fenómeno de La Niña. Se detectó una tendencia similar en la carga de sedimentos durante la incidencia de años con o sin ENSO.

Como se expuso en el capítulo 2, sección 4, la meteorología de la cuenca del río Tonusco, depende de la llegada de los vientos del oeste con gran humedad, que,



a su vez, se generan durante los cambios de la temperatura superficial del agua del Océano Pacífico. Para examinar este efecto se representaron los datos mencionados frente a los valores de los índices oceánicos en las figuras 2, 3 y 4.

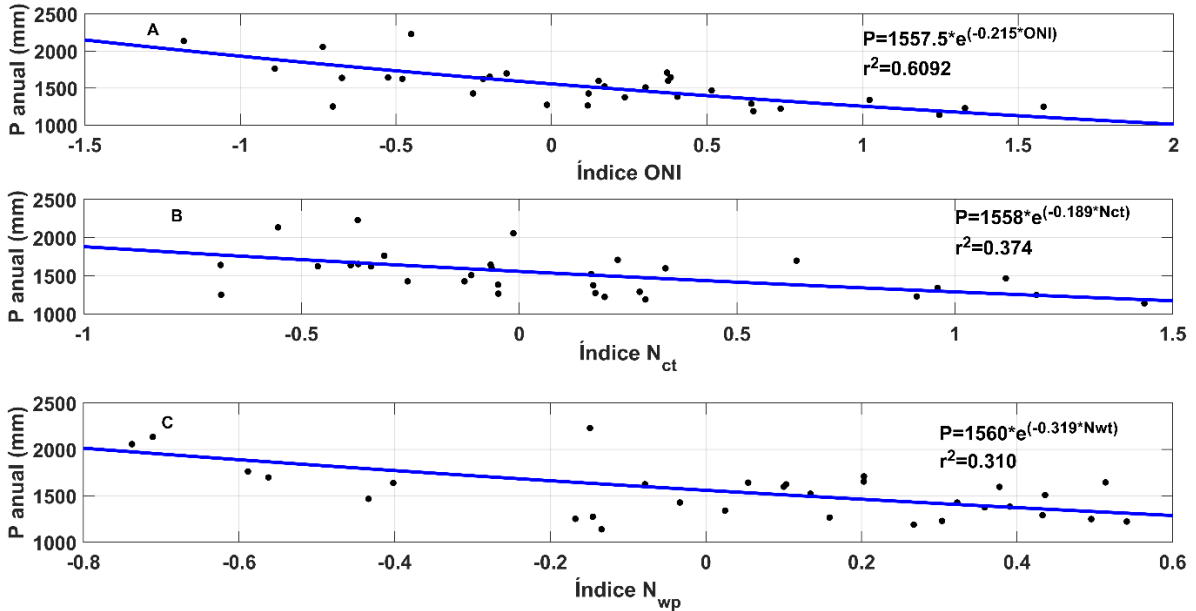


Figura 2. Relaciones entre la precipitación anual y los índices oceánicos ONI (A), N_{ct} (B) y N_{wp} (C).

Según los resultados del coeficiente de determinación, R^2 , la lluvia anual relacionada con el índice ONI, mientras que el caudal líquido y la carga de sedimentos con el índice N_{cp} . En todos los casos se aproximan a una función exponencial negativa. El índice N_{wp} , mostró el mejor ajuste.

Por ello se han seleccionado los índices oceánicos N_{ct} y ONI, para explorar la dinámica de los sedimentos.

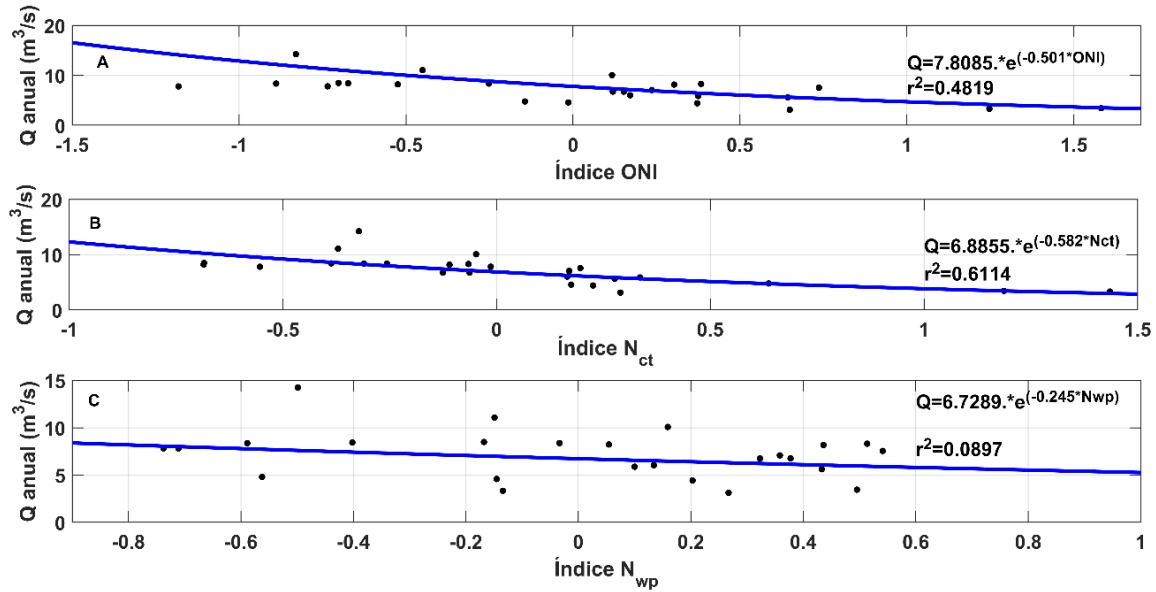


Figura 3. Relaciones entre el caudal medio anual del río Tonusco medido en la estación La Galera y los índices oceánicos ONI (A), N_{ct} (B) y N_{wp} (C).

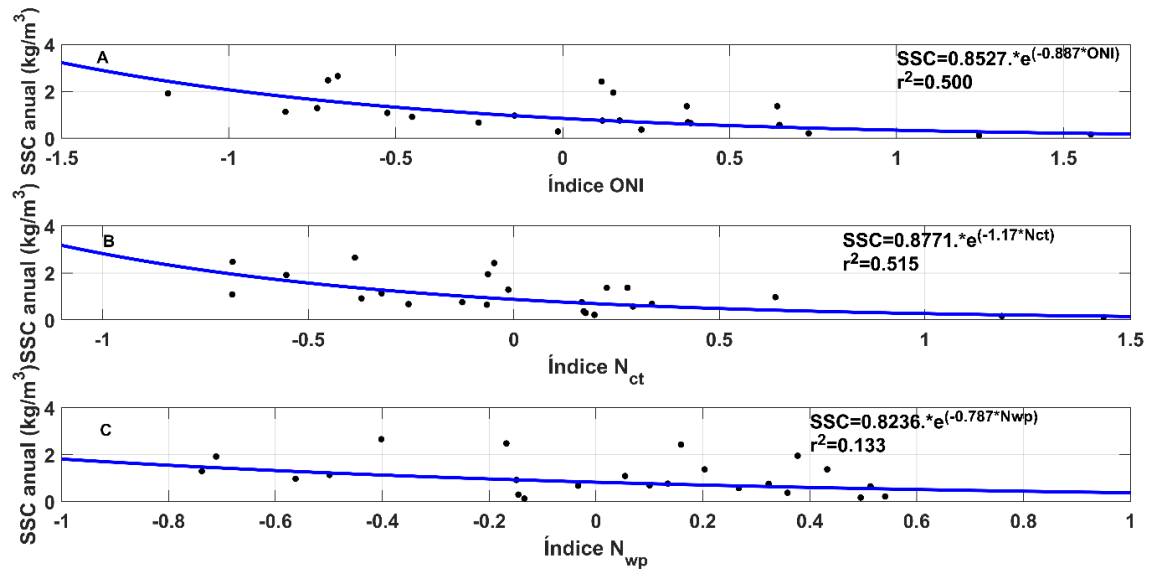


Figura 4. Relaciones entre la concentración de sedimentos media anual acarreada por el río Tonusco hasta la estación La Galera y los índices oceánicos ONI (A), N_{ct} (B) y N_{wp} (C).

3. MODELO PARA LA CUANTIFICACIÓN DE APORTACIÓN DE SEDIMENTOS DISTRIBUIDA SEDD

El modelo SEDD estima el coeficiente de entrega de sedimentos de una cuenca, por cada uno de sus tramos, empleando su tiempo de tránsito.

Aunque el modelo SEDD fue desarrollado y aplicado en pequeñas cuencas agrícolas, también ha sido usado con éxito en cuencas de mayor extensión. Fernández et al (2003) en algunas cuencas con áreas superiores a los 100 km², Liu et al (2018) en una cuenca de 144 km², Di Stefano et al (2005) en cuencas con áreas superiores a los 213 km² y Diwediga et al (2018) y Boakye et al (2020) en cuencas con áreas superiores a los 1000 km². Por lo tanto, puede ser usado en los 393 km² de extensión de la cuenca del río Tonusco.

3.1. ESTIMACIÓN DE LA DESCARGA DE SEDIMENTOS.

La carga de sedimentos acarreada por un río es (Ferro and Porto, 2000):

Ec. 1. Carga de sedimento acarreada por un río

$$W_i = SDR_i * A_i$$

Donde A_i es la pérdida de suelo en cada elemento de la cuenca, W_i es la carga de sedimento aportada a las parcelas subyacentes o a la red fluvial, y SDR_i es el coeficiente de entrega de sedimento, que relaciona a ambas magnitudes.

En los primeros estudios detallados de los procesos de aportación y transporte de sedimentos, se propusieron ecuaciones empíricas para determinar esta variable con la superficie de la cuenca (Vanoni 1975). Williams en 1975 propuso una relación

entre la fracción de sedimento generado y exportado con una función exponencial en cuyo exponente se incluía el tiempo de viaje y el diámetro de la mediana de los sedimentos. Posteriormente, Ferro & Porto, modificaron el exponente de la ecuación Williams (1975), dejando el tiempo de viajes t_p y un parámetro asociado a las pérdidas de energía, denominado β .

Ec. 2. Coeficiente de entrega de sedimentos por unidad geomorfológica

$$SDR_i = e^{-\beta t_{p,i}}$$

El tiempo de viaje t_p se puede estimar a partir de la ecuación de Manning del flujo uniforme turbulento, como el cociente entre la longitud de flujo, λ_i , y la raíz cuadrada de la pendiente de cada píxel o unidad geomorfológica S_i .

Ec. 3. SDR en función del tiempo de tránsito.

$$SDR_i = e^{-\frac{\lambda_i}{\sqrt{S_i}}\beta}$$

Como se conocen los valores anuales de las SDR, los coeficientes β fueron determinados despejando dicha variable de la ecuación 2, como se muestra a continuación.

Ec. 4. Coeficiente β

$$\beta = -\frac{1}{t_p} \ln (SDR)$$

Las estimaciones de los β correspondientes a cada SDR anual, se presentan en la figura 5 (B).

Observando los resultados presentados en la figura 5, los elevados valores de carga de sedimento entre los años 1984 y 1986, elevan los valores de los coeficientes de entrega de sedimento SDR, hasta su máximo, 1. Esto ocurre porque los potenciales



de pérdida de suelo para estos años corresponden a valores medios, con buena cobertura del suelo y precipitación moderada. Sin embargo, la carga de sedimentos es muy alta, pues las concentraciones de sólidos en suspensión fueron máximas. Esta situación pudo generarse por intervenciones del territorio que generaron pérdida de cobertura vegetal y deslizamientos, asociadas a la construcción de la carretera al Mar, combinadas con periodos secos del Niño, que favorecieron la acumulación de gran cantidad de sedimentos que probablemente fueron arrastrados fácilmente en las temporadas de lluvia, incrementando drásticamente las cargas transportadas por el río. Considerando que por la referenciada situación no hay una correspondencia entre la precipitación y la producción de sedimento, se puede afirmar que estos datos son anómalos.

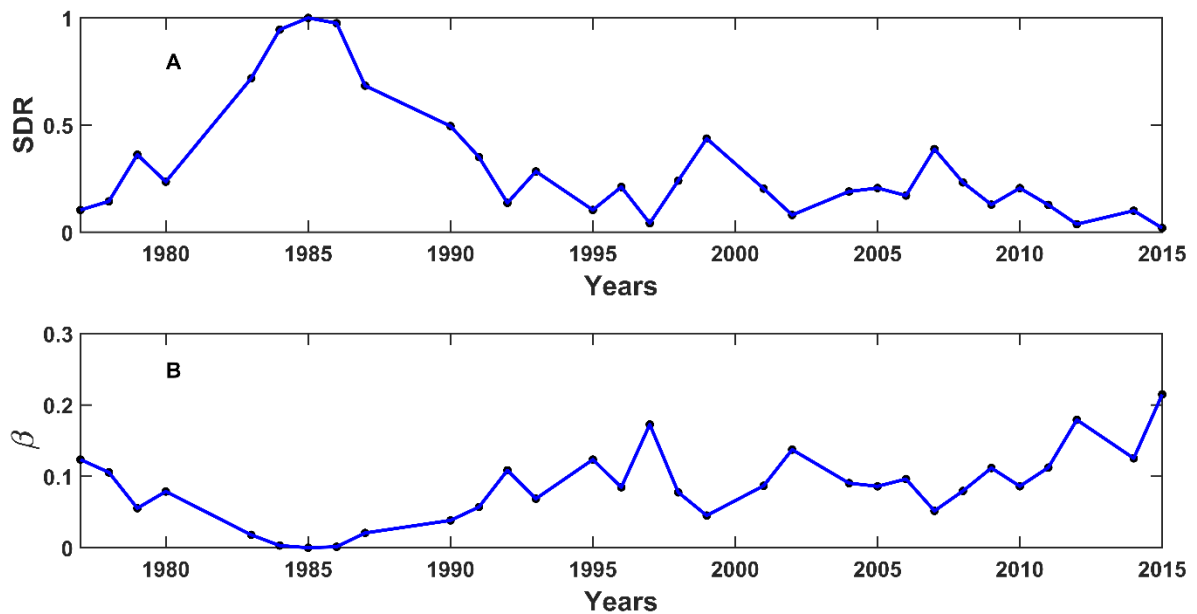


Figura 5. Valores anuales del SDR (A) y el coeficiente β (B) para la cuenca del río Tonusco.

3.2. MÉTODO DE CALIBRACIÓN DEL MODELO SEDD.

Siguiendo el diagrama de flujos de la figura 6, se obtienen los valores de los coeficientes de escorrentía C_r usando precipitaciones y caudales. La pérdida de suelo A , por píxel de cuenca, se evalúa con la ecuación RUSLE y la carga de sedimentos con los datos de caudal y concentración de sedimentos del capítulo 3. Con estos valores en la escala anual se deduce el coeficiente de entrega de sedimentos SDR. Los tiempos de tránsito de la escorrentía y sedimentos, se obtienen con parámetros hidráulicos y geomorfológicos.

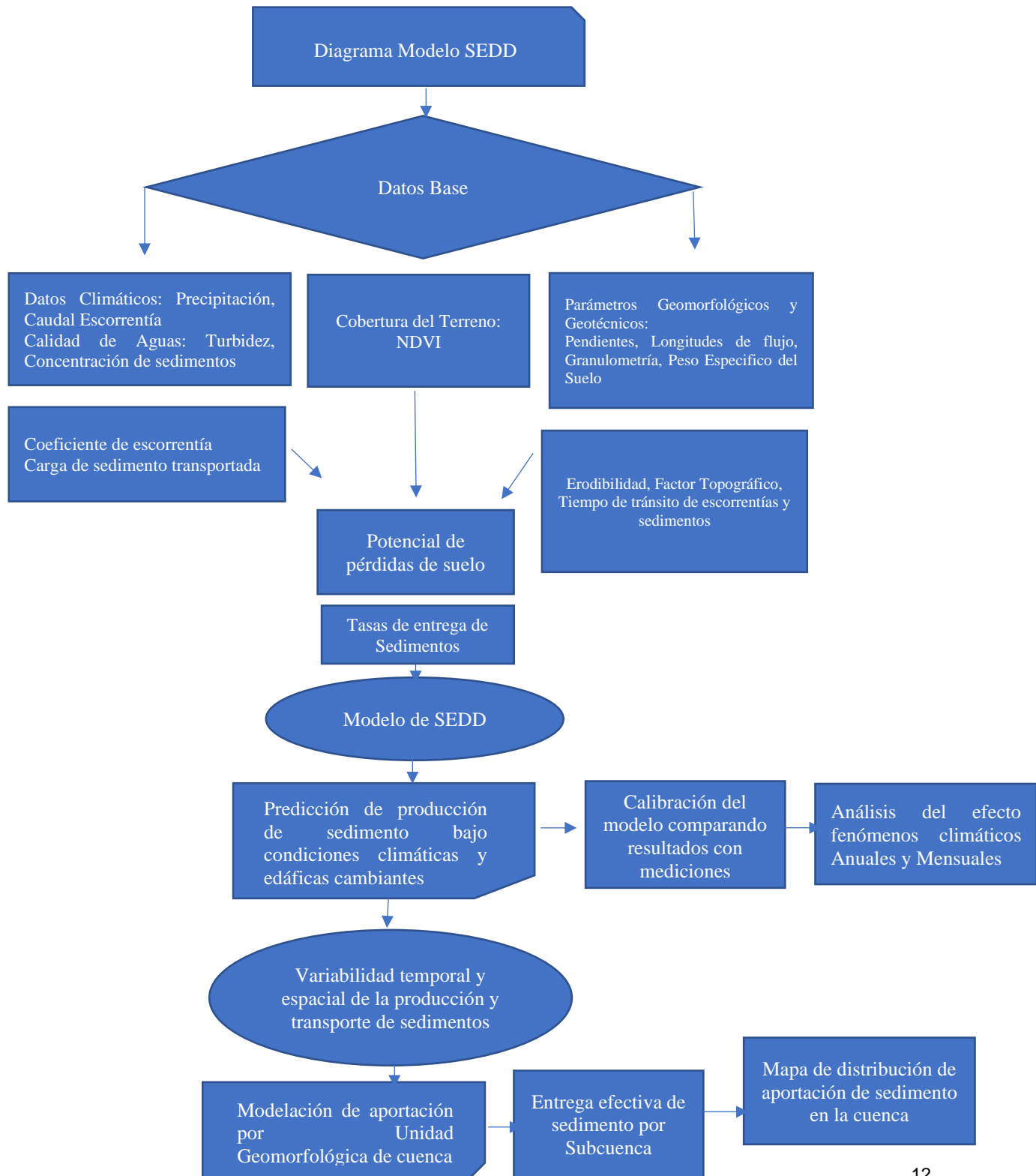
Al final, los resultados obtenidos, se exportan a sistemas de información geográfica (SIG), para visualizar la distribución espacial de la aportación de sedimentos.

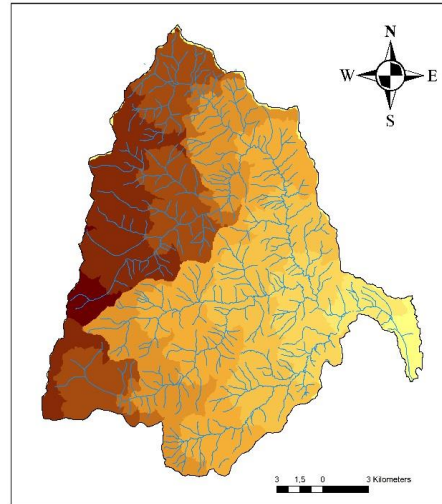
3.3. ANÁLISIS DE VARIABLES DE ENTRADA AL MODELO

Se han usado las series de precipitación, caudal y concentración de sedimentos antes mencionadas. Los parámetros geomorfológicos se dedujeron a partir de la información incluida en la sección 1.6.

Los trayectos del agua y sedimentos fueron delimitados el mapa de longitudes de flujo de la cuenca, como se muestra en la figura 7.

Figura 6. Diagrama de flujo del modelo SEDD.





Leyenda

Longitud Flujo m	10.001 - 15.000	15.001 - 20.000	20.001 - 25.000	25.001 - 29.000	29.001 - 30.000	30.001 - 35.000	35.001 - 40.000	40.001 - 43.410
0 - 5.000								
5.001 - 10.000								

Figura 7. Mapa de longitud de flujo acumulada por píxel de cuenca del río Tonusco.

3.4. RELACIONES ENTRE LA GENERACIÓN DE ESCORRENTÍA Y LA APORTACIÓN DE SEDIMENTOS.

Se han comparado los coeficientes C_r y los β . Antes de la comparación, se han depurado los datos anómalos descartando aquellos que superen los umbrales de carga anual de sedimento, con método similar al aplicado en la sección 3.7.1. El criterio sólo se aplicó en la década de los años 80 para los datos que superaron el umbral de 612 Gg año^{-1} , debido a su escasa relación con las otras variables hidrometeorológicas.

Se pretende entonces, establecer una correlación inicial entre estos parámetros con la mitad de los datos disponibles y validarla con los restantes. Por lo tanto,

inicialmente se elaboró un ajuste con los datos de los años 1977, 1980, 1983, 1992, 1995, 2001, 2004, 2006, 2008 y 2012, como se muestra en la figura 8 (A). Se observa que los valores siguen una tendencia logarítmica con un coeficiente de correlación R^2 superior a 0.6, lo cual, se considera aceptable.

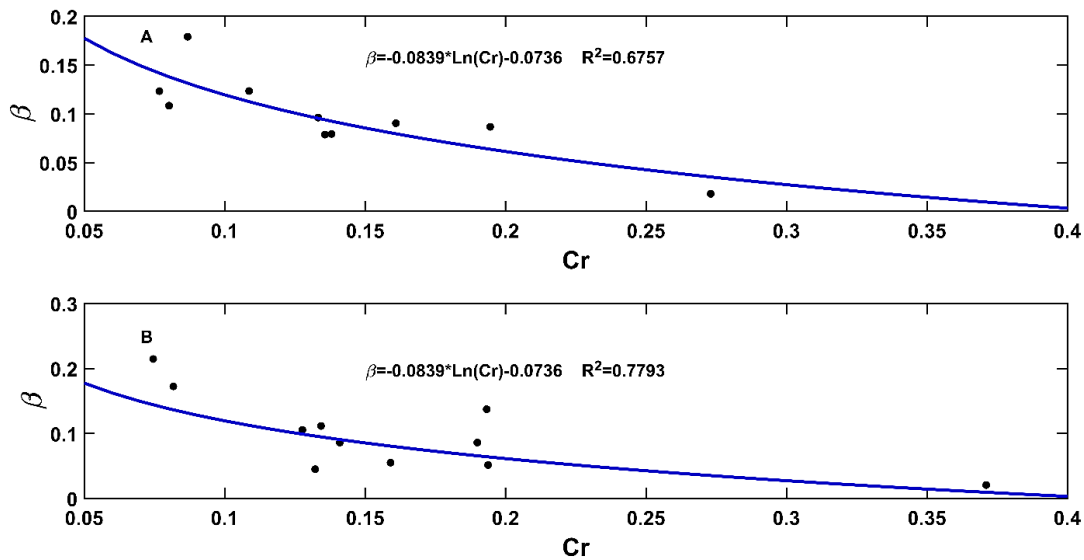


Figura 8. Obtención de ajuste logarítmico entre los coeficientes β y Cr (A) y validación de dicha correlación (B).

La relación obtenida anteriormente se validó al comparar sus resultados con los valores de Cr y β de los años 1978, 1979, 1987, 1997, 1999, 2002, 2005, 2007, 2009, 2010 y 2015, encontrando un coeficiente de correlación R^2 , superior a 0.7, como se puede consultar en la figura 8 (B). Por lo tanto, se ha comprobado que existe una correlación directa entre la escorrentía y la aportación de sedimentos, confirmando los resultados obtenidos por Ferro y Porto (2000).

3.5. VALIDACIÓN DE RELACIONES OBTENIDAS EN LA ELABORACIÓN DEL MODELO SEDD.

Empleando las ecuaciones obtenidas con las relaciones presentadas en la figura 8, se determinaron los valores teóricos del coeficiente β introduciendo los C_r , estos a su vez, sirvieron para establecer las SDR y las cargas de sedimentos correspondientes, teóricamente. Luego, las cargas de sedimento determinadas con las ecuaciones se compararon con las que se han registrado en la estación La Galera, como se muestra en la figura 9, con el fin de evaluar la capacidad de predicción del modelo. Como referencia de la relación se ha graficado una recta 1:1, para observar la dispersión de los datos estimados y observados.

Para evaluar la bondad de los resultados del modelo con respecto a las mediciones se estimó el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (1970), encontrando un valor 0.572, por lo que los resultados del modelo se consideran casi aceptables (Ritter and Muñoz-Carpena, 2013).

A partir de los anterior, se han definido coeficientes β anuales a escala de toda la cuenca del Tonusco, que pueden ser adoptados para estimar la aportación de sedimento en sus tributarios, considerando que la geomorfología en casi toda su área es muy similar.

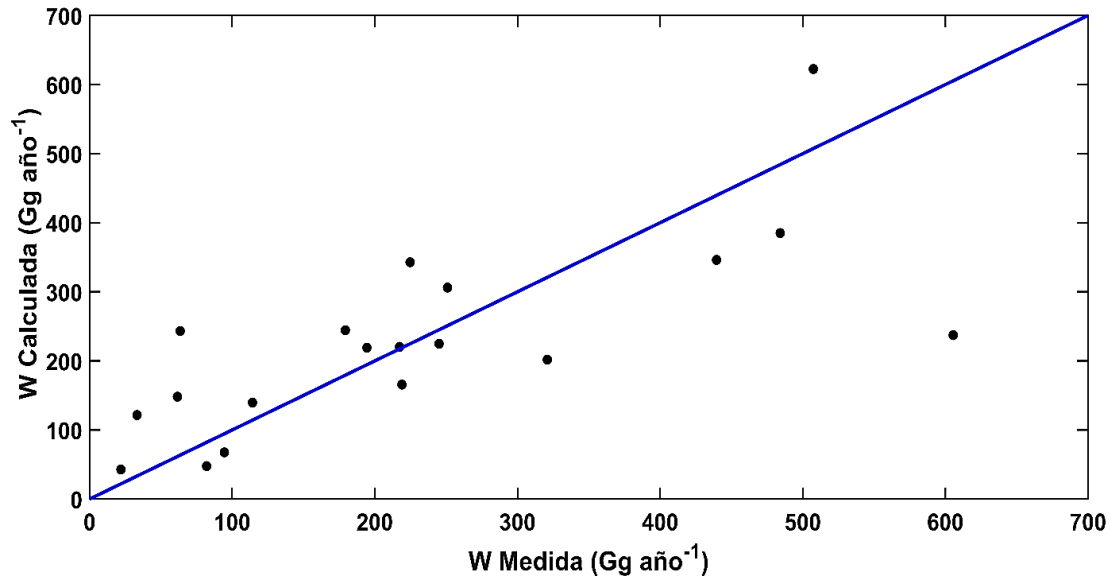


Figura 9. Comparación entre las cargas de sedimento, W , medidas y calculadas a la salida de la cuenca del río Tonusco, mediante el análisis del coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe.

4. ANÁLISIS DE LA APORTACIÓN DE SEDIMENTOS POR REGIONES O SUBCUENCAS.

Los valores de los parámetros del modelo varían en las diferentes subcuencas del río Tonusco. Se ha supuesto que cada tributario tiene el mismo coeficiente β obtenido en la cuenca completa. De esta forma se determinaron los coeficientes SDR y las cargas de sedimento asociadas. En la figura 10 se comparan las cargas estimadas para la quebrada La Pená, con respecto a las transportadas por el Tonusco.

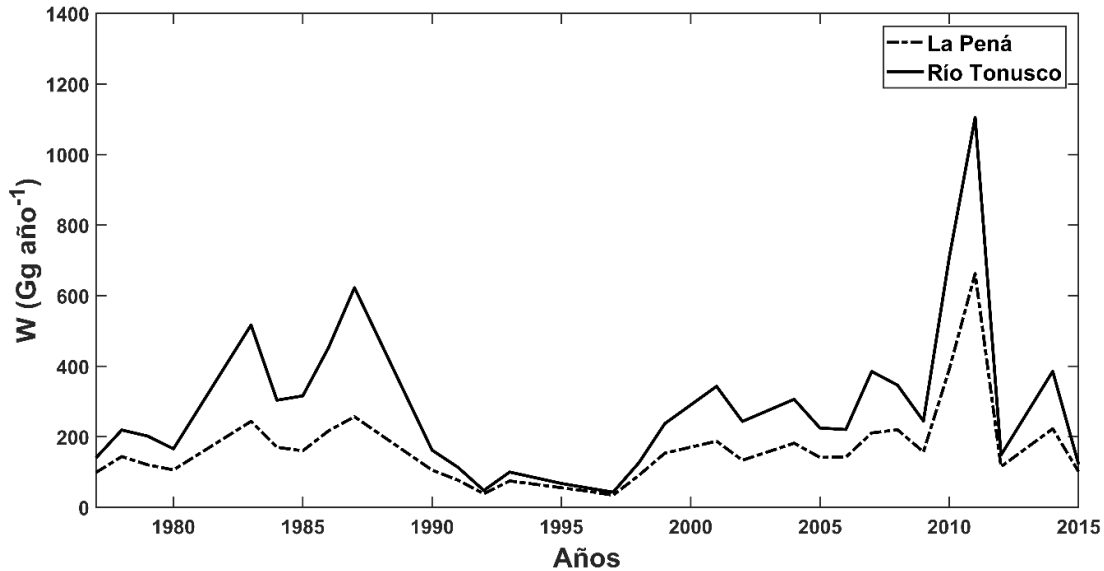


Figura 10. Cargas de sedimento anuales W , estimadas comparativamente para la quebrada La Peña y el Río Tonusco.

Las cargas de sedimento medias anuales acarreadas en cada subcuenca, oscilaron entre 0.897 y 163 Gg año^{-1} , siendo máximas en las de áreas más extensas, lo que es directamente proporcional a los tiempos de tránsito, aunque en algunos casos también incidieron las pendientes del terreno (ver figura 11 A). El efecto de la pendiente sobre la aportación de sedimentos se observa mejor al obtener cargas aportadas por unidad de área. Sus valores estuvieron entre 1.15 y $37.8 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$. Estos resultados que permitieron definir, en cuáles de estas unidades geomorfológica se produce y entrega más sedimento en la cuenca, como se muestra en la figura 11 B.

La distribución espacial de las aportaciones de sedimento para cada subcuenca, figura 12.

Por lo tanto, el modelo ha permitido identificar las zonas de la cuenca que más aportan sedimento, como cabía esperar por los aspectos geomorfológicos y de



5. REFERENCIAS

- Boakye, E., Anyemedu, F.O.K., Donkor, E.A., Quaye-Ballard, J.A., 2020. Spatial distribution of soil erosion and sediment yield in the Pra River Basin. *SN Appl. Sci.* 2, 320. <https://doi.org/10.1007/s42452-020-2129-1>
- Bracken, L.J., Turnbull, L., Wainwright, J., Bogaart, P., 2015. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surf Proc Landf* 40(2), 177–188. <https://doi.org/10.1002/esp.3635>
- Di Stefano, C., Ferro, V., Minacapilli, M., 2005. Testing the SEDD model in Sicilian basins. Presented at the Sediment Budgets 2, Foz do Iguaçu, Brazil, pp. 152–161.
- Diwediga, B., Le, Q.B., Agodzo, S.K., Tamene, L.D., Wala, K., 2018. Modelling soil erosion response to sustainable landscape management scenarios in the Mo River Basin (Togo, West Africa). *Sci. Total Environ.* 625, 1309–1320. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.12.228>
- Fernández, C., Wu, J.Q., McCool, D.K., Stöckle, C.O., 2003. Estimating water erosion and sediment yield with GIS, RUSLE, and SEDD. *J Soil Water Conserv* 58 (3), 128–136.
- Ferro, V., Porto, P., 2000. Sediment Delivery Distributed (SEDD) Model. *J Hydrol Eng* 5(4), 411–422. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2000\)5:4\(411\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2000)5:4(411))
- Fryirs, K., 2013. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surf Proc Landf* 38(1), 30–46. <https://doi.org/10.1002/esp.3242>
- Liu, Y., Zarfl, C., Basu, N.B., Schwientek, M., Cirpka, O.A., 2018. Contributions of catchment and in-stream processes to suspended sediment transport in a dominantly groundwater-fed catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 3903–3921. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3903-2018>
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J Hydrol* 10 (3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *J Hydrol* 480, 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004>
- Vanoni, V.A., 1975. *Sedimentation Engineering*. ASCE, Reston, Virginia.
- Williams, J.R., 1975. Sediment Routing for Agricultural Watersheds. *JAWRA* 11 (5), 965–974. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1975.tb01817.x>

CAPÍTULO 5: MODELACIÓN DE DESLIZAMIENTOS EN LA CUENCA BASADA EN EL ANÁLISIS DE FACTORES DE SEGURIDAD Y AMENAZA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

Elaborado por:

Juan Pablo García Montoya

Tutores:

Tom Vanwalleghem

Juan Vicente Giráldez Cervera



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

Córdoba (España), 2021

ORIGINAL

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	8
2. DESLIZAMIENTOS DE LADERA.	8
2.1. ESFUERZOS RESISTENTES Y DESLIZANTES. FACTOR DE SEGURIDAD	9
2.1.1. Cohesión.....	10
2.1.2. Fricción.....	11
2.1.3. Geología y Geomorfología.	12
2.1.4. Presión matricial y esfuerzo de succión.....	13
2.1.5. Efecto de la vegetación	15
2.2. EL FACTOR DE SEGURIDAD Y SU RELACIÓN CON LA AMENAZA POR DESLIZAMIENTOS.....	17
3. ELABORACIÓN DE UN MODELO DE ANÁLISIS DE DESLIZAMIENTOS..	18
4. ALGUNOS DESLIZAMIENTOS DETECTADOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO	19
5. DETERMINACIÓN DEL NIVEL DE RIESGO DE DESLIZAMIENTOS.....	24
6. CALIBRACIÓN DEL MODELO DE DESLIZAMIENTO.....	27
6.1. DESLIZAMIENTO DE LA CARRETERA AL MAR EN 2010.	29
6.2. DESLIZAMIENTO PRINCIPAL DE LA VEREDA SAN CARLOS EN 2009.	30
6.3. DESLIZAMIENTOS DE LA VEREDA GUASABRA.	32
6.3.1. Deslizamiento año 2001	32
6.3.2. Deslizamiento año 2010	34
6.4. DESLIZAMIENTOS DE LA VEREDA LA HONDA DE 2000.....	36
6.6. DESLIZAMIENTO DE LA QUEBRADA LA SIRENA DE 2006.	37
6.7. DESLIZAMIENTO DE LA VEREDA TONUSCO ARRIBA EN 2018.....	38
6.8. ANÁLISIS DE FACTORES DETONANTES DE LOS DESLIZAMIENTOS.	41
7. ESTIMACIÓN DEL SEDIMENTO GENERADO EN LOS DESLIZAMIENTOS.	43
7.1. ANÁLISIS DE LA MAGNITUD Y LA FRECUENCIA DE LOS EPISODIOS DE DESLIZAMIENTO.	43
7.2. ANÁLISIS DEL EFECTO DE LOS FACTORES CLIMÁTICOS, GEOMORFOLÓGICOS Y ANTRÓPICOS EN LA PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DE LOS DESLIZAMIENTOS.....	50



7.3. ANÁLISIS DE INFLUENCIA DE LOS PARÁMETROS DETONANTES DE EPISODIOS DE DESLIZAMIENTO EN LA REDUCCIÓN DEL FACTOR DE SEGURIDAD.	53
7.4. ESTIMACIÓN DE LA APORTACIÓN DE SEDIMENTOS POR DESLIZAMIENTOS.....	58
REFERENCIAS.....	62

LISTA DE TABLAS

<i>Tabla 1. Pesos específicos medios para cada perfil de suelo estimados según las clases texturales de la cuenca del río Tonusco.....</i>	<i>12</i>
<i>Tabla 2. Funciones que permiten estimar el incremento de la fuerza resistente del suelo por la presencia de raíces con la profundidad, para diferentes coberturas vegetales.....</i>	<i>16</i>
<i>Tabla 3. Información requerida para adelantar la modelación de los deslizamientos.</i>	<i>18</i>
<i>Tabla 4. Características de algunas zonas en las que se han observado grandes deslizamientos.</i>	<i>21</i>
<i>Tabla 5. Clasificación nivel de amenaza de deslizamientos de acuerdo con el valor del factor de seguridad.</i>	<i>25</i>
<i>Tabla 6. Datos de entrada para la modelización de episodios de deslizamiento identificados en la cuenca del Tonusco.</i>	<i>27</i>
<i>Tabla 7. Número de deslizamientos, superficies y volúmenes de sedimento producido por cada año, en el periodo comprendido entre 2000 y 2015.....</i>	<i>46</i>
<i>Tabla 8. Valores de los parámetros evaluados más probables y promedios asociados a la ocurrencia de deslizamientos.</i>	<i>53</i>
<i>Tabla 9. Relación entre el número de episodios de deslizamiento, el número de chubascos en un periodo de 15 días con valores superiores al umbral de deslizamiento y la frecuencia de episodios, relacionada con los registros de la estación meteorológica con mayor influencia de la zona.....</i>	<i>55</i>
<i>Tabla 10. Relaciones entre el número de episodios de deslizamiento, la cantidad de registros de humedad con valores por encima de los umbrales de deslizamientos y la frecuencia de episodios asociada a este factor.....</i>	<i>56</i>
<i>Tabla 11. Intervalos de precipitación durante periodos de 15 días y porcentaje de humedad en los que se generan episodios de deslizamiento y su probabilidad de ocurrencia.....</i>	<i>57</i>



LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Representación de las fuerzas resistentes y deslizantes en una ladera..... 9

Figura 2. Deslizamiento ocurrido en la cabecera municipal de Olaya. Se puede observar el desnivel y el elevado ángulo de la ladera.....10

Figura 3. Valores estimados del ángulo de reposo para los suelos de la cuenca del río Tonusco (escala 1:100000).....12

Figura 4. Esfuerzos de succión diarios σ_s , determinados entre los años 1977 y 2015, obtenidos al aplicar la ecuación 7 para cuatro clases texturales, (A. Franco areno arcillosa, B. Areno arcillosa, C. Limosa y D. Arenosa).....15

Figura 5. Diagrama de flujo del modelo de deslizamientos.20

Figura 6. Deslizamientos ocurridos en Giraldo (izquierda) y la vereda San Carlos de Santa Fe de Antioquia (Derecha).23

Figura 7. Delimitación de los deslizamientos ocurridos en Giraldo (izquierda) y la vereda San Carlos de Santa Fe de Antioquia.....23

Figura 8. Localización de las zonas con deslizamientos.....24

Figura 9. Evolución de la cobertura vegetal en dos de las zonas de deslizamiento ubicadas en la vereda San Carlos (Santa Fe de Antioquia), entre 1986 y 2015.....25

Figura 10. Distribución espacial del factor de seguridad en la cuenca del río Tonusco, para tres periodos diferentes de los años 1996 (A), 1999 (B) y 2010 (C), seleccionados de las series de registros de precipitación media, comprendidas entre los años 1977 y 2015.....26

Figura 11. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona susceptible de la región de deslizamiento de la Carretera al Mar, (A); Factores de seguridad medios diarios para todos los píxeles que conforman la región de deslizamiento (B) y precipitaciones diarias en el periodo evaluado (C).29

Figura 12. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento ocurrido en la Carretera al Mar (Giraldo), en el año 2010. Sus valores se comparan en tres días seleccionados.....30

Figura 13. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona susceptible de la región de deslizamiento principal de la Vereda San Carlos, (A); Factores de seguridad promedio diario de todos los píxeles (B) y precipitaciones (C).31

Figura 14. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento principal ocurrido en la vereda San Carlos en el año 2009. Se pueden comparar sus valores en los tres días seleccionados.....32

Figura 15. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona susceptible de la región del deslizamiento ocurrido en el año 2001, en la vereda Guasabra, (A); Factores de seguridad promedio diario de todos los píxeles que conforman la región de deslizamiento (B) y registros de precipitación obtenidos para el lapso evaluado (C).....33

Figura 16. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento ocurrido en la vereda Guasabra en el año 2001. Se comparan los valores de tres días.34

Figura 17. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona donde predomina la clase textural arcillo arenosa en el deslizamiento ocurrido en el año 2010 de la vereda Guasabra, (A); Factores de seguridad medios diarios de todos los píxeles que conforman la región de deslizamiento (B) y precipitación recibida (C).35

Figura 18. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento de la vereda Guasabra en el año 2010. Se muestran los valores para tres días seleccionados entre el periodo evaluado.....35

Figura 19. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona donde predominan la clase textural arcillo arenosa del deslizamiento ocurrido en el año 2000, en la vereda La Honda, (A); Factores de seguridad medios diarios de los píxeles que ocupan la zona de deslizamiento (B) y precipitación diaria (C).36



Figura 20. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento ocurrido en la vereda La Honda en el año 2000 en tres días seleccionados.	37
Figura 21. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona susceptible de la región del deslizamiento ocurrido en el año 2006, en la quebrada La Sirena, (parte superior); Factores de seguridad medios diarios de todos los píxeles de la zona (parte media) y precipitación diaria.	38
Figura 22. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento ocurrido en la quebrada La Sirena en el año 2006. Sus valores se muestran para tres días seleccionados.	39
Figura 23. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona donde predominan la clase textural arcillo arenosa durante el deslizamiento ocurrido en el año 2018, en la vereda Tonusco Arriba, (A); Factores de seguridad medios diarios (B) y precipitación (C).	40
Figura 24. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento ocurrido en la vereda Tonusco Arriba en el año 2018 para tres días seleccionados.	40
Figura 25. Comparación entre la distribución del factor de seguridad en un episodio de deslizamiento de la vereda San Carlos (2011) y las pendientes del terreno expresadas en porcentaje.	42
Figura 26. Evolución temporal de los esfuerzos de succión, los ángulos de reposo efectivos para los suelos de clase textural arcillo arenosa con y la humedad del perfil (Deslizamiento vereda La Honda - Año 2000).	43
Figura 27. Distribución espacial de los valores del índice NDVI previos a la ocurrencia de deslizamientos en 4 regiones: A. Deslizamientos Vereda La Honda (2000-2004), B. Deslizamiento principal vereda San Carlos (2009), C. Deslizamiento Vereda Guasabra año 2010, D. Deslizamiento vereda Guasabra año 2015.	44
Figura 28. Funciones de densidad de probabilidad lognormal ajustadas a los datos de la extensión de sedimento movilizado (A) y de su volumen (B).	45
Figura 29. Ajuste de la función de densidad de probabilidad obtenida con las áreas de los deslizamientos a la función Johnson & Kotz.	46
Figura 30. Relación entre las superficies y volúmenes de los deslizamientos analizados (A) y entre número de episodios y volúmenes acumulados (B).	47
Figura 31. Funciones de distribución de probabilidad acumulada y sus ajustes obtenidos para las precipitaciones acumuladas en los 15 días (A) y el grado de saturación de humedad (B), previos a cada episodio de deslizamiento; la pendiente media (C) y el índice NDVI mínimo de las regiones de deslizamiento (D).	52
Figura 32. Comparación de las funciones de distribución de probabilidad de la precipitación durante 15 días consecutivos en las estaciones localizadas en la región (A); el grado de saturación de humedad en perfiles de las clases texturales areno Arcillosa-1, mixtos-2, Franco areno-arcillosa-3, limo arcillosa-4 (B); y de las superficies asociadas a los NDVI que indican la presencia de coberturas vegetales entre nulas y medias (C).	54
Figura 33. Funciones de distribución de probabilidad acumulada, para todos los registros de precipitación acumulada en 15 días (A) y porcentaje de humedad (B).	57
Figura 34. Número de episodios de deslizamiento N_{ev} (A) volúmenes Vol (B) y masas de sedimentos W (C) generados.	59
Figura 35. Comparación entre la cantidad de episodios ocurridos en años con y sin fenómeno ENSO y resultados de la prueba ANOVA. Comparación entre la cantidad de episodios ocurridos en años con y sin fenómeno ENSO y resultados de la prueba Anova. La línea roja representa la mediana, la azul delimita los datos entre los percentiles 25 y 75, y los extremos están delimitados con la línea negra. Algunos valores extremos por fuera de la tendencia se presentan con cruces rojas.	60
Figura 36. Correlaciones entre el número de episodios N_{ev} (A), las áreas A (B) y las masas de suelo W (C) asociadas a los episodios de deslizamiento observados y los valores de los mismos parámetros calculados con el modelo.	61

LISTA DE ECUACIONES

Ec. 1. Cohesión equivalente en función del contenido de humedad.....	10
Ec. 2. Ángulo de fricción equivalente en función de la humedad.....	11
Ec. 3. Esfuerzo de succión en función de la presión de poros.....	13
Ec. 4. Saturación efectiva en función de la presión de poros.....	13
Ec. 5. Diferencia entre presiones de poros.....	13
Ec. 6. Esfuerzo de succión en función de la saturación efectiva y $m-n$	13
Ec. 7. Esfuerzo de succión en función de la saturación efectiva y n	14
Ec. 8. Saturación efectiva y ecuación de Gardner.....	14
Ec. 9. Grado de saturación efectiva y curva de retención de humedad.....	14
Ec. 10. Parámetro n	14
Ec. 11. Tensión ejercida por las raíces.....	16
Ec. 12. Cohesión aportada por la vegetación.....	16
Ec. 13. Factor de Seguridad.....	17
Ec. 14. Factor de Seguridad en función de los esfuerzos de succión.....	18
Ec. 15. Factor de Seguridad considerando la aportación de cohesión por parte de la vegetación...18	
Ec. 16. Ecuación de la función de densidad de Johnson y Kotz asociada a la extensión de los deslizamientos.....	45
Ec. 17. Superficie media probable de los deslizamientos.....	48
Ec. 18. Diferencial de número de episodios de deslizamiento.....	48
Ec. 19. Volumen de suelo promedio generado en episodios de deslizamiento en función de la extensión del evento.....	48
Ec. 20. Volumen de suelo promedio generado en episodios de deslizamiento ajustada a parámetros de la función de Johnson y Kotz.....	48
Ec. 21. Solución ecuación diferencial de volumen de suelo generado en deslizamientos.....	49
Ec. 22. Numero de episodios de deslizamientos más probable en un periodo determinado.....	49
Ec. 23. Superficie máxima de deslizamiento.....	49
Ec. 24. Volumen de suelo promedio generado en deslizamientos con coeficientes de calibración para la modelación en la cuenca.....	49
Ec. 25. Solución de la ecuación para determinar volumen de suelo promedio generado en deslizamientos de la cuenca del río Tonusco.....	50
Ec. 26. Ecuación para determinar el volumen de suelo promedio generado en deslizamientos en la cuenca del río Tonusco.....	50
Ec. 27. Numero de episodios de deslizamiento en función de la probabilidad.....	58

1. INTRODUCCIÓN

Cuando el empuje generado por la fuerza de gravedad que actúa sobre el material poroso de una ladera no puede ser contrarrestado por la resistencia debida al rozamiento y la cohesión entre las partículas sólidas se producen deslizamientos. Aún, cuando algunos deslizamientos pueden originarse por la apertura de grietas de desecación en la superficie, en la mayor parte de los casos, la infiltración del agua de la lluvia es la causante de estos. Estos procesos generan grandes masas de suelos y sedimentos, que al caer ladera abajo arrasan todo lo que encuentran a su paso, como cultivos, carreteras y núcleos de población. Estos sedimentos se acumulan, finalmente, en las redes fluviales que se encuentran en las cotas más bajas, y desde allí serán acarreados por la escorrentía. Por tanto, parte de los sedimentos medidos en las estaciones de aforos han sido producidos por los deslizamientos.

En este capítulo se examina la base física de los deslizamientos, incluyendo la influencia de los distintos factores ambientales que actúan sobre ellos, así como algunos de los modelos propuestos para su descripción. Tras un breve repaso de algunos deslizamientos ocurridos en la cuenca del río Tonusco, se adaptarán algunos modelos para caracterizar su contribución a la generación de sedimento en la misma.

2. DESLIZAMIENTOS DE LADERA.

Los deslizamientos son movimientos de los materiales que conforman los taludes del terreno pendiente abajo, los cuales pueden ser rocas, tierra o escombros. Estos ocurren sobre una superficie de falla debido al desequilibrio entre esfuerzos denominados resistentes al movimiento y deslizantes (Klose, 2015).

2.1. ESFUERZOS RESISTENTES Y DESLIZANTES. FACTOR DE SEGURIDAD

Las fuerzas resistentes al movimiento de ladera son la cohesión entre los materiales finos, si los hubiese, la fricción entre las partículas de mayor tamaño y el esfuerzo efectivo creados por la succión del agua en el medio poroso. La fuerza deslizante es la componente paralela a la superficie de la ladera del peso del volumen que se va deslizando. La figura 1 presenta un esquema de la interacción entre estas fuerzas.

La vegetación aumenta el peso del bloque deslizante, y, con éste, la fuerza deslizante, pero también se incrementan las fuerzas resistentes como la fricción y la cohesión cuando hay elementos finos (Löbmann et al., 2020).

El agua en el suelo también aumenta el peso del bloque, aunque, por el principio de Arquímedes, reduce el peso efectivo, y con él, la fuerza de fricción.

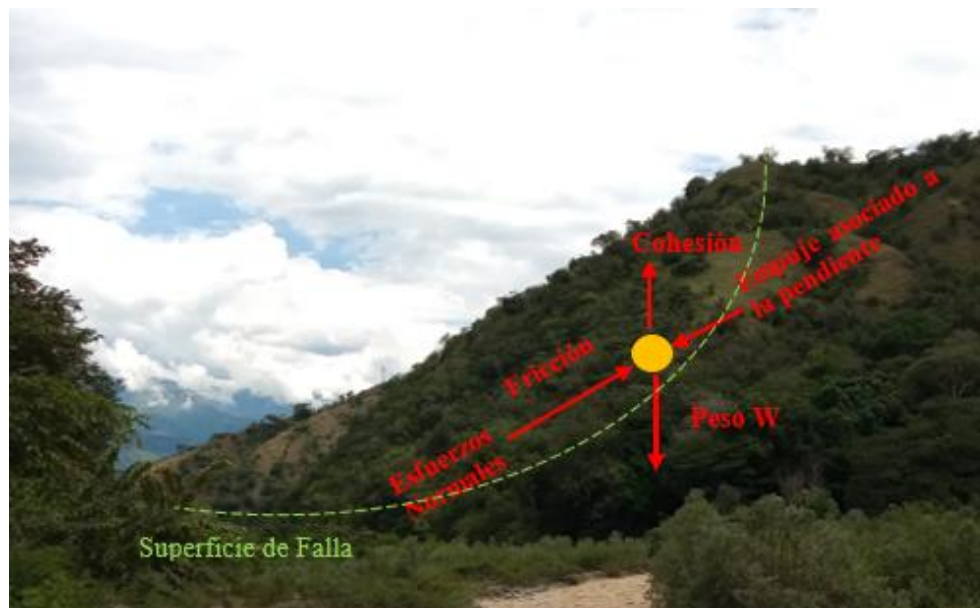


Figura 1. Representación de las fuerzas resistentes y deslizantes en una ladera.

En la figura 2, se muestra un deslizamiento ocurrido en Olaya, (sitio aledaño a la cuenca del río Tonusco).

2.1.1. Cohesión.

La cohesión es una fuerza de atracción entre partículas. Como depende de la superficie específica de las partículas tiene importancia en las más finas, como las arcillas. La cohesión del suelo disminuye con la humedad porque esta separa las superficies de las arcillas (Kemper y Rosenau, 1984). Para evaluar este efecto se ha escogido una ecuación empírica (Matsushi et al., 2006).



Figura 2. Deslizamiento ocurrido en la cabecera municipal de Olaya. Se puede observar el desnivel y el elevado ángulo de la ladera

Ec. 1 Cohesión equivalente en función del contenido de humedad

$$c' = C * e^{-\mu\theta}$$

Donde, c' es la cohesión, C su valor en estado seco, θ la humedad del suelo y μ un coeficiente.

A cada una de las clases texturales identificadas en la cuenca, se les asignó un valor de la cohesión en estado seco, según su clase textural (Day, 2012).

2.1.2. Fricción.

La fricción es la resistencia que oponen al deslizamiento las protuberancias de las partículas grandes del suelo, en particular arena y grava, al encajarse entre estas. Se estima como el producto de la componente normal a la superficie de deslizamiento del peso del bloque multiplicado por un coeficiente de rozamiento que es la tangente del ángulo de reposo del material granular, ϕ .

Al igual que ocurre con la cohesión, y por idéntica razón, los efectos de la fricción disminuyen con la humedad en el suelo. El efecto se puede evaluar corrigiendo el ángulo de reposo al valor ϕ' (Matsushi et al. 2006).

Ec. 2. Ángulo de fricción equivalente en función de la humedad

$$\Phi' = \Phi * e^{-\omega\theta}$$

Donde θ es la humedad volumétrica del suelo y w un coeficiente de ajuste.

La figura 3 muestra los valores de los ángulos de rozamiento, o reposo absoluto estimados para las diferentes clases texturales de la cuenca, y la Tabla 1 los pesos específicos en seco.

2.1.3. Geología y Geomorfología.

Cuando el suelo se seca se genera una resistencia de tipo cohesivo o estrés de succión, Lu y Likos (2004).

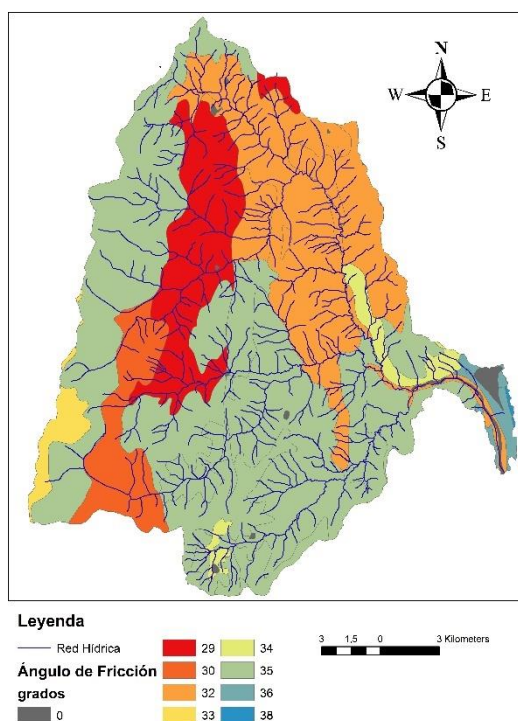


Figura 3. Valores estimados del ángulo de reposo para los suelos de la cuenca del río Tonusco (escala 1:100000).

Tabla 1. Pesos específicos medios para cada perfil de suelo estimados según las clases texturales de la cuenca del río Tonusco.

Texturas	Peso Específicos (kN/m ³)
Arcilla Arenosa	13,7
Franco Areno arcilloso	14.7
Limo arcilloso	14.2
Variadas	14.6
Franco Limoso	15.2
Limo	15.7

Texturas	Peso Específicos (kN/m ³)
Arena y Grava	16.2

2.1.4. Presión matricial y esfuerzo de succión

El esfuerzo de succión σ_s se relaciona con la presión del aire, u_a , y del agua, u_w , en los poros del suelo (Lu and Likos, 2004). Para determinar esta variable Lu y col (2010) también relacionaron la saturación efectiva del suelo,

Ec. 3. Esfuerzo de succión en función de la presión de poros

$$\sigma_s = -S_e(u_a - u_w)$$

Si se representa la relación entre el grado de saturación efectiva de un suelo, S_e , y la succión con la ecuación de van Genuchten (1980) con los parámetros α (inverso de la presión a la entrada aire), m y n (parámetros de distribución de tamaño de poros), se obtiene:

Ec. 4. Saturación efectiva en función de la presión de poros

$$S_e = \frac{1}{[1 + (\alpha|u_a - u_w|)^n]^m}$$

La diferencia entre las presiones de poros se puede despejar de la ecuación 4, de la siguiente forma:

Ec. 5. Diferencia entre presiones de poros

$$[1 + (\alpha|u_a - u_w|)^n] = \left(\frac{1}{S_e}\right)^{\frac{1}{m}}$$

$$u_a - u_w = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{1}{S_e}\right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}$$

Si se reemplaza la ecuación 5 en la 3, se obtiene el esfuerzo de succión en términos de la saturación del suelo que se expresa como se muestra a continuación.

Ec. 6. Esfuerzo de succión en función de la saturación efectiva y m-n

$$\sigma_s = -\frac{S_e}{\alpha} \left[\left(\frac{1}{S_e} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}$$

Resolviendo algebraicamente la ecuación 6, poniendo el parámetro m en términos de n, se obtiene la expresión empleada por Godt y col (2012), para establecer el esfuerzo de succión.

Ec. 7. Esfuerzo de succión en función de la saturación efectiva y n

$$\sigma_s = -\frac{S_e^{\frac{n-2}{n-1}}}{\alpha} \left(1 - S_e^{\frac{n}{n-1}} \right)^{\frac{1}{n}}$$

El esfuerzo de succión depende de n y S_e . Para estimar el valor del parámetro n se puede usar la ecuación de Gardner para la curva de retención de agua por el suelo (Godt et al., 2012)

Ec. 8. Saturación efectiva y ecuación de Gardner

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = e^{\alpha\psi}$$

Por lo tanto, aplicando la ecuación 4 en la 8,

Ec. 9. Grado de saturación efectiva y curva de retención de humedad

$$\frac{1}{[1 + (\alpha|\psi|)^n]^m} = e^{\alpha\psi}$$

por lo que el parámetro n es

Ec. 10. Parámetro n

$$n = \frac{\log \left(e^{\frac{\alpha\psi}{m}} - 1 \right)}{\log (\alpha|\psi|)} \quad \text{Ec. 10}$$

Se estimaron los valores de los parámetros n , m y α con el programa Rosetta (Schaap et al., 2001). Los resultados se presentaron en la tabla 18 de la sección 10.1.2 del capítulo 2.

Los esfuerzos de succión para cada clase textural y su evolución temporal entre los años 1977 y 2015, se muestran en la figura 4, para algunos de los perfiles de la cuenca.

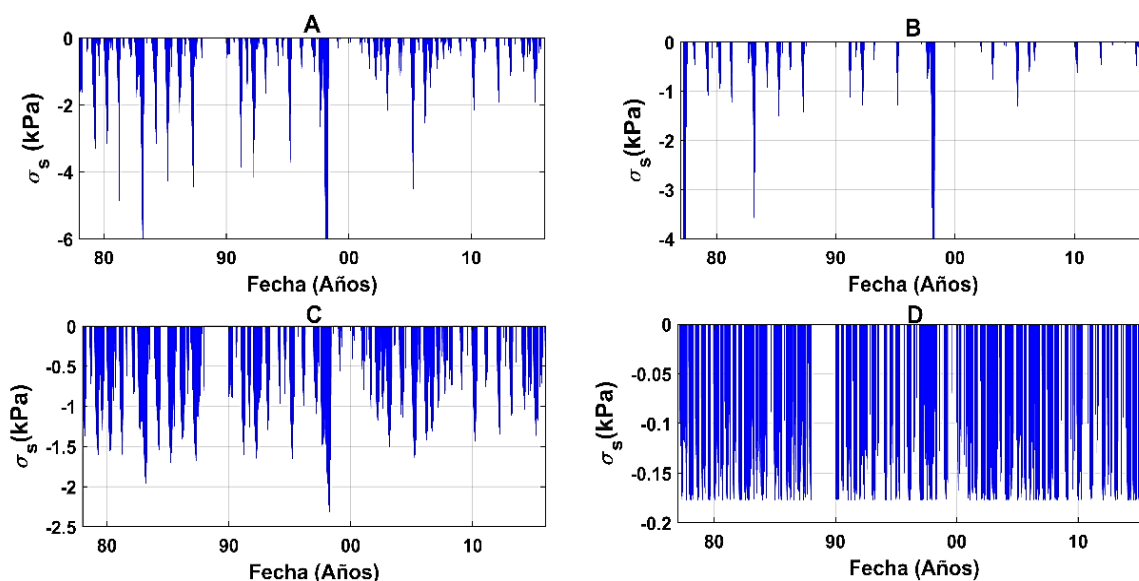


Figura 4. Esfuerzos de succión diarios σ_s , determinados entre los años 1977 y 2015, obtenidos al aplicar la ecuación 7 para cuatro clases texturales, (A. Franco areno arcillosa, B. Areno arcillosa, C. Limosa y D. Arenosa).

2.1.5. Efecto de la vegetación

La vegetación puede reforzar la resistencia del suelo a los deslizamientos, (Greenwood, 2006).

De acuerdo con Cohen et al (2011), la tensión ejercida por las raíces en el suelo, T_r , se puede calcular como.

Ec. 11. Tensión ejercida por las raíces

$$T_r = k_1 d_r^{k_2}$$

Donde d_r es un diámetro representativo de la raíz y k_1 , y k_2 unos coeficientes de ajuste que dependen de la especie vegetal.

La densidad de raíces en el perfil de suelo se puede estimar determinando la proporción de su área ocupada con estas, RAR, para cada grupo de especies vegetales. En general el valor de este parámetro disminuye con la profundidad.

El conjunto de todos estos factores aumenta la resistencia del suelo, ΔS , y se puede calcular teniendo en cuenta la cobertura de raíces del perfil, además de los esfuerzos de tensión que estas aportan (Bordoloi and Ng, 2020).

Ec. 12. Cohesión aportada por la vegetación

$$\Delta S = K * T_r * RAR$$

Donde K es un factor empírico que depende de la dirección y forma de las raíces.

Los incrementos en la cohesión y tensión del suelo por la vegetación (Kokutse et al, (2016), se estimaron con las funciones de la tabla 2.

Tabla 2. Funciones que permiten estimar el incremento de la fuerza resistente del suelo por la presencia de raíces con la profundidad, para diferentes coberturas vegetales.

Tipo de cobertura	NDVI	Relación con la profundidad de las raíces	Profundidad de aplicación, m
Bosque Denso	>0.45	$\Delta S = 5.9592e^{-1.769*Z}$	0.0-2.0
Bosque y vegetación alta	0.35-0.45	$\Delta S = 3.792e^{-2.218*Z}$	0.0-1.5
Rastrojo y vegetación media	0.25-0.35	$\Delta S = 2.5508e^{-2.773*Z}$	0.0-1.0
Pasto	0.15-0.25	$\Delta S = 2.5198e^{-5.545*Z}$	0.0-0.5

2.2. EL FACTOR DE SEGURIDAD Y SU RELACIÓN CON LA AMENAZA POR DESLIZAMIENTOS.

Para evaluar el riesgo de deslizamiento de una ladera se usa el factor de seguridad, FS, que es el cociente entre las fuerzas resistentes y la deslizante. Baum y col (2008) expresaron el factor de seguridad como:

Ec. 13. Factor de Seguridad

$$FS = \frac{\tan \Phi'}{\tan \beta} + \frac{c' + \sigma_N \tan \Phi'}{\gamma_s * H * \sin \beta \cos \beta}$$

Donde Φ' es el ángulo de fricción efectiva, c' la cohesión efectiva, σ_N el esfuerzo normal a la superficie de deslizamiento, γ_s el peso específico del suelo, H la profundidad del perfil y β el ángulo de inclinación de la ladera.

En la figura 5 se muestra el diagrama de flujos del modelo de deslizamiento adoptado.

La ecuación para la estimación del factor de seguridad fue modificada por Godt y col (2012) equiparando los esfuerzos normal y de succión σ_s .

Ec. 14. Factor de Seguridad en función de los esfuerzos de succión

$$F_S = \frac{\tan \Phi'}{\tan \beta} + \frac{c' + \sigma_s \tan \Phi'}{\gamma_s * H * \sin \beta \cos \beta} \text{ Ec. 14}$$

Finalmente, se incluyó la influencia de la vegetación ΔS , (Bordoloi and Ng, 2020; Feng et al., 2020)

Ec. 15. Factor de Seguridad considerando la aportación de cohesión por parte de la vegetación

$$F_S = \frac{\tan \Phi'}{\tan \beta} + \frac{c' + \Delta S + \sigma_s \tan \Phi'}{\gamma_s * H * \sin \beta \cos \beta}$$

3. ELABORACIÓN DE UN MODELO DE ANÁLISIS DE DESLIZAMIENTOS.

Se va a adaptar un modelo que se apoya en los datos recogidos en la tabla 3.

Tabla 3. Información requerida para adelantar la modelación de los deslizamientos.

Parámetros	Registros
Climáticos	Precipitación diaria, P (mm)
	Temperatura del aire diaria, T (°C)
	Radiación solar total diaria, Rs (mm/d)
Geológicos y Geomorfológicos	Pendiente del terreno por píxel de cuenca, (θ)
	Profundidad del perfil, Z (m)
	Clase textural del suelo
	Ángulo de fricción asociado a cada clase textural, Φ ($^\circ$)

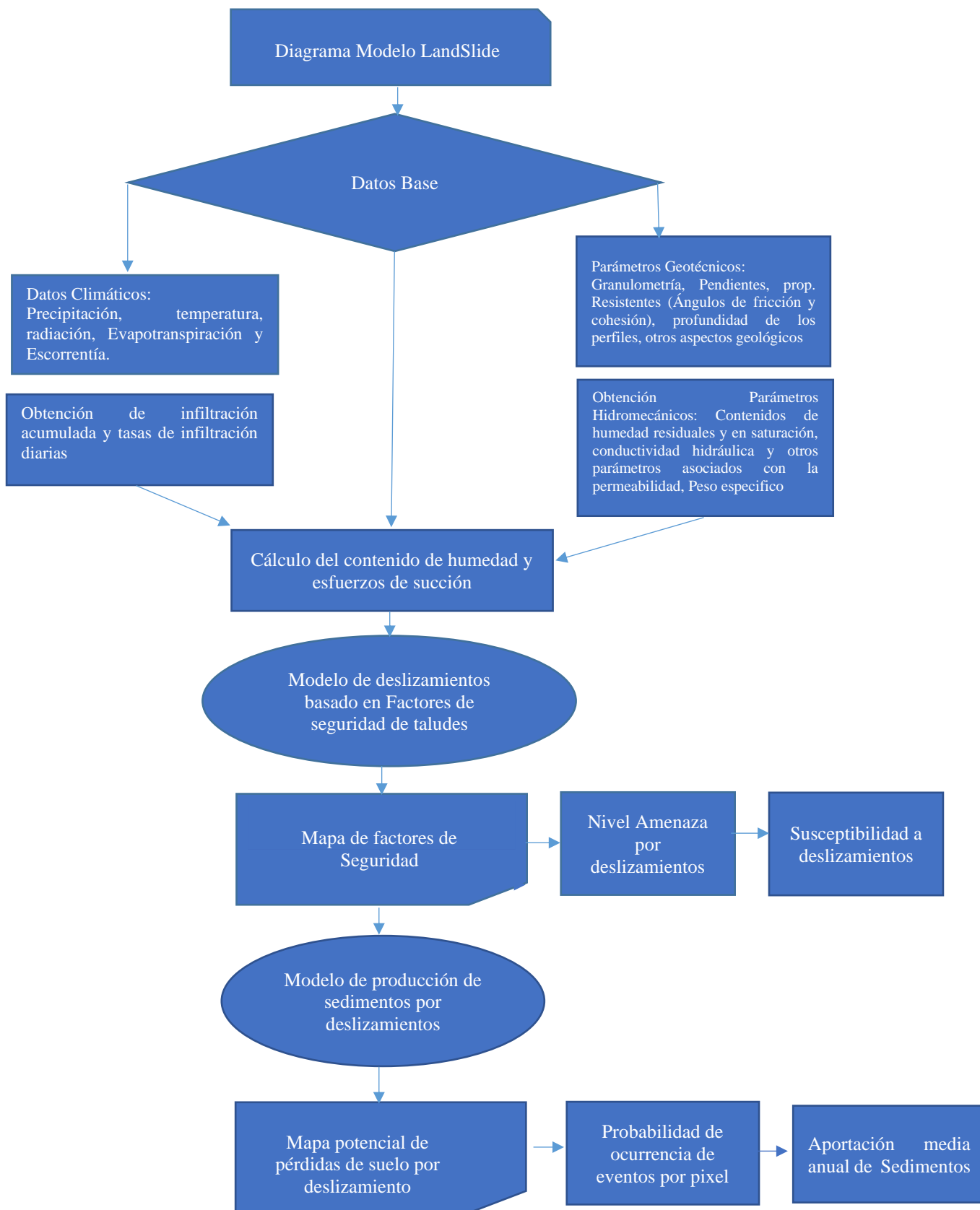
Parámetros	Registros
	Cohesión por clase textural, c (Nm^{-2})
	Peso específico del suelo por clase textural, γ (kNm^{-3})
	Número de curva (CN), para relaciones escorrentía-Infiltración
	Porosidad efectiva del suelo f_e
Hidrogeológicos	Humedad en saturación θ_s y residual θ_r , por cada clase textural (m^3m^{-3})
	Parámetros n , m y α , (m^{-1}), de la curva de retención de humedad de Van Genuchten
Cobertura del terreno	Índice diferencial normalizado de vegetación NDVI

El modelo sigue el diagrama de flujos de la figura 5, en la cual se describe la realización de cálculos de diferentes parámetros y variables que permiten la estimación del factor de seguridad utilizando la ecuación 15, por cada parcela de la zona del deslizamiento. Después se establecen los niveles de riesgo en diferentes intervalos del factor de seguridad, (tabla 5), de manera que se pueda apreciar su evolución en el tiempo y el espacio, e identificar las zonas en las que se pudo haber producido el episodio.

4. ALGUNOS DESLIZAMIENTOS DETECTADOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO

Se han identificado algunos deslizamiento con el programa Google Earth (US Dept of State Geographer, 2019), confirmándolos con la información de los medios de comunicación. Se localizaron 36 zonas en las que hubo deslizamientos de ladera en la cuenca, durante las últimas dos décadas, algunas de cuyas características se recogen en la tabla 4.

Figura 5. Diagrama de flujo del modelo de deslizamientos.



Entre los episodios seleccionados destacan los ocurridos en la carretera al mar, cerca del municipio de Giraldo, y en la Vereda San Carlos de Santa Fe de Antioquia, en los años 2010 y 2009, respectivamente. El primero de ellos tuvo lugar en una zona con pendientes elevadas y suelos muy susceptibles a la erosión. A estas circunstancias hay que añadir que en los días precedentes hubo unos chubascos intensos asociados al fenómeno de La Niña, como se ha expuesto en la sección 6.5. El segundo episodio, también ocurrió en una región montañosa con elevadas pendientes. Sin embargo, parece que la causa principal de este deslizamiento fue la reducción de la cobertura vegetal en la parte alta de la cuenca que pasó de bosque a praderas para pasto de ganado. En el deslizamiento del año 2010, que causó la muerte de 20 personas, quedaron sepultadas algunas viviendas y un tramo importante de la carretera al Mar. En el deslizamiento de la vereda San Carlos, se destruyó la única vía de acceso al casco urbano de la vereda, (ver figura 6).

Tabla 4. Características de algunas zonas en las que se han observados grandes deslizamientos.

Región	Coordenadas UTM del centroide, m		Periodo de ocurrencia	Área (ha)	Volumen (hm ³)
	X	Y			
Carretera Mar	792,194	1,232,290	2010	2.11	0.0264
Guasabra 1	792,363	1,207,510	2015	2.62	0.0328
Guasabra 2	792,608	1,207,040	2015	0.901	0.0068
Guasabra 3	794,738	1,206,610	2001	4.44	0.0333
Guasabra 4	795,001	1,208,820	2010	7.7	0.0963
Guasabra 5	792,036	1,206,780	2010-2014	0.516	0.0039
Guasabra 6	792,258	1,207,180	2010	0.245	0.0018
Guasabra 7	794,020	1,209,150	2005-2010	0.468	0.0035
Guasabra 8	792,461	1,206,830	2005-2010	0.722	0.0054
Guasabra 9	792,194	1,207,670	2010-2014	0.376	0.0028
Guasabra 10	791,584	1,207,150	2010-2013	0.881	0.0066

Región	Coordenadas UTM del centroide, m		Periodo de ocurrencia	Área (ha)	Volumen (hm ³)
	X	Y			
Guasabra 11	791,947	1,206,800	2010-2014	0.129	0.0010
Honda_1	789,450	1,231,500	2000	15.8	0.1184
Honda_2	788,826	1,231,590	2004	6.35	0.0476
Honda_3	789,700	1,232,410	2009	1.72	0.0129
Honda_4	789,814	1,228,240	2009-2012	0.702	0.0053
Honda_5	789,960	1,231,050	2009-2012	0.599	0.0045
La sirena	797,933	1,227,610	2006	3.39	0.0424
Pena_1	796,047	1,214,850	2011	1.76	0.0132
Pena_2	795,796	1,214,530	2015	1.89	0.0142
San Carlos	796,472	1,215,110	2009	3.55	0.0266
Tonusco_A1	789,722	1,222,430	2014	0.939	0.0070
Tonusco_A2	789,001	1,221,240	2005-2010	0.469	0.0018
Tonusco_P1	795,226	1,225,700	2001-2009	0.561	0.0021
Tonusco_P2	799,019	1,225,880	2009-2012	3.05	0.0116
Tonusco_P3	795,928	1,226,510	2009-2012	0.304	0.0012
Quinta_1	800,538	1,220,070	2001	1.34	0.0051
Quinta_2	800,832	1,219,020	2001	1.51	0.0057
Milagrosa_1	784,666	1,212,420	2013-2014	0.237	0.0018
Milagrosa_2	783,734	1,211,120	2013-2014	0.737	0.0055
Milagrosa_3	788,606	1,212,230	2010-2013	0.811	0.0031
Milagrosa_4	788,218	1,213,440	2010-2013	0.591	0.0022
Milagrosa_5	790,663	1,211,380	2010-2013	2.50	0.0188
Azules_1	790,271	1,216,860	2005-2013	1.38	0.0104
Laureles_1	793,096	1,210,310	2005-2010	0.307	0.0023
Badillo_1	791,485	1,226,860	1997-2009	0.638	0.0048

La delimitación y características de estos deslizamientos se presenta en la figura 7.

Debido a la falta de una documentación completa ha sido necesario recurrir a un análisis de los bordes y formas de las cárcavas, en donde se aprecian grietas y otras formas características.



Fuente: El País, 2010



Fuente: Autoría propia

Figura 6. Deslizamientos ocurridos en Giraldo (izquierda) y la vereda San Carlos de Santa Fe de Antioquia (Derecha).



Figura 7. Delimitación de los deslizamientos ocurridos en Giraldo (izquierda) y la vereda San Carlos de Santa Fe de Antioquia.

Las zonas indicadas fueron exportadas al programa Arcgis y geolocalizadas en la cuenca, como se muestra en la figura 8.

Algunos de los episodios no fueron registrados por la prensa, pues se encuentran en zonas aisladas. Para estos casos, la fecha de ocurrencia de los deslizamientos fue estimada con imágenes satelitales del Landsat, presentadas en la sección 2.4.2 del capítulo 3. En estas imágenes se evaluó el índice NDVI, de cada uno de los años estudiados, por píxel de 900 m² de área.

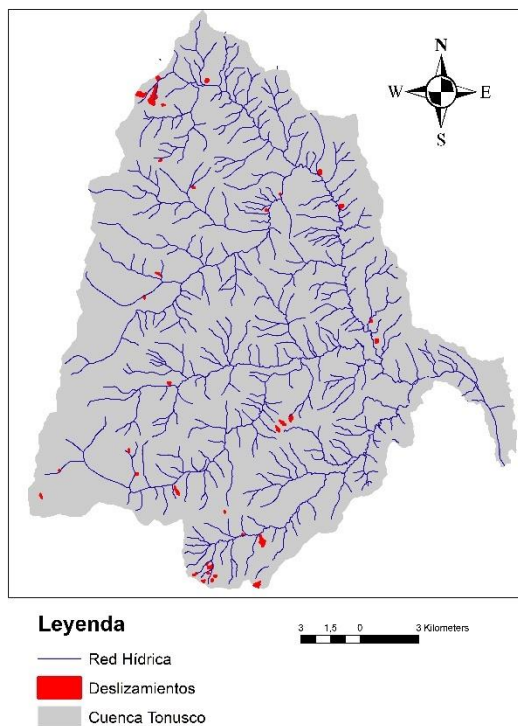


Figura 8. Localización de las zonas con deslizamientos.

Cuando no se pudo detectar cubierta vegetal alguna en la parcela, se le asignó un valor nulo al NDVI. Se debe tener en cuenta que todos los puntos seleccionados, se encuentran en áreas rurales donde predominan los suelos con cobertura vegetal.

Los cambios en la cobertura del suelo en cada zona se han tratado como se indica en la figura 9, en la que se puede verificar que las coberturas vegetales densas se han perdido.

5. DETERMINACIÓN DEL NIVEL DE RIESGO DE DESLIZAMIENTOS.

Los valores de los factores de seguridad obtenidos han sido clasificados, según los conceptos de la zonificación de amenazas propuestos por el Servicio Geológico Colombiano (Ávila et al., 2016), como se muestra en la tabla 5.

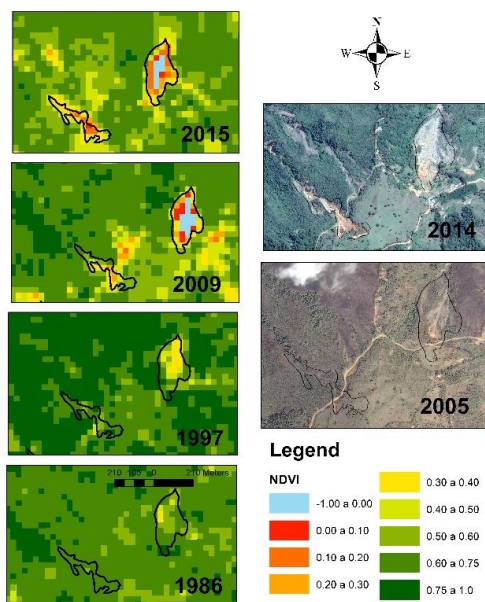


Figura 9. Evolución de la cobertura vegetal en dos de las zonas de deslizamiento ubicadas en la vereda San Carlos (Santa Fe de Antioquia), entre 1986 y 2015.

Tabla 5. Clasificación nivel de amenaza de deslizamientos de acuerdo con el valor del factor de seguridad.

Amenaza	Factor de Seguridad
Alta	$\leq 1,1$
Media	$1,1 < FS \leq 1,5$
Baja	$1,5 < FS < 2,0$
Muy Baja	$> 2,0$

Conjugando los valores determinados de los parámetros geotécnicos, hidromecánicos y la cobertura vegetal para los diferentes tipos de suelo identificados en la cuenca, se estimó la variabilidad espacial y temporal de los factores de seguridad por cada píxel de cuenca entre los años 1977 y 2015. Debido a que los resultados obtenidos son extensos, para ilustrar el procedimiento realizado se presentan los obtenidos para 3 episodios de precipitación en la cuenca, ocurridos en diferentes periodos, de los años 1996 (A), 1999 (B) y 2010 (C), que se pueden

verificar en la figura 10. En la figura 10 se aprecia también cómo cambian los factores de seguridad en la región en que ocurrió uno de los deslizamientos evaluados, para los mismos periodos y condiciones hidrológicas.

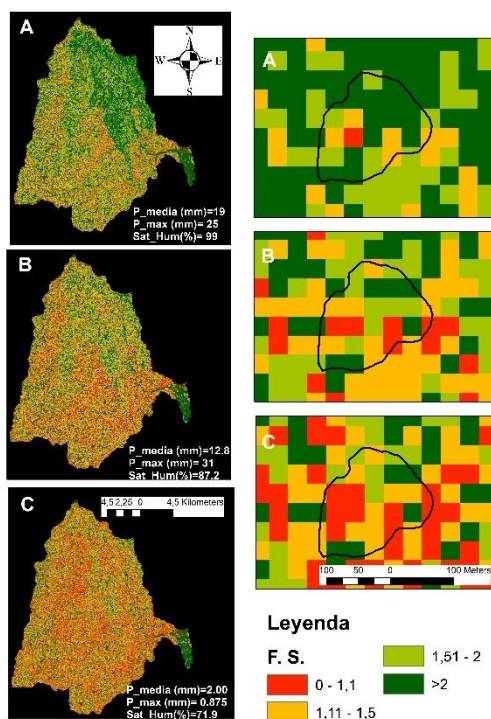


Figura 10. Distribución espacial del factor de seguridad en la cuenca del río Tonusco, para tres periodos diferentes de los años 1996 (A), 1999 (B) y 2010 (C), seleccionados de las series de registros de precipitación media, comprendidas entre los años 1977 y 2015.

En la figura 10, se observa que los terrenos con mayor riesgo de deslizamiento están en la parte occidental de la cuenca, en especial dentro de la subcuenca de la quebrada La Pená y al noroeste del municipio de Giraldo. Ambas regiones se caracterizan por sus elevadas pendientes y suelos de texturas finas y medias que, por su poca capacidad de almacenamiento de agua, se saturan con volúmenes bajos de precipitación efectiva. Se observa que, en la medida en que aumenta la

humedad del suelo por infiltración, crece el número de píxeles con factores de seguridad bajo que indica elevado riesgo de deslizamientos, tanto en toda el área de la cuenca como en la región analizada.

Los factores de seguridad bajos y medios predominan sobre todo en la parte centro oriental de la cuenca, mientras que los altos, cerca de la desembocadura.

6. CALIBRACIÓN DEL MODELO DE DESLIZAMIENTO.

Para evaluar la precisión de los resultados del modelo diseñado se emplearon los episodios de deslizamiento identificados en la cuenca. Los datos de entrada al modelo de cada uno de los episodios se resumen en la tabla 6.

Tabla 6. Datos de entrada para la modelización de episodios de deslizamiento identificados en la cuenca del Tonusco.

Episodio	P. máx. previa (mm)	W (mm)	Saturación de humedad (%)	Pendiente media de la región (°)	Clase textural predominante	NDVI mínimo
Carretera Mar	22.0	250	79.84	33.39	Franco areno arcilloso	0.05
Guasabra 1	31.7	300	100	12.60	Areno arcilloso	0.15
Guasabra 2	50.3	180	100	23.51	Areno arcilloso	0.15
Guasabra 3	88.0	126	69.80	25.50	Areno arcilloso	0.15
Guasabra 4	51.0	188	62.80	25.62	Areno arcilloso	0.25
Honda_1	49.0	180	95.90	16.45	Areno Arcilloso-Limo arcilloso	0.15
Honda_2	39.5	152	84.44	29.60	Areno Arcilloso-Limo arcilloso	0.15
La sirena	30	239	73.56	27.60	Franco areno arcilloso	0.05
Pena_1	46	180	100	24.42	Areno arcilloso, algunos materiales gruesos	0.15
Pena_2	28.3	180	100	27.78	Areno arcilloso, algunos materiales gruesos	0.05
San Carlos	37	113	62.70	22.85	Areno arcilloso, algunos materiales gruesos	0.15



Episodio	P. máx. previa (mm)	W (mm)	Saturación de humedad (%)	Pendiente media de la región (°)	Clase textural predominante	NDVI mínimo
Tonusco_A1	44.7	153	84.9	29.80	Areno Arcilloso-Limo arcilloso	0.35
Quinta_1	85.4	47	51.2	25.17	Areno arcilloso, algunos materiales gruesos	0.25
Quinta_2	57.1	91	100	49.80	Areno arcilloso, algunos materiales gruesos	0.25
Honda_3	46.1	167	89.3	31.3	Limo arcilloso	0.25
Honda_4	69.6	153	85.1	24.1	Areno arcilloso	0.05
Tonusco A2	33.4	91.2	100	25.3	Mezcla de arenas arcillas y limos	0.25
Tonusco_P1	36.9	68.1	74.6	24.8	Franco areno arcilloso	0.35
Tonusco_P2	41.5	79.2	86.8	26.2	Franco areno arcilloso	0.25
Azules_1	36.6	262.5	100	26.0	Franco Limoso	0
Milagrosa_1	22.1	180	100	23.4	Areno arcilloso	0.35
Milagrosa_2	44.6	180	100	25.0	Areno arcilloso	0.35
Milagrosa_3	53.3	91.2	100	22.4	Mezcla de arenas arcillas y limos	0.05
Guasabra 5	60.1	180	100	24.9	Areno arcilloso	0.05
Milagrosa_4	63.0	91.2	100	26.8	Mezcla de arenas arcillas y limos	0.25
Guasabra 6	78.3	117	65.2	23.3	Areno arcilloso	0.05
Guasabra_7	35.2	135	74.8	21.7	Areno arcilloso	0.15
Guasabra_8	53.7	180	100	26.1	Areno arcilloso	0.05
Guasabra_9	32.8	180	100	24.3	Areno arcilloso	0.15
Guasabra_10	94.8	180	100	25.9	Areno arcilloso	0.25
Guasabra_11	31.7	180	100	24.2	Areno arcilloso	0.15
Laureles_1	57.0	180	100	26.2	Areno arcilloso	0.15
Honda_5	49.6	169	93.9	23.7	Areno arcilloso	0
Tonusco_P3	40.4	70.7	71.6	29.3	Franco areno arcilloso	0
Badillo_1	66.7	241	92.0	22.7	Franco Limoso	0.35
Milagrosa_5	35.6	141	78.3	23.0	Areno arcilloso	0.05

Los resultados obtenidos con el modelo en los demás episodios se recogen en el apéndice 7.

6.1. DESLIZAMIENTO DE LA CARRETERA AL MAR EN 2010.

Los datos geotécnicos, hidromecánicos y meteorológicos más relevantes se muestran en la tabla 6. En la figura 11 se aprecia el descenso de los factores de seguridad de toda la región con el tiempo, en la medida en que se acerca la fecha del deslizamiento, pasando de valores de riesgo medio a alto. La precipitación máxima diaria fue superior a 20 mm, que, sumados a las copiosas lluvias que se registraron en casi todos los días del periodo evaluado, saturaron el suelo y con ello activaron el deslizamiento. Se debe tener en cuenta que el suelo tiene texturas finas y medias, clase textural predominante franco areno arcillosa, por lo que se puede saturar rápidamente. Además, las pendientes de la zona son muy elevadas.

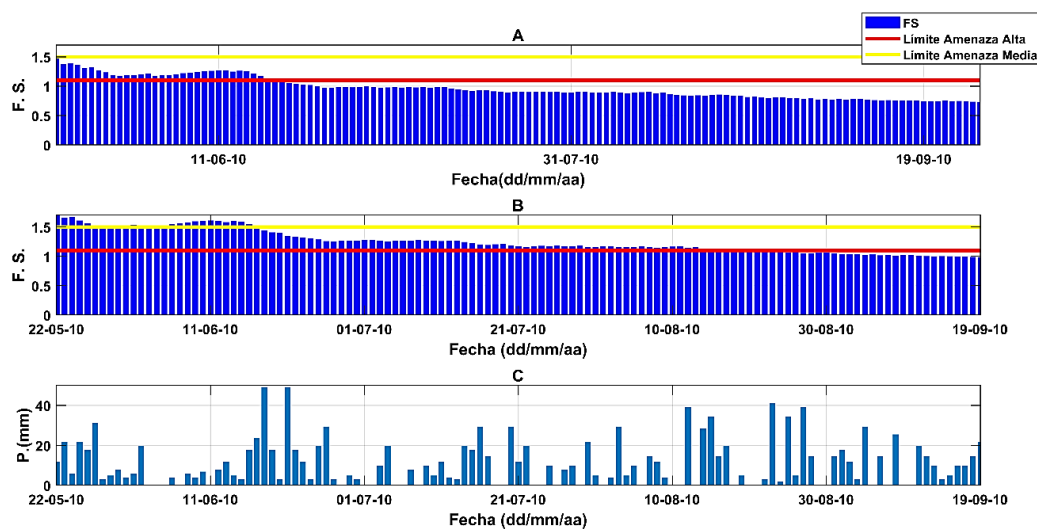


Figura 11. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona susceptible de la región de deslizamiento de la Carretera al Mar, (A); Factores de seguridad medios diarios para todos los píxeles que conforman la región de deslizamiento (B) y precipitaciones diarias en el periodo evaluado (C).

Para observar la variabilidad espacial y temporal de los factores de seguridad en la zona en que ocurrió el deslizamiento, se ha construido un mapa en donde estos se comparan para tres días seleccionados incluyendo la fecha en la que ocurrió el deslizamiento (Ver figura 12).

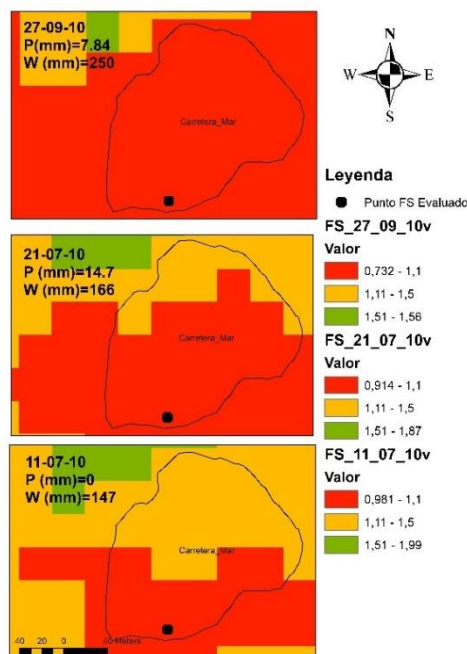


Figura 12. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento ocurrido en la Carretera al Mar (Giraldo), en el año 2010. Sus valores se comparan en tres días seleccionados.

6.2. DESLIZAMIENTO PRINCIPAL DE LA VEREDA SAN CARLOS EN 2009.

Como se mencionó anteriormente, en la vereda San Carlos, localizada en el municipio de Santa Fe de Antioquia, en la zona media de la cuenca de la quebrada La Pená, se identificaron 3 episodios de deslizamiento. El primero, que ocurrió en el año 2009, es el de mayor extensión y causó graves daños a las comunidades allí asentadas. Los otros dos deslizamientos ocurrieron en los años 2014 y 2015. En esta sección se analizará el deslizamiento de 2009.

En la parte central los valores del NDVI estaban asociados a suelos desnudos, pastos y vegetación ligera, cuyas raíces son someras y probablemente no alcanzaron la profundidad de la superficie de falla.

Al igual que en la modelación del episodio de la Carretera al Mar, se definieron las condiciones de contorno y se presentaron los resultados obtenidos para un periodo de 30 días. La estación meteorológica con mayor influencia en la región es Guasabra, por lo tanto, los datos de precipitación interpolados con la metodología IDW, son muy similares a los registrados en ella (tabla 6).

Se estimaron los factores de seguridad para 288 píxeles de la zona de deslizamiento, cuyo promedio se presenta en la figura 13.

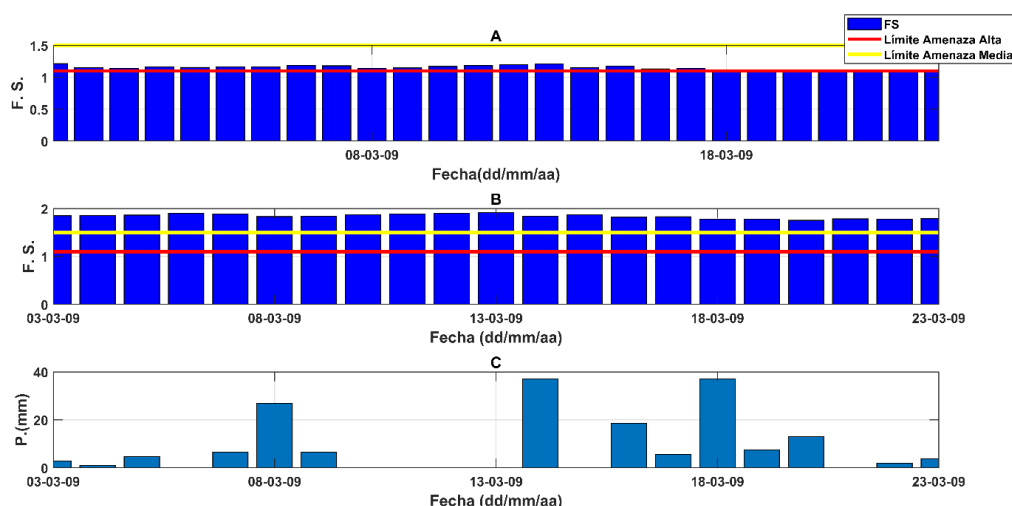


Figura 13. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona susceptible de la región de deslizamiento principal de la Vereda San Carlos, (A); Factores de seguridad promedio diario de todos los píxeles (B) y precipitaciones (C).

En la figura 14, se puede comparar para 3 días seleccionados cómo cambian espacial y temporalmente los factores de seguridad de la zona.

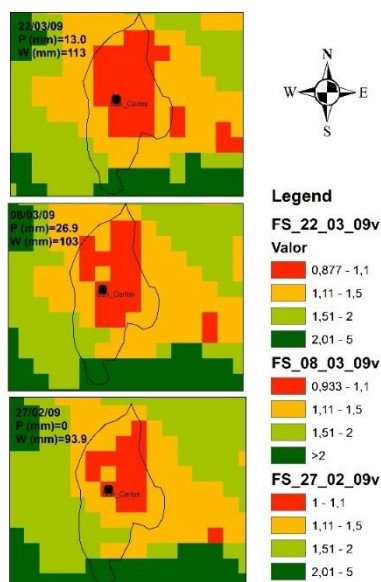


Figura 14. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento principal ocurrido en la vereda San Carlos en el año 2009. Se pueden comparar sus valores en los tres días seleccionados.

En el mapa se observa que en la medida en que se acumula el agua en el suelo, se reducen los factores de seguridad, creciendo el riesgo de deslizamiento hasta alcanzar máximos para la mayoría de los píxeles de la parte media y baja de la ladera, en la fecha de ocurrencia del episodio. Probablemente el deslizamiento se generó por el tipo de suelo, las pendientes y la cobertura vegetal poco densa.

6.3. DESLIZAMIENTOS DE LA VEREDA GUASABRA.

En la vereda Guasabra, localizada en la parte media de la cuenca de la quebrada Yarumo, o el Pescado, se analizaron los deslizamientos ocurridos en los años 2001 y 2010. La estación meteorológica más próxima es la de Guasabra.

6.3.1. Deslizamiento año 2001

El análisis del deslizamiento se realizó para 151 píxeles, empezando 47 días antes del episodio. En la figura 15 se muestran los resultados obtenidos.

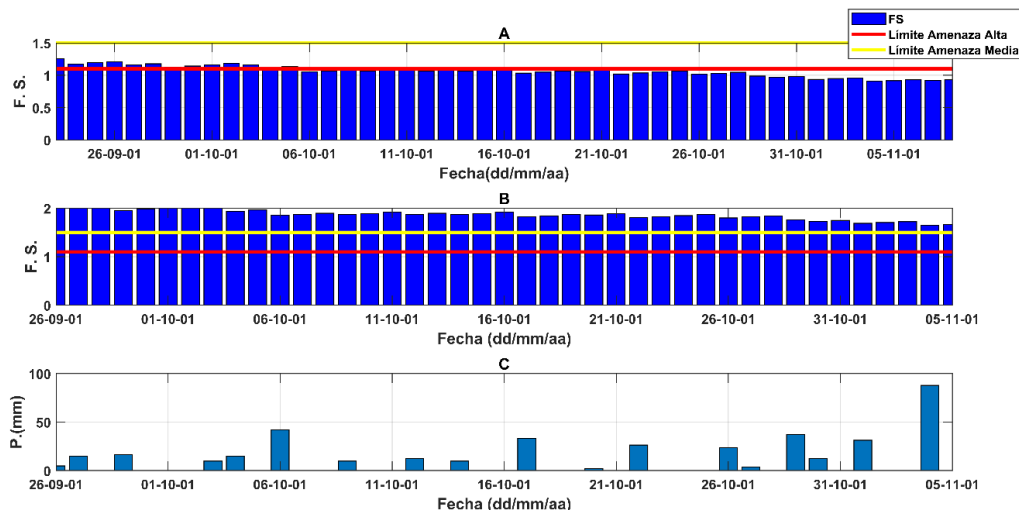


Figura 15. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona susceptible de la región del deslizamiento ocurrido en el año 2001, en la vereda Guasabra, (A); Factores de seguridad promedio diario de todos los píxeles que conforman la región de deslizamiento (B) y registros de precipitación obtenidos para el lapso evaluado (C).

La distribución espacial de los valores del factor de seguridad muestra notables reducciones en la parte alta y media de la zona de deslizamiento, además de un crecimiento de los píxeles clasificados como de amenaza elevada en la secuencia temporal estudiada (ver figura 16).

En la zona donde probablemente se generó un deslizamiento inicial predominaban valores del índice NDVI asociados a vegetación ligera poco densa, como lo son las pasturas. En las demás zonas, aunque las pendientes son elevadas y la humedad del suelo estaba próxima a saturación, el factor de seguridad indicaba un nivel medio de riesgo.

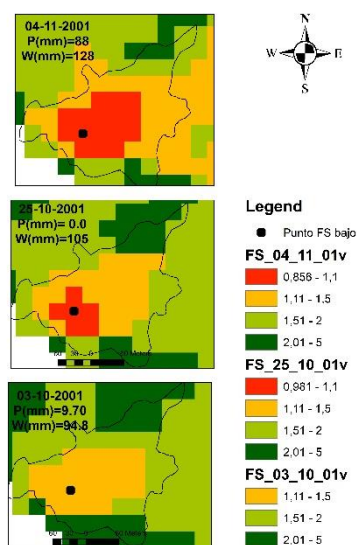


Figura 16. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento ocurrido en la vereda Guasabra en el año 2001. Se comparan los valores de tres días.

6.3.2. Deslizamiento año 2010

El deslizamiento se describe en 282 píxeles de la región, observándose reducciones graduales de los factores de seguridad, relacionadas con el aumento de la humedad del suelo ocasionados por los episodios de precipitación.

En la figura 17, se muestra la evolución temporal de los factores de seguridad, que se reduce con la lluvia cada vez más intensa, alcanzando niveles de alto riesgo para deslizamientos.

También se evaluaron los factores de seguridad para tres días distintos del periodo evaluado, figura 18.

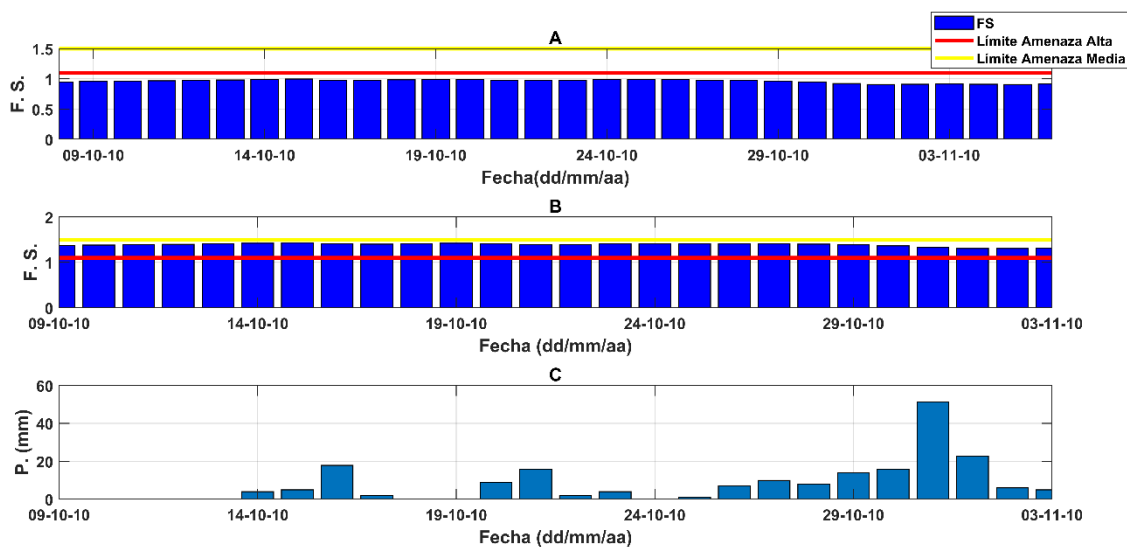


Figura 17. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona donde predomina la clase textural arcillo arenosa en el deslizamiento ocurrido en el año 2010 de la vereda Guasabra, (A); Factores de seguridad medios diarios de todos los píxeles que conforman la región de deslizamiento (B) y precipitación recibida (C).

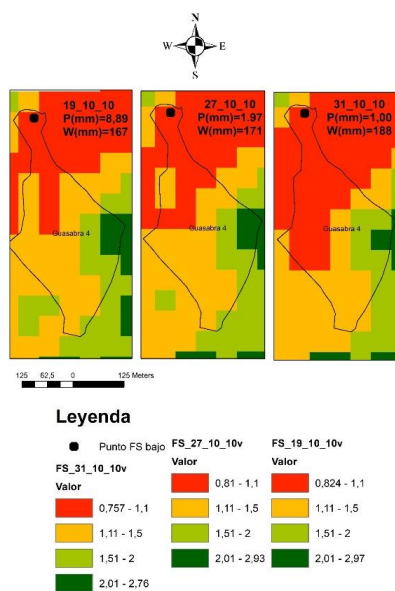


Figura 18. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento de la vereda Guasabra en el año 2010. Se muestran los valores para tres días seleccionados entre el periodo evaluado.

6.4. DESLIZAMIENTOS DE LA VEREDA LA HONDA DE 2000

La vereda La Honda, se localiza en la parte media alta de la cuenca, en el sector más septentrional. La estación Giraldo es la más próxima por lo que se usaron sus datos de precipitación.

Se modelaron en total 925 pixeles en el periodo comprendido entre el 23 de agosto y 20 de septiembre del año 2000, en el que los suelos estaban saturados a partir del 3 de septiembre. En la figura 19 se muestra la evolución de los factores de seguridad en las clases texturales de la parte alta. El incremento de la humedad del suelo, sumado a la inclinación del terreno y a la escasa cobertura vegetal, sobre todo en la parte alta de la región, redujeron drásticamente los factores de seguridad en algunas regiones de la zona (figura 20).

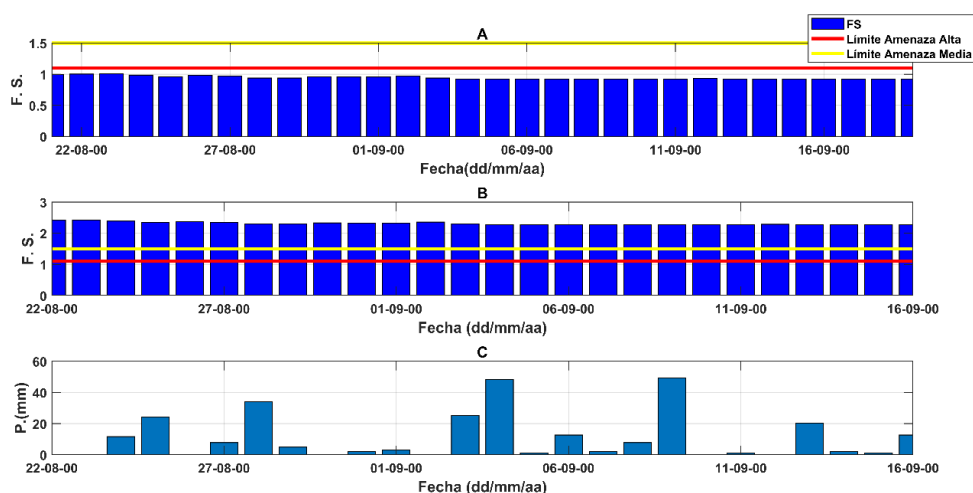


Figura 19. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona donde predominan la clase textural arcillo arenosa del deslizamiento ocurrido en el año 2000, en la vereda La Honda, (A); Factores de seguridad medios diarios de los pixeles que ocupan la zona de deslizamiento (B) y precipitación diaria (C).

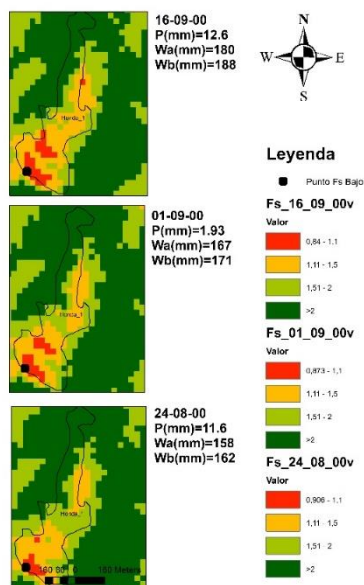


Figura 20. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento ocurrido en la vereda La Honda en el año 2000 en tres días seleccionados.

6.6. DESLIZAMIENTO DE LA QUEBRADA LA SIRENA DE 2006.

En la quebrada La Sirena, cerca de la carretera al Mar, ocurrió un deslizamiento en el mes de noviembre del año 2006. Para analizar el episodio se usó la precipitación diaria de la estación de Giraldo.

En los días previos al episodio de deslizamiento se sucedieron varios chubascos muy seguidos con precipitaciones por encima de los 20 mm, que pudieron saturar el suelo. Como en el caso anterior la coincidencia de las lluvias, las laderas inclinadas y la ausencia de cobertura vegetal en algunas zonas, favoreció la generación del deslizamiento. Esto lo confirman los factores de seguridad, después de los episodios del 27 de octubre, figura 21, tanto en pixeles susceptibles, como en los de toda la región.

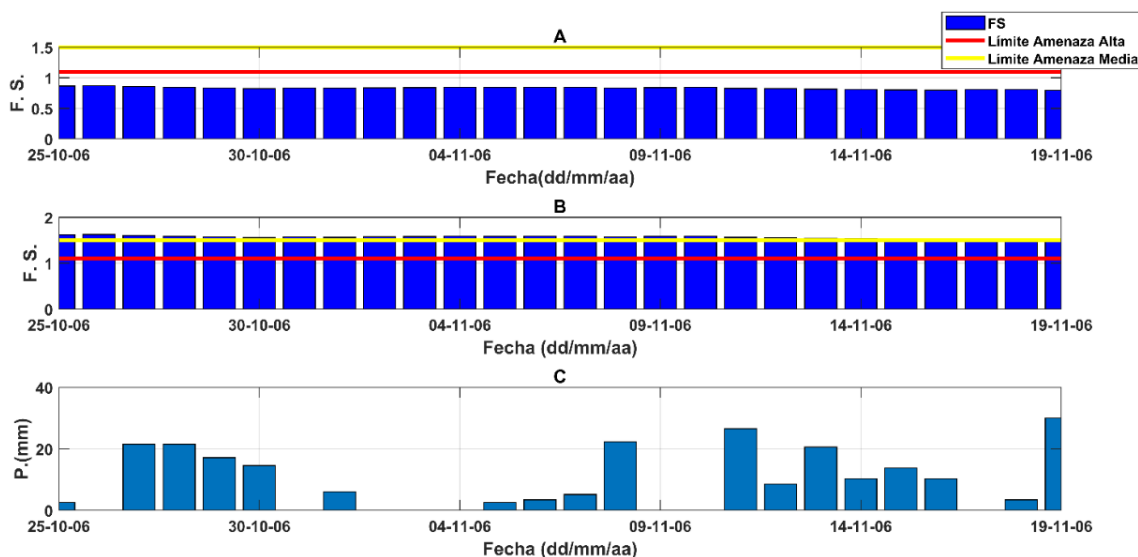


Figura 21. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona susceptible de la región del deslizamiento ocurrido en el año 2006, en la quebrada La Sirena, (parte superior); Factores de seguridad medios diarios de todos los píxeles de la zona (parte media) y precipitación diaria.

En total se evaluaron 182 píxeles de la zona, construyéndose mapas comparativos donde se muestra la distribución espacial de los factores de seguridad para tres días distintos, del periodo modelado, figura 22.

6.7. DESLIZAMIENTO DE LA VEREDA TONUSCO ARRIBA EN 2018.

El sector Tonusco Arriba se encuentra en la parte alta de la cuenca, muy cerca del nacimiento del río, en su sector occidental. Se usaron los datos de la estación pluviométrica que mejor representa los datos en la zona es Giraldo, aunque también hay alguna influencia de la estación de Abriaquí.

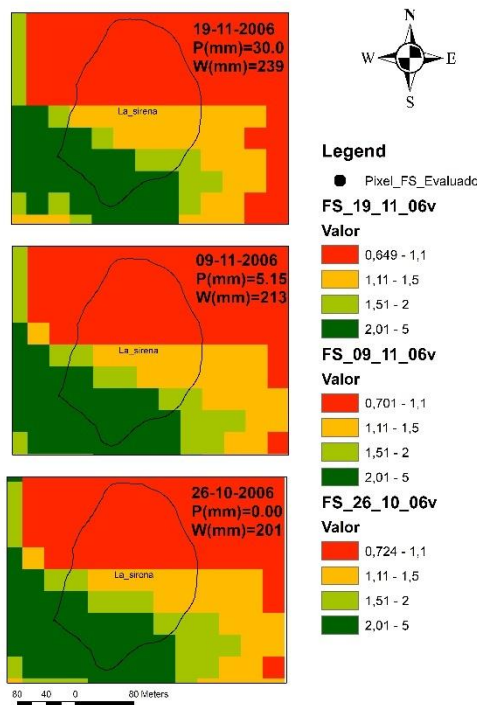


Figura 22. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento ocurrido en la quebrada La Sirena en el año 2006. Sus valores se muestran para tres días seleccionados.

Al analizar 180 píxeles de la zona, se determinaron los factores de seguridad medios y su evolución temporal, de acuerdo con el cambio de la humedad en el suelo. Los resultados obtenidos se presentan en la figura 23. En esta zona en la que predominan la clase textural arcillo arenosa, con algo de franco-limosa, aunque el deslizamiento no se originó en este última.

También, se ha elaborado un mapa donde se muestra la variación espacial del factor de seguridad por píxel, para tres días diferentes, figura 24.

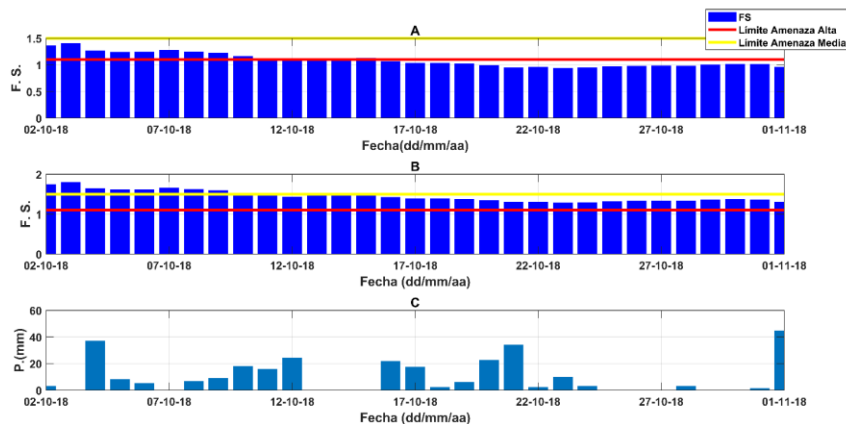


Figura 23. Factores de seguridad diarios obtenidos para un píxel localizado en una zona donde predominan la clase textural arcillo arenosa durante el deslizamiento ocurrido en el año 2018, en la vereda Tonusco Arriba, (A); Factores de seguridad medios diarios (B) y precipitación (C).

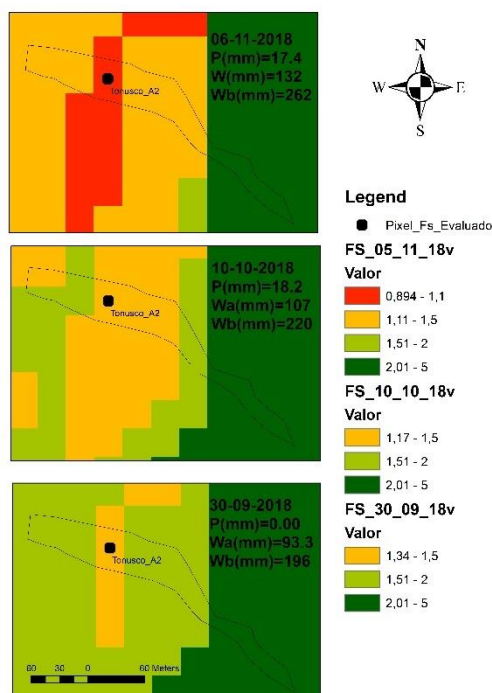


Figura 24. Distribución espacial de los factores de seguridad diarios, obtenidos para la zona del deslizamiento ocurrido en la vereda Tonusco Arriba en el año 2018 para tres días seleccionados.

6.8. ANÁLISIS DE FACTORES DETONANTES DE LOS DESLIZAMIENTOS.

Los resultados presentados confirman que los parámetros de mayor relevancia para la reducción de los factores de seguridad son:

- Precipitación y contenido de humedad del suelo: todos los episodios de deslizamiento analizados ocurrieron tras unos chubascos con abundante precipitación y con niveles de humedad del suelo cercanos o iguales a los de saturación. A escala de la cuenca, se observó la misma tendencia, lo que provocó un crecimiento en el nivel de amenaza de movimientos en masa (ver figura 10).
- Pendientes del terreno: Los cambios anteriores son evidentes en los episodios de deslizamientos ocurridos en la vereda Tonusco Arriba, la quebrada La Sirena, La Honda y la Vereda San Carlos, en los que, a pesar de la saturación del suelo, se detectaron píxeles clasificados como de amenaza baja en zonas con pendiente moderada, mientras que los de amenaza alta están en terrenos con gran inclinación, en los que se pudieron iniciar los deslizamientos. La mayor parte de los episodios ocurrió en zonas muy inclinadas. En la figura 25 se presenta un mapa en el que se comparan las pendientes de una zona de deslizamiento localizada en la vereda San Carlos (2011) y los factores de seguridad alcanzados cuando la saturación del suelo fue máxima, evidenciándose que los aumentos de amenaza más drásticos ocurrieron en las regiones con pendientes más inclinadas (figura 25).

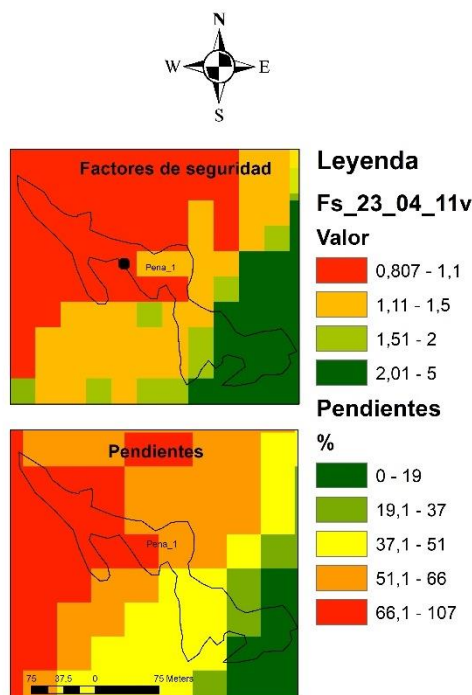


Figura 25. Comparación entre la distribución del factor de seguridad en un episodio de deslizamiento de la vereda San Carlos (2011) y las pendientes del terreno expresadas en porcentaje.

- Texturas del suelo: Muchos de los episodios detectados ocurrieron en suelos con granulometría entre fina y media. Los suelos con predominio de materiales finos, al perder más lentamente el agua están más húmedos lo que contribuye a la rápida reducción de los esfuerzos resistentes
-
- Cobertura del terreno: Los valores del índice NDV indican que, en la mayoría de las zonas donde ocurrieron los deslizamientos, había muchos píxeles, con datos muy bajos asociados a suelos erosionados o con vegetación poco densa. Esto se puede observar en la figura 27, que muestra 4 de las zonas donde ocurrieron los deslizamientos en periodos previos a dichos episodios.

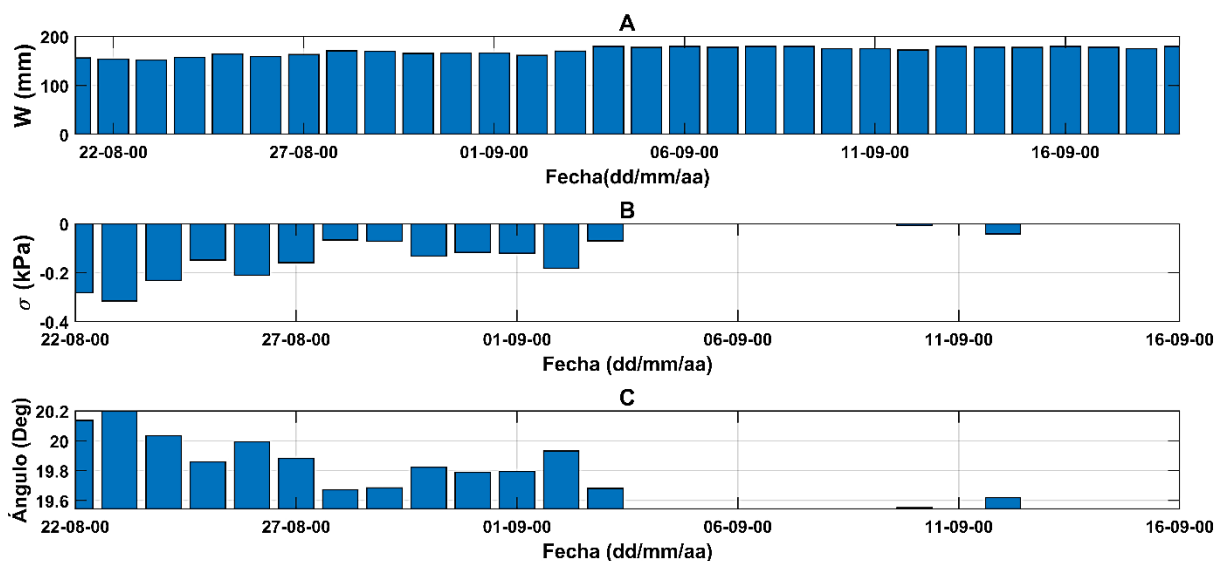


Figura 26. Evolución temporal de los esfuerzos de succión, los ángulos de reposo efectivos para los suelos de clase textural arcillo arenosa con y la humedad del perfil (Deslizamiento vereda La Honda - Año 2000).

7. ESTIMACIÓN DEL SEDIMENTO GENERADO EN LOS DESLIZAMIENTOS.

Diferentes autores como Brunetti et al (2009), Malamud et al (2004) y D’Odorico & Fagherazzi (2003), han estudiado la probabilidad de ocurrencia de los deslizamientos y del volumen de sedimentos generado por ellos. Algunos de los modelos desarrollados se basan en el análisis del número de episodios y los volúmenes de sedimento producido, mientras que en otros se estiman las relaciones entre las fuerzas resistentes y deslizante de las laderas, tomando como referencia diferentes parámetros climáticos y geotécnicos.

7.1. ANÁLISIS DE LA MAGNITUD Y LA FRECUENCIA DE LOS EPISODIOS DE DESLIZAMIENTO.

En la tabla 4 se presentan las superficies y volúmenes estimados de los deslizamientos analizados.

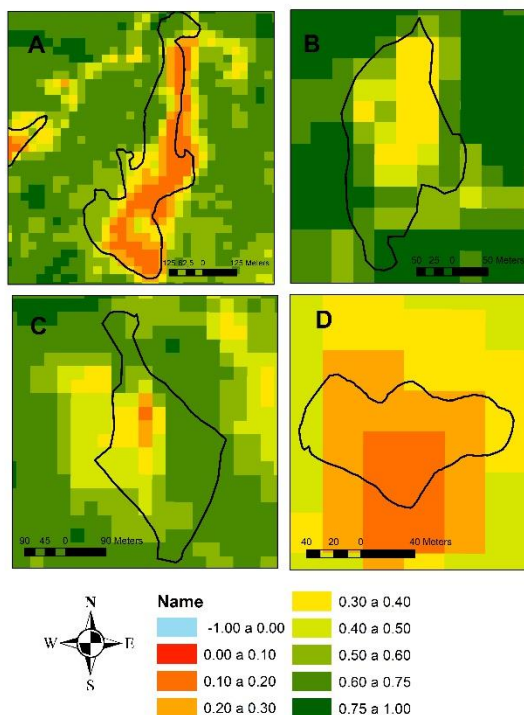


Figura 27. Distribución espacial de los valores del índice NDVI previos a la ocurrencia de deslizamientos en 4 regiones: A. Deslizamientos Vereda La Honda (2000-2004), B. Deslizamiento principal vereda San Carlos (2009), C. Deslizamiento Vereda Guasabra año 2010, D. Deslizamiento vereda Guasabra año 2015.

En total, los deslizamientos analizados aportaron **0.589 hm³** de sedimentos a la cuenca. La frecuencia media de ocurrencia de estos episodios fue de uno por año.

Siguiendo el método de Von Ruetten et al (2013), se determinaron las probabilidades de excedencia de cada registro de volumen y área por deslizamiento, usando la fórmula de Weibull, como se hizo para los caudales y sedimentos en los capítulos 2 y 3. Posteriormente se ajustaron unas funciones de distribución de probabilidad lognormales a los valores observados (figura 28).

La bondad de los ajustes se examinó con el método del chi-cuadrado y el coeficiente de determinación R^2 , de forma similar a lo presentado en el capítulo 2.

Se probó también la función de densidad de probabilidad para ajustar a los datos de la superficie de los deslizamientos fue la ecuación de Johnson y Kotz (1994).

Ec. 16. Ecuación de la función de densidad de Johnson y Kotz asociada a la extensión de los deslizamientos

$$p(A_L) = \frac{1}{a\Gamma(\rho)} * \left[\frac{a}{A_L - s} \right]^{\rho+1} e^{-\frac{a}{A_L - s}}$$

Donde a es un parámetro de escala, $\Gamma(\rho)$ es la función gamma, ρ es un factor de forma, A_L es el área del deslizamiento y s es un parámetro de control para valores bajos en la función de distribución de probabilidad gamma-inversa (Malamud et al., 2004).

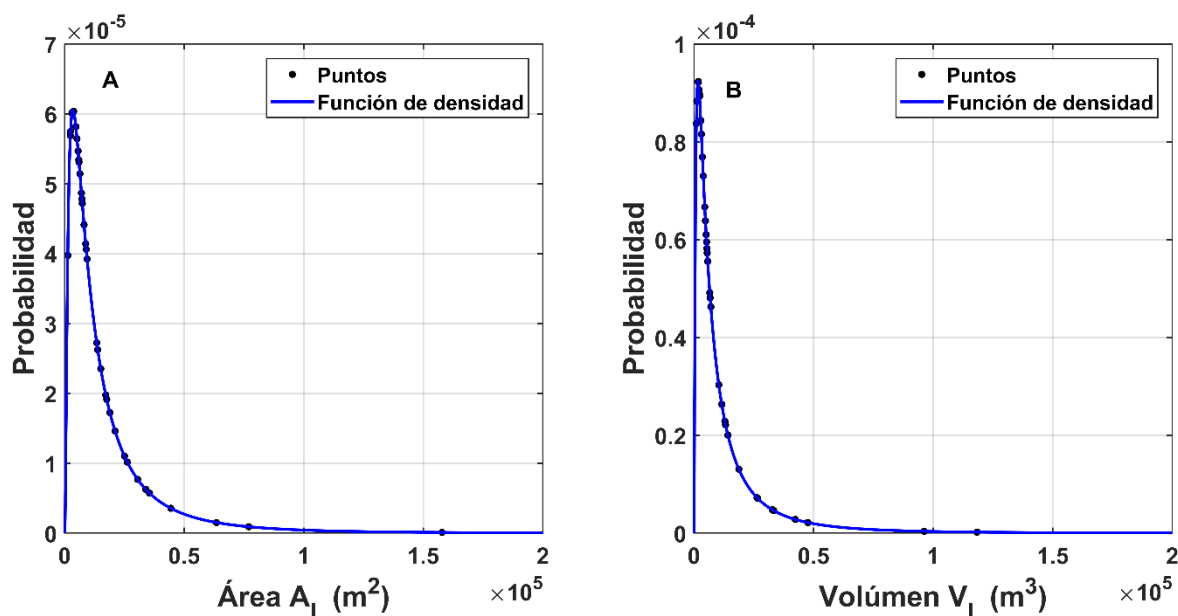


Figura 28. Funciones de densidad de probabilidad lognormal ajustadas a los datos de la extensión de sedimento movilizado (A) y de su volumen (B).

En la figura 29, se muestra la función de densidad de probabilidad de Johnson y Kotz (1994) ajustada a los datos de la superficie de los deslizamientos.

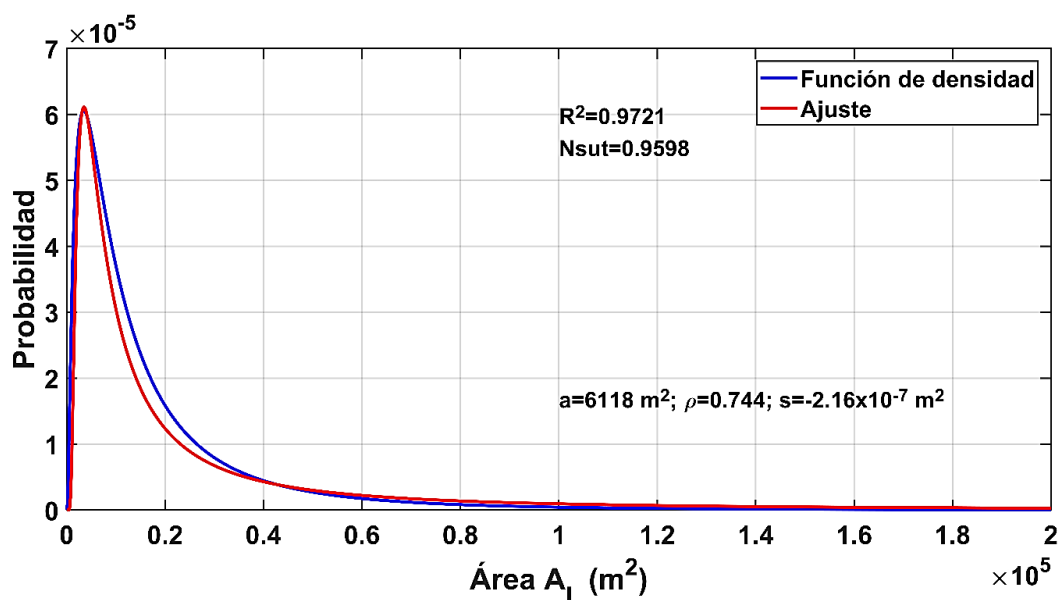


Figura 29. Ajuste de la función de densidad de probabilidad obtenida con las áreas de los deslizamientos a la función Johnson & Kotz.

Después de obtener los parámetros a , ρ y s , es necesario estimar las relaciones entre la extensión de los deslizamientos, representadas por la superficie o el volumen de los mismos y el número de episodios. Se confeccionó un inventario de deslizamientos recogido en la tabla 7.

Tabla 7. Número de deslizamientos, superficies y volúmenes de sedimento producido por cada año, en el periodo comprendido entre 2000 y 2015.

Año	Número de episodios	Superficie (km ²)	Volumen (hm ³)	Volumen acumulado (hm ³)
2000	3	0.219	0.153	0.153
2001	6	0.129	0.089	0.241
2002	0	0	0	0.241
2003	0	0	0	0.241
2004	0	0	0	0.241



Año	Número de episodios	Superficie (km ²)	Volumen (hm ³)	Volumen acumulado (hm ³)
2005	0	0	0	0.241
2006	2	0.047	0.047	0.289
2007	0	0	0	0.289
2008	0	0	0	0.289
2009	6	0.091	0.067	0.355
2010	7	0.129	0.146	0.501
2011	8	0.087	0.073	0.574
2012	0	0	0	0.574
2013	1	0.002	0.002	0.576
2014	0	0	0	0.576
2015	0	0	0	0.576
2016	0	0	0	0.576
2017	0	0	0	0.576
2018	3	0.019	0.013	0.589

Con estos datos se dedujo una relación entre las superficies y los volúmenes, así como entre el número y el volumen acumulado de los deslizamientos en el tiempo (Malamud et al., 2004), figura 30.

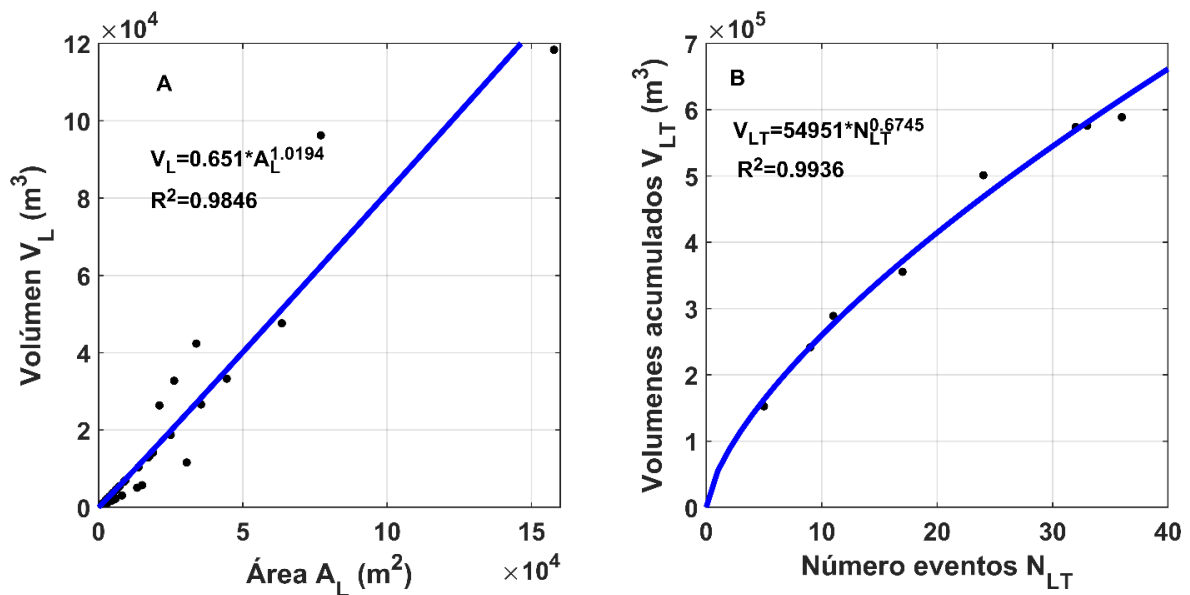


Figura 30. Relación entre las superficies y volúmenes de los deslizamientos analizados (A) y entre número de episodios y volúmenes acumulados (B).

La superficie media de los deslizamientos es.

Ec. 17. Superficie media probable de los deslizamientos

$$\bar{A}_L = \int_0^{\infty} A_L p(A_L) dA_L$$

A partir de la función de densidad de probabilidad, se puede relacionar el número de deslizamientos N_L , con la superficie de los mismos.

Ec. 18. Diferencial de número de episodios de deslizamiento

$$dN_L = N_{LT} * p(A_L) * dA_L$$

El valor medio del volumen de sedimento generado por los deslizamientos es

Ec. 19. Volumen de suelo promedio generado en episodios de deslizamiento en función de la extensión del evento

$$\bar{V}_L = \int_0^{\infty} V_L * p(A_L) * dA_L$$

En la figura 32 se muestra la relación entre volúmenes, V_L , y superficies, A_L que permiten escribir (Se debe tener en cuenta que s tiene valores muy pequeños, por lo cual se consideró aproximada a cero).

Ec. 20. Volumen de suelo promedio generado en episodios de deslizamiento ajustada a parámetros de la función de Johnson y Kotz

$$\bar{V}_L = \frac{0.65a^\rho}{\Gamma(\rho)} \int_0^{\infty} \frac{1}{A_L^{\rho-0.02}} * e^{-\frac{a}{A_L}} * dA_L$$

Siguiendo el proceso matemático planteado por Malamud et al (2004) se multiplica inicialmente la ecuación 20 por $a^{\rho-0.02}$ con el fin de obtener una expresión en términos de $x=A_L/a$, luego se divide por a , para dejar el diferencial dA_L en función de x , y al final se resuelve la integral se obtiene la siguiente expresión.

Ec. 21. Solución ecuación diferencial de volumen de suelo generado en deslizamientos

$$\bar{V}_L = \frac{0.65a^{1.02}}{\Gamma(\rho)} \left[\frac{1}{1.03-\rho} \left(\frac{A_{Lmax}}{a} \right)^{1.02-\rho} - 2.38 \right]$$

El valor de A_{Lmax} , se puede obtener en función de N_{LT} resolviendo la ecuación 18. Se ha definido como límite de integración inicial A_L , pues la extensión más probable de cada episodio debe corresponder, por lo menos, con el área evaluada.

Ec. 22. Numero de episodios de deslizamientos más probable en un periodo determinado

$$N_L = \frac{N_{LT}}{\rho\Gamma(\rho)} \left[\frac{a}{A_L} \right]^\rho$$

Cuando la superficie de deslizamiento es máxima, ocurrirá el episodio, por lo tanto, N_L debe ser 1 para A_{Lmax} , de manera que se despejó de dicha ecuación el valor de esta última variable.

Ec. 23. Superficie máxima de deslizamiento

$$A_{Lmax} = a \left[\frac{N_{LT}}{\rho\Gamma(\rho)} \right]^{1/\rho}$$

Si se aplica esta expresión en la ecuación 21, esta quedará de la siguiente manera.

Ec. 24. Volumen de suelo promedio generado en deslizamientos con coeficientes de calibración para la modelación en la cuenca

$$\bar{V}_L = \frac{9 \times 10^{-4} a^{1.02}}{\Gamma(\rho)} \left[\frac{1}{1.02-\rho} \left(\frac{N_{LT}}{\rho\Gamma(\rho)} \right)^{\frac{1.02-\rho}{\rho}} - 2.37 \right]$$

Se debe tener en cuenta que el coeficiente 0.65 ha cambiado por el ajuste de unidades para obtener las correlaciones en km^3 .

Reemplazando los valores de a , ρ y $\Gamma(\rho)$ en la ecuación 24, se obtuvo la siguiente expresión para determinar el volumen medio de los deslizamientos en la región.

Ec. 25. Solución de la ecuación para determinar volumen de suelo promedio generado en deslizamientos de la cuenca del río Tonusco

$$\bar{V}_L = 1.52 \times 10^{-5} N_{LT}^{0.3692} - 9.62 \times 10^{-6}$$

Empleando la expresión anterior se procedió a realizar un ajuste entre los volúmenes medios y el número de episodios, encontrando que la relación entre ambas variables también se puede enunciar de la siguiente forma:

Ec. 26. Ecuación para determinar el volumen de suelo promedio generado en deslizamientos en la cuenca del río Tonusco

$$\bar{V}_L = 8.51 \times 10^{-6} N_{LT}^{0.4811} \quad R^2 = 0.9992$$

La ecuación 26, permitirá obtener el volumen promedio de los deslizamientos para un periodo determinado y con estos valores, establecer las pérdidas de suelo asociadas a este tipo de episodios.

7.2. ANÁLISIS DEL EFECTO DE LOS FACTORES CLIMÁTICOS, GEOMORFOLÓGICOS Y ANTRÓPICOS EN LA PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DE LOS DESLIZAMIENTOS.

La frecuencia de los deslizamientos a varía en función de diferentes factores meteorológicos y edáficos, (D’Odorico and Fagherazzi, 2003), por lo que es interesante establecer unos umbrales para la elaboración de un modelo de predicción de deslizamientos.

En la tabla 6, se mostraron diferentes parámetros geomorfológicos, agronómicos y meteorológicos asociados a los episodios de deslizamiento. Entre los últimos se

presentaron las precipitaciones acumuladas en 15 días previos al episodio, P_{15} , ya que, según algunos estudios realizados en la zona, es el tiempo a partir del cual, se pueden alcanzar los umbrales de saturación de humedad en el suelo que causan los deslizamientos. Se observó que en la mayor parte de los casos evaluados, los valores de P_{15} son superiores a los 100 mm y se han establecido umbrales para los suelos del departamento de Antioquia de 70 mm (Moreno et al., 2006). Además, se analizaron las precipitaciones máximas previas, que contribuyeron a una rápida saturación del suelo. Con respecto a la humedad del suelo, en la tabla 6 se observa como en momentos previos a la ocurrencia de los episodios, su valor estaba muy próximo al de saturación total del perfil. Las pendientes medias de cada una de las regiones referenciadas, tienden a ser elevadas (0.364 m/m-0.649 m/m) y si se analizan los valores de cada pixel de deslizamiento, en todos los casos hay valores en algunos puntos que superan la unidad, que se consideran muy altos. La mayor parte de los valores mínimos estimados del NDVI antes de los episodios deslizamientos se encuentran entre 0.00 y 0.25, lo que indica que en algunas parcelas la cobertura vegetal era poco densa o nula. En algunos episodios los valores mínimos del NDVI se asocian a la presencia de vegetación mediana (entre 0.25 y 0.35).

Con el fin de observar mejor la incidencia de cada parámetro en la generación de los deslizamientos se han elaborado sus funciones de distribución de probabilidad acumulada - FDP, como se presenta en la figura 31.

Se ha ajustado la función GEV a los datos de probabilidad observados. Con esta información se obtuvieron los valores umbrales que recoge la tabla 8.

Al comparar la magnitud de los deslizamientos, con cada uno de los parámetros analizados, no se pudo obtener una relación por separado pues hay una gran interacción entre ellos. Sin embargo, los resultados anteriores muestran tendencias claras asociadas a la generación deslizamientos

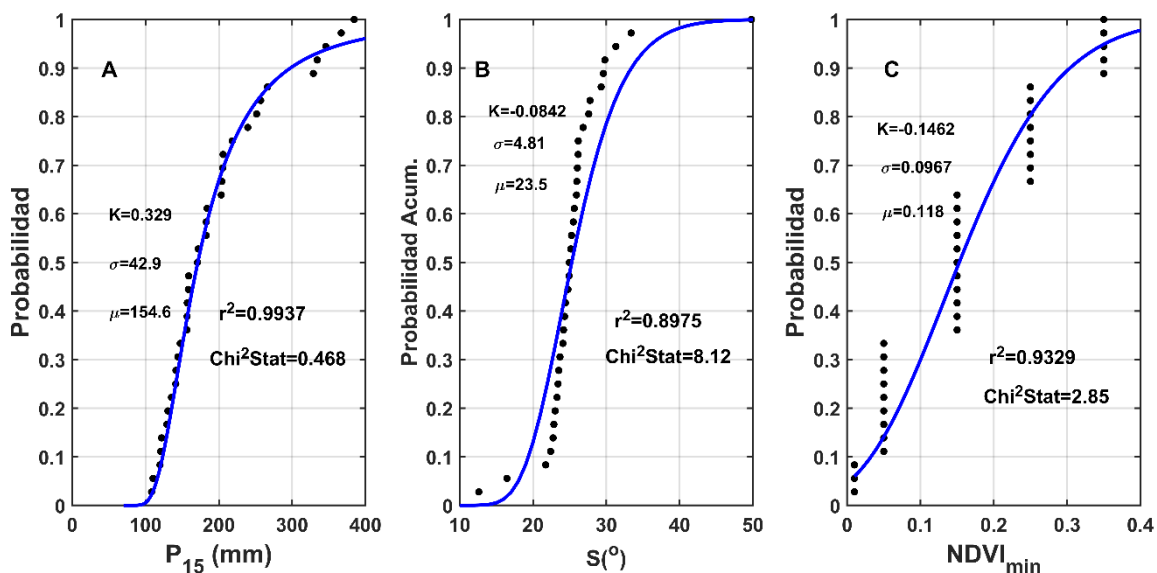


Figura 31. Funciones de distribución de probabilidad acumulada y sus ajustes obtenidos para las precipitaciones acumuladas en los 15 días (A) y el grado de saturación de humedad (B), previos a cada episodio de deslizamiento; la pendiente media (C) y el índice NDVI mínimo de las regiones de deslizamiento (D).

- Precipitación: Según los resultados es muy probable la generación de deslizamientos si las precipitaciones acumuladas en los 15 días previos al episodio son iguales o superiores a 264 mm. A su vez, estos umbrales pueden superarse con aguaceros individuales de gran intensidad en dicho periodo.
- Humedad del suelo: Los valores de humedad del suelo más propicios para la generación de deslizamientos que están próximos a la saturación, pues son superiores al 79%.
- Pendientes: Se establece un umbral de 0.34 m/m.
- NDVI como indicador del grado de cubierta del suelo: La tendencia muestra que los episodios se desarrollan cuando los valores del índice NDVI mínimos son inferiores a 0.24, esto indica coberturas vegetales entre escasas y nulas.

Tabla 8. Valores de los parámetros evaluados más probables y promedios asociados a la ocurrencia de deslizamientos.

Parámetro	Unidad	Moda	Mediana
Precipitación previa	mm	261	183
grado de saturación del suelo	%	79.0	87.0
Pendiente	(°)	34.0	25.2
NDVI	-	0.24	0.12

7.3. ANÁLISIS DE INFLUENCIA DE LOS PARÁMETROS DETONANTES DE EPISODIOS DE DESLIZAMIENTO EN LA REDUCCIÓN DEL FACTOR DE SEGURIDAD.

Fan y col (2017), y Van Den Eeckhaut y col (2010), indicaron que los factores meteorológicos, edáficos y de cobertura del suelo, previamente analizados, también están relacionados con la magnitud del deslizamiento, que se puede representar en el volumen y extensión de terreno desplazado. Por lo tanto, bajo estos criterios se pueden estimar las aportaciones de sedimento asociadas a dichos episodios.

Para determinar la magnitud de cada parámetro asociada a diferentes frecuencias, al igual que en el proceso anterior, se ha estimado su probabilidad de excedencia empleando la fórmula empírica de Weibull, con todos los registros existentes en cada zona de deslizamiento analizada, como se muestra en la figura 32. El único parámetro que no se consideró fue la pendiente, pues no hay cambios temporales de la misma en la escala estudiada, hasta que ocurre cada deslizamiento.

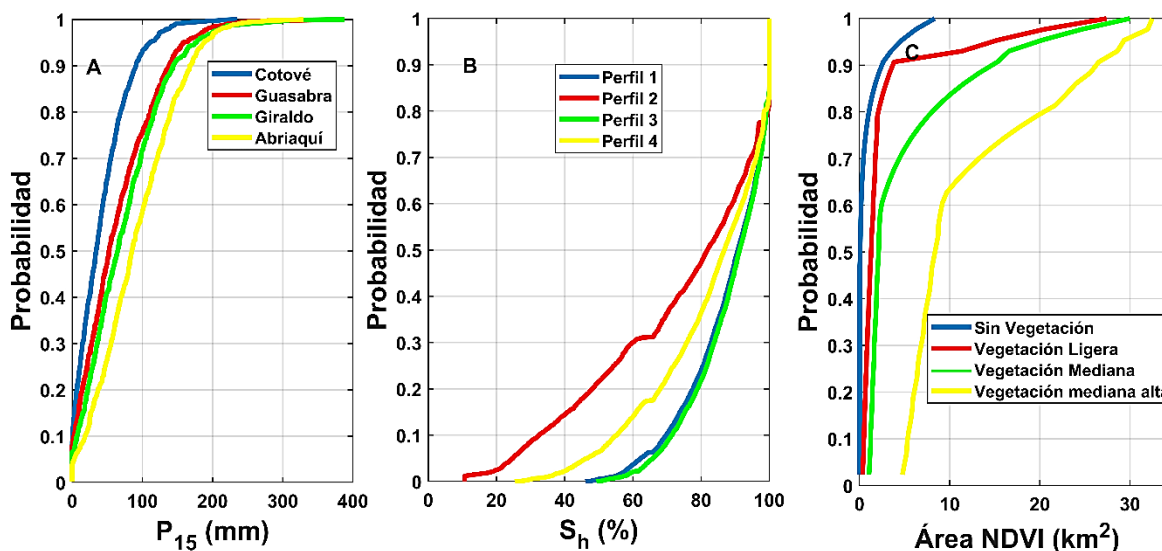


Figura 32. Comparación de las funciones de distribución de probabilidad de la precipitación durante 15 días consecutivos en las estaciones localizadas en la región (A); el grado de saturación de humedad en perfiles de las clases texturales arenosa Arcillosa-1, mixtos-2, Franco arenosa-arcillosa-3, limo arcillosa-4 (B); y de las superficies asociadas a los NDVI que indican la presencia de coberturas vegetales entre nulas y medias (C).

Se observa que en la parte de la cuenca asociada a la estación Cotové, la precipitación es menor comparándola con los registros de Guasabra y Giraldo. Esta observación coincide con la distribución de los deslizamientos observada, pues la mayoría se encuentran dentro de la zona de influencia de las estaciones más lluviosas (tabla 9).

También se estableció una frecuencia de episodios por región, en la que se relaciona la cantidad de veces en el tiempo en que un parámetro superó un umbral (ver los umbrales en la tabla 8), contra los deslizamientos ocurridos en el mismo lapso.

Tabla 9. Relación entre el número de episodios de deslizamiento, el número de chubascos en un periodo de 15 días con valores superiores al umbral de deslizamiento y la frecuencia de episodios, relacionada con los registros de la estación meteorológica con mayor influencia de la zona.

Estación	No episodios	No episodios $P_{15} \geq 154$ mm	Frecuencia
Cotové	2	50	0.04
Guasabra	21	197	0.107
Giraldo	12	218	0.055
Abriaquí	1	334	0.003

No se aprecia una relación directa de la porosidad del suelo con el origen de los deslizamientos, sino más bien la humedad de este y su capacidad de almacenamiento W . En todas las regiones evaluadas se alcanza la saturación del perfil del suelo durante periodos húmedos prolongados. Por esto no hay una relación clara entre la humedad en el suelo y el número de deslizamientos detectados, por lo que, otros factores evaluados, como la precipitación, cobertura vegetal, pendiente del terreno y la resistencia del suelo son más importantes, aunque se tienen humedades de saturación en todos los episodios (Ver tabla 10). La frecuencia se estimó como la relación entre el número de episodios ocurridos en cada perfil de suelo y el número de veces en los que la humedad alcanzó niveles umbrales.

Con respecto al análisis de la cobertura vegetal, realizado de acuerdo con la información disponible, se nota que el número de episodios aumenta o es más frecuente en zonas con ausencia o cobertura vegetal pobre, aunque hace falta medición en una escala más detallada al respecto para tener un resultado concluyente.

Tabla 10. Relaciones entre el número de episodios de deslizamiento, la cantidad de registros de humedad con valores por encima de los umbrales de deslizamientos y la frecuencia de episodios asociada a este factor.

Perfil	No episodios	No. de registros diarios con valores de humedad del suelo próxima a la saturación	Frecuencia episodios
1	11	5693	0.00193
2	5	4451	0.00112
3	2	5719	0.00035
4	18	5332	0.00338

Con la información obtenida se pudo establecer la incidencia de cada una de las variables de acuerdo con la frecuencia de los episodios. En la mayoría de los deslizamientos analizados se detectó la influencia de una combinación de factores, aunque se advirtió que la precipitación y la humedad del suelo, que están relacionados entre sí, ejercen una influencia mayor, siendo también los que varían más rápidamente.

Con el fin de obtener la probabilidad asociada a la generación de episodios según los valores que tengan cada uno de los parámetros referenciados, se construyó la función de distribución con todos los datos de P_{15} y humedad a escala temporal y espacial, como se muestra en la figura 33.

De acuerdo con lo anterior, se ha recogido en la tabla 11, la probabilidad de que cada parámetro se encuentre dentro de cada uno de los intervalos asociados a la generación de episodios de deslizamiento. Es importante recordar que dichos intervalos fueron definidos según los 36 episodios identificados en la cuenca.

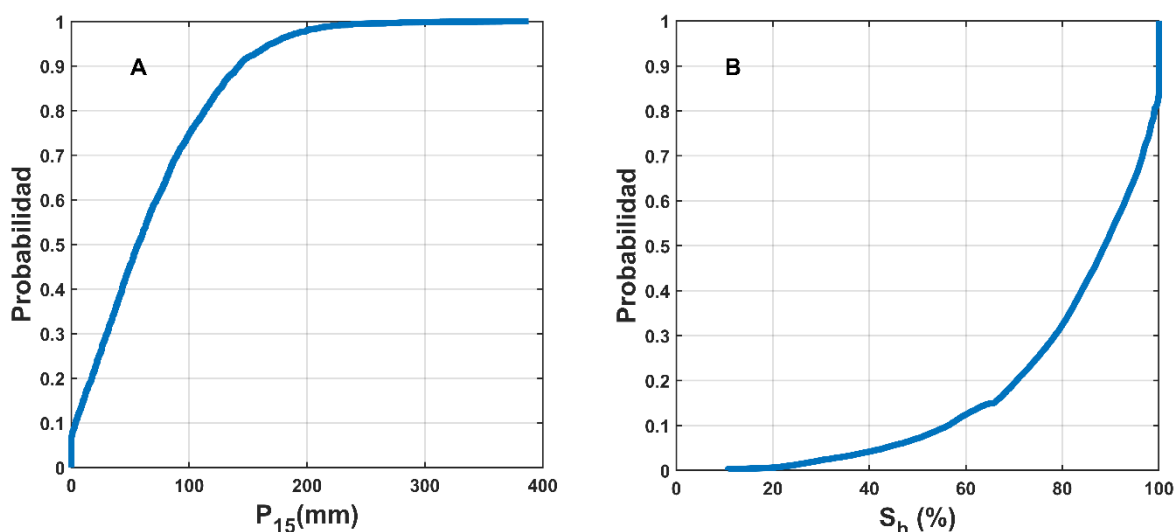


Figura 33. Funciones de distribución de probabilidad acumulada, para todos los registros de precipitación acumulada en 15 días (A) y porcentaje de humedad (B).

Tabla 11. Intervalos de precipitación durante periodos de 15 días y porcentaje de humedad en los que se generan episodios de deslizamiento y su probabilidad de ocurrencia.

Precipitación 15 (mm)	Probabilidad de la precipitación	Humedad (%)	Probabilidad de la humedad
108-154	0.1450	51-60	0.0494
154-200	0.0557	60-68	0.0473
200-246	0.0144	68-76	0.0947
246-292	0.0031	76-84	0.1336
292-338	0.0017	84-92	0.1747
338-384	0.0008	92-100	0.4254

Se observa cómo se reduce la probabilidad de ocurrencia de episodios a medida que aumenta la magnitud de la precipitación. Situación distinta ocurre con respecto a la humedad del suelo pues la probabilidad aumenta con ella.

Empleando la probabilidad referenciada se determinó el número de episodios asociado, como se muestra a continuación (Malamud et al., 2004).

Ec. 27. Numero de episodios de deslizamiento en función de la probabilidad

$$N_L = p(Var) * N_{LT} * \Delta Var_L$$

Donde p es la probabilidad, ΔVar_L es la extensión de un evento relacionado, en la escala temporal evaluada.

El número de episodios de deslizamiento del modelo será la sumatoria de casos más probables relacionados con los factores detonantes, teniendo en cuenta la incidencia de cada uno. Como los resultados son producto de la probabilidad pueden tener cifras significativas que fueron redondeadas, por lo que los episodios son números enteros. En la figura 34a, se pueden observar los resultados.

7.4. ESTIMACIÓN DE LA APORTACIÓN DE SEDIMENTOS POR DESLIZAMIENTOS

Al establecer la cantidad más probable de episodios anuales, se pueden determinar los volúmenes medios anuales de suelo aportado por los deslizamientos usando la ecuación 26 y, consecuentemente, su masa con la densidad aparente del suelo. Los resultados de las estimaciones se presentan en la figura 34.

En la figura 34 se distingue entre los años con y sin fenómeno ENSO, una gran variabilidad entre el número de episodios de deslizamiento. En los años con fenómeno de La Niña se observa un aumento significativo en la cantidad de episodios y masas de suelo producidas (sobre todo en los periodos 1999-2000 y 2009-2010). Esta situación probablemente se debe a la mayor humedad del suelo en los años de La Niña. Con respecto a los periodos con fenómeno de El Niño se detecta una reducción notable del número de episodios de deslizamiento. Los escasos deslizamientos registrados en estos periodos pueden ser producto de

cambios drásticos de la humedad del suelo en la transición de periodos muy secos a húmedos.

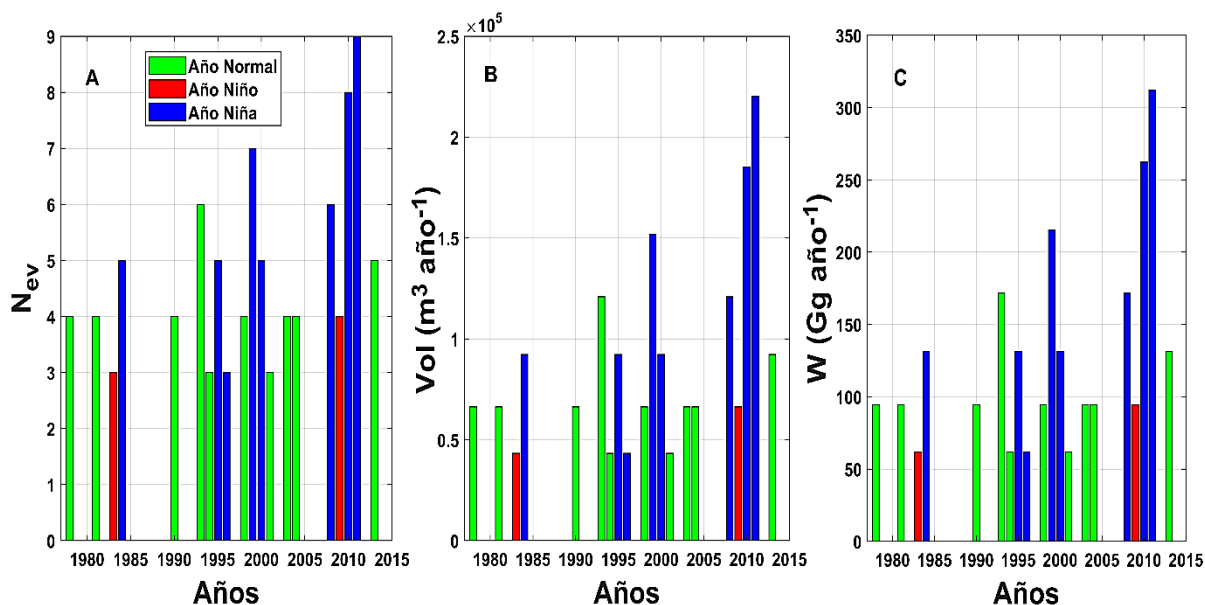


Figura 34. Número de episodios de deslizamiento N_{ev} (A) volúmenes Vol (B) y masas de sedimentos W (C) generados.

Lo anterior se confirma al realizar una prueba Anova para el número de episodios registrados, en la cual, los resultados indican que todos los datos son distintos, evidenciándose una tendencia más marcada entre los valores en años Niña y los demás grupos. Dichos resultados se consignan en la figura 35.

Después de comparar los efectos climáticos que inciden en los procesos de deslizamiento a escala interanual en la región, se ha evaluado la capacidad de predicción del modelo de estimación de aportaciones de sedimento, comparando los datos observados con los calculados. Para tal fin, se han estimado el coeficiente de correlación R^2 y el de eficiencia de Nash-Sutcliffe (N_{sut}), encontrando valores superiores a 0.5 (Ver figura 36), lo que indica que el modelo arroja resultados casi aceptables (Ritter and Muñoz-Carpena, 2013).

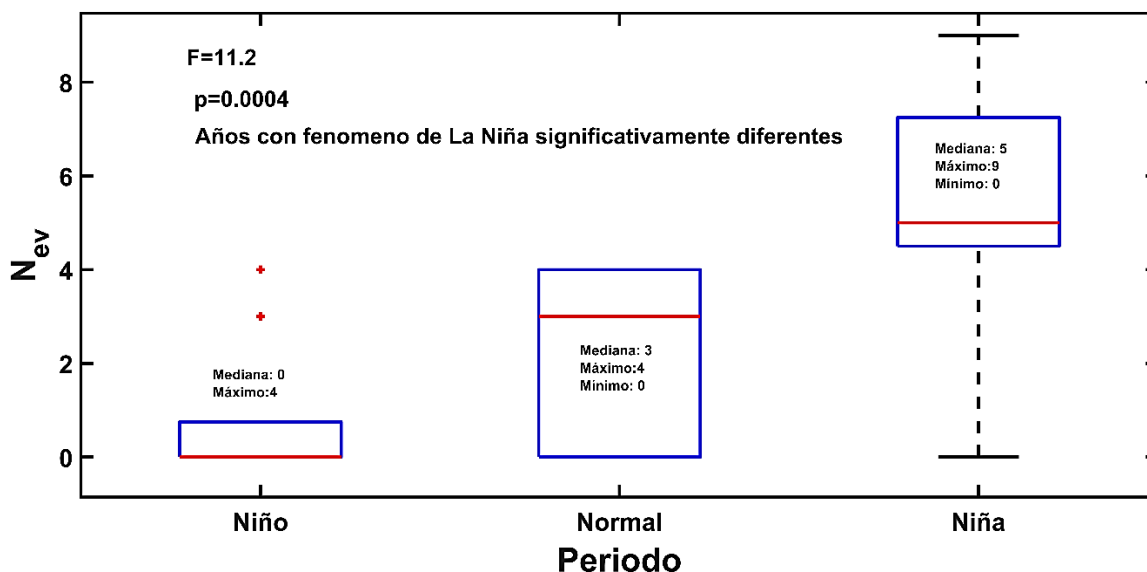


Figura 35. Comparación entre la cantidad de episodios ocurridos en años con y sin fenómeno ENSO y resultados de la prueba ANOVA. Comparación entre la cantidad de episodios ocurridos en años con y sin fenómeno ENSO y resultados de la prueba Anova. La línea roja representa la mediana, la azul delimita los datos entre los percentiles 25 y 75, y los extremos están delimitados con la línea negra. Algunos valores extremos por fuera de la tendencia se presentan con cruces rojas.

Con respecto a los volúmenes y las masas de sedimentos estimadas, aunque se siguen teniendo coeficientes R^2 aceptables, los valores del N_{sut} , se reducen drásticamente por la dispersión de los datos en tres casos aislados, sin embargo, el resto de los resultados muestra una tendencia próxima a lo esperado. También, se debe tener en cuenta que en el cálculo de los volúmenes y masas de sólidos se han introducido variables con cierto grado de incertidumbre como la profundidad de los perfiles y la densidad aparente del suelo.

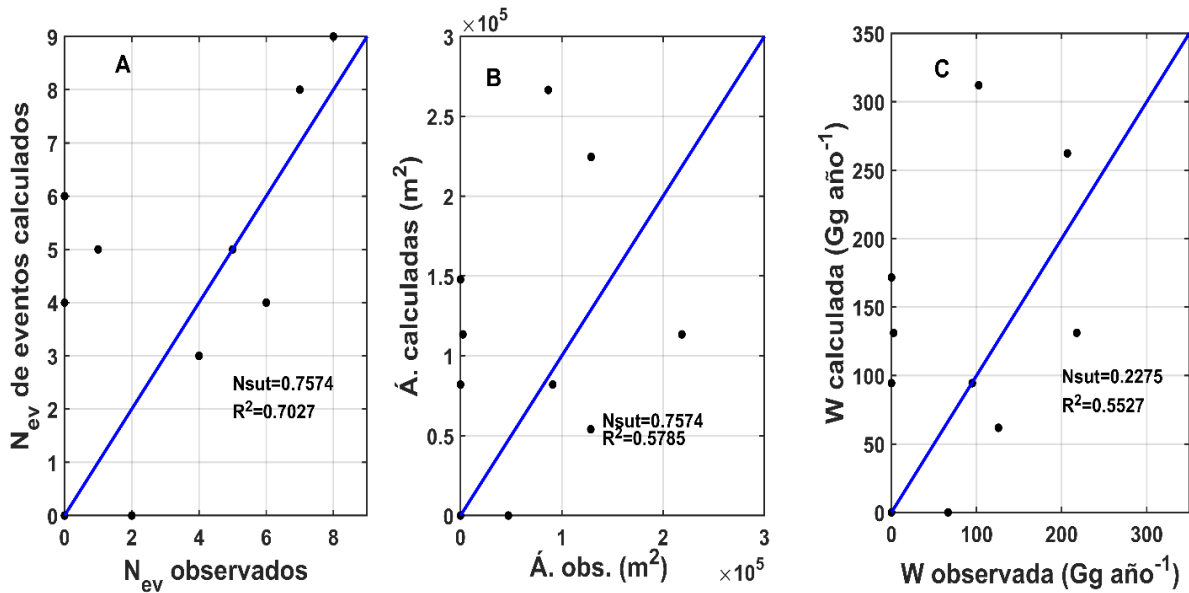


Figura 36. Correlaciones entre el número de episodios N_{ev} (A), las áreas A (B) y las masas de suelo W (C) asociadas a los episodios de deslizamiento observados y los valores de los mismos parámetros calculados con el modelo.

REFERENCIAS

- Ávila, G.E., Cubillos, C.E., Granados, A.E., Medina, E., Castiblanco, É.A.R., Rodríguez, C.E., Ruiz, G.L., 2016. Guía metodológica para estudios de amenaza, vulnerabilidad y riesgo por movimientos en masa. Servicio Geológico Colombiano-SGC, Bogotá, Colombia.
- Bordoloi, S., Ng, C.W.W., 2020. The effects of vegetation traits and their stability functions in bio-engineered slopes: A perspective review. *Eng. Geol.* 275, 105742. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105742>
- Brunetti, M., Guzzetti, F., Rossi, M., 2009. Probability Distributions of Landslide Volumes. *Nonlinear Process. Geophys.* 16. <https://doi.org/10.5194/npg-16-179-2009>
- Cohen, D., Schwarz, M., Or, D., 2011. An analytical fiber bundle model for pullout mechanics of root bundles. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 116. <https://doi.org/10.1029/2010JF001886>
- Day, R., 2012. *Geotechnical Engineers Portable Handbook*, Second Edition. ed. McGraw Hill Professional, San Diego, California.
- D’Odorico, P., Fagherazzi, S., 2003. A probabilistic model of rainfall-triggered shallow landslides in hollows: A long-term analysis. *Water Resour. Res.* 39. <https://doi.org/10.1029/2002WR001595>
- Fan, L., Lehmann, P., McArdell, B., Or, D., 2017. Linking rainfall-induced landslides with debris flows runoff patterns towards catchment scale hazard assessment. *Geomorphology* 280, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.007>
- Feng, S., Liu, H.W., Ng, C.W.W., 2020. Analytical analysis of the mechanical and hydrological effects of vegetation on shallow slope stability. *Comput. Geotech.* 118, 103335. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2019.103335>
- Godt, J., Kaya, B., Lu, N., Baum, R., 2012. Stability of infinite slopes under transient partially saturated seepage conditions. *Water Resour. Res.* 48, 5505. <https://doi.org/10.1029/2011WR011408>
- Greenwood, J.R., 2006. SLIP4EX – A Program for Routine Slope Stability Analysis to Include the Effects of Vegetation, Reinforcement and Hydrological Changes. *Geotech. Geol. Eng.* 24, 449. <https://doi.org/10.1007/s10706-005-4156-5>
- Johnson, N., Kotz, S., 1994. *Continuous Univariate Distributions*, 2nd ed. Wiley.
- Kemper, W.D., Rosenau, R.C., 1984. Soil Cohesion as Affected by Time and Water Content. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48, 1001–1006. <https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800050009x>
- Klose, M., 2015. *Landslide Databases as Tools for Integrated Assessment of Landslide Risk*. Springer International Publishing, Vechta, Germany.
- Kokutse, N.K., Temgoua, A.G.T., Kavazović, Z., 2016. Slope stability and vegetation: Conceptual and numerical investigation of mechanical effects. *Ecol. Eng.* 86, 146–153. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2015.11.005>
- Löbmann, M.T., Geitner, C., Wellstein, C., Zerbe, S., 2020. The influence of herbaceous vegetation on slope stability – A review. *Earth-Sci. Rev.* 209, 103328. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103328>
- Lu, N., Godt, J.W., Wu, D.T., 2010. A closed-form equation for effective stress in unsaturated soil. *Water Resour. Res.* 46. <https://doi.org/10.1029/2009WR008646>
- Lu, N., Likos, W.J., 2004. *Unsaturated Soil Mechanics* | Wiley. John Wiley, New York.
- Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2004. Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surf. Process. Landf.* 29, 687–711. <https://doi.org/10.1002/esp.1064>
- Matsushi, Y., Hattajji, T., Matsukura, Y., 2006. Mechanisms of shallow landslides on soil-mantled hillslopes with permeable and impermeable bedrocks in the Boso Peninsula, Japan. *Geomorphology* 76, 92–108. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.10.003>
- Moreno, H.A., Vélez, M.V., Montoya, J.D., Rhenals, R.L., 2006. La Lluvia y los Deslizamientos de Tierra en Antioquia: Análisis de su Ocurrencia en las Escalas Interanual, Intraanual y Diaria. *Rev. EIA* 59–69.
- Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *J Hydrol* 480, 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004>



- Schaap, M.G., Leij, F.J., van Genuchten, M.Th., 2001. rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.* 251, 163–176. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00466-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00466-8)
- US Dept of State Geographer, 2019. Google Earth. Google, California, USA.
- Van Den Eeckhaut, M., Marre, A., Poesen, J., 2010. Comparison of two landslide susceptibility assessments in Champagnes-Ardenne Region (France). *Geomorphology* 115 (1–2), 141–155.
- Van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- Von Ruetze, J., Lehmann, P., Or, D., 2013. Rainfall-triggered shallow landslides at catchment scale: Threshold mechanics-based modeling for abruptness and localization. *Water Resources Research* 49, 6266–6285. <https://doi.org/doi:10.1002/wrcr.20418>



“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

CAPÍTULO 6: ANÁLISIS DE HISTERESIS DE LAS RELACIONES ENTRE EL CAUDAL Y LA CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS EN UNA CUENCA TROPICAL



CAPÍTULO 6: ANÁLISIS DE HISTERESIS DE LAS RELACIONES ENTRE EL CAUDAL Y LA CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS EN UNA CUENCA TROPICAL

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

Elaborado por:

Juan Pablo García Montoya

Tutores:

Tom Vanwalleghem

Juan Vicente Giráldez Cervera



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

Córdoba (España), 2022

ORIGINAL

INDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	7
2. CICLOS DE HISTÉRESIS	8
3. IDENTIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE RELACIONES DE HISTÉRESIS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO.....	9
3.1. ANÁLISIS DE RELACIONES DE HISTÉRESIS CON DATOS DE ESCALA ANUAL.	9
3.2. ANÁLISIS DE RELACIONES DE HISTÉRESIS EN LAS SERIES MENSUALES DE CAUDAL Y SEDIMENTOS.....	11
3.3. ANÁLISIS DE HISTÉRESIS A ESCALA DIARIA.....	15
4. INFLUENCIA DE LA DISTRIBUCIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN Y DE LA GEOMORFOLOGÍA EN LAS RELACIONES DE HISTÉRESIS OBTENIDAS ENTRE TRANSPORTE DE AGUA Y SEDIMENTOS.	18
4.1. ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA LLUVIA EN LOS CASOS DE HISTÉRESIS.....	18
4.2. PROCESOS DE ACUMULACIÓN Y DEPÓSITO DE SEDIMENTOS EN LA RED FLUVIAL.....	21
4.2.1. Evidencias de procesos de acumulación de sedimentos en la zona media y baja de la cuenca.....	21
4.2.2. Estimación de la masa anual de sedimento acumulada en la cuenca.....	29
5. CAPACIDAD DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR PARTE DE LA ESCORRENTÍA EN LOS EPISODIOS CLIMÁTICOS ANALIZADOS.....	31
5.1. ANÁLISIS A ESCALA INTERANUAL.....	32
5.2. ANÁLISIS A ESCALA MENSUAL.....	33
5.3. ANALISIS EN EPISODIOS DE HISTÉRESIS SELECCIONADOS ENTRE DATOS MEDIDOS DIARIAMENTE.....	36
6. EVALUACIÓN DE LA MAGNITUD DE LOS CICLOS DE HISTÉRESIS	37
6.1. INDICES DE HISTÉRESIS DE LAWLER Y COL (2006).....	39
6.1.1. Ciclos anuales de histeresis.....	39
6.1.2. Ciclos mensuales de histéresis.....	40
6.1.3. Ciclos diarios de histeresis.....	41
6.2. ESTIMACIÓN DE INDICES DE HISTÉRESIS USANDO EL MÉTODO DE LLOYD Y COL (2016).....	43



6.2.1.	Ciclos de histerésis en episodios de escala anual.	44
6.2.2.	Ciclo de histéresis en las relaciones mensuales entre escorrentía y concentración de sedimentos.	44
6.2.3.	Ciclos de histéresis en series diarias de escorrentía y concentración.	47
6.3.	COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS CON LOS INDICES DE HISTÉRESIS DE LAWLER Y COL. (2006) Y LLOYD Y COL (2016).	47
7.	ANÁLISIS DE LA INCIDENCIA DE FENOMENOS CLIMÁTICOS EN LA DE HISTÉRESIS DETECTADA EN LAS RELACIONES ENTRE EL CAUDAL Y LA CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS A LA SALIDA DE LA RED FLUVIAL DEL RÍO TONUSCO.	48
7.1.	RELACIONES ENTRE PATRONES CLIMATICOS INTERANUALES E INDICES DE HISTÉRESIS ANUALES.	49
7.2.	RELACIONES ENTRE PATRONES CLIMATICOS INTRA-ANUALES E INDICES DE HISTÉRESIS MENSUALES.	50
7.2.1.	Relaciones entre índices mensuales de años sin fenomeno ENSO.	51
7.2.2.	Relaciones entre índices mensuales de años con fenomeno del Niño.	54
7.2.3.	Relaciones entre índices mensuales de años con fenomeno de La Niña.	56
7.3.	RELACIONES ENTRE PATRONES CLIMATICOS INTRA-MENSUALES E INDICES DE HISTÉRESIS DIARIOS.	59
	REFERENCIAS.	62



LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Ciclos de histéresis identificados a escala diaria..... 16

Tabla 2. Concentraciones de transporte de sedimentos estimadas y valores máximos observados en la estación de aforos..... 32

Tabla 3. Concentración máxima de transporte de sedimentos estimada y capacidad de transporte calculada para distintos cuatrimestres..... 34

Tabla 4. Concentración máxima de transporte de sedimentos estimada y capacidad de transporte calculada para distintos meses en años sin fenómeno ENSO..... 34

Tabla 5. Concentración máxima de transporte de sedimentos estimada y capacidad de transporte calculada para distintos meses en años con fenómeno del Niño..... 35

Tabla 6. Concentración máxima de transporte de sedimentos estimada y capacidad de transporte calculada para distintos meses en años con fenómeno de La Niña..... 35

Tabla 7. Concentraciones de transporte de sedimentos estimadas y valores máximos observados en la estación de aforos a escala diaria..... 36

Tabla 8. Índices anuales de histéresis de Lawler y col. (2006)..... 40

Tabla 9. Índices mensuales de histéresis estimados con el modelo de Lawler y col. (2006)..... 41

Tabla 10. Índices de histéresis diarios de Lawler y col. (2006)..... 41

Tabla 11. Valores del índice de histéresis de Lloyd en episodios anuales..... 44

Tabla 12. Valores del Índice de histéresis estimados con los valores mensuales medios de caudal y concentración de sedimentos usando el modelo de Lloyd..... 45

Tabla 13. Valores del índice histéresis cuatrimestrales y promedio estimados para diferentes años de la serie de datos..... 45

Tabla 14. Índices de histéresis diarios de Lloyd y col. (2016)..... 47

Tabla 15. Coeficientes de determinación R^2 y valor de la probabilidad asociada, de la prueba Anova para las relaciones entre índices mensuales de histéresis y oceánicos en años sin fenómenos ENSO..... 52

Tabla 16. Coeficientes de determinación R^2 y resultados de la prueba Anova para las relaciones entre índices mensuales de histéresis y oceánicos para años con fenómenos de El Niño..... 55

Tabla 17. Coeficientes de determinación R^2 de las relaciones entre índices de histéresis, IH, y oceánicos..... 58



LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Relaciones entre valores medios anuales de caudal y concentración de sedimentos, en el río Tonusco, en la estación de aforos, en los periodos 1977-1980(A), 1983-1987(B), 2006-2009(C) y 2009-2012(D)...... 10

Figura 2. Hidrograma y sedimentograma elaborados con el promedio de registros mensuales, (A) y su relación en el río Tonusco (B), en la estación La Galera...... 12

Figura 3. Bucles de histéresis detectados con registros mensuales de caudal y concentración de sedimentos en algunos años sin ocurrencia de fenómenos ENSO, como 1986 (A), 1993 (B), 2001 (C) y 2005 (D)...... 14

Figura 4. Bucles de histéresis detectados con caudales y concentraciones de sedimentos mensuales en algunos años con fenómenos del Niño, como lo son 1977 (A), 1991 (B), 2002 (C), 2015 (D)...... 15

Figura 5. Bucles de histéresis detectados en caudales y concentraciones de sedimentos en años con incidencia del fenómeno de La Niña, como lo son 1985 (A), 2008 (B), 2010 (C) y 2011 (D)...... 16

Figura 6. Algunos ciclos de histéresis identificados a escala diaria de los 18 episodios de precipitación, para abril de 2012 (A), octubre de 2014 (B), noviembre de 2014 (C), mayo de 2015 (D)...... 17

Figura 7. Precipitación diaria en cuatro de los dieciocho bucles de histéresis analizados en los observatorios de la cuenca, dos de los cuales son levógiros (A y B) y otros dos dextrógiros (C y D)...... 19

Figura 8. Precipitación diaria acumulada, valores máximos y medios, en los periodos en los que aparecieron bucles expuestos en la figura 7, correspondientes a 10 días de noviembre de 1977 (A), 14 días de junio de 1978 (B), 16 días de dic. de 1990 (C), 16 días de mayo de 1998 (D), 14 días de nov. de 2004 (E) y 8 días de abril de 2012 (F). Los bucles A, C y E son levógiros, B, D y F son dextrógiros...... 20

Figura 9. Perfil general de la cuenca comparado con los perfiles analizados en fracciones de la parte baja (620-450 msnm), media-baja (900-620 msnm) y media (1200-900 msnm) de la cuenca...... 22

Figura 10. Fotografías de secciones características de la parte baja (A), media-baja (B) y media de la cuenca (C)...... 23

Figura 11. Puntos de monitoreo de cambios en la morfometría de los cauces evaluados en la cuenca (A), de los que se presenta la referencia en el sitio aledaño a la desembocadura en el río Cauca para los años 2014 (B) y 2020 (C)..... 24

Figura 12. Cambios en el cauce de un tramo analizado localizado en la parte baja de la cuenca, en diferentes meses del año 2019...... 25

Figura 13. Evolución de un tramo de cuenca, entre los meses de septiembre y octubre del año 2020...... 25

Figura 14. Análisis de imágenes satelitales y de aviones, registradas en los años 2010, 2016 y 2020, en un tramo de cauce localizado en la parte baja de la cuenca...... 26

Figura 15. Análisis de imágenes satelitales y aéreas, registradas en los años 2010, 2016 y 2020, en un tramo de cauce localizado en la parte media-baja de la cuenca, muy cerca de la estación La Galera...... 27

Figura 16. Análisis de imágenes satelitales y aéreas, registradas en los años 2005, 2012 y 2020, en un tramo de cauce localizado en la parte media de la cuenca...... 28

Figura 17. Estimación de la masa anual de sedimentos depositados en la cuenca D (A), y su fracción del total (B)...... 30

Figura 18. Comparación entre la producción de sedimento A (calculada con la RUSLE) y su masa D acumulada, y la aportada por los deslizamientos e incisión de los cauces fluviales L, y transportada posteriormente W...... 31



Figura 19. Algunos hidrogramas y sedimentogramas con sus correspondientes ciclos de histéresis a escala diaria, obtenidos para junio de 1978 (A y B), noviembre de 1984 (C y D), diciembre de 1990 (E y F), noviembre de 2004 (G y H), octubre de 2014 (I y J) y mayo de 2015 (K y L)..... 38

Figura 20. Relación entre índices de histéresis, (IH), en las relaciones entre el caudal y la concentración de los sedimentos en la desembocadura del río Tonusco y los índices climáticos ONI y N_{ct} para los periodos 1983-1987, 1992-1997, 1997-2002, 2006-2009 y 2009-2012 (B)..... 50

Figura 21. Relación entre índices de histéresis (IH) y oceánicos ONI y N_{ct} para los cuatrimestres y el promedio anual de los años 1986 (A), 1993 (B), 2001(C) y 2005(D)..... 51

Figura 22. Relación entre índices mensuales de histéresis y oceánicos ONI (A) y N_{ct} (B) elaborada empleando los registros de años sin fenómeno ENSO..... 53

Figura 23. Relación entre índices trimestrales de histéresis y oceánicos ONI y N_{ct} para de los años 1983 (A), 1991 (B), 2002(C) y 2015(D)..... 54

Figura 24. Relación entre índices mensuales de histéresis y oceánicos ONI (A) y N_{ct} (B) elaborada en años con fenómenos de El Niño..... 56

Figura 25. Relación entre índices de histéresis, IH, y oceánicos ONI y N_{ct} para los trimestres de los años 1985 (A), 1999 (B), 2008(C) y 2011(D). 57

Figura 26. Relación entre índices de histéresis, IH, y oceánicos ONI (A) y N_{ct} (B) elaborada empleando los registros mensuales depurados de años con fenómeno de La Niña..... 59

Figura 27. Relación entre índices de histéresis y oceánicos ONI (A) y N_{ct} (B) elaborada empleando los registros diarios de los bucles de histéresis analizados en la sección 3.3..... 60

LISTA DE ECUACIONES

Ec. 1. Ecuación general capacidad de transporte 32

Ec. 2. Ecuación calibrada capacidad de transporte 32

Ec. 3. Caudal medio en el bucle..... 39

Ec. 4. Índice de histéresis de Lawler 39

Ec. 5. Índice de Histéresis de Lloyd..... 43

Ec. 6. Concentración de sedimentos normalizada 43

Ec. 7. Caudal normalizado 43

1. INTRODUCCIÓN

La relación entre los caudales y la concentración de sólidos acarreados por un río, permite explorar la interacción entre los procesos que modelan el relieve, la vegetación y suelo de su cuenca, así como el uso que de esta ha hecho el hombre.

Uno de los aspectos más importantes de esa interacción es la alternancia entre los procesos limitantes de la erosión del suelo identificados por Meyer y Wischmeier (1969), la limitación por generación de sedimentos y la capacidad de poder transportarlos y exportarlos fuera de la cuenca. Esto da lugar a que la relación entre caudal líquido y sólido, el desplazamiento de sedimentos, o su concentración en el agua, no sea única sino múltiple, con bucles o ciclos de histéresis, que de alguna forma completan los procesos inacabados, cuando alguna de las referenciadas limitantes de la dinámica del transporte de solutos, interrumpe su evacuación.

El estudio de los bucles de histéresis en la relación entre caudal y concentración de sedimentos se inició con Wood (1977) y Williams (1989) o, en el caso de caudal y concentración de solutos, con Krueger y col. (2007). La ocurrencia de procesos intermitentes como los episodios de lluvias y rachas secas, así como la más importante pero menos frecuente, aparición de fenómenos como El Niño o La Niña de gran importancia en el océano Pacífico, originan muchos bucles de histéresis en la relación entre el caudal y la concentración de sedimentos en las corrientes que desaguan en las cuencas de la región andina.

En este capítulo se analizan los ciclos de histéresis mencionados en la cuenca del río Tonusco, en episodios que ocurren a distinta escala temporal.



2. CICLOS DE HISTÉRESIS

Los bucles de histéresis en la relación entre caudal líquido y concentración de sedimentos aparecen con formas diversas (Evans and Davies, 1998), clasificados por Rose et al (2018), como ascendentes y descendentes, dextrógiros, levógiros, o con doble bucle, en forma de ocho. House y Warwick (1998), y Chanat y col, (2002) han propuesto explicaciones adicionales de la forma y sentido de giro de estos bucles. Yang y Lee, (2018), recurrieron al estudio de los tiempos de viaje del agua y sedimentos: cuando los tiempos de tránsito de la escorrentía son superiores a los de los sólidos se forma un bucle dextrógiro, y, en caso contrario, levógiro. Si no hay sedimentos que transportar aparece un doble bucle.

- Ciclo dextrógiro, también conocido como de sentido horario, es el que ocurre cuando el agua arrastra mucho sedimento acumulado previamente en el cauce, y, tras evacuarlo, su concentración disminuye (Tuset et al., 2016). Se podría asociar a un caso previo de erosión limitada por la capacidad de transporte. Durante periodos prolongados no se aprecian bien, debido al posible agotamiento de los reservorios de sedimentos cercanos a la red fluvial. En este caso el tiempo de viaje de sedimento aumenta.
- Ciclo levógiro: Es propio de procesos en los que ni los cauces tienen mucho sedimento depositado, ni el agua de escorrentía tiene demasiada concentración de sólidos. En este caso se puede considerar una condición previa de erosión con limitación de la capacidad de arranque de sedimentos. A medida que aumenta el caudal, aumenta también la concentración de sedimentos. Esta condición meta-estable se autocorrigue por un rápido depósito del sedimento. El bucle se forma cuando los chubascos que generan sedimentos caen en zonas alejadas de la red fluvial por lo que tarda el agua en acceder a ella.

- Ciclo múltiple, o con forma de ocho: En este caso puede haber un cambio en el tamaño de los partículas desplazadas, más finas al principio y más gruesas al final, lo que cambia el patrón de la relación caudal líquido y concentración de sedimentos (Sander et al., 2012). También se pueden generar por avenidas súbitas que generan flujos en los que se alcanza la capacidad de transporte (Tuset et al., 2016).

3. IDENTIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE RELACIONES DE HISTERESIS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO.

Se analizan aquí las relaciones entre la precipitación, el caudal y la concentración de sedimentos transportados por el río, a escala anual, mensual y diaria.

3.1. ANÁLISIS DE RELACIONES DE HISTERESIS CON DATOS DE ESCALA ANUAL.

En los ciclos de histéresis a escala anual, se pueden identificar los efectos del ENSO, en los periodos comprendidos entre 1977 y 1980, 1983 y 1987, 1990 y 1997, 1997 y 2002, 2005 y 2009, 2009 y 2012, algunos de los cuales mostrados en la figura 1.

En la mayoría de los periodos de transición entre los fenómenos de El Niño y años con regímenes hidrológicos normales, o, entre los últimos y los fenómenos de La Niña, se detectaron unos bucles levógiros. Una causa probable para el sentido de giro identificado es una reducida generación de sedimentos y escorrentía en los periodos iniciales, que aumenta gradualmente por nuevos chubascos en periodos hidrológicos normales, o con fenómenos de “La Niña”. Este es el caso de los periodos comprendidos entre 1977-1980, 1983-1985 y 2006-2009. En los bucles de los periodos 1977-1980 y 2006-2009 se advierte un aumento del caudal, mucho más

rápido que el de la concentración de sedimento. Ambas magnitudes crecen con la precipitación. En el periodo 1983-1985, no hay una relación proporcional entre los parámetros de histéresis, durante los dos primeros años, pues, aunque se reduce la escorrentía, la concentración de sedimentos aumenta. Posteriormente, en los años de La Niña con intensidad moderada, la escorrentía vuelve a crecer (periodo 1985-1986), con unas concentraciones similares de sedimentos, lo cual conduce a la formación de un bucle en forma de ocho. En este caso los procesos de transporte parecen no seguir el patrón de pluviosidad y escorrentía asociado a la condición meteorológica, pues, probablemente, la generación de excesos de lluvia y la producción de sedimentos prevalecen. Puede ser que las condiciones de baja pluviosidad observadas en los años previos a 1985 favorecieran la infiltración del agua en el suelo y la acumulación de sedimentos en zonas cercanas al cauce, por lo que la escasa escorrentía generada tuviese que arrastrar una gran masa de sedimentos.

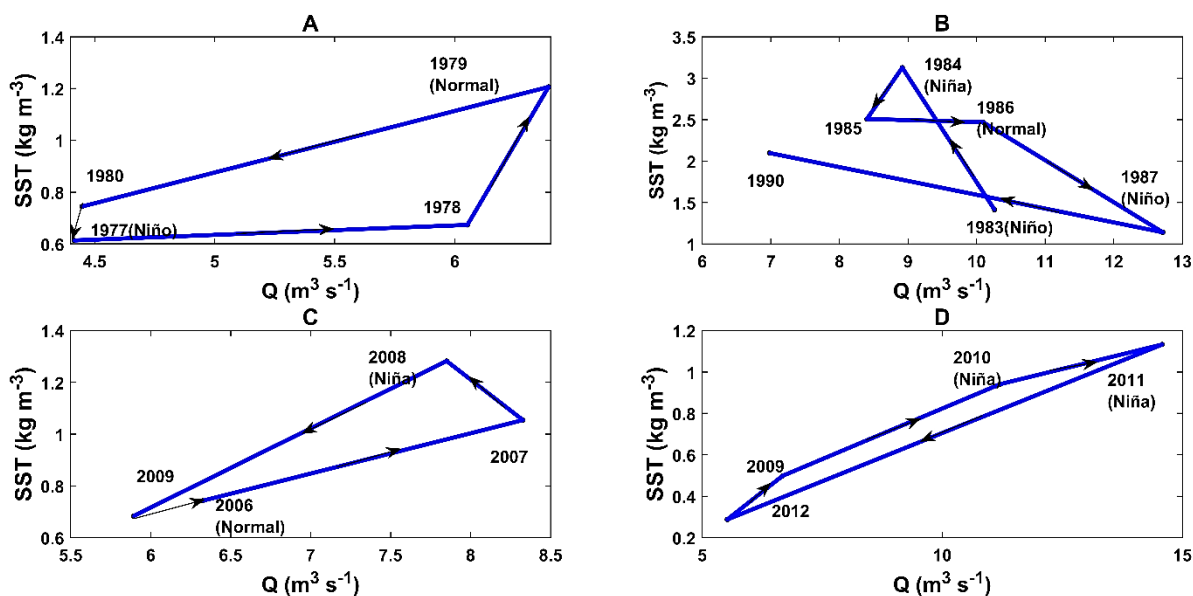


Figura 1. Relaciones entre valores medios anuales de caudal y concentración de sedimentos, en el río Tonusco, en la estación de aforos, en los periodos 1977-1980(A), 1983-1987(B), 2006-2009(C) y 2009-2012(D).

En años de transición entre los que muestran fenómeno de La Niña y periodos hidrológicos normales, o de años sin ENSO a fenómenos de El Niño, se identificaron algunos ciclos dextrógiros, que pueden ser resultado de la reducción de la precipitación, y, con ello de los caudales y concentraciones de sedimentos. Este es el caso de los periodos comprendidos entre los años 1985-1987, 1990-1993, 1995-1997, 1998-2002 y 2009-2012. En los últimos cuatro periodos se detecta una marcada reducción de la intensidad de ambos procesos a consecuencia de unos chubascos de menor magnitud. Como se ha explicado antes, aunque los periodos comprendidos entre 1985 y 1987, y 2009 y 2012, siguen las tendencias indicadas, la descarga y concentración de sedimentos, en algunos de estos años, no se corresponden con lo esperado bajo condiciones climáticas asociadas a los ENSO.

En la transición entre años El Niño-Normal-La Niña y viceversa, aparecen bucles con forma de ocho, levógiros y dextrógiros, probablemente atribuibles a la gran variación de la precipitación anual. Este es el caso de los periodos comprendidos entre 1983 y 1987, y 1992-1996.

En la escala anual, se pueden apreciar mejor los efectos de la incidencia de fenómenos climáticos interanuales como los ENSO en los procesos de generación y transporte de sedimentos.

3.2. ANÁLISIS DE RELACIONES DE HISTERESIS EN LAS SERIES MENSUALES DE CAUDAL Y SEDIMENTOS.

Inicialmente se analizó el ciclo de histéresis y su correspondiente sedimentograma asociados, en los valores medios mensuales de la esorrentía y la concentración de sedimentos, obtenidos usando todos los datos de las series. De forma general se observa en ambas variables por separado, (ver figura 2A), y en el bucle, (figura 2B), una variación bimodal de la precipitación mensual (Arias et al., 2015; Urrea et al.,



2019), explicada en el capítulo 2. Esta variación tiene gran importancia, pues se generan dos máximos y mínimos en ambas magnitudes, que coinciden con los periodos más húmedos y secos del año.

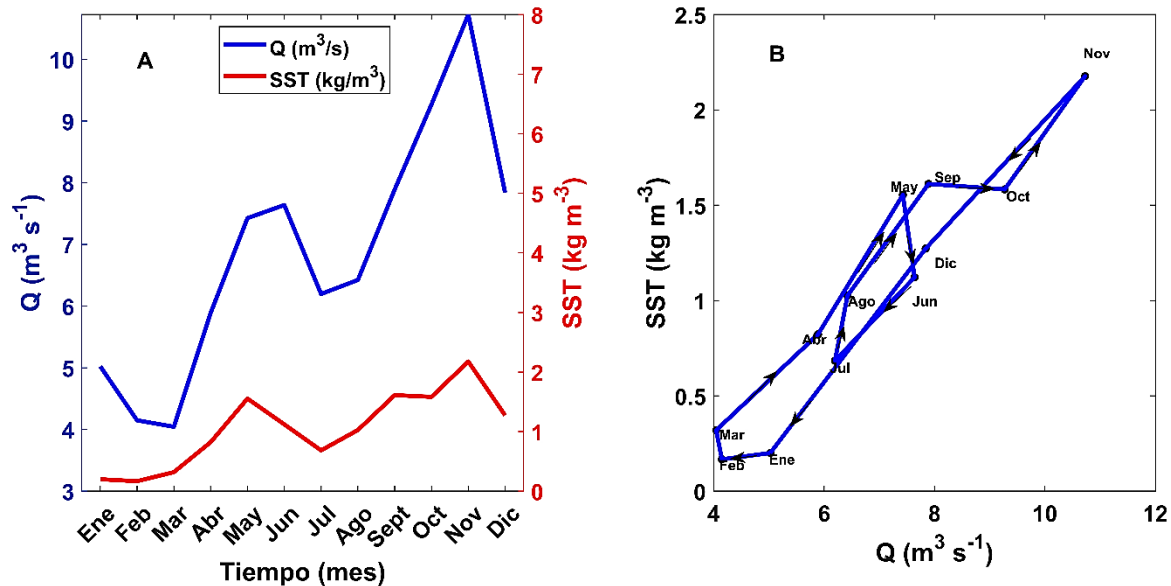


Figura 2. Hidrograma y sedimentograma elaborados con el promedio de registros mensuales, (A) y su relación en el río Tonusco (B), en la estación La Galera.

El primer trimestre del año es el periodo más seco en la región, por lo cual, los caudales y concentraciones de sedimentos son reducidos, alcanzando sus valores mínimos en el mes de febrero. Durante el segundo trimestre hay un primer periodo lluvioso por lo que gradualmente comienza a crecer el caudal líquido y la concentración de sedimentos. Las condiciones secas anteriores, han reducido la humedad del suelo, lo que da origen a una gran infiltración del agua procedente de las primeras lluvias, generando escasa escorrentía y arrastre de sedimentos. A partir del mes de abril, las lluvias se hacen más intensas, por lo tanto, la concentración de sedimentos y la escorrentía aumentan, aunque la descarga crece con un ritmo menor a la aportación de sólidos, porque los caudales movilizan los sedimentos acumulados en sectores cercanos al cauce principal del río durante la estación seca. En el tercer trimestre del año, disminuye nuevamente la lluvia, aunque no de forma

tan drástica como la del primer periodo del año. Dicha condición hace que la escorrentía se reduzca un poco y con esto, el transporte de sedimentos, de manera que, al no conservarse la tendencia creciente anterior se genera un micro-bucle dextrógiro. En el último trimestre, aparece un segundo periodo húmedo que, aunque tiene precipitaciones similares a las del segundo trimestre, presenta los mayores valores de caudal y transporte de sedimentos de todo el año, debido a que la reducción de las lluvias de mitad de año no es suficiente para disminuir el contenido de humedad del suelo y los caudales base de la fuente (ver capítulo 3, numeral 2.1). Por ello las intensas lluvias saturan el perfil del suelo y generan grandes volúmenes de escorrentía. Durante este periodo hay una inversión levógiro del bucle, que comienza en el mes de octubre, pues, aunque los caudales siguen creciendo, las concentraciones de sedimento no, probablemente porque hay agotamiento de sus reservorios en zonas cercanas al cauce de la cuenca. En el mes de noviembre nuevamente aumentan proporcionalmente ambas variables, hasta alcanzar su valor máximo del año, lo que podría deberse a la llegada de sedimentos desde las zonas más remotas de la cuenca. Posteriormente, en el mes de diciembre, se reduce la precipitación y por ende la escorrentía y la carga de sedimentos.

A diferencia de la escala anual, parece que, en los procesos de generación y transporte de sedimentos intermensuales son más importantes los efectos climáticos locales, aunque es necesario confirmar cómo cambia esta dinámica mes a mes, para años con y sin fenómenos interanuales como los ENSO. Lo anterior se puede comprobar al analizar el sentido de giro predominante en cada uno de los trimestres del año. Inicialmente, se evaluaron las relaciones de histéresis trimestrales de varios años sin fenómeno ENSO, los cuales son 1986, 1990, 1993, 2001, 2004, 2005 y 2006. En la figura 3, se aprecian cuatro bucles de los periodos referenciados.

Todos los bucles presentados en la figura 3 muestran una tendencia similar a la detectada en los valores mensuales presentados en la figura 2, pues al inicio y mitad

de año el ciclo es dextrógiro y al final se presenta una inversión, exceptuando el caso del año 2005. Se evidencia también que, en todos los casos, excepto el del año 1986, se genera un micro-bucle dextrógiro a mitad de año.

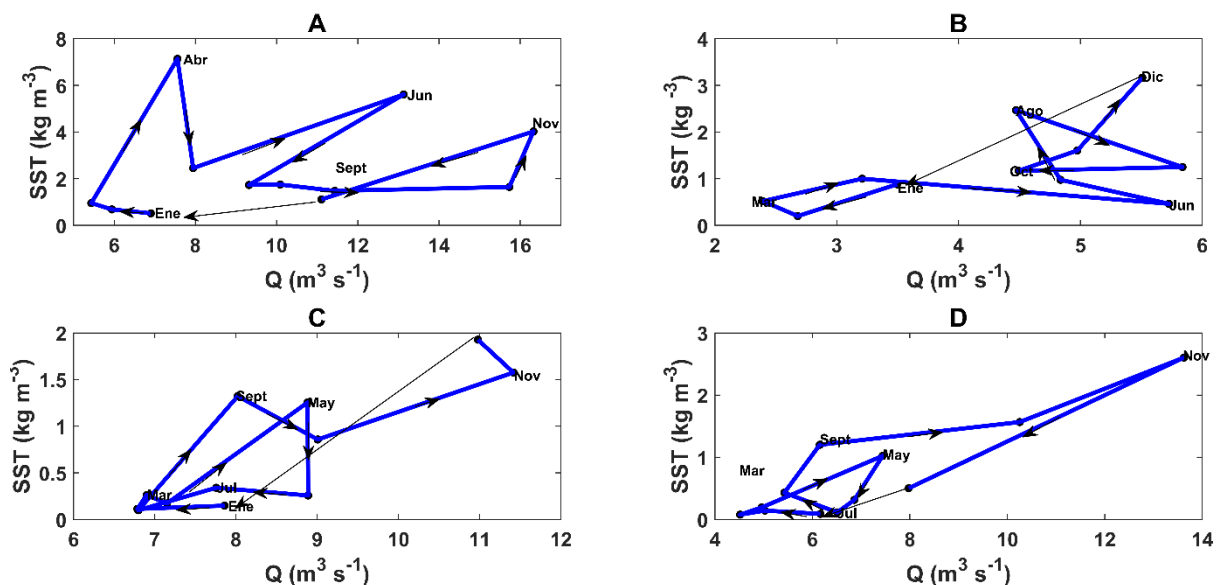


Figura 3. Bucles de histéresis detectados con registros mensuales de caudal y concentración de sedimentos en algunos años sin ocurrencia de fenómenos ENSO, como 1986 (A), 1993 (B), 2001 (C) y 2005 (D)

También se evaluaron relaciones de histéresis mensuales en años con fenómenos ENSO, como 1977, 1983, 1987, 1991, 2002 y 2015 en el caso de la incidencia de El Niño y 1985, 1999, 2008, 2010 y 2011 con respecto a La Niña. En la figura 4 y 5, se presentan ciclos de histéresis típicos de 4 años con fenómeno de El Niño y La Niña, respectivamente.

En los años con fenómeno de El Niño, se nota que, aunque el bucle sigue la tendencia dextrógiro al inicio y mitad de año, en muchos casos se observa que la tendencia dextrógiro predomina y que pocas veces hay inversiones del ciclo a final del año, como sí ocurre en años sin ENSO.

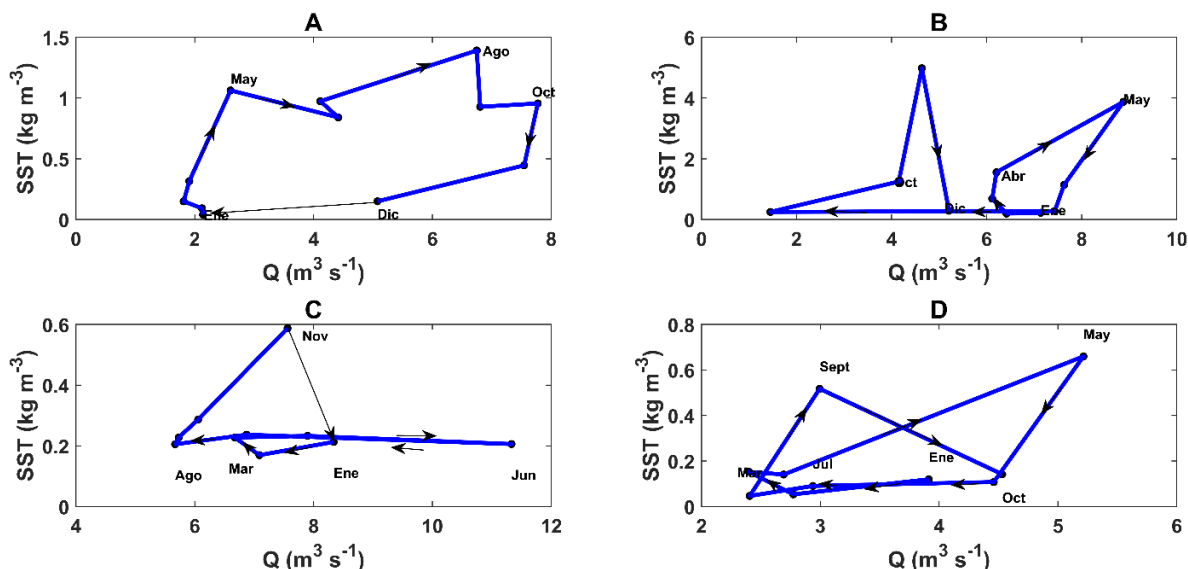


Figura 4. Bucles de histéresis detectados con caudales y concentraciones de sedimentos mensuales en algunos años con fenómenos del Niño, como lo son 1977 (A), 1991 (B), 2002 (C), 2015 (D)

En los años con incidencia del fenómeno de La Niña, aunque se conserva la tendencia dextrógira al inicio del año, la magnitud del ciclo en el primer trimestre se reduce mucho debido a pequeños cambios en el caudal y la concentración de sedimentos de estos meses. En casi todos los años analizados se observó la formación del micro-bucle de mitad de año un mes antes de lo que detectado en años sin fenómeno ENSO. La inversión del ciclo de años normales se adelantó y creció en magnitud en la mayoría de los casos.

3.3. ANÁLISIS DE HISTERESIS A ESCALA DIARIA.

Se analizaron los 18 episodios de precipitación presentados en el capítulo 2, numeral 3.1, que se recogen en la tabla 1. Los sedimentogramas elaborados para cada chubasco se muestran en las figuras 20, 21 y 22 del capítulo 2.

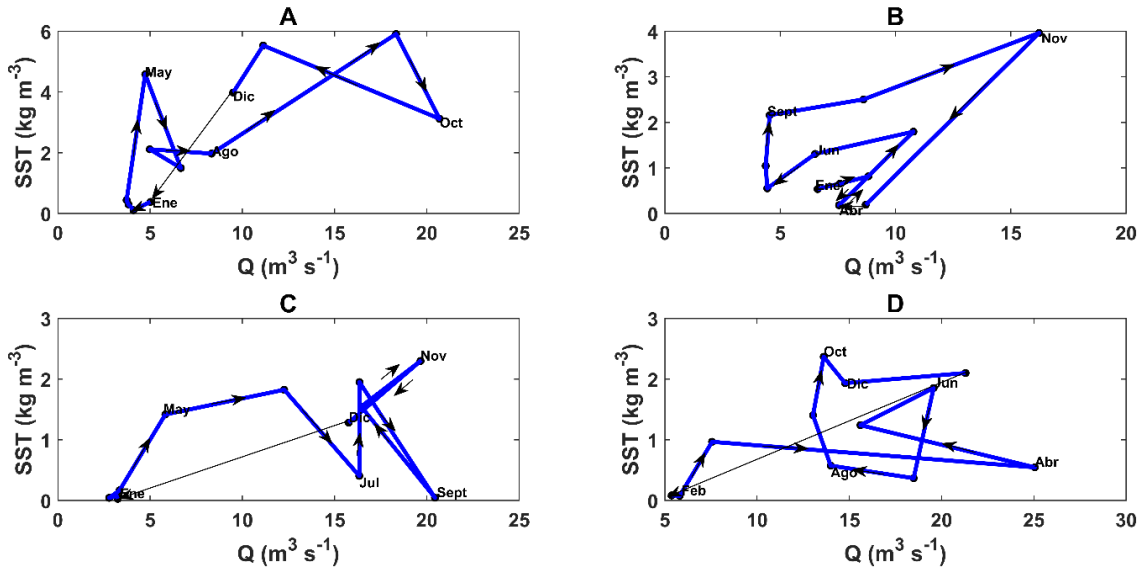


Figura 5. Bucles de histéresis detectados en caudales y concentraciones de sedimentos en años con incidencia del fenómeno de La Niña, como lo son 1985 (A), 2008 (B), 2010 (C) y 2011 (D)

Tabla 1. Ciclos de histéresis identificados a escala diaria.

Periodo	Sentido	Forma
oct-77	Levógiro	Cíclica
jun-78	Dextrógiro	Cíclica
apr-83	Levógiro y Dextrógiro	Ocho
nov-84	Levógiro y Dextrógiro	Ocho
mar-85	Levógiro	Cíclica
dic-90	Levógiro	Predominantemente Cíclica y con una pequeña fracción en forma de 8
jun-91	Levógiro	Cíclica y Ocho
may-98	Dextrógiro	Predominantemente Cíclica y con una pequeña fracción en forma de 8
sep-99	Levógiro	Lineal y Cíclica
ago-02	Levógiro	Cíclica
nov-04	Levógiro	Cíclica
oct-08	Levógiro y Dextrógiro	Ocho
nov-10	Levógiro y Dextrógiro	Ocho
jun-11	Levógiro y Dextrógiro	Ocho
abr-12	Dextrógiro	Cíclica

Periodo	Sentido	Forma
sept-oct 2014	Dextrógiro	Predominantemente Cíclica y con una pequeña fracción lineal
nov-14	Levógiro	Predominantemente Cíclica y con una pequeña fracción en forma de 8
may-15	Dextrógiro	Cíclica

Entre los episodios seleccionados, hay siete bucles con forma redondeada, cinco con forma de ocho y seis con combinaciones entre formas redondas, ocho y lineales.

La forma y sentido de giro de algunos de los bucles descritos en la tabla 1, se muestra en la figura 6 (4 de 18).

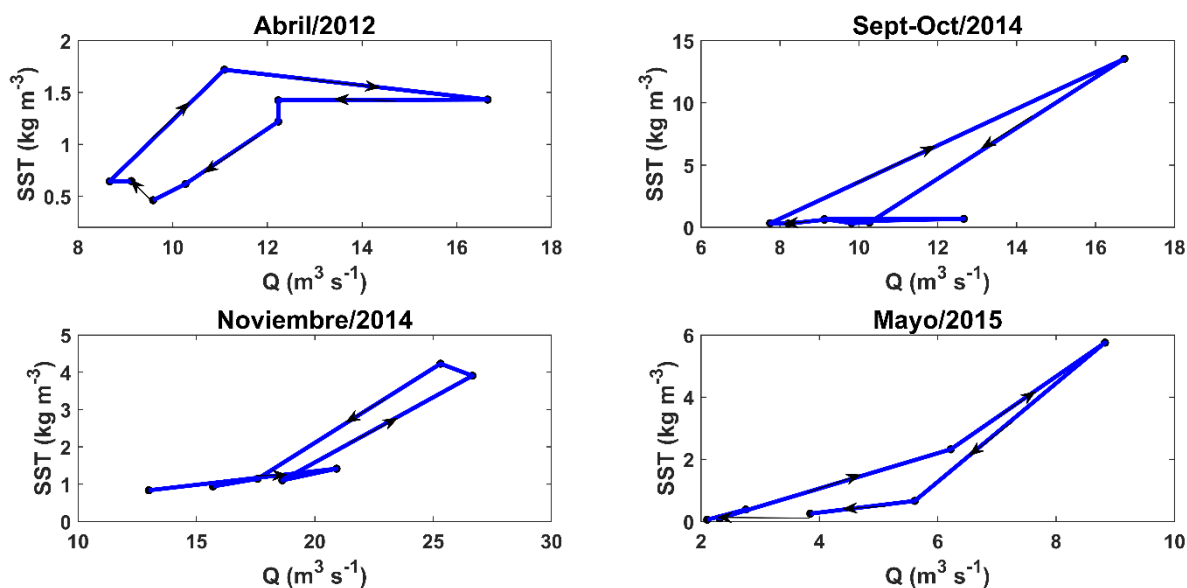


Figura 6. Algunos ciclos de histéresis identificados a escala diaria de los 18 episodios de precipitación, para abril de 2012 (A), octubre de 2014 (B), noviembre de 2014 (C), mayo de 2015 (D).

En los bucles, presentados en las figuras 6, se observan las mismas tendencias evidentes a otras escalas, pues en aquellos donde el sentido de giro es dextrógiro

la escorrentía aumenta más rápidamente que la concentración de sedimentos, alcanzándose primero el máximo de los caudales, mientras que en el levógiro ocurre lo contrario. Ello se puede atribuir al lugar de procedencia de los sedimentos, próximos en el primer caso, o alejados de la red fluvial en el segundo como sugirieron Yang y Lee (2018), lo cual ya se había indicado antes.

En los ciclos diarios de histéresis se pueden observar los efectos que tienen los episodios aislados de la precipitación sobre la generación y transporte de sedimentos.

4. INFLUENCIA DE LA DISTRIBUCIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN Y DE LA GEOMORFOLOGÍA EN LAS RELACIONES DE HISTÉRESIS OBTENIDAS ENTRE TRANSPORTE DE AGUA Y SEDIMENTOS.

En los capítulos anteriores se ha visto que la precipitación muestra un marcado gradiente orográfico, también comentado en otros trabajos (Arango and Velázquez, 2016; Niño Piña, 2015), y que éste incide en la pérdida potencial de suelo de diferentes zonas de la cuenca. Sin embargo, no se ha analizado detalladamente su incidencia en los procesos de acumulación, entrega y transporte de sedimentos.

4.1. ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA LLUVIA EN LOS CASOS DE HISTÉRESIS.

La figura 7 muestra algunos casos de histéresis analizados, con sendos episodios levógiros (A, B) y dextrógiros (C, D), respectivamente.

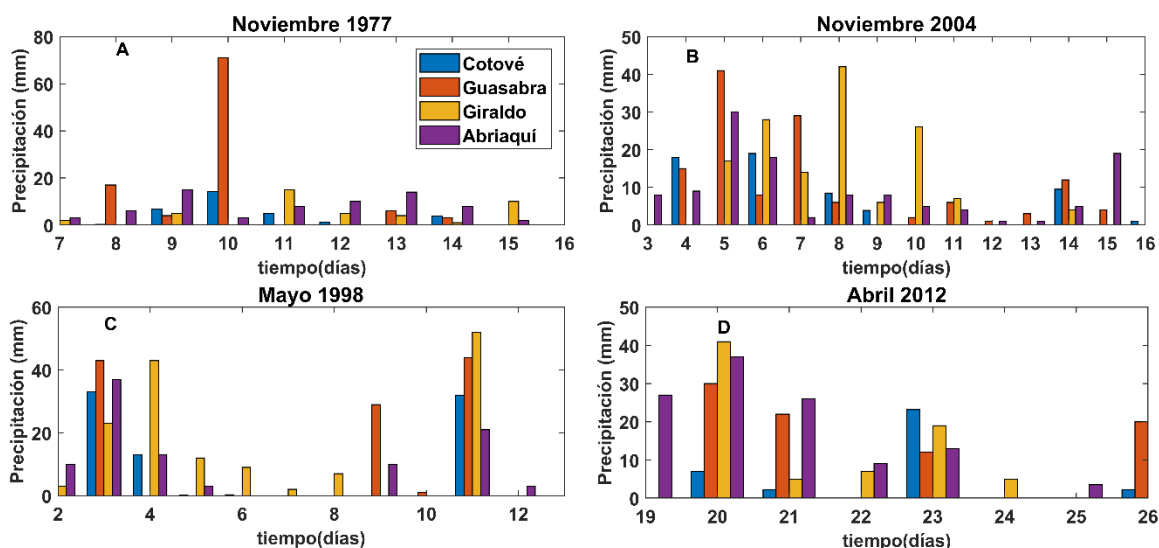


Figura 7. Precipitación diaria en cuatro de los dieciocho bucles de histéresis analizados en los observatorios de la cuenca, dos de los cuales son levógiros (A y B) y otros dos dextrógiros (C y D).

En los casos analizados, se observa que los chubascos más intensos y frecuentes se midieron en estaciones de la parte media y alta (Abriaquí y Giraldo o Guasabra), en lo referente a ciclos levógiros y en la parte baja (Cotové), media-baja (Giraldo) o media (Guasabra y Giraldo) de la cuenca, para giros dextrógiros, lo que se corresponde con lo expuesto en el análisis previo.

En la figura 8 se exponen los valores acumulados de las precipitaciones mensuales con bucles de histéresis, asociados.

Los valores de la lluvia acumulada, máxima y media en ciclos levógiros son mayores en regiones aledañas a las estaciones de la parte alta y media, como era de esperarse. En los bucles dextrógiros, aunque también tienen mayor peso los valores de precipitación asociados a las estaciones de la parte alta y media, en cada caso su diferencia se reduce con respecto a los de las estaciones de la parte media-baja y baja, notándose un substancial aumento de los niveles registrados en la

estación Cotové, que es más cercana a la estación de aforo, pues los valores acumulados se incrementan entre un 20% y 100% más, mientras que en estaciones altas como Abriaquí se reducen. De todas formas, la referenciada tendencia al aumento de los niveles y la frecuencia de aguaceros en la región baja de la cuenca, en los bucles dextrógiros, se nota más, al analizar todos los registros diarios consignados por las estaciones en el periodo estudiado, como se desarrolló en el capítulo 2, sección 4.1.3.

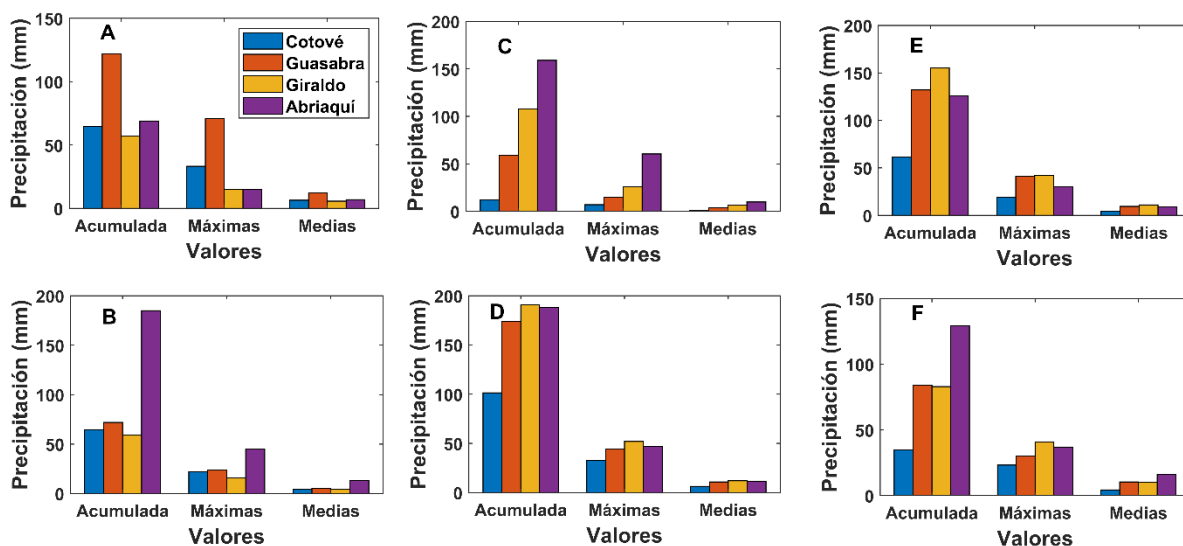


Figura 8. Precipitación diaria acumulada, valores máximos y medios, en los periodos en los que aparecieron bucles expuestos en la figura 7, correspondientes a 10 días de noviembre de 1977 (A), 14 días de junio de 1978 (B), 16 días de dic. de 1990 (C), 16 días de mayo de 1998 (D), 14 días de nov. de 2004 (E) y 8 días de abril de 2012 (F). Los bucles A, C y E son levógiros, B, D y F son dextrógiros.

La distribución espacial de la precipitación, principalmente generada por el factor orográfico, incide en la forma y los patrones de giro de los bucles de histéresis obtenidos en las relaciones de descarga y sedimentos, predominando los bucles levógiros en esta escala, pues la mayoría de los episodios de lluvia generan escorrentía y arrastre de sedimentos en regiones muy alejadas de la estación de aforo.



4.2. PROCESOS DE ACUMULACIÓN Y DEPÓSITO DE SEDIMENTOS EN LA RED FLUVIAL

Durante la calibración del modelo SEDD de Ferro y Porto (2000) con los datos de la cuenca del río Tonusco en la década de los ochenta del pasado siglo, se observaron unas cargas de sedimento bastante elevadas para los niveles de precipitación y escorrentía medidos. Esta anomalía también se puede observar en el bucle de histéresis elaborado con registros anuales para el periodo comprendido entre 1983 y 1987 previamente comentado. En esta sección se analizan detalles de la geomorfología fluvial de la cuenca que pueden influir sobre los procesos de arranque y sedimentación de las partículas sólidas transportadas en esta.

4.2.1. Evidencias de procesos de acumulación de sedimentos en la zona media y baja de la cuenca.

Durante las campañas de medición en campo se observaron procesos de acumulación y socavación en diferentes puntos de la parte media y baja de la cuenca que pueden justificar la evolución de la masa de sedimento transportada y evaluar su efecto en las relaciones de histéresis.

La figura 9, presenta el perfil general de la cuenca, de la parte baja, media-baja y media de esta, ya que son las zonas de mayor acumulación de sedimentos en el cauce y su contorno, debido a que tienen menor pendiente y reciben una mayor aportación agua. La parte baja corresponde a la región a partir de la cual, la llanura de inundación se amplía ostensiblemente (>40m) y las pendientes están por debajo del 3%. En la zona media baja la llanura de inundación se encuentra entre los 20 m y 40 m y las pendientes oscilan entre el 3% y el 5%. La parte media tiene un ancho

de la llanura de inundación inferior a los 20 m y pendientes entre 5% y el 8% (Ver figura 10).

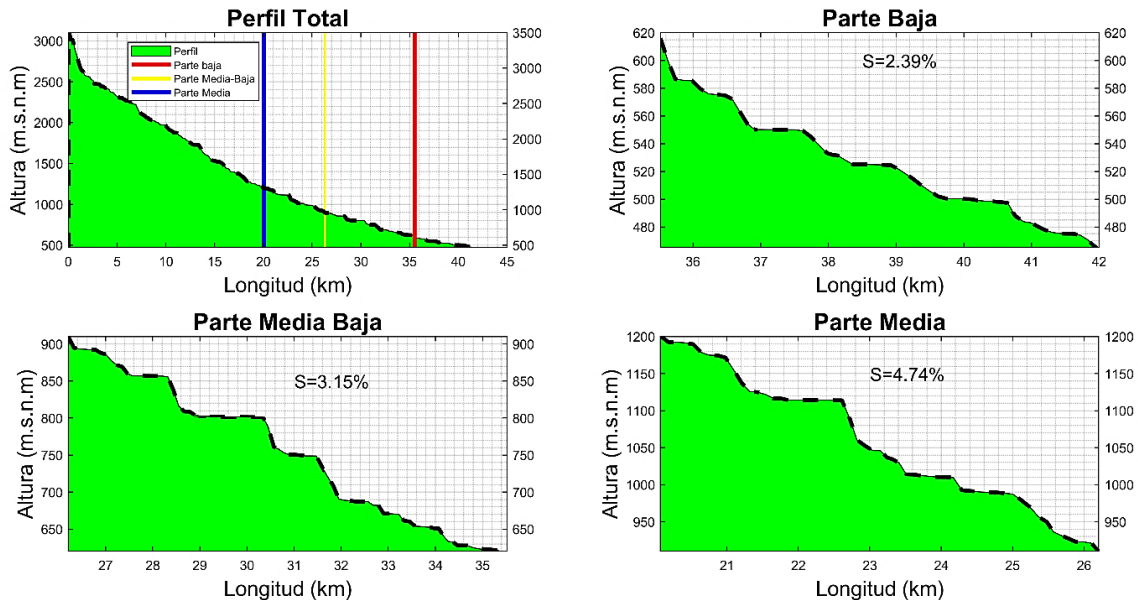


Figura 9. Perfil general de la cuenca comparado con los perfiles analizados en fracciones de la parte baja (620-450 msnm), media-baja (900-620 msnm) y media (1200-900 msnm) de la cuenca.

El río muestra un comportamiento muy dinámico en los tramos evaluados, pues por la acumulación y movilización de los sedimentos en márgenes y cauce, cambia su trazado en periodos relativamente cortos. Se ha detectado esta dinámica entre los años 2014 y 2020, y se muestra uno de los casos en la figura 11A. Se nota como en el año 2014, (figura 11B) el cauce seguía un trazado distinto y que además no tenía islas formadas por la acumulación de sedimentos, gravas y cantos rodados, que aparecen en 2020 (figura 11C). Parece ser que el material grueso llega con las grandes avenidas de escorrentía a final de año y se acumula en esta zona, mientras que es arrastrado por las crecientes del segundo cuatrimestre del año (Morera et al., 2017; Urrea et al., 2019).



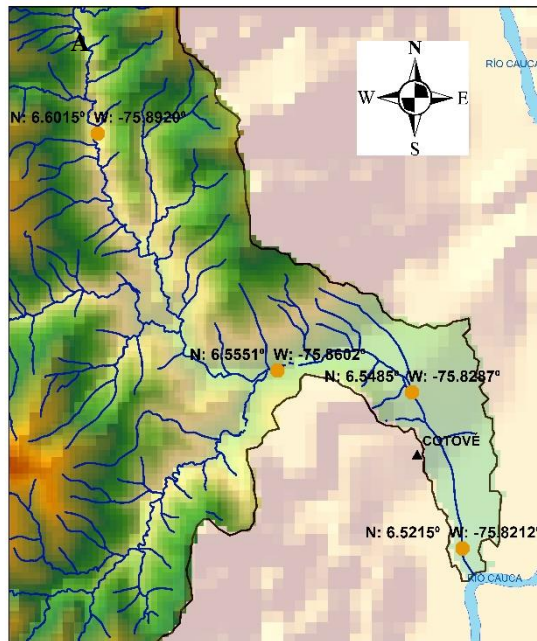
Figura 10. Fotografías de secciones características de la parte baja (A), media-baja (B) y media de la cuenca (C).

Una dinámica similar a la anterior se observa en la figura 12, en la que se analiza la evolución del tramo de cauce localizado en las coordenadas geográficas 6.5485° (N) y -75.8287° (W), en periodos secos y húmedos del 2019 (Ver figura 11).

Así mismo, se realizó el análisis de la evolución del cauce en la transición entre meses de condiciones hidrológicas medios a húmedas, como se muestra en la figura 13.

Comparando las figuras 12 y 13, se puede apreciar que la margen izquierda del cauce no tiene abundante material grueso y rocoso hacia el año 2020, lo que evidencia que, durante este año, el restablecimiento de las lluvias, por la finalización del fenómeno del Niño, generó crecientes que transportaron gran cantidad de sedimentos.

En la figura 14, se muestran la evolución de la región del cauce en el sector referenciado en las figuras 12 y 13, empleando imágenes comparativas, registradas entre los años 2010 y 2020. La localización exacta del sector se muestra en el mapa de la figura 11, en las coordenadas 6.5485° y -75.8287° .



Legenda

- Punto Acumulación
 - ▲ Estaciones Meteorológicas
 - Cuenca_Tonusco
- 1 0.5 0 1 Kilometers



Figura 11. Puntos de monitoreo de cambios en la morfometría de los cauces evaluados en la cuenca (A), de los que se presenta la referencia en el sitio aledaño a la desembocadura en el río Cauca para los años 2014 (B) y 2020 (C)

Se observan muchos cambios en la forma y ancho del cauce, asociados a procesos de acumulación y socavación, sobre todo entre los años 2010 y 2016. En el año 2010, había una extensa zona de acumulación de sedimentos sobre la margen izquierda de la cuenca, en la cual, hacia el año 2016 apareció una gran masa de vegetación arbustiva, manteniéndose muy similar hasta el año 2020.

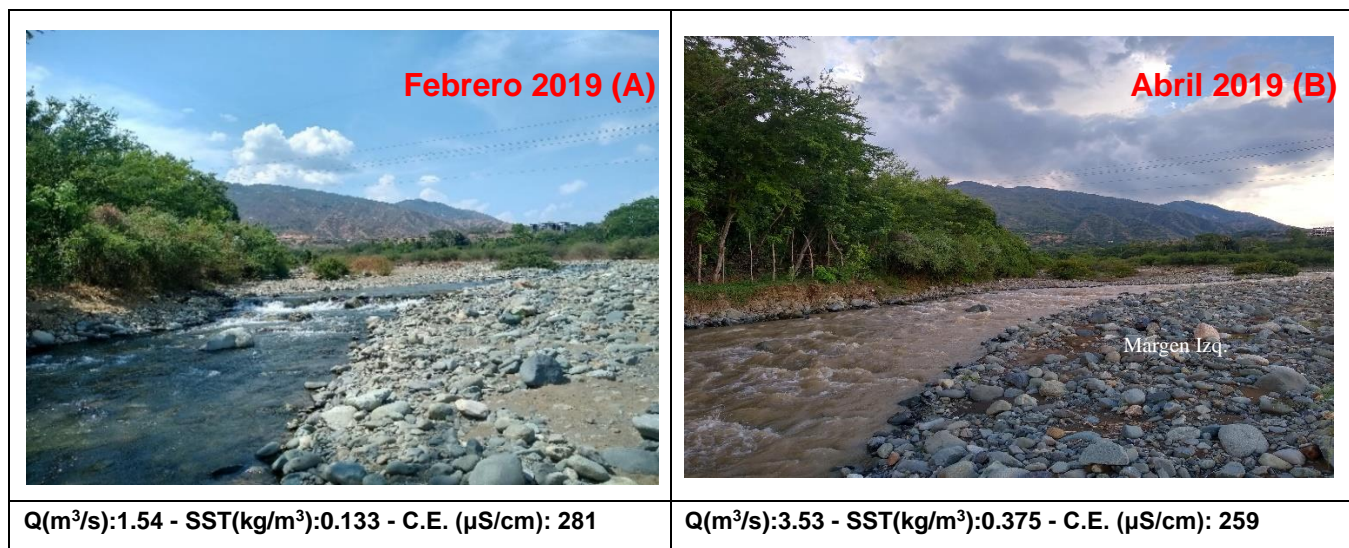


Figura 12. Cambios en el cauce de un tramo analizado localizado en la parte baja de la cuenca, en diferentes meses del año 2019.

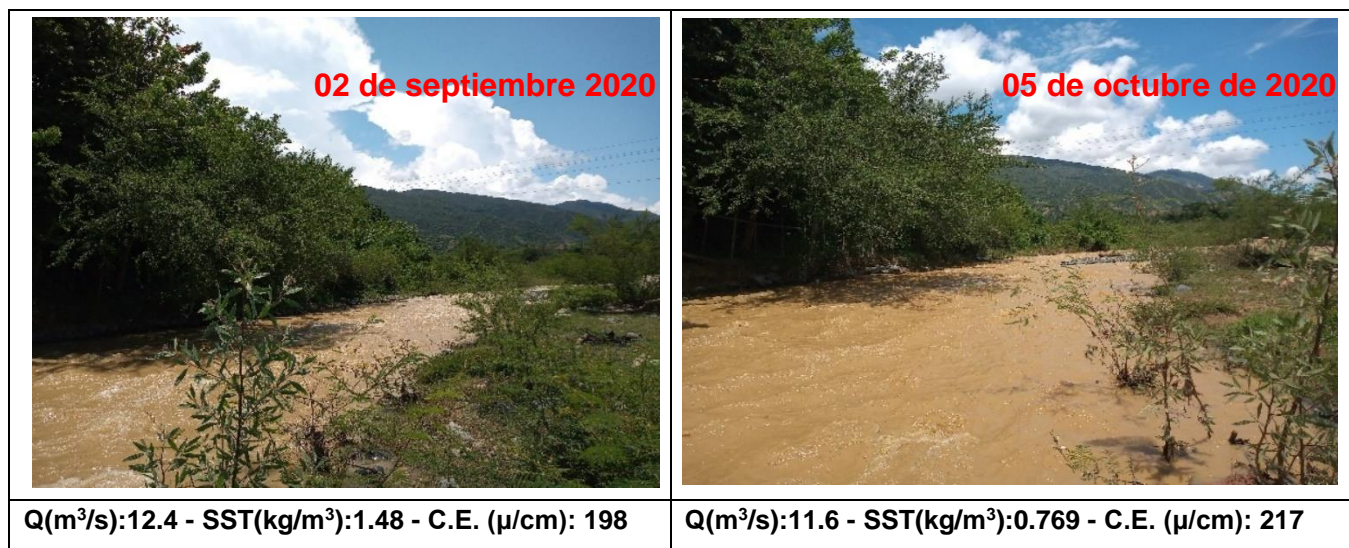


Figura 13. Evolución de un tramo de cuenca, entre los meses de septiembre y octubre del año 2020.

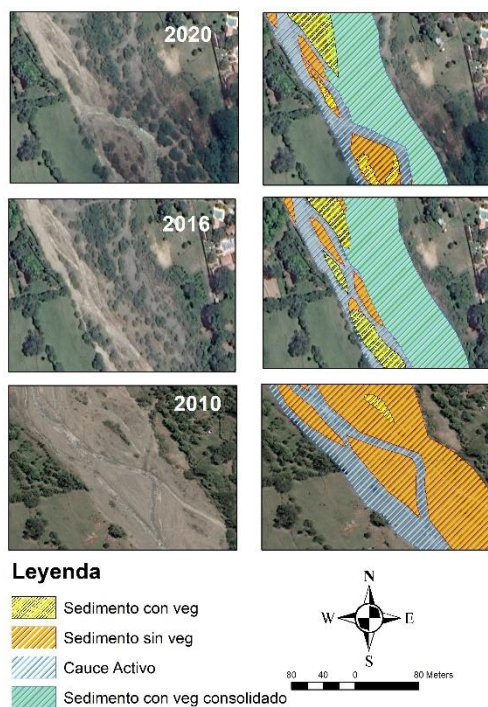


Figura 14. Análisis de imágenes satelitales y de aviones, registradas en los años 2010, 2016 y 2020, en un tramo de cauce localizado en la parte baja de la cuenca.

El mismo análisis se realizó para porciones del cauce en la parte media-baja y media de la cuenca, localizadas en las coordenadas 6.5551° , -75.8602° , y 6.6015° , -75.8920° . El estudio se realizó empleando imágenes registradas entre los años 2005-2020, como se muestra en las figuras 15 y 16, respectivamente.

La figura 15 muestra una dinámica fluvial muy activa, que ha generado cambios en la forma y dirección del cauce, por la acumulación y arrastre de sedimentos en diferentes puntos. Al igual que en el tramo evaluado en la parte baja de la cuenca, se nota como entre los años 2005 y 2020 se ha reducido la superficie de las zonas de acumulación de sedimento en la margen izquierda del río, mientras que las

localizadas en la margen derecha se han consolidado y, por tanto, estabilizado. Un indicio de la anterior observación es la vegetación arbustiva densa y la evidente socavación de la margen izquierda, que ha hecho que el cauce se acerque gradualmente al camino que se aprecia en la imagen del año 2020. En el centro del cauce se generan bancos de sedimentos en los que crece vegetación herbácea y arbustiva ribereña, que periódicamente son arrastrados por el río, por lo cual el cauce cambia de forma.

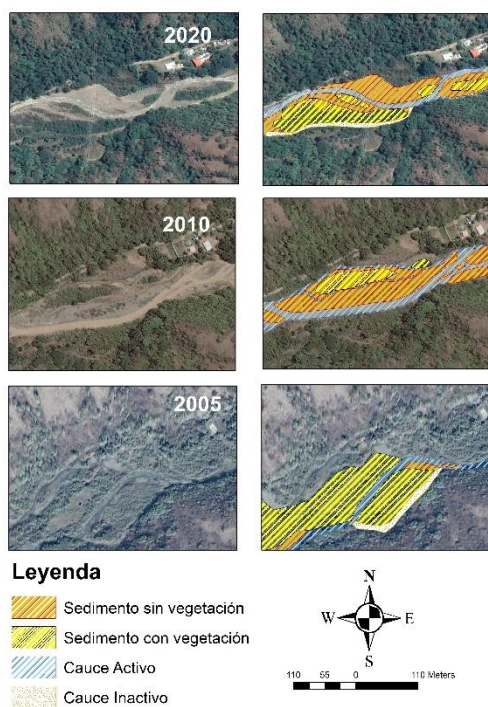


Figura 15. Análisis de imágenes satelitales y aéreas, registradas en los años 2010, 2016 y 2020, en un tramo de cauce localizado en la parte media-baja de la cuenca, muy cerca de la estación La Galera.

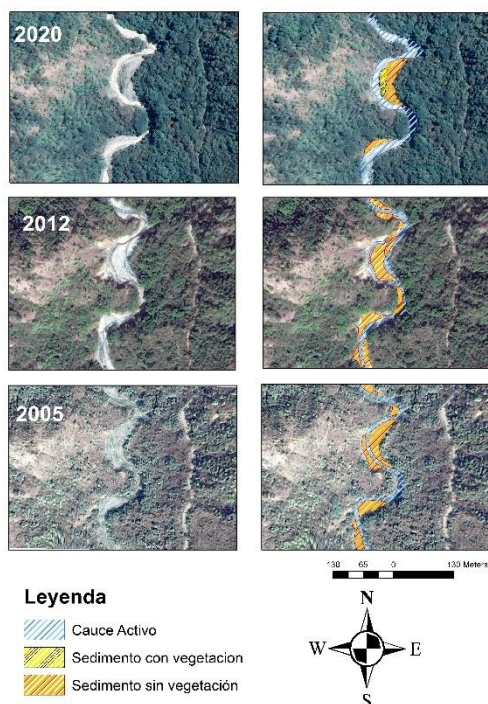


Figura 16. Análisis de imágenes satelitales y aéreas, registradas en los años 2005, 2012 y 2020, en un tramo de cauce localizado en la parte media de la cuenca.

Al analizar la figura 16, se perciben cambios importantes en la dirección del cauce entre los años evaluados, aunque no son tan drásticos como los observados en la parte baja y media-baja de la cuenca. Los puntos de acumulación de sedimentos son muy similares en extensión y localización en todos los años evaluados, aunque se reducen en la imagen de 2020. Entre 2005 y 2012, hay una importante acumulación de sedimentos en la margen derecha del río procedentes de dos deslizamientos, no de procesos de transporte, como se observó en los tramos de las zonas bajas. Hacia 2020, la mayor fracción de sedimentos localizados en la margen derecha han sido arrastrados nuevamente por el río, mientras que la zona de acumulación de la margen izquierda del río permanece, además, hay crecimiento de vegetación en una fracción de ese reservorio, lo que indica que el acarreo de sedimentos en el sector es mínimo.



A través de los análisis de los registros fotográficos y mediciones de campo, e imágenes satelitales, se ha podido comprobar que en la parte baja y media-baja de la cuenca, en zonas cercanas a la estación de aforo hay intensos procesos de acumulación de sedimentos, que parecen reducirse en las regiones medias y altas, donde es más importante la socavación. Los sedimentos son almacenados y arrastrados periódicamente, probablemente por los efectos en la esorrentía durante la transición entre años húmedos y secos, y dependiendo de su textura y localización tendrán tiempos de tránsito que incidirán en la formación de los bucles de histéresis observados. Los argumentos anteriormente expuestos serán reforzados con el análisis cuantitativo de acumulación y arrastre de sedimentos, que se presenta en el siguiente numeral.

4.2.2. Estimación de la masa anual de sedimento acumulada en la cuenca.

Al realizar un sencillo balance de masa se puede estimar la masa de sedimento acumulado dentro de la cuenca, substrayendo el acarreado a lo largo de la red fluvial por el río. Los resultados del balance de sedimentos se muestran en la figura 17A.

La masa de sedimentos acumulada en la cuenca aumenta mucho en los años en que, tras periodos secos, asociados a la incidencia de los fenómenos del Niño, se restablece la precipitación más frecuente. Esto se puede observar en la transición de El Niño a periodo normal o año Niña, entre 1977 y 1979, 1982 y 1985, 1992 y 1996, 1997 y 1999, 2002 y 2005, 2006 y 2008. También se detecta que, en la transición de años húmedos a secos con fenómeno de El Niño, se reduce el transporte de material previamente acumulado en cauces, como es el caso de los periodos 1980-1982 y 1990-1992.

En la figura 17B, se han estimado los porcentajes que representa el sedimento acumulado con respecto a la producción total estimada. En la mayoría de los años con fenómeno de El Niño, la fracción de sedimento acumulado representa más del 85% del producido. Esto implica que, durante los periodos de menor pluviosidad, se pierde suelo pero la escorrentía es incapaz de movilizar toda la masa de sedimento en la red fluvial quedando parte depositada (Morera et al., 2017).

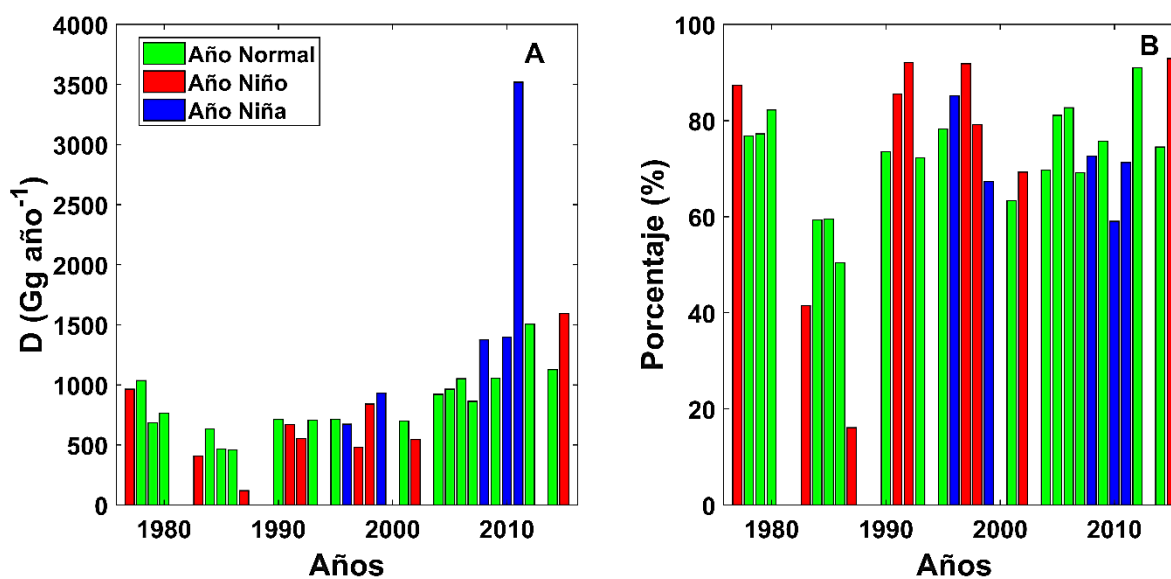


Figura 17. Estimación de la masa anual de sedimentos depositados en la cuenca D (A), y su fracción del total (B).

En las condiciones húmedas extremas relacionadas con la incidencia del fenómeno de La Niña, aumentan la sedimentación, como ocurre desde 1998 hasta 2001 y de 2008 hasta 2011, aunque su fracción con respecto al producido sea menor, entre el 60% y 75%, situación opuesta a lo que ocurre durante los fenómenos de El Niño. Esto se aprecia mejor al comparar los datos de producción, transporte de sedimentos y acumulación de la figura 18.

Entre los años 1984 y 1986 la carga de sedimento transportada por el río es relativamente alta con respecto a la acumulación, y en 1987 esta la supera. El desequilibrio entre estas masas puede atribuido a las obras de ingeniería civil en la cuenca como la de la carretera al Mar, en las que se intensifican los procesos erosivos por remoción de suelo. En esta cuenca hubo procesos intensos de acumulación de sedimentos entre los años 1977 y 1983.

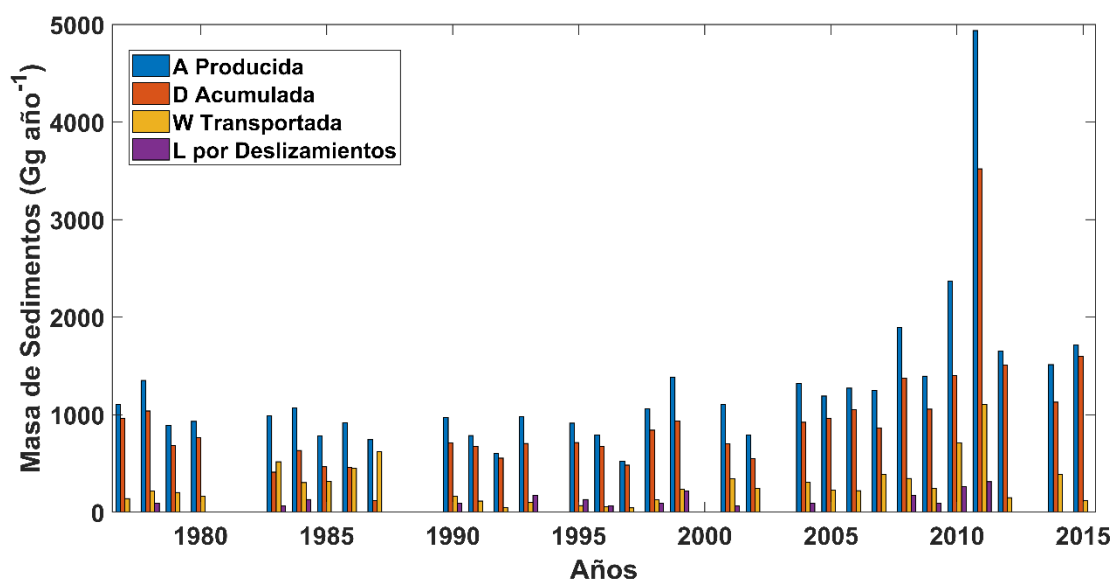


Figura 18. Comparación entre la producción de sedimento A (calculada con la RUSLE) y su masa D acumulada, y la aportada por los deslizamientos e incisión de los cauces fluviales L, y transportada posteriormente W.

5. CAPACIDAD DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR PARTE DE LA ESCORRENTÍA EN LOS EPISODIOS CLIMÁTICOS ANALIZADOS.

La formación de bucles de histéresis está basada en la capacidad de transporte de sedimentos de la escorrentía.

Para estimar la capacidad de transporte de la escorrentía T_c (kg m^{-3}), Meyer y Wischmeier (1969) propusieron una ecuación que dependía de la descarga unitaria, q (m^2/s), y la pendiente S (m/m). Posteriormente, se generalizó esta ecuación con exponentes ajustables a las observaciones experimentales (Mahmoodabadi et al., 2014):

Ec. 1. Ecuación general capacidad de transporte

$$T_c = cS^d q^e$$

En este trabajo se ha seleccionado una ecuación de Wu et al (2016).

Ec. 2. Ecuación calibrada capacidad de transporte

$$T_c = 224 * S^{0.914} q^{1.297} \text{ (Eq. 3)}$$

5.1. ANÁLISIS A ESCALA INTERANUAL.

Las capacidades de transporte de sedimentos que pueden explicar la ocurrencia de bucles interanuales se exponen en la tabla 2 en donde también se recogen los valores de la máxima carga de sedimento medida.

Tabla 2. Concentraciones de transporte de sedimentos estimadas y valores máximos observados en la estación de aforos.

Periodo	SST máxima (kg m^{-3})	Capacidad de transporte T_c (kg m^{-3})
	(Observados)	(Calculados)
1977-1980	1.21	1.70
1983-1987	3.13	2.49
1990-1997	2.10	2.06
1997-2002	2.35	2.24
2006-2009	1.28	1.84
2009-2012	1.13	2.14

El valor que supera la concentración umbral entre los años 1983 y 1987, fue registrado en el año 1984, probablemente, por el desequilibrio advertido entre los procesos de acumulación y transporte de sedimentos del periodo de construcción de la carretera al mar, descrito en la sección anterior. Aunque las concentraciones medias de sedimento en los años 1985 y 1986 superan también, levemente el límite (ver figura 1).

Además, los resultados indican que la concentración de sedimentos tiende a sobrepasar la capacidad de transporte cuando hay cambios extremos en la climatología pasando de periodos muy secos a húmedos y viceversa, como es el caso 1990-1997 y 1997-2002, en los que se pasa de los intensos fenómenos de El Niño de los lapsos 1991-1992 y 1997-1998, a años con incidencia de La Niña como 1995-1996 y 1999-2000. Cuando los cambios en la hidrología regional son moderados las concentraciones máximas parecen no alcanzar la capacidad de transporte, como es el caso de los periodos 1977 – 1980 y 2006-2009. Llamen la atención los resultados del periodo 2009-2012, en el que se mantuvieron condiciones extremadamente húmedas, por la incidencia de La Niña en casi todos sus años, lo que pudo mantener agotados los reservorios de sedimentos, y por esto sus concentraciones máximas estuvieron muy por debajo de la capacidad de transporte.

5.2. ANÁLISIS A ESCALA MENSUAL.

La tabla 3 muestra la capacidad de transporte de sedimentos calculada y los valores máximos de concentración medidos.

Tabla 3. Concentración máxima de transporte de sedimentos estimada y capacidad de transporte calculada para distintos cuatrimestres.

Periodo	SST máxima (kg m^{-3})	Capacidad de transporte T_c (kg m^{-3})
	(Observados)	(Calculados)
Total	2.18	2.37
Enero-Abril	0.82	1.48
Mayo-Sept.	1.60	1.98
Octubre-Dic.	2.18	2.37

El valor máximo casi coincide con la capacidad de transporte en el último cuatrimestre, periodo en el que aparece la inversión del bucle, asociada a la rama de descenso del sedimentograma por agotamiento de los reservorios de sedimentos (ver sección 3.2 y figura 2). Esto se puede verificar al realizar un análisis general de todos los bucles obtenidos para años con, y sin fenómeno ENSO. En la tabla 4, se pueden observar los resultados obtenidos para años sin ENSO.

En casi todos los casos, pues en los años 2001 y 2005 ocurre lo contrario, las concentraciones máximas anuales, generadas en el último trimestre del año, exceden a los valores de capacidad de transporte.

Tabla 4. Concentración máxima de transporte de sedimentos estimada y capacidad de transporte calculada para distintos meses en años sin fenómeno ENSO.

Año	SST máxima (kg/m^3)	Capacidad de transporte (kg/m^3)
	(Observados)	(Calculados)
1986	7.13	3.03
1990	5.48	2.70
1993	3.16	2.17
2001	1.93	2.30
2004	2.78	2.66
2005	2.60	2.68

Año	SST máxima (kg/m ³) (Observados)	Capacidad de transporte (kg/m ³) (Calculados)
2006	2.59	2.15

La concentración máxima de sedimento y la capacidad de transporte para los años con fenómeno de El Niño analizados se muestran en la tabla 5.

Tabla 5. Concentración máxima de transporte de sedimentos estimada y capacidad de transporte calculada para distintos meses en años con fenómeno del Niño.

Año	SST máxima (kg/m ³) (Observados)	Capacidad de transporte (kg/m ³) (Calculados)
1977	1.39	1.81
1983	4.17	3.37
1987	2.07	2.65
1991	4.98	2.36
2002	0.59	1.45
2015	0.66	1.34

En la mayoría de los años con fenómeno de El Niño, las concentraciones máximas de sedimento acarreado no superan la capacidad de transporte.

Los resultados de la capacidad de transporte determinados para años con incidencia del fenómeno de La Niña, se presentan en la tabla 6.

Tabla 6. Concentración máxima de transporte de sedimentos estimada y capacidad de transporte calculada para distintos meses en años con fenómeno de La Niña.

Año	SST máxima (kg/m ³) (Observados)	Capacidad de transporte (kg/m ³) (Calculados)
1985	5.91	3.73
1999	4.41	3.00

2008	3.96	3.20
2010	2.30	2.26
2011	2.37	2.60

En todos los años, exceptuando el 2011, la concentración de sedimentos sobrepasa la capacidad de transporte. Como se ha visto en los resultados de la escala anual, parece ser que en el periodo 2010-2011, la escorrentía alcanzó niveles extremos que mantuvieron agotados los sedimentos de los reservorios más próximos al cauce.

5.3. ANALISIS EN EPISODIOS DE HISTÉRESIS SELECCIONADOS ENTRE DATOS MEDIDOS DIARIAMENTE.

En la figura 19 se presentan algunos ciclos de histéresis identificados en la escala diaria y sus respectivos sedimentogramas. La tabla 7 compara las concentraciones máximas de sedimentos diarias observadas con la capacidad de transporte estimadas.

Tabla 7. Concentraciones de transporte de sedimentos estimadas y valores máximos observados en la estación de aforos a escala diaria.

Periodo	SST máximos (kg m ⁻³)	Capacidad de transporte (kg m ⁻³)
	(Observados)	(Calculados)
oct-77	1.00	1.72
jun-78	6.50	2.60
Apr-83	2.03	1.51
nov-84	17.2	4.90
mar-85	2.47	1.83
dic-90	10.0	3.56
jun-91	4.47	2.80
may-98	6.56	2.84
sep-99	4.10	2.39
ago-02	0.389	1.18
nov-04	7.03	3.42

Periodo	SST máximos (kg m^{-3})	Capacidad de transporte (kg m^{-3})
	(Observados)	(Calculados)
oct-08	7.50	2.78
nov-10	6.81	4.19
jun-11	6.75	4.09
abr-12	1.72	2.10
Sept-Oct 2014	13.5	3.88
nov-14	4.23	3.05
may-15	5.75	1.95

Solo en tres de los episodios evaluados la concentración de sedimentos está por debajo de la capacidad de transporte, que corresponden a precipitaciones de baja intensidad y volumen, las cuales generaron poca escorrentía. Los demás casos pueden atribuirse a chubascos intensos y breves, que produjeron un gran aumento en la escorrentía y concentración de sedimentos, que con rapidez decaen, probablemente, por procesos de sedimentación (ver figura 6).

6. EVALUACIÓN DE LA MAGNITUD DE LOS CICLOS DE HISTERESIS

Los análisis gráficos de los índices de histéresis permiten observar los sentidos de giro y formas asociadas a los bucles de forma cualitativa, durante episodios de precipitación. Sin embargo, hace falta cuantificar la magnitud de los ciclos que está relacionada con la intensidad del cambio de las descargas de escorrentía y sedimentos y, por ende, a la variabilidad climática temporal y espacial, además de factores edáficos (Lawler et al., 2006). Por lo tanto, se han estimado los índices de magnitud de la histéresis usando dos métodos distintos para evaluar sus resultados y seleccionar el más adecuado, de acuerdo con lo observado en las mediciones.

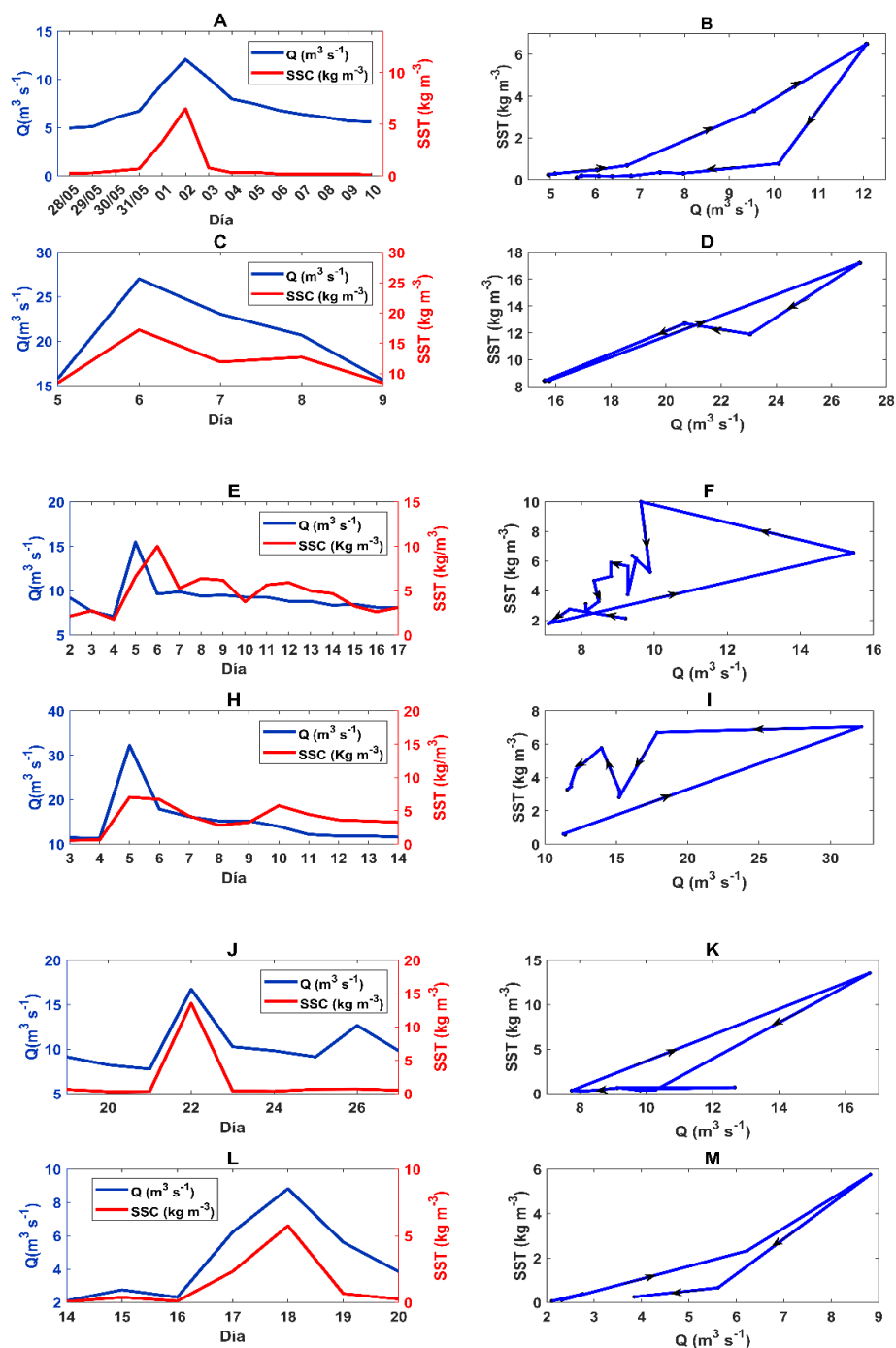


Figura 19. Algunos hidrogramas y sedimentogramas con sus correspondientes ciclos de histéresis a escala diaria, obtenidos para junio de 1978 (A y B), noviembre de 1984 (C y D), diciembre de 1990 (E y F), noviembre de 2004 (G y H), octubre de 2014 (I y J) y mayo de 2015 (K y L).



6.1. INDICES DE HISTÉRESIS DE LAWLER Y COL (2006).

El índice de histéresis c (HI), se estima a partir de la concentración de sedimentos en la fase de avance, C_{av} , y en la fase de decaimiento, C_{dc} , medidos en un valor intermedio del caudal Q_{md} , determinado por una relación lineal entre el caudal mínimo, Q_{mn} y máximo, Q_{mx} , con la ayuda de un coeficiente δ , el cual indica la posición en que se encuentra la amplitud media del bucle con respecto a los rangos del caudal (Lawler et al., 2006).

Ec. 3. Caudal medio en el bucle

$$Q_{mid} = \delta(Q_{max} - Q_{min}) + Q_{min}$$

El índice para bucles dextrógiros es:

Ec. 4. Índice de histéresis de Lawler

$$HI_{mid} = \frac{TU_{RL}}{TU_{FL}} - 1$$

Donde TU_{RL} es el valor de la turbidez con respecto al caudal medio del ciclo (Q_{mid}), en el valor máximo del sedimentograma y TU_{FL} para el caudal previo a la crecida. Aquí, se reemplazarán las variables por SST_{RL} y SST_{FL} .

En los bucles levógiros la concentración de sedimentos es más elevada en la fase de retroceso que en la de crecida, por lo que el resultado se pone con signo negativo.

6.1.1. Ciclos anuales de histéresis.

En la tabla 8, se exponen los valores del índice de Lawler y col. (2006) a escala interanual.

Tabla 8. Índices anuales de histéresis de Lawler y col. (2006).

Periodo	Q_{min}	Q_{max}	Q_{mid}	SST_FL	SST_RL	Índice HI_{mid}	Sentido
	(m ³ /s)			(kg/m ³)			
1977-1980	4.41	6.39	5.40	0.972	0.650	-0.495	Levógiro
1983-1987	8.40	12.7	10.6	1.38	2.23	0.620	Dextrógiro
1990-1997	3.14	6.98	5.06	1.36	1.06	0.290	Dextrógiro
1997-2002	3.34	8.40	5.87	0.412	1.58	2.85	Dextrógiro
2006-2009	5.89	8.33	7.11	1.06	0.865	-0.221	levógiro
2009-2012	5.52	14.6	10.0	0.828	0.876	0.057	Dextrógiro

Los resultados obtenidos en cuanto al sentido de giro coinciden con lo observado en la sección 3, para cada bucle de histéresis, exceptuando los casos en que hay inversión de direcciones, en los que el índice muestra el sentido de giro predominante entre ambas (Lawler et al., 2006). Los índices de mayor magnitud son aquellos en los que hay mayor variabilidad entre la descarga mínima y máxima, por lo tanto, están relacionados con una variabilidad climática más intensa (Lloyd et al., 2016). Esto se confirma al comparar los resultados de los índices de histéresis, encontrando que los mayores valores corresponden a los de los periodos 1977-1980 en el sentido levógiro y 1997-2002 en el sentido dextrógiro. En ambos episodios, la magnitud de los ENSO es muy grande, sobre todo en los fenómenos de El Niño que se presentaron en 1977 y 1997, y de La Niña en 1999, por lo cual, el cambio anual en las concentraciones de sólidos y caudales es más drástico.

6.1.2. Ciclos mensuales de histéresis.

En la tabla 9 se confirma que, para el bucle elaborado con los promedios mensuales de sedimentos y caudales, predomina la tendencia dextrógira, pues se mantiene en 2 de los 3 cuatrimestres del año. Al final del año el índice muestra la tendencia levógira que se identificó en la sección 3.2 y corresponde a la recesión del sedimentograma. Se nota entonces la gran influencia que ejerce la precipitación

mensual, sobre el sentido de giro del bucle, coincidiendo con las observaciones de Tuset et al (2014).

Tabla 9. Índices mensuales de histéresis estimados con el modelo de Lawler y col. (2006).

Periodo	Q_{mid}	SST_FL	SST_RL	Índice HI_{mid}	Sentido
	m^3s^{-1}	$kg\ m^{-3}$			
Completo	7.39	1.20	1.40	0.167	Dextrógiro
Ene-Abr	4.97	0.20	0.53	1.65	Dextrógiro
May-Ago	6.81	0.81	1.30	0.605	Dextrógiro
Sept-Dic	9.28	1.63	1.58	-0.032	Levógiro

Entre los cuatrimestres evaluados, el de mayor magnitud es el primero, pues los cambios en la escorrentía y sobre todo en la concentración de sedimentos transportada entre febrero y abril son bastante abruptos.

6.1.3. Ciclos diarios de histéresis.

Los índices de histéresis obtenidos para los episodios diarios se pueden observar en la tabla 10. La tendencia de giro que muestra el índice coincide con lo observado en la sección 3.

Tabla 10. Índices de histéresis diarios de Lawler y col. (2006)

Periodo	Q_{mid}	SST _{FL}	SST _{RL}	HI_{mid}	Sentido	Forma
	m^3s^{-1}	$kg\ m^{-3}$				
Octubre 1977	9.13	0.840	0.610	-0.377	L	Cíclica
Junio 1978	8.52	0.450	2.30	4.11	D	Cíclica
Abril 1983	3.55	1.38	0.969	-0.427	L	Ocho
Nov. 1984	21.3	12.5	13.0	0.040	D	Ocho
Marzo 1985	4.55	1.24	0.971	-0.276	L	Cíclica
Dic. 1990	11.3	9.00	4.50	-1.00	L	Ocho
Jun. 1991	7.95	1.08	0.877	-0.235	L	Ocho
Mayo 1998	7.50	1.14	4.24	2.70	D	Ocho



Periodo	Q_{mid}	SST_{FL}	SST_{RL}	HI_{mid}	Sentido	Forma
	m^3s^{-1}	$kg\ m^{-3}$				
Sept. 1999	5.33	3.70	3.09	-0.198	L	Lineal y Cíclica
Ago. 2002	5.60	0.230	0.166	-0.386	L	Cíclica
Nov. 2004	21.7	6.78	3.82	-0.776	L	Cíclica
Oct. 2008	5.48	1.11	1.68	0.518	D	Ocho
Nov. 2010	21.4	4.40	5.90	0.341	D	Ocho
Junio 2011	28.4	4.50	3.45	-0.304	L	Ocho
Abril 2012	12.7	1.43	1.61	0.126	D	Cíclica
Sept-Oct 2014	12.2	4.40	6.94	0.576	D	Predominantemente Cíclica y con una fracción lineal
Nov. 2014	19.8	2.04	1.52	-0.340	L	Ocho
Mayo 2015	5.47	0.628	1.89	2.01	D	Cíclico

D: Dextrógiro, L: Levógiro

Los resultados coinciden con las observaciones previas, en meses en los que cambian los regímenes de húmedos a secos, por la reducción de las lluvias. Además, se debe tener en cuenta la variabilidad espacial de la precipitación, la cual es mucho mayor durante todo el año en las partes altas y alejadas la red fluvial, sobre todo en los meses de mayo, octubre y noviembre, evidenciando posibles amortiguamientos en los hidrogramas y sedimentogramas.

Los valores de los índices para ciclos dextrógiros oscilan entre 0.04 y 4.11, siendo los de mayor magnitud los identificados en los chubascos ocurridos durante el primer semestre del año, lo que muestra tendencias similares a las encontradas en otros estudios en la transición entre periodos secos y húmedos (Lawler et al., 2006; Lorente et al., 2000; Tuset et al., 2014). Los índices para ciclos levógiros oscilan entre -0.776 y -0.198, y la mayoría de valores mínimos se registran en los bucles observados en meses del último cuatrimestre del año, cuando las condiciones húmedas prevalecen, por lo que se agotan los sedimentos que la escorrentía acarrea más fácil, por su tamaño y localización (Sander et al., 2012; Williams, 1989; Yang and Lee, 2018). Los valores de los índices de histéresis, se encuentran en un intervalo similar a los medidos por Lawler et al (2006) y sus magnitudes están relacionadas con la duración de la descarga y la intensidad del chubasco que la

produce (Lloyd et al., 2016). Además, cuando las condiciones húmedas se mantienen, las fases de descenso de los hidrogramas y sedimentogramas, hacen que el índice de histéresis dextrógiro sea más pequeño o se invierta.

6.2. ESTIMACIÓN DE INDICES DE HISTERÉSIS USANDO EL MÉTODO DE LLOYD Y COL (2016).

En el cálculo del índice de Lloyd y col (2016), las concentraciones de sedimento en la curva superior e inferior y el caudal asociado a ambos puntos deben ser normalizados previamente.

Ec. 5. Índice de Histéresis de Lloyd

$$HI_{Lloyd} = \frac{\sum_{i=1}^n (SST_{i\ superior}^* Q_i^* - SST_{i\ inferior}^* Q_i^*)}{n}$$

con $i \in [1\%, 100\%]$

Los valores de la concentración de sedimentos se normalizan con los valores máximos y mínimos, (SST_i^*),

Ec. 6. Concentración de sedimentos normalizada

$$SST_i^* = \frac{SST_i - SST_{min}}{SST_{max} - SST_{min}}$$

y de la misma forma se hace con los caudales (Q_i)

Ec. 7. Caudal normalizado

$$Q_i^* = \frac{Q_i - Q_{min}}{Q_{max} - Q_{min}}$$

A diferencia del método de Lawler y col (2006), que se obtiene para valores promedios del ciclo, este índice utiliza todos los puntos que forman el bucle,

comparando para cada valor de la descarga, los dos correspondientes a los sedimentos en su fase ascendente y descendente.

6.2.1. Ciclos de histerésis en episodios de escala anual.

Los índices histerésis anuales, estimados con la propuesta de Lloyd y col. (2016), se muestran en la tabla 11. Los resultados presentan una gran variabilidad con respecto a los valores determinados con el método de Lawler y col. (2006). Las diferencias entre métodos se deben a la escala de detalle que tiene cada uno, como han señalado Krueger y col (2007) y Aich y col. (2014).

Tabla 11. Valores del índice de histerésis de Lloyd en episodios anuales.

Periodo	Índice HI_{Lloyd}	Sentido
1977-1980	-0.460	Levógiro
1983-1990	0.045	Dextrógiro
1990-1997	0.151	Dextrógiro
1997-2002	0.328	Dextrógiro
2005-2009	-0.200	Levógiro
2010-2014	0.0014	Dextrógiro

Los índices obtenidos con ambos métodos coinciden en el sentido del giro. Los valores para ciclos dextrógiros oscilan entre 0.014 y 0.328, mientras que en los levógiros varían entre -0.460 y -0.200. En ambos casos la magnitud del índice está en directa relación con la intensidad del cambio de cada uno de los parámetros de histerésis. Esto también se identificó con el cálculo de los índices de Lawler y col. (2006). La tendencia puede estar asociada a la intensidad de los eventos climáticos interanuales, que inciden en alguno o varios de los años mencionados.

6.2.2. Ciclo de histerésis en las relaciones mensuales entre escorrentía y concentración de sedimentos.

Se estimaron los valores del índice de histéresis por cuatrimestre, al igual que se hizo con el método de Lawler y col (2006). Los resultados de los índices de Lloyd y col (2016) obtenidos con los promedios mensuales se presentan en la tabla 12.

Tabla 12. Valores del Índice de histéresis estimados con los valores mensuales medios de caudal y concentración de sedimentos usando el modelo de Lloyd.

Periodo	Índice HI_{Lloyd}	Sentido
Completo	0.0026	Horario
Ene-abr	0.0862	Horario
May-Ago	0.0816	Horario
Sept-Dic	-0.0775	Anti-horario

La magnitud de los índices obtenidos por este método es menor que la de los resultados de Lawler y col (2006).

También, se establecieron los índices de histéresis a escala mensual para cada uno de los años evaluados individualmente, los resultados se resumen en la tabla 13.

Tabla 13. Valores del índice histéresis cuatrimestrales y promedio estimados para diferentes años de la serie de datos.

Año	Total		Ene-abril		May-ago		Sept-dic	
	Índice	Sentido	Índice	Sentido	Índice	Sentido	Índice	Sentido
1977	0.2442	Dextrógiro	0.0001	Dextrógiro	0.2987	Dextrógiro	0.3792	Dextrógiro
1983	0.1411	Dextrógiro	0.0023	Dextrógiro	-0.0101	Levógiro	0.3897	Dextrógiro
1985	-0.0037	Levógiro	0.0007	Dextrógiro	0.0023	Dextrógiro	-0.0079	Levógiro
1986	0.0519	Dextrógiro	0.1949	Dextrógiro	0.2611	Dextrógiro	-0.2287	Levógiro
1987	0.2678	Dextrógiro	0.0158	Dextrógiro	0.0050	Dextrógiro	0.5270	Dextrógiro
1990	-0.0080	Levógiro	0.0215	Dextrógiro	0.0704	Dextrógiro	-0.0937	Levógiro
1991	0.1890	Dextrógiro	0.1160	Dextrógiro	0.1970	Dextrógiro	0.1650	Dextrógiro
1993	0.0391	Dextrógiro	0.0262	Dextrógiro	0.1900	Dextrógiro	-0.0990	Levógiro
1999	-0.0950	Levógiro	0.0085	Dextrógiro	-0.0305	Levógiro	-0.2114	Levógiro
2001	-0.0083	Levógiro	0.0015	Dextrógiro	0.1325	Dextrógiro	-0.1596	Levógiro
2002	0.0564	Dextrógiro	0.0375	Dextrógiro	0.0035	Dextrógiro	0.1041	Dextrógiro
2004	0.0075	Dextrógiro	0.0003	Dextrógiro	0.0444	Dextrógiro	-0.0444	Levógiro



Año	Total		Ene-abril		May-ago		Sept-dic	
	Índice	Sentido	Índice	Sentido	Índice	Sentido	Índice	Sentido
2005	0.1109	Dextrógiro	0.0010	Dextrógiro	0.0290	Dextrógiro	0.1748	Dextrógiro
2006	0.1487	Dextrógiro	0.0456	Dextrógiro	0.3173	Dextrógiro	0.0268	Dextrógiro
2008	0.0225	Dextrógiro	0.0340	Dextrógiro	-0.0180	Levógiro	0.0399	Dextrógiro
2010	0.0065	Dextrógiro	0.0004	Dextrógiro	-0.0283	Levógiro	0.0589	Dextrógiro
2011	0.0591	Dextrógiro	-0.0272	Levógiro	0.0000	Sin sentido	0.1830	Dextrógiro
2015	0.1148	Dextrógiro	0.0158	Dextrógiro	0.1942	Dextrógiro	0.1471	Dextrógiro

Los resultados presentados indican que en la mayoría de los años evaluados predomina el bucle dextrógiro. Solamente se obtuvieron valores negativos del índice de histéresis medio para tres casos, de los cuales cuatro coinciden con la ocurrencia del fenómeno de La Niña (1985, 1999 y 2000). Por el contrario, los valores mayores de los índices de histéresis medios mensuales coinciden con la incidencia del fenómeno de El Niño, exceptuando el caso del año 2002. Al analizar los resultados por cuatrimestre en la mayor parte de los años se observa que las tendencias son muy similares a las obtenidas para el ciclo mensual general elaborado con valores promedio de los parámetros de histéresis con todos los datos de la serie (figura 2), con un bucle horario al inicio del año, un micro-bucle dextrógiro a mitad del año y la inversión del ciclo en el último cuatrimestre, esto sobre todo en los años sin fenómeno ENSO. Los cambios más drásticos en esta tendencia se notan en los años con fenómeno de El Niño, pues en la mayoría de los casos no hay inversión levógiro del ciclo a final del año, lo que indica que la escorrentía disponible no agota los sedimentos. Por su parte, se ve que los resultados negativos del índice, que indican la inversión del bucle a levógiro, aparecen mucho antes en años de fenómeno de La Niña, lo que puede estar asociado a un agotamiento de sedimentos prematura por la alta generación de escorrentía durante todos los meses. Esto ocurre en los años 1999, 2008, 2010 y 2011, en los que la inversión de final de año se desplaza al segundo cuatrimestre. De manera que la magnitud del índice confirma las observaciones realizadas en el numeral 3.2.

6.2.3. Ciclos de histéresis en series diarias de escorrentía y concentración.

Para los índices de histéresis evaluados a escala diaria, en cuanto al sentido de giro se repiten las tendencias anteriores, pero la magnitud de los valores obtenidos muestra una gran variación si se comparan ambos métodos. Sólo se parecen entre sí los datos de los episodios de noviembre de 1984, noviembre de 2010, junio 2011 y abril de 2012, lo que representa la tercera parte de los casos. En la tabla 14, se pueden consultar los resultados.

Tabla 14. Índices de histéresis diarios de Lloyd y col. (2016).

Periodo	Índice H_{Lloyd}	Sentido
Oct-77	-0.171	Levógiro
Jun-78	0.039	Dextrógiro
Apr-83	-0.075	Levógiro
Nov-84	0.022	Dextrógiro
Mar-85	-0.020	Levógiro
Dic-90	-0.030	Levógiro
Jun-91	-0.020	Levógiro
May-98	0.286	Dextrógiro
Sep-99	-0.014	Levógiro
Ago-02	-0.091	Levógiro
Nov-04	-0.077	Levógiro
Oct-08	0.031	Dextrógiro
Nov-10	0.167	Dextrógiro
Jun-11	-0.266	Levógiro
Abr-12	0.120	Dextrógiro
Sept-Oct 2014	0.033	Dextrógiro
Nov-14	-0.121	Levógiro
May-15	0.073	Dextrógiro

6.3. COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS CON LOS INDICES DE HISTÉRESIS DE LAWLER Y COL. (2006) Y LLOYD Y COL (2016).



De acuerdo con los resultados presentados anteriormente, se puede afirmar que, aunque el sentido de giro que muestran los dos índices es igual en todos los casos evaluados, los resultados tienen una magnitud bastante diferente, siendo menor en la mayoría de los casos, aplicando el método de Lloyd y col. (2016). Se debe tener en cuenta que el método de Lawler y col. (2006), usa valores medios de caudal y sus correspondientes concentraciones de sedimentos en la parte superior e inferior del ciclo, y que, si bien esto puede ser adecuado para bucles con formas regulares, puede generar resultados con desfases en los que tienen formas irregulares o inversiones de los ciclos. Por su parte en el método de Lloyd y col. se pueden utilizar todos los puntos que conforman el ciclo, tomando por valor de caudal normalizado sus correspondientes concentraciones en la curva superior e inferior, para luego estimar la sumatoria de sus diferencias, lo que permite obtener el área contenida por el bucle de forma similar a la solución de una integral de forma discreta. Luego se obtiene el valor medio que equivale al índice de histéresis, de manera que, sin importar la forma del bucle, sus resultados tendrán una mejor aproximación para todo tipo de ciclo.

Se debe tener en cuenta que los bucles de histéresis identificados en las diferentes escalas temporales evaluadas en la presente investigación tienen gran variabilidad de formas y muchas de estas son irregulares, por lo que se considera que el método de Lloyd y col es el más adecuado para determinar los índices de histéresis.

7. ANÁLISIS DE LA INCIDENCIA DE FENOMENOS CLIMÁTICOS EN LA DE HISTÉRESIS DETECTADA EN LAS RELACIONES ENTRE EL CAUDAL Y LA CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS A LA SALIDA DE LA RED FLUVIAL DEL RÍO TONUSCO.

Se ha decidido evaluar las correlaciones con los índices ENSO conocidos con las siglas ONI y Nct, debido a que son los que mejor caracterizan la influencia de este



tipo de episodios en los diferentes parámetros hidrológicos e hidráulicos de la cuenca. Estos se compararon con los resultados del índice de histéresis obtenido con el método de Lloyd. Con el fin de establecer el grado de ajuste de las relaciones entre índices y la similitud entre los datos se han calculado los coeficientes de determinación R^2 y realizado pruebas Anova, para determinar la probabilidad de semejanza de los datos.

Como se sabe que los valores de los índices ENSO son inversamente proporcionales a la escorrentía y la generación de sedimentos, siempre y cuando no se reduzcan las concentraciones de sólidos en suspensión (sección 3.2 y 5), se intuye que bajo condiciones normales hay una relación con los índices de histéresis. Por lo tanto, para elaborar un ajuste general entre los índices de histéresis y de la circulación atmosférica, se seleccionaron los grupos de ambos que muestran una correlación, como lo puede corroborar el resultado del coeficiente R^2 y la prueba Anova.

7.1. RELACIONES ENTRE PATRONES CLIMATICOS INTERANUALES E INDICES DE HISTÉRESIS ANUALES.

Se han comparado los valores de los índices anuales de histéresis, con los valores medios anuales de los índices climáticos ONI y N_{ct} , como se muestra en la figura 20.

En la figura 20 se ha establecido una relación lineal directa entre los índices, que confirma que, durante la transición entre años normales y con fenómenos de La Niña, se generan bucles de histéresis positiva y dextrógira, mientras que para la transición entre años normales y con fenómeno de El Niño, la histéresis tiende a ser negativa, levógira.

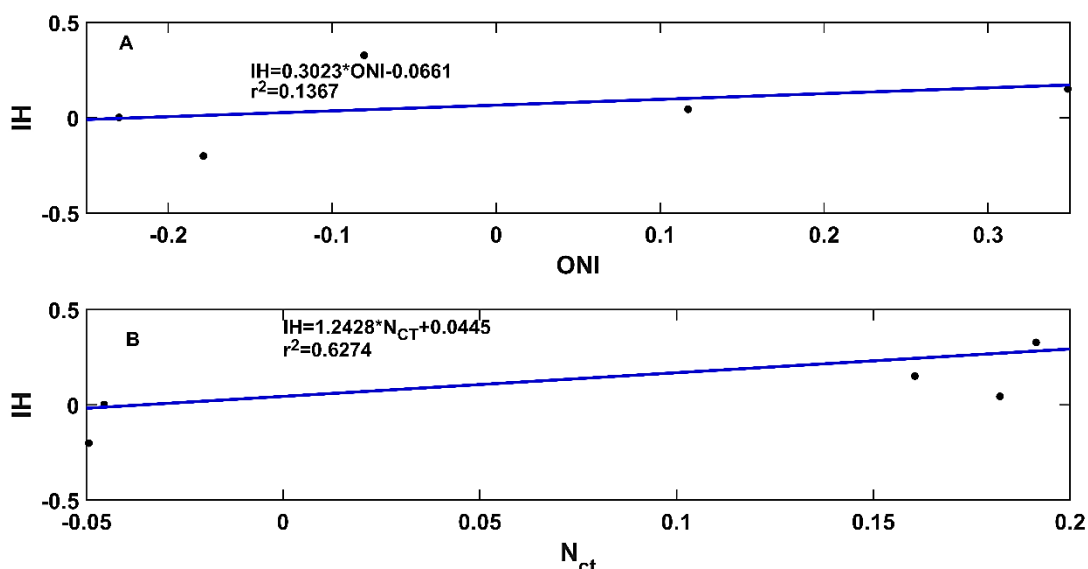


Figura 20. Relación entre índices de histéresis, (IH), en las relaciones entre el caudal y la concentración de los sedimentos en la desembocadura del río Tonusco y los índices climáticos ONI y N_{ct} para los periodos 1983-1987, 1992-1997, 1997-2002, 2006-2009 y 2009-2012 (B).

El coeficiente de determinación R^2 , indica que la mejor correlación fue la estimada entre los índices de histéresis y los índices N_{ct} . De todas formas, los amplios periodos evaluados hacen que se reduzca el número de puntos y con esto la representatividad de los resultados. Dicha situación se puede solucionar realizando los análisis a escala mensual.

7.2. RELACIONES ENTRE PATRONES CLIMATICOS INTRA-ANUALES E INDICES DE HISTÉRESIS MENSUALES.

Empleando los resultados de los índices de histéresis mensuales para años individuales, calculados en la sección 6.2.2, se evaluarán las relaciones con los índices ENSO obtenidos para la misma escala temporal, cuatrimestral. Para facilitar los análisis, inicialmente se han comparado por separado los años con fenómeno del Niño, La Niña y normales.

7.2.1. Relaciones entre índices mensuales de años sin fenómeno ENSO.

Se utilizaron las series mensuales de los años 1986, 1990, 1993, 2001, 2005 y 2006, ajustándose los datos a una función lineal. En la figura 21, se puede confirmar lo detectado en 4 años de la serie.

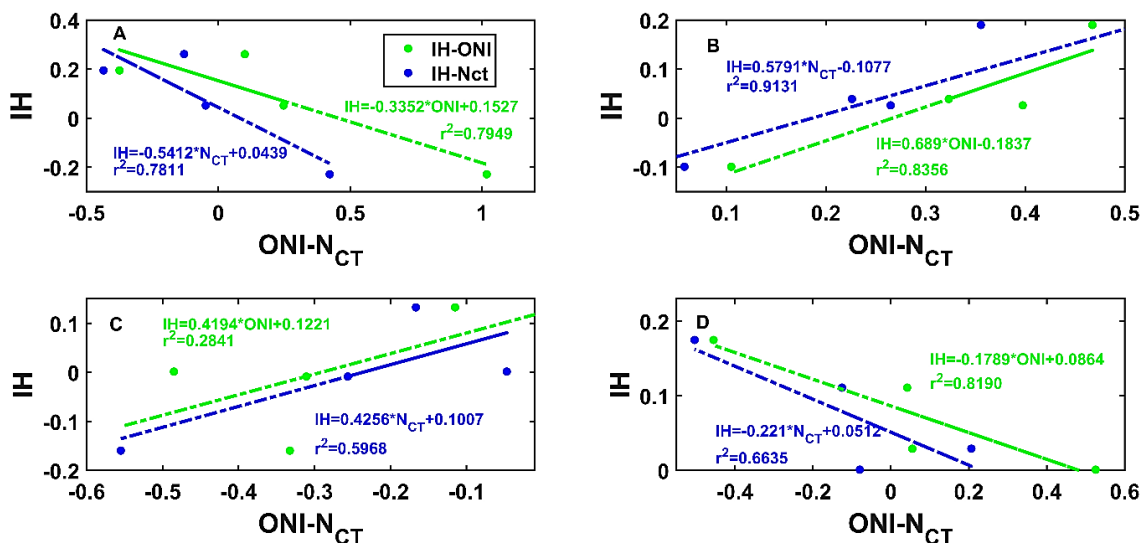


Figura 21. Relación entre índices de histéresis (IH) y oceánicos ONI y N_{CT} para los cuatrimestres y el promedio anual de los años 1986 (A), 1993 (B), 2001(C) y 2005(D).

Se ha observado que las relaciones entre los índices pueden ser directas (ver figuras B y C) o inversas (ver figuras A y D), como lo indican las pendientes de las rectas. Esta observación se debe al sentido y la forma de los bucles para cada caso. Cuando el bucle es dextrógiro la pendiente de la correlación es negativa y cuando hay mezcla entre dextro- y levógiro (bucle en forma de 8) la pendiente es positiva. Como se advirtió en la sección 3.2.2, el ciclo mensual de histéresis es dextrógiro entre el inicio y la mitad del año y se invierte p al final del año, lo cual también fue observado en la mayoría de los bucles mensuales de años sin fenómeno ENSO (ver

figura 4). Sin embargo, en algunos casos, el bucle es dextrógiro, sobre todo, cuando disminuye la escorrentía media anual.

Para evaluar la bondad de los ajustes se calcularon los valores de los coeficientes de determinación R^2 . En gran parte de los años analizados alguna de las dos correlaciones elaboradas tiene valores del coeficiente R^2 superiores a 0.6, aunque en algunos años como 1990 y 2006, los valores fueron menores. También se realizó una prueba Anova de cada uno de los ajustes, encontrando los valores de probabilidad de excedencia F ($F < p$), que indican la semejanza entre los datos. La tabla 15 resume los resultados.

Para elaborar un ajuste general entre los índices en años sin ENSO, se seleccionaron las series de registros que presentaron un mejor ajuste, representado por los coeficientes R^2 y menores valores de F, como los de los años 1986, 1993, 2004 y 2005, ya que, como se referenció anteriormente, estos se corresponden con los periodos en que hay correlación entre el caudal y la concentración de sedimentos. La correlación general se puede consultar en la figura 22.

Tabla 15. Coeficientes de determinación R^2 y valor de la probabilidad asociada, de la prueba Anova para las relaciones entre índices mensuales de histéresis y oceánicos en años sin fenómenos ENSO.

Año	IH-ONI			IH-Nct		
	R^2	F	Diferencia entre los datos (Anova)	R^2	F	Diferencia entre los datos (Anova)
1986	0.795	7.37×10^{-8}	No significativa	0.781	4.65×10^{-9}	No significativa
1990	0.289	1.33×10^{-8}	No significativa	0.049	3.38	Significativa
1993	0.836	6.58×10^{-8}	No significativa	0.913	0.052	No Significativa
2001	0.284	0.283	No significativa	0.597	8.77×10^{-6}	No significativa
2004	0.480	1.31×10^{-7}	No significativa	0.988	2.35×10^{-6}	No significativa
2005	0.819	1.06×10^{-7}	No significativa	0.664	1.94×10^{-8}	No significativa
2006	0.016	0.0043	No significativa	0.093	0.0039	No significativa

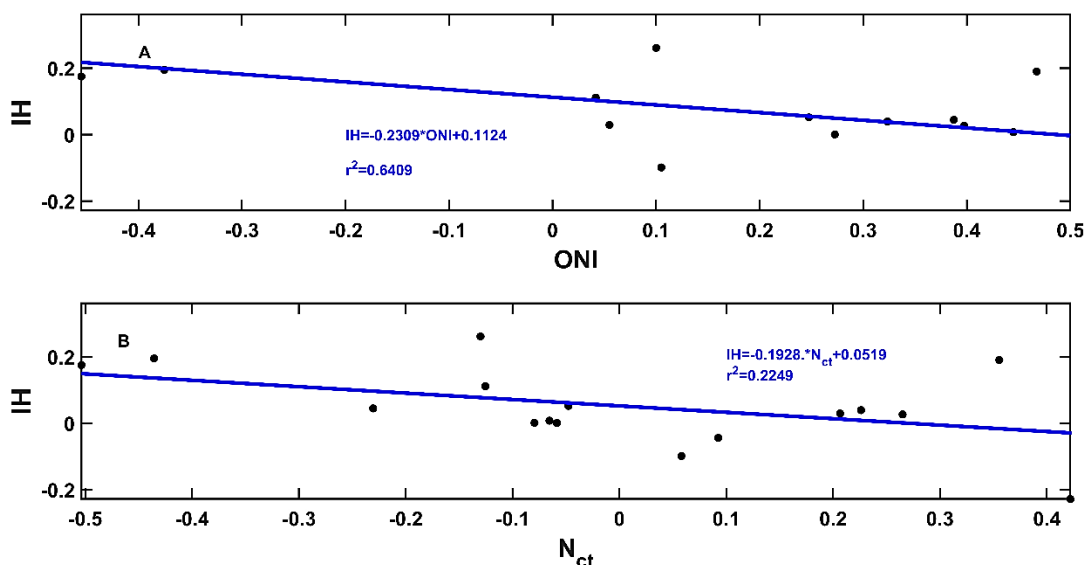


Figura 22. Relación entre índices mensuales de histéresis y oceánicos ONI (A) y N_{ct} (B) elaborada empleando los registros de años sin fenómeno ENSO.

Se pudo ajustar una recta con pendiente negativa para ambos índices, lo que indica que la relación es inversamente proporcional, teniéndose en la transición a periodos intermensuales húmedos, valores bajos de los índices climáticos y ciclos dextrógiros. También, el coeficiente R^2 indica que se trata de una correlación mejor entre los índices de histéresis y ONI.

A escala mensual, durante años sin fenómeno ENSO, la forma y magnitud del bucle depende de las condiciones climáticas bimodales anteriormente descritas, que también pueden ser caracterizadas de alguna manera por los índices oceánicos. Una condición interesante se puede observar en meses relativamente húmedos o secos, ya que el valor del índice atmosférico correspondiente es negativo o positivo, respectivamente, en la mayor parte de los casos y dichos valores se asocian al aumento o reducción de las corrientes de aire húmedas procedentes del océano Pacífico, aunque se ve que la inversión levógiro de final de año, que la transición de condiciones húmedas a secas hace que predomine un valor positivo.

7.2.2. Relaciones entre índices mensuales de años con fenómeno del Niño.

Se han analizado los ciclos de histéresis formados a escala mensual en años con fenómeno de El Niño de gran magnitud, como lo son 1977, 1987, 1991-1992, 2002 y 2015. Las correlaciones obtenidas entre los índices mensuales ENSO y la histéresis se presentan para 4 casos en la figura 23.

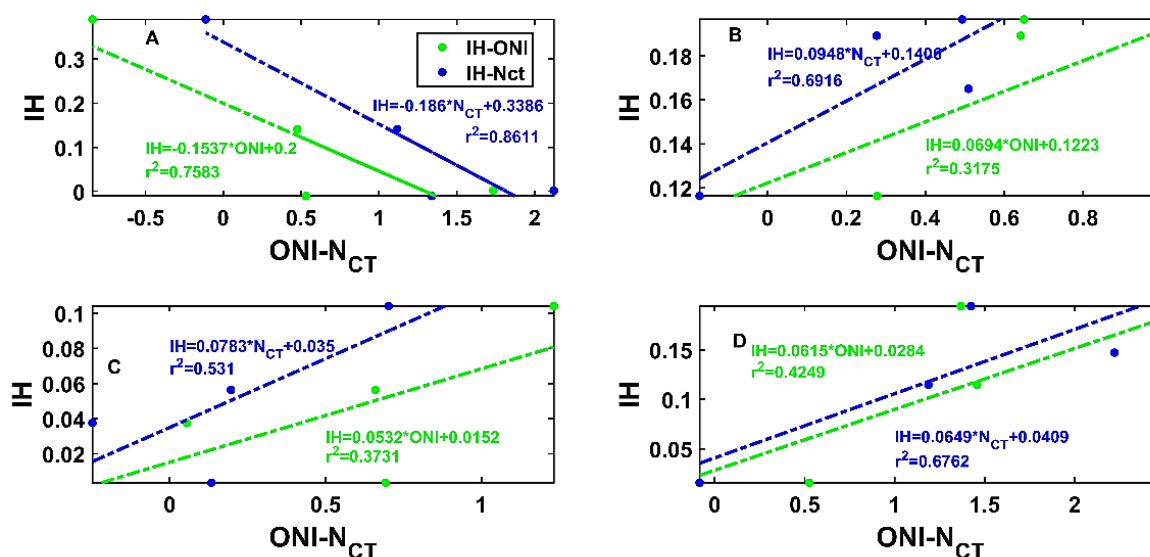


Figura 23. Relación entre índices trimestrales de histéresis y oceánicos ONI y N_{CT} para de los años 1983 (A), 1991 (B), 2002(C) y 2015(D).

Tanto en la figura anterior como en las demás series analizadas, la mayor parte de los ajustes lineales obtenidos para años con incidencia del fenómeno del Niño, muestran una relación proporcional entre ambos parámetros, por lo cual, la pendiente de las rectas es positiva. Como se ha mencionado a lo largo de este capítulo, en estos periodos hay una reducción en las lluvias y, por ende, en la escorrentía y la generación de sedimentos, lo cual se puede evidenciar en la generación de ciclos dextrógiros en la transición mensual. También, la intensidad de los fenómenos de El Niño se manifiesta en el valor positivo de los índices ENSO.

Además, se debe tener en cuenta que en los bucles de la mayor parte de años con fenómeno de El Niño no hay inversión final del sentido de giro, asociada a la recesión del hidrograma a final de año y no se superan las capacidades umbrales de transporte de sedimentos, como si ocurre en años sin ENSO o con fenómeno de la Niña.

Con respecto a los coeficientes de correlación se observa que, en la mayor parte de los casos, por lo menos uno de los ajustes con los índices ENSO evaluados es superior a 0.5, lo cual se puede verificar en la tabla 16.

Siguiendo los criterios predefinidos se seleccionaron los años con mejor correlación para construir el ajuste general de los años con fenómeno de El Niño, el cual se muestra en la figura 24.

A diferencia de los resultados obtenidos para años sin fenómeno ENSO, el índice climático de mejor ajuste con la histéresis fue el N_{ct} como lo indican los coeficientes de determinación R^2 presentados en los análisis individuales y total.

Tabla 16. Coeficientes de determinación R^2 y resultados de la prueba Anova para las relaciones entre índices mensuales de histéresis y oceánicos para años con fenómenos de El Niño.

Año	IH-ONI			IH-Nct		
	R^2	F	Diferencia entre los datos (Anova)	R^2	F	Diferencia entre los datos (Anova)
1977	0.1109	2.89×10^{-9}	No significativa	-	-	No significativa
1983	0.7583	0.001	No significativa	0.8611	2.00×10^{-7}	No significativa
1987	0.3039	9.40×10^{-10}	No significativa	0.0002	13.1	Significativa
1991	0.3175	3.39×10^{-6}	No significativa	0.6916	6.37×10^{-7}	No significativa
2002	0.3731	8.36×10^{-6}	No significativa	0.5310	7.97×10^{-7}	No significativa
2015	0.4249	1.79×10^{-6}	No significativa	0.6762	3.49×10^{-7}	No significativa

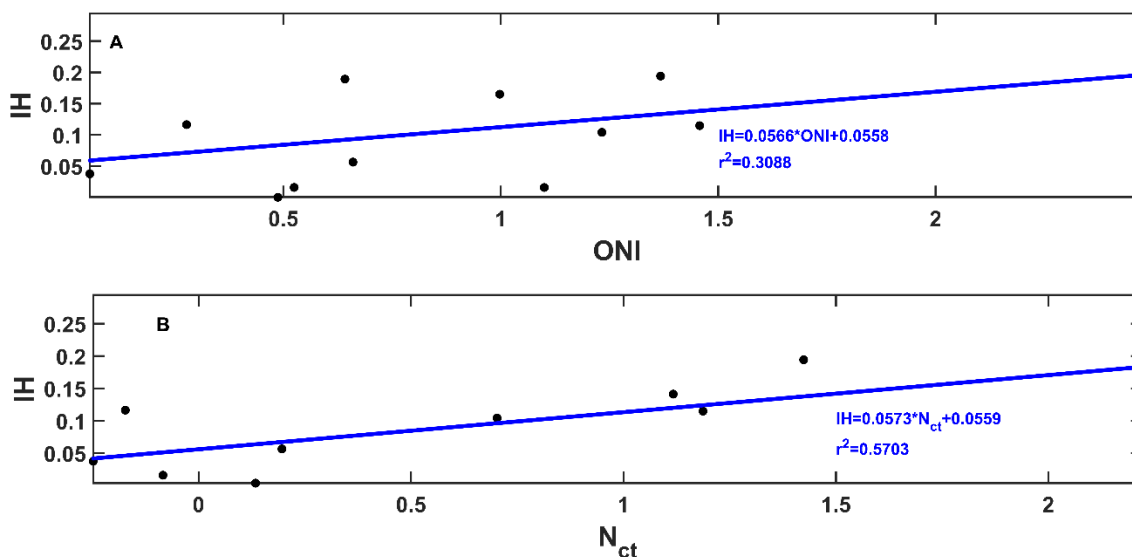


Figura 24. Relación entre índices mensuales de histéresis y oceánicos ONI (A) y N_{ct} (B) elaborada en años con fenómenos de El Niño.

La recta de ajuste obtenida para el grupo de registros sigue la misma tendencia evidenciada en los casos individuales, por lo que se puede afirmar que el efecto de los fenómenos de El Niño en los procesos de producción y transporte de sedimentos genera una relación directamente proporcional entre los índices de histéresis y oceánicos.

7.2.3. Relaciones entre índices mensuales de años con fenomeno de La Niña.

Se evaluaron los años con incidencia del fenómeno de La Niña, 1985, 1999, 2008, 2010 y 2011. En este análisis, también se han obtenido las correlaciones lineales, de las cuales se presentan algunos casos en la figura 25.

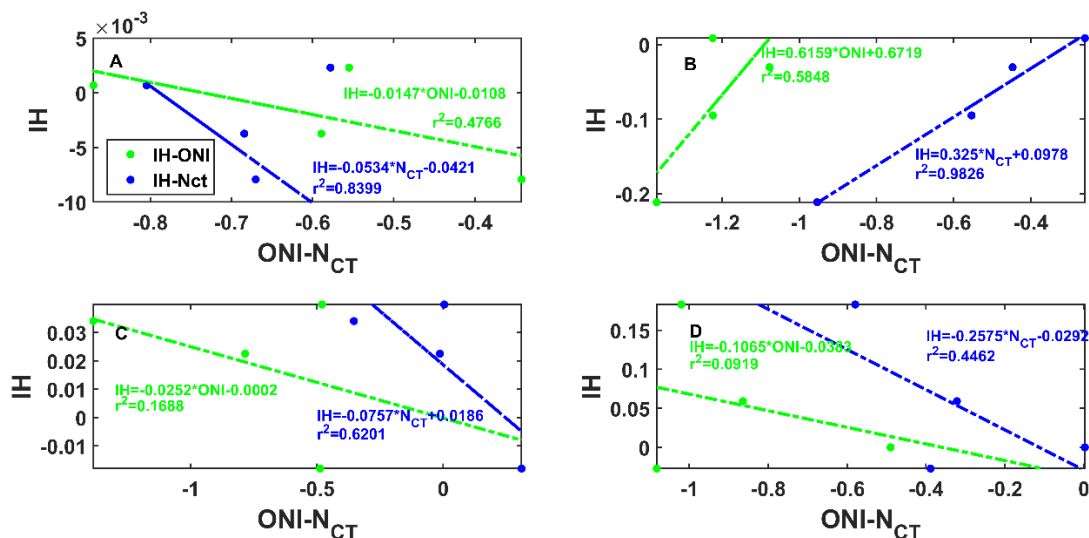


Figura 25. Relación entre índices de histéresis, IH, y oceánicos ONI y N_{CT} para los trimestres de los años 1985 (A), 1999 (B), 2008(C) y 2011(D).

En la mayoría de los casos analizados se detecta una relación inversa entre los índices, lo cual es opuesto a los resultados obtenidos para los años con fenómeno de El Niño y similar a lo visto en años normales. Además, se notó que en la medida en que aumenta la magnitud del fenómeno de La Niña, se reduce el coeficiente de determinación R^2 .

Aunque las tendencias parecen ser similares a las obtenidas para los años normales, las pendientes de las rectas de ajuste son mayores. Una posible causa de la referenciada situación puede estar asociada a que la inversión levógiara en años con fenómeno de La Niña o condiciones más húmedas de lo habitual es más rápida y extensa que en años normales.

En la mayor parte de los casos estudiados, los coeficientes de correlación del ajuste de la histéresis con respecto al índice ENSO, N_{CT} , son superiores a 0.6, como se puede consultar en la tabla 17.

Tabla 17. Coeficientes de determinación R^2 de las relaciones entre índices de histéresis, IH, y oceánicos.

Año	IH-ONI			IH-Nct		
	R^2	F	Diferencia entre los datos (Anova)	R^2	F	Diferencia entre los datos (Anova)
1985	0.4766	5.06×10^{-5}	No significativa	0.8399	1.01	Significativa
1999	0.5848	2.91×10^{-8}	No significativa	0.9826	3.64×10^{-8}	No significativa
2008	0.1688	1.16×10^{-5}	No significativa	0.6201	2.23×10^{-10}	No significativa
2010	0.2219	4.21×10^{-7}	No significativa	0.2189	1.47×10^{-6}	No significativa
2011	0.0919	6.18×10^{-9}	No significativa	0.4462	1.06×10^{-6}	No significativa

De acuerdo con los análisis estadísticos se han seleccionado varios años en los que se aprecia una marcada influencia del fenómeno de La Niña, por lo que se han reagrupado como se muestra en la figura 26.

Se aprecia una relación inversamente proporcional entre los índices evaluados, como se puede ver en las rectas con pendientes negativas. Tales tendencias son contrarias a las obtenidas para años con el fenómeno de El Niño. A diferencia de los demás periodos evaluados, las correlaciones entre los índices en periodos con incidencia del fenómeno de La Niña muestran menor grado ajuste, pues los coeficientes R^2 están por debajo de 0.6, lo cual puede indicar que la relación inmediata entre los procesos de producción y transporte de sedimentos se pierda al agotarse sus reservorios por la excesiva escorrentía. Esto se comprueba también, comparando las concentraciones máximas de sedimento medidas con las capacidades de transporte estimadas, que en casi todos los casos superan los valores umbrales, que originan descensos continuados en los sedimentogramas.

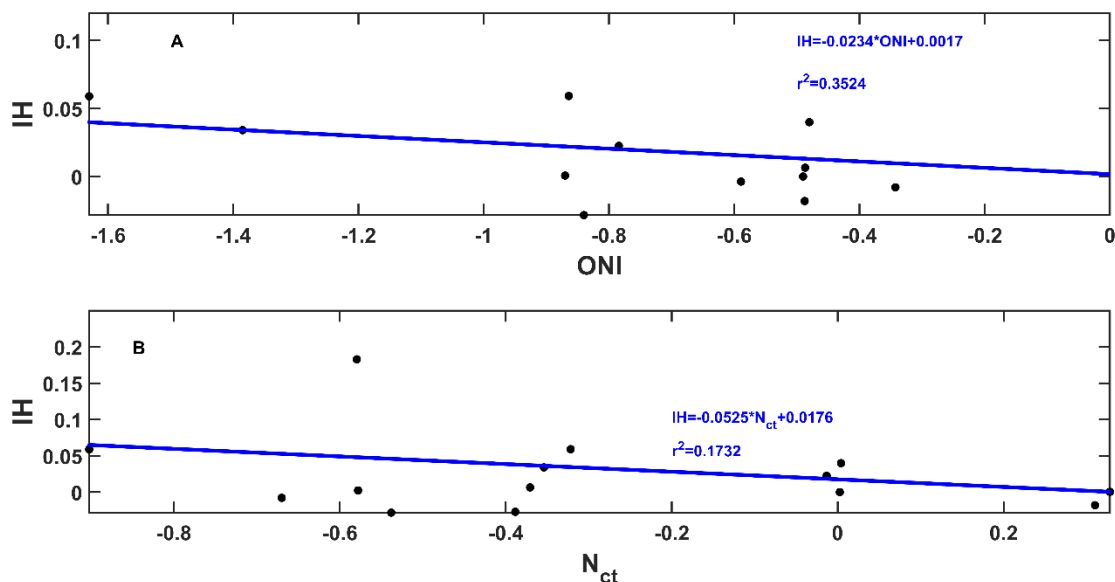


Figura 26. Relación entre índices de histéresis, IH, y oceánicos ONI (A) y N_{ct} (B) elaborada empleando los registros mensuales depurados de años con fenómeno de La Niña.

7.3. RELACIONES ENTRE PATRONES CLIMATICOS INTRA-MENSUALES E INDICES DE HISTÉRESIS DIARIOS

Debido a que los índices ENSO se miden mensualmente, se han comparado todos los valores de los de histéresis obtenidos para los ciclos diarios seleccionados, con el índice oceánico correspondiente al mes de las mediciones. Los resultados del ajuste se muestran en la figura 27.

Se observa que, para los casos analizados, en los cuales se incluyen meses con y sin fenómeno ENSO, predominan las tendencias inversamente proporcionales y que la histéresis se correlaciona mejor con el índice ONI.

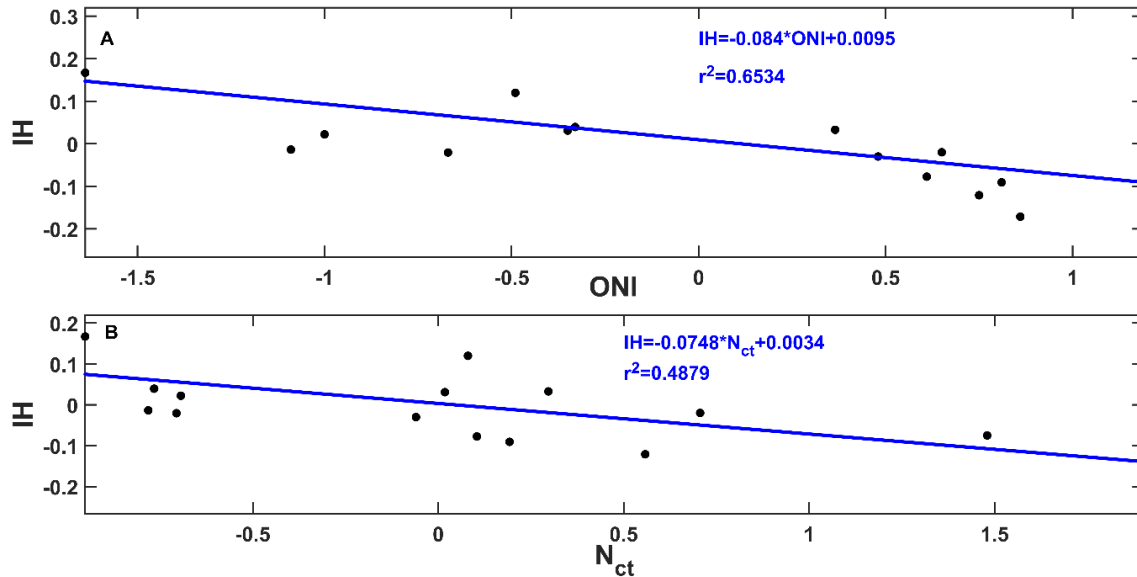


Figura 27. Relación entre índices de histéresis y oceánicos ONI (A) y N_{ct} (B) elaborada empleando los registros diarios de los bucles de histéresis analizados en la sección 3.3.

Los análisis de los ciclos de histéresis a escala diaria muestran que los procesos de transporte de sedimentos están muy influenciados por la precipitación recogida en los chubascos previos en una escala temporal corta y la localización de estos episodios en la cuenca, como se ha explicado antes. Sin embargo, también se puede ver una relación directa en algunos casos entre los índices de histéresis y ENSO medidos para el mes correspondiente a los episodios. Se nota como las tendencias dextróginas y levóginas tienden a predominar cuando el valor del índice Oceánico es bajo y alto, y que en esos casos las condiciones del mes son predominantemente húmedas o secas, respectivamente.

Parece que los índices oceánicos están relacionados con la magnitud, forma y sentido de giro de los bucles de histéresis en las tres escalas temporales usadas. Según lo anteriormente descrito, los índices Oceánicos no sólo permiten identificar la formación de fenómenos ENSO, además, permiten en muchos casos identificar

regímenes climáticos de escala local, porque pueden caracterizar de alguna manera los efectos de la circulación de los vientos procedentes del Océano Pacífico, que parecen tener gran influencia en la zona donde se localiza el río Tonusco.

De todas formas, conviene ampliar el tamaño de las series analizadas, sobre todo, en la escala diaria, para validar las tendencias. De acuerdo con todo lo expuesto anteriormente, se ha podido establecer que el análisis de los ciclos de histéresis permite entender la dinámica de producción y transporte de sedimentos y escorrentías en la cuenca y sus relaciones con la climatología regional y local. Además, se ha visto que los episodios meteorológicos, depende de la circulación de vientos procedentes del Océano Pacífico, no sólo durante la incidencia de fenómenos ENSO, ya que los procesos de transporte de sedimentos en diferentes escalas temporales pueden ser caracterizados con el uso de los índices oceánicos. Se debe tener en cuenta que la cuenca del Tonusco se encuentra al noroeste de Colombia, zona muy cercana al Océano Pacífico y el mar Caribe.



REFERENCIAS

- Aich, V., Zimmermann, A., Elsenbeer, H., 2014. Quantification and interpretation of suspended-sediment discharge hysteresis patterns: How much data do we need? *CATENA* 122, 120–129. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.06.020>
- Arango, Y., Velázquez, C., 2016. Dinámica del clima y la vegetación de los últimos 200 años del Holoceno en el humedal La Bramadora (Antioquia - Colombia). Universidad Nacional, Escuela de Geociencias, Medellín, Colombia (In Spanish).
- Arias, P.A., Martínez, J.A., Vieira, S.C., 2015. Moisture sources to the 2010–2012 anomalous wet season in northern South America. *Clim. Dyn.* 45, 2861–2884. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2511-7>
- Chanat, J.G., Rice, K.C., Hornberger, G.M., 2002. Consistency of patterns in concentration-discharge plots. *Water Resour. Res.* 38, 22-1-22–10. <https://doi.org/10.1029/2001WR000971>
- Evans, C., Davies, T.D., 1998. Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry. *Water Resour. Res.* 34, 129–137. <https://doi.org/10.1029/97WR01881>
- House, W.A., Warwick, M.S., 1998. Hysteresis of the solute concentration/discharge relationship in rivers during storms. *Water Res.* 32, 2279–2290. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(97\)00473-9](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(97)00473-9)
- Krueger, T., Freer, J., Quinon, J.N., Macleod, C.J.A., 2007. Processes affecting transfer of sediment and colloids, with associated phosphorus, from intensively farmed grasslands: a critical note on modelling of phosphorus transfers. *Hydrol. Process.* 21, 557–562. <https://doi.org/10.1002/hyp.6596>
- Lawler, D.M., Petts, G.E., Foster, I.D.L., Harper, S., 2006. Turbidity dynamics during spring storm events in an urban headwater river system: The Upper Tame, West Midlands, UK. *Sci Total Env.* 360 (1), 109–126. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2005.08.032>
- Lloyd, C., Freer, J., Johnes, P., Collins, A., 2016. Using hysteresis analysis of high-resolution water quality monitoring data, including uncertainty, to infer controls on nutrient and sediment transfer in catchments | Elsevier Enhanced Reader. *Sci. Total Environ.* 543, 388–404. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.11.028>
- Lorente, A., García Ruiz, J.M., Arnáez Vadillo, J., Martí Bono, C.E., Beguería, S., Lorente, A., García Ruiz, J.M., Arnáez Vadillo, J., Martí Bono, C.E., Beguería, S., 2000. La exportación de sedimentos en suspensión en una cuenca de campos abandonados, Pirineo Central español. *Cuaternario Geomorfol.* 14 (1–2), 21–34.
- Mahmoodabadi, M., Ghadiri, H., Rose, C., Yu, B., Rafahi, H., Rouhipour, H., 2014. Evaluation of GUEST and WEPP with a new approach for the determination of sediment transport capacity. *J. Hydrol.* 513, 413–421. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.03.060>
- Meyer, L.D., Wischmeier, W.H., 1969. Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Amer Soc Agr Eng Trans Asae* 12, 754–758.
- Morera, S.B., Condom, T., Crave, A., Steer, P., Guyot, J.L., 2017. The impact of extreme El Niño events on modern sediment transport along the western Peruvian Andes (1968–2012). *Sci Rep* 7 (1), 1–14. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-12220-x>
- Niño Piña, O., 2015. Identificación de correlaciones entre la arga de Lavado y algunos parámetros geomorfológicos y de uso de suelo en la cuenca del río Cauca. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia (In Spanish).
- Rose, L.A., Karwan, D.L., Godsey, S.E., 2018. Concentration–discharge relationships describe solute and sediment mobilization, reaction, and transport at event and longer timescales. *Hydrol. Process.* 32, 2829–2844. <https://doi.org/10.1002/hyp.13235>
- Sander, G.C., Zheng, T., Heng, P., Zhong, Y., Barry, D.A., 2012. Sustainable soil and water resources: modelling soil erosion and its impact on the environment, in: *Modelling and*



- Simulation Society of Australia and New Zealand Inc. Presented at the 19th international congress on modelling and simulation, Perth, Australia.
- Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J., 2016. Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment. *Sci. Total Environ.*, 5th Special Issue SCARCE: River Conservation under Multiple stressors: Integration of ecological status, pollution and hydrological variability 540, 114–132. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.075>
- Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J., 2014. PATRONES DE HISTÉRESIS DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN EN UNA CUENCA MEDITERRANEA DE MONTAÑA, in: XIII Reunión Nacional de Geomorfología, XIII. Presented at the Avances de la Geomorfología en España 2012-2014, Sociedad Española de Geomorfología, Cáceres, pp. 159–163. <https://doi.org/10.13140/2.1.1911.9367>
- Urrea, V., Ochoa, A., Mesa, O., 2019. Seasonality of Rainfall in Colombia. *Water Resour. Res.* 55, 4149–4162. <https://doi.org/10.1029/2018WR023316>
- Williams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.* 111, 89–106. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90254-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90254-0)
- Wood, P.A., 1977. Controls of Variation in Suspended Sediment Concentration in the River Rother, West Sussex, England. *Sedimentology* 24, 437–445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00131.x>
- Wu, B., Wang, Z., Shen, N., Wang, S., 2016. Modelling sediment transport capacity of rill flow for loess sediments on steep slopes. *CATENA* 147, 453–462. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.030>
- Yang, C.-C., Lee, K.T., 2018. Analysis of flow-sediment rating curve hysteresis based on flow and sediment travel time estimations. *Int. J. Sediment Res.* 33, 171–182. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2017.10.003>



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

CONCLUSIONES



CONCLUSIONES

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

Elaborado por:

Juan Pablo García Montoya

Tutores:

Tom Vanwalleghem

Juan Vicente Giráldez Cervera



UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

Córdoba (España), 2018

ORIGINAL



UNIVERSIDAD DE CORDOBA

“EVALUACIÓN Y MODELACIÓN DE PROCESOS EROSIVOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA CUENCA DEL RÍO TONUSCO (ANTIOQUIA, COLOMBIA)”

CONCLUSIONES



CONCLUSIONES

La geomorfología de gran parte de la cuenca del río Tonusco aumenta el riesgo de erosión del suelo y de deslizamientos de laderas, al encontrarse en una zona montañosa de la cordillera de los Andes. El relieve escarpado, con pendientes superiores al 20%, incluso mayores al 50% en algunos casos; y la litología y edafología con extensos depósitos sedimentarios mezclados con rocas metamórficas y suelos de texturas finas, hacen que los excesos de lluvia al escurrir sobre el suelo arranquen y arrastren partículas sólidas que se evacúan hacia los grandes ríos de la cuenca o se depositan bloqueando parcialmente sus cauces.

Las conclusiones principales de esta tesis pueden resumirse como

1. La variación climática recurrente en diferentes escalas temporales aumenta el potencial erosivo en toda la cuenca, en la que se alternan periodos muy lluviosos con abundantes flujos de escorrentías, generando una gran masa de sedimentos con periodos secos en los que predomina la evapotranspiración, con la consecuente pérdida de cobertura vegetal que deja al suelo sin protección contra la erosión cuando llegan los próximos chubascos. Esto se observó principalmente, en los periodos intermensuales e interanuales. En los primeros, hay una distribución bimodal de la lluvia con dos periodos más secos en el primer y tercer trimestre del año. En la escala interanual se analizó la incidencia de los fenómenos ENSO, con reducciones medias de un 48.7% en la producción de sedimentos en años del Niño, en los que la lluvia anual se reduce entre un 20% y un 40%, y aumenta hasta un valor medio del 59.7% en los periodos de La Niña, pues la precipitación anual tiene incrementos entre el 34% y 200%. En los episodios de La Niña más intensos, se advirtió también que la escorrentía elimina los depósitos superficiales de sedimentos.



2. La vegetación de la región media y baja de la cuenca es muy susceptible a la dinámica climática, pues el bosque seco tropical, reduce su cubierta durante las sequías. Mediante el índice NDVI se comprobó una disminución de la cobertura vegetal densa pasando de ocupar el 79.5% al 68.9% del área de la cuenca, y un aumento de la cobertura mediana y ligera cambiando del 5.67% al 16.1% y del 0.37% al 0.83%, respectivamente. Entre los años 1986 y 2019, la pérdida de densidad de la cobertura vegetal se ha acelerado, probablemente por intervenciones antrópicas que la han cambiado por cultivos y pasturas, o simplemente por deforestación para urbanización del territorio. Los resultados de la cuenca del Tonusco coinciden con los de otras tres cuencas similares de la región. Se estimó que la cobertura vegetal densa, en los últimos 20 años se redujo en un 25% extendiéndose la vegetación menos densa y los suelos desnudos, pasando de tener valores entre 0.1% y 0.3% hasta el 1.5%, y la vegetación de densidad intermedia, que incluye cultivos y pastos, incrementándose desde valores entre el 1.5% y 2.5% hasta un 10.2%. Este cambio podría estar relacionado también con la despoblación provocada por el conflicto armado en Colombia de los años 90, que generó migración de habitantes, seguida por un retorno después de la década del 2000 por el proceso de paz. La elevada deforestación reduce su reverdecimiento en periodos lluviosos. Esto se ha detectado por el aumento de la pérdida de suelo en los últimos 20 años, pasando de valores medios de $24.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ a $38.7 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, independientemente de los efectos de los fenómenos de La Niña antecedentes y posteriores al año 2000.
3. Del total de sedimentos generados en la cuenca por erosión y deslizamientos, se depositan en la red fluvial de la cuenca entre un 1.94% y 49.5%. Como era de esperar, las mayores acumulaciones de sedimentos ocurrieron durante los episodios de La Niña posteriores al año 2000, un 87% superiores en promedio. Los resultados también muestran la reducción en la aportación de sedimentos



durante los episodios del Niño. En promedio, el río Tonusco puede aportar a la cuenca del río Cauca $1.13 \text{ Gg km}^{-2}\text{año}^{-1}$, un valor que está muy por encima de los datos observados para el Cauca, Magdalena y otras cuencas similares de la región. En este análisis se ha elaborado un modelo semi-distribuido de aportación de sedimentos, SEDD, calibrado para cuencas tropicales, el cual puede ser una herramienta de gestión de estos territorios.

4. Los deslizamientos de ladera también contribuyen a la generación de sedimentos en la cuenca del río Tonusco. Esto se comprobó con la identificación de 36 episodios durante los últimos 20 años. Este análisis permitió establecer la probabilidad de ocurrencia en regiones de alta pendiente, con suelos de texturas finas y en periodos de alta pluviosidad. En muchos episodios, la intervención antrópica, modificando o eliminando las coberturas vegetales, aceleró los procesos de deslizamiento. Con todos estos factores se estimó la distribución espacial y temporal del riesgo de deslizamiento, evaluando el factor de seguridad de las laderas, con lo que se puede predecir la ocurrencia de condiciones de riesgo. También se evaluó la aportación anual de sedimentos por deslizamientos de ladera, que representan entre el 0.00% y el 6.32% del total de pérdidas de suelo.
5. Finalmente, se analizaron las relaciones entre la descarga y sedimentos, detectando la formación de ciclos de histéresis debidos a la interacción de los factores limitantes, evaluados por los tiempos de tránsito de caudales líquidos y sólidos. La magnitud de estos bucles fue evaluada con índices de histéresis con los que se advirtió la relevancia de los episodios climáticos como los ENSO a diferentes escalas temporales. Se detectó que, en la escala interanual, en el cambio entre el fenómeno del Niño y el restablecimiento de las condiciones hidrológicas o el paso hacia La Niña, la mayoría de los ciclos tienen sentido levógiro, mientras que cuando ocurre lo opuesto el sentido es dextrógiro. Cuando se combinan los tres periodos, el Niño, sin ENSO y La Niña, puede



ocurrir una inversión del ciclo, que genera bucles con forma de ocho. En la escala mensual, bajo condiciones hidrológicas normales, también los bucles de histéresis siguen las tendencias observadas en la transición de periodos secos a húmedos y viceversa. En los primeros dos trimestres del año el bucle se muestra dextrógiro. Al final del año, en el segundo periodo húmedo, se produce una inversión levógira.

6. Como se ha indicado, la geomorfología de la zona tiene gran incidencia en los procesos de producción y transporte de sedimentos, sin embargo, el comportamiento del suelo es esencial en estos procesos, aunque no se ha podido evaluar adecuadamente las propiedades de los suelos de la cuenca. Por ello convendría hacer un estudio detallado de los suelos, tanto en su aspecto físico como en su interacción con la vegetación del bosque seco tropical. Así mismo, es necesario realizar un análisis minucioso de los sedimentos y su movimiento por la cuenca, explorando la conectividad de sus diferentes afluentes. De la misma forma, aunque se conocen muy bien los efectos del clima los procesos investigados, no se exploraron con detalle los efectos que pueden tener procesos globales, como el calentamiento general, que podrían contribuir a la magnificación de la erosión por la concentración temporal de la precipitación en chubascos muy intensos en la región andina y al aumento de la evapotranspiración que podrían ocasionar largos periodos de sequía. Es necesario, además de estudiar la dinámica de la meteorización de la roca y formación del suelo, explorar la eficiencia de prácticas de conservación y de reciclado de los sedimentos que se depositan en vías y estructuras fluviales, con el fin de mantenerlas limpias y controlar la sedimentación que afecta la calidad del agua para abastecimiento humano y proyectos hidroeléctricos que hay en el río Cauca.