

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA

FACULTAD DE INGENIERÍA

ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA HIDRÁULICA



**“CAPACIDAD DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DE LADERA
POR EROSIÓN HÍDRICA EN ZONAS DE FUERTE Y BAJA
EROSIÓN EN LA CUENCA RONQUILLO”**

TESIS

Para optar el título profesional de:

INGENIERO HIDRÁULICO

Autor:

Bach. MICHAEL SÁNCHEZ MUÑOZ

Asesor:

DR. LUIS VÁSQUEZ RAMÍREZ

CAJAMARCA – PERU

AGRADECIMIENTO

Al Fondo Nacional de desarrollo Científico y Tecnológico (FONDECYT), institución promotora y financiera en la realización del proyecto “Influencia de los ecosistemas andinos en la erosión y conservación de los suelos, e identificación de su rol en la regulación del recurso hídrico en grandes ciudades altoandinas”, al cual pertenece la presente investigación.

A mi Co-Asesor PhD. Sergio Byron Morera Julca, Investigador Científico Principal de la Unidad de Hidrología y Suelos del Instituto Geofísico del Perú, y coordinador del proyecto, ya que gracias a su iniciativa de realizar investigación en Cajamarca logré llegar a formar parte de su equipo de trabajo, por su excelente asesoramiento y constante apoyo desde el inicio hasta la culminación de la presente investigación y por incentivarme a continuar con los estudios de investigación científica. Agradecerle también al Dr. Luis Vásquez Ramírez por su labor como maestro y asesor, quien me brindó aportes que permitieron consolidar las metas trazadas de la investigación realizada.

A las instituciones que apoyaron con diversas actividades como lo son la Universidad Nacional de Cajamarca, E.P.S. SEDACAJ, equipo de logística, operadores y al Instituto Geofísico del Perú (IGP); quienes complementaron las labores necesarias para culminar el proyecto.

A mis padres Florencio Vera y Marina Muñoz.

CONTENIDO

Capítulo I. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento del problema	1
1.2 Formulación del problema.....	2
1.3 Objetivos.....	2
a. Objetivo general	2
b. Objetivos específicos	2
1.4 Justificación	2
1.5 Limitaciones de la investigación	3
1.6 Delimitación de la investigación	3
Capítulo II. MARCO TEÓRICO	4
2.1 Antecedentes teóricos de la investigación	4
2.2 Bases teóricas	6
2.2.1 Erosión del suelo	6
2.2.2 Erosión hídrica.....	7
2.2.3 Ecuación universal revisada de pérdida de suelo	8
a. Factor de erosividad de la lluvia (R)	10
b. Factor de erodabilidad del suelo (K)	11
c. Factores de longitud y grado de la pendiente (LS).....	12
d. Factor de uso y manejo (C).....	14
e. Factor de prácticas de cultivo (P)	15
2.2.4 Transporte de sedimentos	15
a. Ecuación de Yalin (1963).....	20
b. Ecuación simplificada de Yalin (Finkner et al. 1989).....	21
c. Ecuación de Engelund y Hansen (1967)	21
d. Ecuación de Yang (1973)	22
e. Ecuación de Ali et al. (2013).....	22
f. Ecuación de Govers (1990).....	23

g.	Ecuación de Beasley et al. (1982)	23
2.2.5	Transporte de sedimentos por gota de lluvia	24
a.	Relación entre la energía cinética de la lluvia y la intensidad de lluvia... 24	
2.2.6	Transporte de sedimentos por corriente de flujo	25
2.2.7	Transporte de sedimentos e infiltración	27
2.2.8	Transporte de sedimentos y pendiente	27
2.2.9	Transporte de sedimentos y la cobertura vegetal.....	28
2.2.10	Transporte de sedimentos y prácticas agrícolas	29
2.2.11	Parcelas de erosión	29
2.2.12	Trampa de sedimentos	29
2.2.13	Calibración del modelo físico.....	30
a.	Coefficiente de correlación.....	31
b.	Coefficiente de determinación (R^2)	31
c.	Eficiencia del modelo (NS)	31
d.	Error medio cuadrático (RMSE)	32
e.	Sesgo relativo (RB)	32
f.	RMSE/MAE.....	32
Capítulo III. MATERIALES Y MÉTODOS		33
3.1	Ubicación geográfica.....	33
3.2	Procedimiento.....	34
3.2.1	Localización y ubicación de zonas de fuerte y baja erosión.....	35
a.	Delimitación de erosión hídrica en la cuenca – Método RUSLE.....	35
b.	Cobertura vegetal en zonas de fuerte y baja erosión	35
c.	Muestreo aleatorio estratificado	36
d.	Asignación de parcelas experimentales según pendiente.....	36
e.	Diseño e instalación de las trampas de sedimentos	37
3.1.2	Determinación morfológica e hidrológica de las laderas de estudio	38
3.1.3	Recolección de información de capacidad de transporte de sedimentos.....	38

3.3 Tratamiento y análisis de datos	38
3.3.1 Calibración y optimización.....	38
3.3.2 Estimación de transporte de sedimentos.....	38
Capítulo IV. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	40
4.1 Áreas erosionadas	40
4.2 Trampas de sedimentos	40
4.3 Información hidrológica	42
4.4 Calibración de modelo físico.....	44
4.5 Capacidad de transporte de sedimentos finos y gruesos.....	45
4.6 Efecto de la intensidad máxima en la capacidad de transporte de sedimentos....	46
4.7 Efecto de la intensidad promedio en el transporte de sedimentos	47
4.8 Efecto de la pendiente en la capacidad de transporte de sedimentos	49
4.9 Efecto de la cobertura vegetal en la capacidad de transporte de sedimentos	51
4.10 Efecto combinado de la intensidad promedio, máxima y duración de la tormenta en la capacidad de transporte de sedimentos	54
4.11 Estimación empírica del efecto de la intensidad de la lluvia en el transporte de sedimentos	56
4.12 Estimación empírica del efecto de la escorrentía de la lluvia en el transporte de sedimentos	57
4.13 Estimación empírica del efecto combinado de la energía cinética y la pendiente en el transporte de sedimentos.....	59
4.14 Estimación empírica del efecto combinado de la escorrentía superficial y la pendiente en el transporte de sedimentos	59
Capítulo V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	61
5.1 Conclusiones.....	61
5.1 Recomendaciones	62
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
ANEXOS	72

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 Clasificación de la erosión hídrica	10
Tabla 2: Factor de uso y manejo (C)	14
Tabla 3: Factor de práctica (P)	15
Tabla 4 Funciones de la capacidad de transporte de sedimentos.	18
Tabla 5: Constantes por gota de lluvia en el transporte de sedimentos	24
Tabla 6: Valores para μ y β según el tipo de lluvia	25
Tabla 7 Clasificación de la erosión en la cuenca del río Ronquillo	35
Tabla 8 Cobertura vegetal de las zonas de estudio	35
Tabla 9 Número de parcelas experimentales instaladas según estratos.....	36
Tabla 10 Pendiente media de cada zona de estudio.....	37
Tabla 11 Fórmulas para la estimación del transporte de sedimentos	39
Tabla 12 Resumen de trampas instaladas	41
Tabla 13 Transporte de sedimentos vs intensidad máxima en la zona Z1	46
Tabla 14 Transporte de sedimentos vs intensidad máxima en la zona Z2	47
Tabla 15 Transporte de sedimentos vs intensidad media en la zona Z1.....	48
Tabla 16 Transporte de sedimentos vs intensidad media en la zona Z2.....	48
Tabla 17 Prueba estadística del efecto de la intensidad promedio	49
Tabla 18 Prueba estadística del efecto de la pendiente en Zona Z1	50
Tabla 19 Prueba estadística del efecto de la pendiente en Zona Z2	51
Tabla 20 Estimación del transporte en función de la energía cinética para la zona Z1..	56
Tabla 21 Estimación del transporte en función de la energía cinética para la zona Z2..	57
Tabla 22 Estimación del transporte en función de la escorrentía para la zona Z1	58
Tabla 23 Prueba de muestras emparejadas en función de la escorrentía.....	58
Tabla 24 Estimación del transporte s en función de la escorrentía para la zona Z2.....	59
Tabla 25 Estimación del transporte en función de la energía cinética y la pendiente....	59
Tabla 26 Estimación del transporte en función de escorrentía superficial y pendiente.	60
Tabla 27 Prueba de muestras emparejadas en función de la escorrentía y pendiente	60

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 Mecanismos de erosión del suelo.....	6
Figura 2: Procesos de transporte asociados a las energías de flujo	8
Figura 3 Nomografía de erodabilidad del suelo	12
Figura 4: Mapa general de la cuenca Ronquillo en Perú.....	33
Figura 5 Diagrama de trampas experimentales	37
Figura 6 Erosión potencial hídrica de la cuenca Ronquillo.....	40
Figura 7 Porcentaje de cobertura vegetal en la zona Z1.....	41
Figura 8 Porcentaje de cobertura vegetal en la zona Z2.....	42
Figura 9 Precipitación y toma de muestras en zona Z1: Majadapampa	43
Figura 10 Precipitación y toma de muestras en zona Z2: Ronquillo Alto.....	43
Figura 11 Verificación cruzada de data modelada vs observada.....	44
Figura 12 Transporte de sedimentos finos y gruesos para la zona Z1.....	45
Figura 13 Transporte de sedimentos finos y gruesos para la zona Z2.....	45
Figura 14 Efecto de la pendiente en la zona Z1	50
Figura 15 Efecto de la pendiente en la zona Z2	51
Figura 16 Efecto de la cobertura vegetal en la parcela TM1.....	52
Figura 17 Efecto de la cobertura vegetal en la parcela TM2.....	52
Figura 18 Efecto de la cobertura vegetal en la parcela TM3.....	53
Figura 19 Efecto de la cobertura vegetal en la parcela TM2.....	54
Figura 20 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la zona Z1	55
Figura 21 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la zona Z2.....	55
Figura 22 Factor de erosión por precipitación y escorrentía de la cuenca Ronquillo. ...	73
Figura 23 Factor de longitud y pendiente (LS) de la cuenca Ronquillo.....	73
Figura 24 Factor de erodabilidad (K) de la cuenca Ronquillo	74
Figura 25 Factor de gestión de cobertura (C) de la cuenca Ronquillo	74
Figura 26 Erosión en laderas con pendientes altas	75
Figura 27 Formación de cárcavas en la cuenca Ronquillo	75
Figura 28 Zona Z1 de estudio de baja erosión (Majadapampa)	76
Figura 29 Zona Z1 de estudio de alta erosión (Ronquillo Alto).....	76
Figura 30 Parcela experimental TM1: Avena.....	77
Figura 31 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TM1: Avena.....	77
Figura 32 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TM1: Avena	78

Figura 33 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TM1.	78
Figura 34 Parcela experimental TM2: Rumex spp.	79
Figura 35 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TM2: Rumex spp.	79
Figura 36 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TM2: Rumex spp.	80
Figura 37 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TM2.	80
Figura 38 Parcela experimental TM3: Olluco	81
Figura 39 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TM3: Olluco	81
Figura 40 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TM1: Olluco.	82
Figura 41 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TM3.	82
Figura 42 Parcela experimental TM4: Pino.	83
Figura 43 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TM4: Pino.	83
Figura 44 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TM4: Pino	84
Figura 45 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TM4.	84
Figura 46 Parcela experimental TM5: Paja	85
Figura 47 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TM5: Paja	85
Figura 48 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TM5: Paja.	86
Figura 49 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la TM5	86
Figura 50 Parcela experimental TR1: Desnudo 38°	87
Figura 51 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR1: Desnudo 38°	87
Figura 52 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR1.	88
Figura 53 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR1	88
Figura 54 Parcela experimental TR2: Desnudo 22°	89
Figura 55 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR2: Desnudo 22°	89
Figura 56 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR2: Desnudo 22°	90
Figura 57 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR2	90
Figura 58 Parcela experimental TR3: Aliso	91
Figura 59 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR3: Aliso	91
Figura 60 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR3: Aliso.	92
Figura 61 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR3	92
Figura 62 Parcela experimental TR4: Ciprés	93
Figura 63 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR4: Ciprés	93
Figura 64 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR4: Ciprés	94
Figura 65 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR4	94
Figura 66 Parcela experimental TR5: Cárcava.	95

Figura 67 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR5: Cárcava.....	95
Figura 68 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR5: Cárcava	96
Figura 69 Efecto combinado de la intensidad máxima, media y tiempo de tormenta en el transporte de sedimentos en la parcela TR5	96
Figura 70 Parcela experimental TR6: Cebada.....	97
Figura 71 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR6: Cebada	98
Figura 72 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR6	98
Figura 73 Parcela experimental TR7: Chacra.....	99
Figura 74 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR7: Chacra.....	99
Figura 75 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR7: Chacra	100
Figura 76 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR7	100
Figura 77 Parcela experimental TR8: Pedregoso	101
Figura 78 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR8: Pedregoso	101
Figura 79 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR8: Pedregoso.....	102
Figura 80 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR8	102
Figura 81 Recolección de muestras de sedimentos	103
Figura 82 Recolección en botellas de polietileno.....	103
Figura 83 Separación de granos finos y gruesos de las muestras de sedimentos	104
Figura 84 Filtrado de las muestras de sedimentos.....	104
Figura 85 Secado de las muestras de sedimentos	105
Figura 86 Conservación de muestras.....	105
Figura 87 Análisis granulométrico de parcelas experimentales en la Zona Z1.....	106
Figura 88 Análisis granulométrico de parcelas experimentales en la Zona Z2.....	107

RESUMEN

El presente estudio estima la capacidad de transporte de sedimentos en la cuenca Ronquillo ubicada en los Andes al norte de Perú – Cajamarca realizándose de diciembre del 2017 a mayo del 2018. El enfoque utilizado se basó en la instalación de parcelas experimentales mediante un muestreo estratificado en base a la caracterización de la clasificación de erosión y cobertura vegetal. Se instalaron trece parcelas experimentales de 1 m² en dos zonas: cinco en la zona Z1: Majadapampa, apenas erosionada, y ocho en la zona Z2: Ronquillo Alto, altamente erosionada. Los resultados muestran que la capacidad de transporte de sedimentos promedio en la zona Z1 es de 5.0 g/m²/h; mientras que para la zona Z2 se tiene un transporte de 26.2 g/m²/h. donde el 55% son sedimentos finos. Además, donde existe una mayor presencia de actividad antrópica, debajo de cultivos, caminos y carreteras, el transporte de sedimentos finos aumenta hasta un 80%. El transporte de sedimentos incrementa hasta 2 veces más en un incremento de pendiente de 20°. El aumento de cobertura vegetal en 10% puede disminuir hasta 4 veces el transporte de sedimentos. Finalmente, los eventos de precipitación más agresivos frente al fenómeno de estudio son las tormentas que tienen un tiempo de duración menor a 50 minutos en promedio con picos de precipitación altos mayores a 40 mm/h.

Palabras claves: Transporte de sedimentos, Erosión hídrica, Trampa de sedimentos, Cobertura vegetal, Río Ronquillo.

ABSTRACT

This study estimates the sediment transport capacity in the Ronquillo Basin located in the Andes of northern Peru - Cajamarca from December 2017 to May 2018. The approach used was based on the installation of experimental plots through a stratified sampling based on the characterization of erosion classification and vegetation cover. Thirteen experimental plots of 1 m² were installed in two areas: five in area Z1: Majadapampa, slightly eroded, and eight in area Z2: Ronquillo Alto, highly eroded. The results show that the average sediment transport capacity in zone Z1 is 5.0 g /m²/h; while for zone Z2 there is a transport of 26.2 g/m²/h, where 55% are fine sediments. Furthermore, where there is a greater presence of anthropic activity, under crops, roads and highways, the transport of fine sediments increases up to 80%. Sediment transport increases up to 2 times more in a 20° slope increase. The increase in vegetation cover by 10% can decrease sediment transport up to 4 times. Finally, the most aggressive precipitation events against the study phenomenon are storms that have a duration time of less than 50 minutes on average with high precipitation peaks greater than 40 mm/h

Key words: Sediment transport capacity, Water erosion, Sediment plots, Vegetation cover, Ronquillo River.

Capítulo I. INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

La erosión hídrica es una amenaza ambiental global (Angima et al. 2003) que reduce la productividad de todos los sistemas teniendo efectos in-situ y ex-situ (Erkossa et al. 2015). El efecto directo en el sitio está relacionado con la productividad agronómica restringiendo la demanda de productos agrícolas, pérdida de nutrientes y resistencia del suelo (Lal 1998). El efecto indirecto está relacionado con el sistema hídrico, propiedades fisicoquímicas, turbidez, densidad (Southgate et al. 1990); además de la rápida sedimentación de numerosos reservorios construidos en las últimas décadas (Ben Slimane et al. 2016).

Rocha (2006) afirma que el conocimiento de la magnitud de aporte sólido de una cuenca, producto de la erosión, es de vital importancia para proyectos hidráulicos. Sin embargo, la tasa de transporte de sedimentos varía de una cuenca a otra y a lo largo del tiempo, dificultando la selección del tipo de estructura. Existen muchos casos en Perú donde la sedimentación ha reducido el volumen máximo de almacenamiento de embalses aproximadamente en un 50% en pocos años, lo que se esperaba tener a lo largo de su vida útil (Junes 2012). Además, los eventos extremos son los principales responsables de la carga de sedimentos en estructuras hidráulicas aumentando entre 3 y 60 veces el promedio anual histórico en periodos muy cortos de tiempo (Morera et al. 2017).

La erosión hídrica inicia con el desprendimiento de las partículas del suelo por el gasto de energía que generan las gotas de lluvia (Kinnell 2005). Una vez generado el desprendimiento del suelo, las partículas son transportadas por el agua que fluye; además de que también existe una erosión dentro de este proceso (Kinnell 2006). Estudios recientes muestran que Perú tiene una de las tasas más altas de erosión en toda la vertiente del Pacífico ya sea por actividades antrópicas (Morera et al. 2013) y fuertes precipitaciones, eventos extremos, en la parte norte del Perú (Morera et al. 2017).

La cuenca Ronquillo, ubicado en la sierra norte del Perú, se caracteriza por fuertes descargas de precipitación (octubre-abril) (Krois et al. 2013) donde los coeficientes de escorrentías más altos se observaron en la zona central de la cuenca y las partes altas de la cuenca son menos propensas a la generación de escorrentía superficial (Krois 2016) dando lugar a diferentes tasas de erosión.

1.2 Formulación del problema

¿Cuánto es la capacidad de transporte de sedimentos en zonas de fuerte y baja erosión en la cuenca Ronquillo?

1.3 Objetivos

a. Objetivo general

Estimar la capacidad de transporte de sedimentos en zonas de fuerte y baja erosión en la cuenca Ronquillo

b. Objetivos específicos

- Identificar las zonas de fuerte y baja erosión en la cuenca Ronquillo.
- Estimar la influencia de la intensidad de las precipitaciones y características de suelo (cobertura y pendiente) en el transporte de sedimentos en zonas de fuerte y baja erosión en la cuenca Ronquillo.
- Estimar empíricamente el efecto de la energía cinética, escorrentía y pendiente en la capacidad del transporte de sedimentos.

1.4 Justificación

La presente investigación está dentro del marco del proyecto MoSARD (Monitoreo de los Sedimentos Ante Riesgos y Desastres) del IGP que consiste en fortalecer la investigación en la línea de erosión y transporte de sedimentos en la vertiente del atlántico y así posicionarse a nivel nacional y posteriormente en Sudamérica.

Es necesario acortar la brecha existente en los estudios de la capacidad de transporte sedimentos a lo largo de la cadena de montañas de los Andes tropicales, incluyendo la cuenca Ronquillo y de manera especial en las zonas de alta erosión ya que el transporte depende de diversos factores como suelo local, lluvias y condiciones de flujos que son propios de cada área de estudio.

Se debe fomentar medidas sustentables de conservación del suelo y el agua de la cuenca que sean adecuadas en términos biofísicos y socioeconómicos en los paisajes ya que las pérdidas financieras sufridas por degradación del suelo son sustanciales.

1.5 Limitaciones de la investigación

La alteración del microrelieve al momento de instalar las trampas de sedimentos puede haber modificado la erodabilidad del suelo y generar error en los resultados finales.

No existe data puntual para definir los tipos de suelo existentes en la cuenca Ronquillo.

No se analizó el transporte de sedimentos mediante estudios existentes basados en análisis teóricos ya que se utilizan diferentes parámetros que son complejos para medir en campo y estimar la tensión de cizallamiento, potencia unitaria del flujo, potencia del flujo, potencia de flujo crítica, entre otros.

1.6 Delimitación de la investigación

La presente investigación se desarrolló en la cuenca del río Ronquillo a partir de diciembre del 2017 a mayo del 2018, análisis de campo, y de mayo a diciembre del 2018 la fase de laboratorio y gabinete.

La presente investigación se limita a las condiciones medias de movimiento de los sedimentos arrastrados a través de la medición final después de cada evento de lluvia, teniendo tiempo de tormenta, intensidades media y máxima de la precipitación, carga de sedimentos, infiltración y precipitación efectiva.

Se determinó parcelas experimentales de 1m x 1m para limitar el área y evitar la evolución o cambios de flujo de laminar a turbulento; además de evitar el estudio de la interconectividad de sedimentos y la diferencia del comportamiento de la filtración a lo largo de la longitud de la pendiente.

No se considera la pendiente como parte del muestreo estratificado ya que las capacidades de transporte cambian de manera inconsistente en pendientes con umbral de 30°. Por ello, se gestionará como un muestreo por conveniencia seleccionando pendientes alrededor de 16°-30° como primera opción. Además, esta característica multiplicaría la cantidad de parcelas experimentales y dificultaría el tiempo de análisis de muestreo.

Capítulo II. MARCO TEÓRICO

2.1 Antecedentes teóricos de la investigación

Bryan (2000) en su estudio “Erodabilidad del suelo y procesos de erosión hídrica en la ladera de la colina Rorke” en Canadá se enfocó en una investigación experimental sobre la erosión de surcos y con lluvia simulada para la predicción de la erosión del suelo basada en eventos. Se encontró que la resistencia a las fuerzas erosivas está determinada principalmente por las propiedades del suelo, que por lo tanto son críticas para determinar los patrones espaciales y temporales de transporte de sedimentos en las laderas, lo que afecta no solo la evolución de las laderas, sino también los patrones de entrega de sedimentos en las cuencas de drenaje a todas las escalas. Los cambios de propiedad entre y durante las tormentas de lluvia pueden afectar dramáticamente la incidencia e intensidad de la erosión del suelo y, por lo tanto, la respuesta de erosión de laderas a corto y largo plazo.

Zheng y He (2012) en su estudio “Cambio de la rugosidad de la superficie del suelo de la erosión por salpicaduras” realizó una investigación de laboratorio sobre los cambios de rugosidad durante todo el proceso de erosión del suelo. Se estimó que bajo una intensidad de precipitación de 0.68 mm/min la rugosidad de la superficie del suelo aumenta en función a la pendiente. Bajo la intensidad de lluvia de 1.5 mm/min, la rugosidad de la superficie del suelo disminuyó en la pendiente. El cambio de la rugosidad de la superficie del suelo aumentó en la pendiente de las tierras de cultivo, y el cambio de la rugosidad de la superficie del suelo aumentó primero y luego disminuyó para otras pendientes con la creciente intensidad de la lluvia

Sabino et al. (2017) realizaron un “Atlas de Erosión de Suelos por Regiones Hidrológicas del Perú” encontrando características diferenciadas en cada cuenca hidrográfica debido a la variabilidad del clima y el relieve del territorio. La región andina presenta la más alta tasa de erosión siendo la pendiente y la intensidad de las precipitaciones los factores condicionantes. En la región hidrográfica del Pacífico, se ha cuantificado tasas de erosión comprendidas entre 26.2 Tn/ha/año y 81.0 Tn/ha/año que corresponde a las regiones hidrológicas Pacífico 3 y Pacífico 5, respectivamente. Así mismo, en la región Pacífico 5

se ha determinado que el 26% de su territorio está afectado por erosión en grado Alto y Muy Alto, según la clasificación de FAO. En la región hidrográfica del Atlántico, se ha cuantificado la menor tasa de erosión en la región Atlántico 8, con 0.01 Tn/ha/año. En la región Atlántico 10, el nivel de erosión ha sido estimado en 162.0 Tn/ha/año. En esta última región se ha determinado que el 39% de su territorio está afectado por erosión en grado de Alto y Muy Alto. Además, en la región hidrográfica del Pacífico, los Eventos lluviosos de El Niño 1982-83 y 1997-98 han ocasionado la más alta tasa de erosión en las regiones hidrológicas Pacífico 3, Pacífico 4, Pacífico 5 y Pacífico 6. En las regiones Pacífico 1 y Pacífico 2, la mayor tasa de erosión se presentó durante Eventos La Niña, como lo ocurrido el 2000-2001

Díaz (2018) en sus tesis “Estudio de transporte de sedimentos en la cuenca del río Ronquillo” estimó el transporte de sedimentos de fondo y en suspensión en la cuenca Ronquillo encontrando que la cuenca Ronquillo tiene laderas promedio de 27.92% encontrando un relieve accidentado a lo largo de toda la cuenca. Además, las fórmulas empíricas sobreestiman los sedimentos de fondo real recomendando que solo aplica a eventos normales y que para eventos extremos estos cálculos pueden variar.

Krois (2016) realizó una investigación de conservación de suelos y agua para la cuenca Ronquillo y determinó que las cuencas que rodean Cajamarca se ven afectadas por la degradación de la tierra y la erosión del suelo, esto afecta directamente en las tasas de infiltración y la capacidad de almacenamiento de agua, lo que a su vez aumenta la escorrentía superficial y en consecuencia origina la erosión del suelo; esto sucede especialmente en la temporada de lluvias (Octubre-Abril) donde el 78% de precipitaciones ocurren en estas fechas.

Furchner (2010) realizó una investigación sobre la Caracterización cualitativa y semicualitativa de la erosión del suelo en la cuenca Ronquillo trazó un mapa de las características de erosión del suelo en la parte nororiental de la cuenca y encontró que las formaciones de cárcavas están cerca a la red de caminos de tierra y carretera.

2.2 Bases teóricas

2.2.1 Erosión del suelo

La erosión y sedimentación del suelo por el agua involucra los procesos de desprendimiento, transporte y deposición de sedimentos por el impacto de las gotas de lluvia y el flujo de agua (Renard et al. 1997, Wischmeier y Smith 1978). Las fuerzas principales se originan por el impacto de las gotas de lluvia y el flujo de agua (Maidment 1993).

La Figura 1 muestra los mecanismos de erosión del suelo, en los cuales el agua de las áreas de flujo de la lámina corre bajo ciertas condiciones y forma pequeños surcos. Los riachuelos hacen pequeños canales. Cuando el flujo se concentra, puede causar cierta erosión y se puede transportar mucho material dentro de estos pequeños canales. Algunos suelos son muy susceptibles a la erosión del surco. Los riachuelos se unen gradualmente para formar canales progresivamente más grandes, y el flujo eventualmente se dirige a un flujo establecido. Parte de este flujo se vuelve lo suficientemente grande como para crear barrancos. La erosión del suelo puede pasar desapercibida en las superficies expuestas del suelo a pesar de que las gotas de lluvia están erosionando grandes cantidades de sedimento, pero la erosión puede ser dramática donde el flujo concentrado crea sistemas extensos de surcos y barrancos (Brecheisen y Richter 2014).

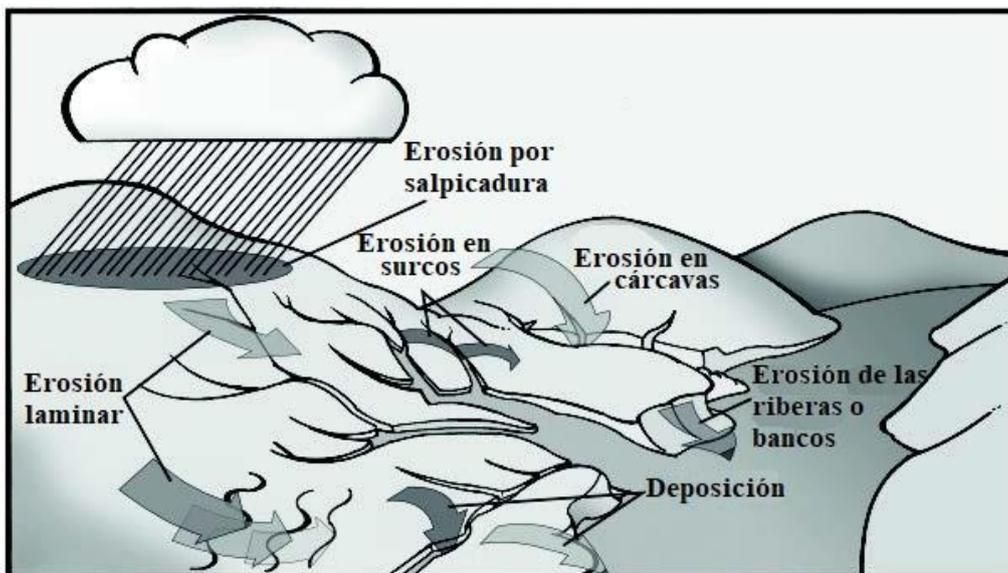


Figura 1 Mecanismos de erosión del suelo
Fuente: (Brecheisen y Richter 2014)

2.2.2 Erosión hídrica

La erosión hídrica refleja los efectos de erosión por impacto de las gotas de lluvia y la tasa de escorrentía que son asociados a los eventos de lluvia (Renard 1997). Si bien, Kinnell (1973) afirma que la erosión del suelo está influenciada por diversos factores como las características físicas del suelo, pendiente, longitud de pendiente, práctica agrícola y la protección mecánica de la erosión; el mayor agente erosivo que causa la erosión laminar es el impacto de las gotas de lluvia y estas gotas están en función de la energía cinética (Bisal 1960, Kinnell 1973, Renard 1997, Sharma et al. 1991).

La erosión causada por la lluvia resulta del gasto de la energía de las gotas de lluvia que caen y del agua que fluye cuando estos dos agentes actúan solos o en conjunto, como resultado se pueden identificar cuatro sistemas de desprendimiento y transporte (Kinnell 2000):

1. Desprendimiento de gotas de lluvia y transporte de salpicaduras (RDST): Material desprendido por el impacto de la gota de lluvia.
2. Desprendimiento de gota de lluvia y transporte de flujo inducido por gota de lluvia (RD-RIFT): El transporte de flujo inducido por las gotas de lluvia opera a través de la acción combinada de las gotas de lluvia y el flujo y opera solo en flujo poco profundo.
3. Desprendimiento de gotas de lluvia y transporte de flujo (RDFT). La cizalla hidráulica del agua que fluye debe ser suficiente para atrapar las partículas desprendidas, pero no es suficiente para separar las partículas del suelo de la matriz del suelo.
4. Desprendimiento de flujo y transporte de flujo (FD-FT). En este sistema, el material es separado y transportado por el flujo sin ninguna participación de gotas de lluvia. Para que esto ocurra, la cizalla hidráulica del agua que fluye debe ser suficiente para separar las partículas del suelo de la matriz del suelo.

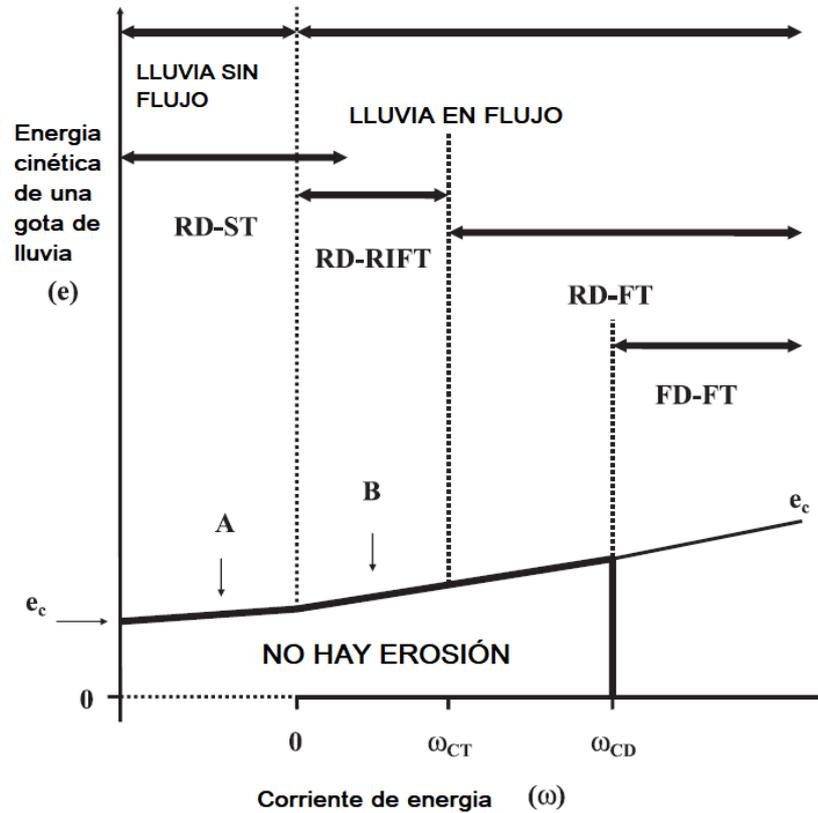


Figura 2: Procesos de transporte asociados a las energías de flujo
Fuente: (Kinnell 2006)

En la Figura 2 se observa la erosión inducida por la gota de agua ocurre cuando la gota excede la e_c (energía crítica de la gota de lluvia). En **A** las gotas de lluvia desprenden la superficie del suelo, en **B** el desprendimiento del suelo sucede cuando se ha desarrollado el flujo. ω_{CT} es la corriente de flujo crítico requerida para arrastrar el material desprendido; mientras que ω_{CD} es el flujo crítico requerido para separar las partículas unidas dentro de la superficie del suelo mantenido por la cohesión y la fricción entre partículas

2.2.3 Ecuación universal revisada de pérdida de suelo

El grado de erosión, degradación específica y rendimiento de sedimentos de las cuencas hidrográficas está relacionado con una interacción compleja entre topografía, geología, clima, suelo, vegetación, uso de la tierra y desarrollos artificiales (Maidment 1993). USLE es el método más utilizado en todo el mundo para predecir las tasas a largo plazo y erosión del surco por unidades de campo o granjas sujetas a diferentes prácticas de manejo.

Wischmeier y Smith (1965) desarrollaron la USLE basándose en datos de muchos años de alrededor de 10,000 pequeñas parcelas de prueba en los Estados Unidos. Cada parcela de prueba tenía una longitud de flujo de aproximadamente 22 m y todas fueron operadas de manera similar, permitiendo combinar las mediciones de pérdida de suelo en una herramienta predictiva. RUSLE fue desarrollado para incorporar nuevas investigaciones desde la publicación anterior de USLE en 1978 (Wischmeier y Smith 1978). Agriculture Handbook 703 (Renard et al. 1997) es una guía para la planificación de la conservación con RUSLE.

La suposición subyacente en RUSLE es que el desprendimiento y el depósito están controlados por el contenido de sedimento del flujo. El material de erosión no tiene una fuente limitada, pero la erosión está limitada por la capacidad de carga del flujo. Cuando la carga de sedimento alcanza la capacidad de carga del flujo, el desprendimiento ya no puede ocurrir.

La sedimentación también debe ocurrir durante la porción de retroceso del hidrograma a medida que disminuye el caudal. La forma básica de la ecuación RUSLE ha permanecido igual, pero las modificaciones en varios de los factores han cambiado. Tanto USLE como RUSLE calculan la erosión anual promedio esperada en las pendientes del campo y se muestran en la siguiente ecuación:

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (1)$$

Donde:

A = Pérdida anual de suelo, expresado en $t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$

R = Energía cinética o erosiva de las precipitaciones, expresado en $\text{Mj} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$

K = Factor erosionabilidad del suelo, expresado en $(t/\text{ha})/(\text{Mj} \cdot \text{mm}/\text{ha} \cdot \text{h})$ (t de suelo perdido por unidad de erosividad).

S = Factor gradiente de la pendiente, adimensional.

L = Factor longitud de la pendiente, adimensional.

C = Factor anual de cobertura de cultivo y manejo, adimensional.

P = Factor prácticas de cultivo, adimensional.

Según la FAO (1979) clasifica los rangos de erosión de suelo en la Tabla 1

Tabla 1 Clasificación de la erosión hídrica

Erosión	Perdida de suelo (t/ha/año)
Ligera	< 10
Moderada	10-50
Alta	50-100
Muy Alta	>100

Fuente: (FAO, 1979)

a. Factor de erosividad de la lluvia (R)

Wischmeier y Smith (1958) derivaron el factor de la lluvia y la erosión de la escorrentía a partir de datos de investigación de muchas fuentes. El factor de erosión por precipitación y escorrentía se define como la suma anual promedio de los valores individuales del índice de erosión por tormentas, EI30, donde E es la energía cinética total de la tormenta e I30 es la intensidad máxima de lluvia en 30 minutos. Para calcular la tormenta EI30, se necesitan datos continuos de intensidad de lluvia. Wischmeier y Smith (1978) recomendaron que se utilicen al menos 20 años de datos de lluvia para acomodar la variación climática natural.

Renard et al. (1997) afirma que el valor numérico utilizado para R en RUSLE debe cuantificar el efecto del impacto de la gota de lluvia y también debe reflejar la cantidad y la tasa de escorrentía que probablemente estén asociadas con la lluvia. El factor de erosión por escorrentía de lluvia (R) derivado por Wischmeier parece cumplir con estos requisitos mejor que cualquiera de los muchos otros parámetros de lluvia y grupos de parámetros probados contra los datos de la parcela.

Wischmeier y Smith (1978) encontraron que el mejor predictor del factor de erosividad por lluvia (R) es:

$$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left[\sum_{K=1}^m (E)(I_{30})_K \right] \quad (2)$$

Donde:

R = factor de erosión por precipitación y escorrentía: el índice de erosión por lluvia más un factor para cualquier escorrentía significativa del deshielo ($Mj \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$).

E = la energía cinética total de la tormenta en cientos de toneladas por acre; I_{30} = la intensidad máxima de lluvia de 30 minutos.

j = el contador de cada año utilizado para producir el promedio.

k = el contador para el número de tormentas en un año.

m = el número de tormentas n cada año.

n = el número de años utilizados para obtener el promedio R.

El potencial de erosión calculado para una tormenta individual generalmente se denomina EI. Por lo tanto, la R anual total es la suma de los valores individuales de EI para cada evento de tormenta de lluvia. La energía de una tormenta de lluvia es una función de la cantidad de lluvia y de todos los componentes de intensidad de la tormenta. El tamaño medio de la gota de lluvia generalmente aumenta con una mayor intensidad de lluvia (Wischmeier y Smith 1958), y la velocidad terminal de las gotas de agua que caen libremente aumenta con un mayor tamaño de gota (Gunn y Kinzer 1949). Wischmeier también descubrió que la relación de energía cinética de lluvia (E), basada en los datos de Laws y Parsons (1943), se expresa mediante la ecuación

$$E = 916 + (313) \cdot \log_{10}(I), \quad I \leq 25.4mm/hr \quad (3)$$

$$E = 1074, \quad I > 25.4mm/hr \quad (4)$$

Donde:

I = Intensidad promedio de la lluvia;

E = Energía cinética en MJ.mm/(ha.h)

b. Factor de erodabilidad del suelo (K)

La erodabilidad del suelo (K) representa la susceptibilidad del suelo o del material de la superficie a la erosión, la transportabilidad del sedimento y la cantidad y tasa de escorrentía dada una entrada de lluvia particular, medida en condiciones estándar (Renard 1997). Los valores de K reflejan la tasa de pérdida de suelo por índice de erosividad de lluvia-escorrentía (R). Los factores de erosión del suelo (K) se obtienen mejor a partir de mediciones directas en parcelas de escorrentía natural. Los estudios de simulación de

lluvia son menos precisos, y las relaciones predictivas son las menos precisas (Romkens 1985). Para una medición directa satisfactoria de la capacidad de erosión del suelo, la erosión de las parcelas de campo debe estudiarse durante períodos que generalmente superan los 5 años (Loch et al. 1998). Por lo tanto, se ha prestado considerable atención a la estimación de la erosión del suelo a partir de atributos del suelo como el tamaño de partícula distribución, contenido de materia orgánica y densidad del suelo erosionado (Wischmeier et al. 1971).

La Figura 3 representa el nomograma utilizado para determinar el factor K para un suelo, en función de su textura; % de limo más arena muy fina, % de arena, % de materia orgánica, estructura del suelo y permeabilidad.

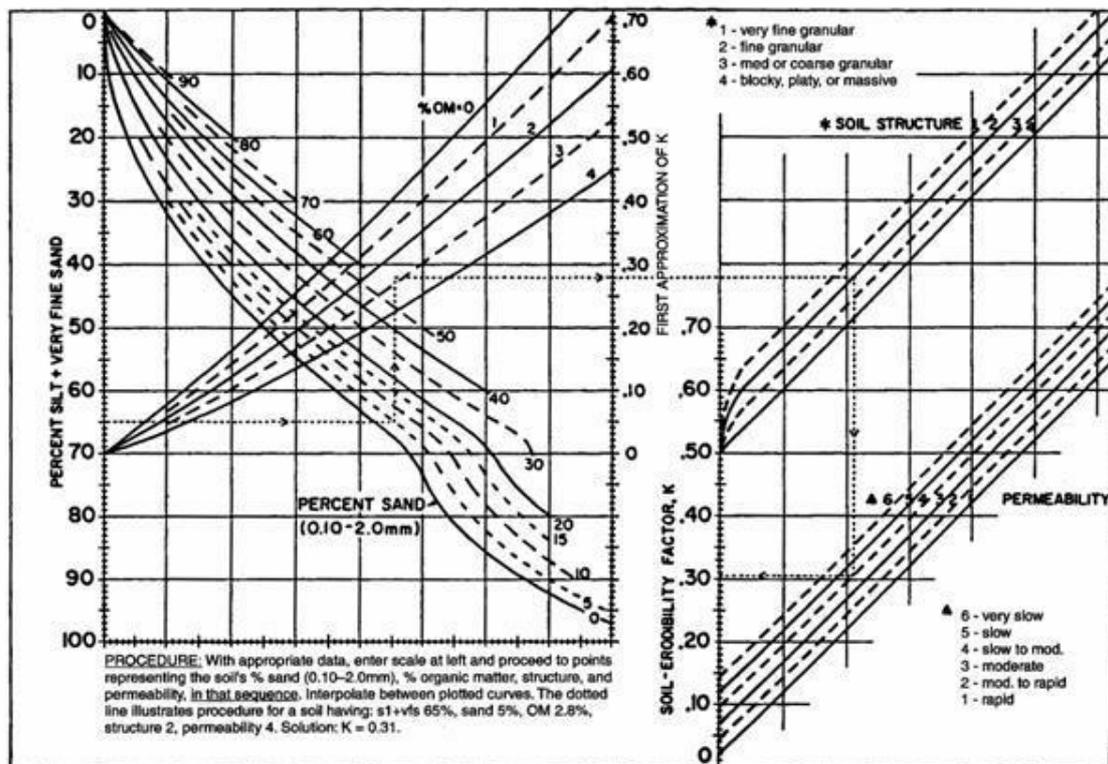


Figura 3 Nomografía de erodabilidad del suelo

Fuente: (Wischmeier y Smith 1978)

c. Factores de longitud y grado de la pendiente (LS)

El efecto de la topografía sobre la erosión del suelo se explica por el factor LS en RUSLE, que combina los efectos de un factor de longitud de pendiente, L, y un factor de inclinación de pendiente, S. En general, a medida que aumenta la longitud de pendiente

(L), el suelo total la erosión y la erosión del suelo por unidad de área aumentan debido a la acumulación progresiva de escorrentía en la dirección de la pendiente descendente. A medida que aumenta la inclinación de la pendiente (S), aumenta la velocidad y la erosividad de la escorrentía.

La longitud de la pendiente (L) se define como la relación de pérdida de suelo desde la longitud de la pendiente del campo a la de una longitud de 72.6 pies en condiciones idénticas. La figura 4.6 presenta el perfil de la longitud de la pendiente. Para las tierras de cultivo, L se evalúa mediante las ecuaciones utilizadas en RUSLE (Renard 1997) con

$$L = \left(\frac{X_h}{72.6} \right)^m \quad (5)$$

Donde:

X_h = longitud de la pendiente horizontal en metros (m)

m = exponente de longitud de pendiente variable.

m está relacionado con la relación de erosión de surcos a erosión entre surcos por la siguiente ecuación:

$$m = \frac{\epsilon}{(1+\epsilon)} \quad (6)$$

ϵ es calculado para condiciones en las que el suelo es moderadamente susceptible a la erosión del surco y entre surcos utilizando la siguiente ecuación:

$$\epsilon = \frac{\sin \theta}{0.0896 [3.0 (\sin \theta)^{0.8} + 0.56]} \quad (7)$$

Donde:

θ = Ángulo de la pendiente

La inclinación de la pendiente (S) se define como la relación entre la pérdida de suelo del gradiente de pendiente del campo y la de una pendiente del 9% en condiciones idénticas.

La ecuación de inclinación de pendiente RUSLE es la siguiente (Renard 1997):

$$\begin{aligned} S &= 10.8 \cdot \sin \theta + 0.03; \sigma \leq 9\% \\ S &= 16.8 \cdot \sin \theta + 0.50; \sigma > 9\% \end{aligned} \quad (8)$$

Donde:

θ = El ángulo de la pendiente

σ = La pendiente del gradiente en porcentaje.

d. Factor de uso y manejo (C)

El factor de manejo de la cubierta (C) representa los efectos de la vegetación, el manejo y las prácticas de control de la erosión en la pérdida de suelo. Al igual que con otros factores RUSLE, el valor C es una relación que compara las condiciones de superficie existentes en un sitio con las condiciones estándar del diagrama unitario como se definió en capítulos anteriores (Renard 1997).

RUSLE utiliza un método de subfactor para calcular las relaciones de pérdida de suelo, que son las relaciones de pérdida de suelo en cualquier momento dado en la secuencia de gestión de la cobertura respecto a la pérdida de suelo desde la condición estándar. Los subfactores utilizados para calcular el valor de la relación de pérdida de suelo son el uso previo de la tierra, la cubierta de la superficie, la rugosidad de la superficie y la humedad del suelo (Nearing et al. 1989)

Hay dos opciones de factor C en RUSLE, una opción de tiempo invariante y una opción de tiempo variable (Lands et al. 1998). Básicamente, Wischmeier y Smith (1978) propusieron que el factor de manejo de la cobertura (C) varía de 0,0001 a 0,009 en el área forestal no perturbada (Tabla 4.4).

Tabla 2: Factor de uso y manejo (C)

Porcentaje de área cubierta por copas de árboles y maleza	Porcentaje del área cubierta por al menos 5 cm en profundidad	Factor C
100 - 75	100 – 90	0.0001 - 0.001
70 - 45	85 – 75	0.002 - 0.004
40 - 20	70 – 40	0.003 - 0.009

Fuente: (Wischmeier y Smith 1978)

e. Factor de prácticas de cultivo (P)

El factor de práctica de soporte (P) en RUSLE se define como la relación entre la pérdida de suelo con una práctica de soporte específica y la pérdida de suelo correspondiente con la labranza recta ascendente y descendente. El factor P explica las prácticas de control que reducen el potencial de erosión de la escorrentía por su influencia en los patrones de drenaje, la concentración de escorrentía, la velocidad de escorrentía y las fuerzas hidráulicas ejercidas por la escorrentía en el suelo. Las prácticas mecánicas de apoyo incluyen los efectos de contorneado, recorte o terrazas.

El factor de práctica de soporte se calcula en función de la relación entre las terrazas y la pendiente en las áreas de campo de cultivos y se estima de acuerdo con la relación entre el contorno y la pendiente en las áreas de campo de cultivo. La Tabla 3 presenta el factor de práctica de soporte (P)

Tabla 3: Factor de práctica (P)

Pendiente (%)	Contorneado	Recorte de tiras	Terrazas
0.0 - 7.0	0.55	0.27	0.10
7.0 - 11.3	0.60	0.30	0.12
11.3 - 17.6	0.80	0.40	0.16
17.6 - 26.8	0.90	0.45	0.18
26.8 >	1.00	0.50	0.20

Fuente: (Wischmeier y Smith 1978)

2.2.4 Transporte de sedimentos

El transporte o arrastre se refiere al movimiento de cantos rodados y partículas de suelo por el principal agente de transporte que es la escorrentía superficial (Quispe 2018) .

La intensidad y duración de las lluvias son datos de importancia, ya que las lluvias con altas intensidades en cortos periodos, presentan una mayor actividad erosiva en los suelos e incrementen los volúmenes de escurrimiento superficiales (ENA 1974).

En general, la degradación del suelo aumenta con el tamaño de las partículas del suelo, mientras que la tasa de transporte aumenta, al bajar dicho tamaño. Las partículas de arcilla se desprenden con mayor dificultad que los granos de arena, pero son más fáciles de ser transportados (FAO 1976)

La OEA (1973), indica que una vez que los sedimentos salen de las zonas erosionadas causan daños aguas abajo. Estas zonas de acumulación de sedimentos causan varios problemas como desborde de los ríos, disminución de las posibilidades de navegabilidad, pérdidas de vida útil de las represas y problemas en las plantas hidroeléctricas.

La capacidad de transporte de sedimentos del flujo terrestre, definida como el flujo máximo de sedimentos que una corriente puede transportar, es esencial para la mayoría de los modelos de erosión del suelo basados físicamente. Como una forma conveniente de cuantificar la velocidad de transporte de sedimentos, los modelos anteriores de flujo terrestre a menudo utilizan fórmulas de carga de lecho desarrolladas para flujos de corrientes, que involucran varios factores dominantes, como la fuerza de tracción, el esfuerzo cortante, la potencia de la corriente unitaria o la potencia de la corriente (Ali et al. 2012)

El transporte de sedimentos es un proceso importante en la erosión del suelo de captación porque a través de este proceso se eliminan los sedimentos erosionados de la cuenca. Con mucho, el agente de transporte más importante en la mayor parte del mundo es el flujo de agua, que también puede ser una causa importante de erosión. El agua puede transportar sedimentos de varias maneras (Hessel y Jetten 2007).

Además de esta distinción, el flujo de agua a menudo se subdivide en flujo terrestre y flujo de canal (o flujo de corriente). Existen varias diferencias entre el flujo de río y el flujo terrestre

- El flujo terrestre es mucho menos profundo. El flujo superficial exhibe ondulación, por lo que las condiciones de flujo cambian continuamente (Alonso et al. 1981)
- El flujo terrestre está mucho más influenciado por la rugosidad de la superficie y el impacto de las gotas de lluvia (Alonso et al. 1981)
- La saltación e incluso la suspensión pueden estar limitadas en el flujo terrestre debido a la pequeña profundidad del flujo, por lo que es probable que el transporte de carga sea el modo de transporte dominante (Julien y Simons 1985).
- En las zonas altas, las superficies del suelo suelen ser más cohesivas que en los canales aluviales (Smith 1997).
- El flujo de río suele ser turbulento, mientras que el flujo terrestre puede ser turbulento o laminar (Julien y Simons 1985).

- Las pendientes suelen ser mucho más pronunciadas en el caso del flujo por tierra que en el caso del flujo de la corriente (por ejemplo, Govers (1992)).

La inclinación de la pendiente y la escorrentía son probablemente los factores de control más importantes en el transporte de sedimentos. Ambos son muy diferentes para el flujo de corriente y el flujo terrestre (Hessel y Jetten 2007).

Se han desarrollado muchas ecuaciones empíricas para predecir la capacidad de transporte. La mayoría de las ecuaciones predicen el transporte a partir de una combinación de velocidad de flujo, descarga, profundidad del agua, pendiente de energía y características de las partículas. Estas ecuaciones se pueden subdividir en ecuaciones de carga de cama y ecuaciones de carga total, pero también en ecuaciones de flujo terrestre y ecuaciones de flujo de canal. Los experimentos con canales se han utilizado a menudo para derivar las ecuaciones. Como Beschta (1987) señaló, cada ecuación generalmente se ha desarrollado para un rango limitado de condiciones y cuando se usa en la aplicación de campo, las tasas de transporte estimadas para las diferentes ecuaciones pueden variar en varios órdenes de magnitud. Por lo tanto, se debe ser muy cauteloso al aplicar las capacidades de transporte de canales derivadas de laboratorio a las condiciones de campo, ya que las ecuaciones resultantes generalmente solo son aplicables a las condiciones para las que se desarrollaron. Como se señaló anteriormente, el flujo del canal y el flujo terrestre difieren de varias maneras. Por lo tanto, es peligroso aplicar ecuaciones desarrolladas para el flujo del canal al flujo terrestre y viceversa (Hessel y Jetten 2007).

En los estudios de erosión de parcelas y campos, a menudo no hay flujo de canales en absoluto. Sin embargo, las ecuaciones desarrolladas para el flujo de ríos se han aplicado al flujo en tales parcelas. Una razón para esto es que la cantidad de ecuaciones de transporte que se han desarrollado para el flujo del canal es mucho mayor que la del flujo terrestre. Se encuentran disponibles algunas ecuaciones de transporte para el flujo entre surcos (por ejemplo, Everaert (1991)), pero estas ecuaciones se desarrollaron utilizando parcelas de laboratorio extremadamente pequeñas que tampoco podrían ser representativas de las condiciones de campo. Además, para las cuencas hidrográficas, es probable que ocurra tanto el flujo terrestre como el flujo concentrado. Varios autores han probado el rendimiento de varias ecuaciones diferentes en su conjunto de datos.

Govers (1992) evaluó varias ecuaciones de transporte para su desempeño en el caso del flujo terrestre. Los datos del canal recopilados por Govers (1990) se utilizaron para la

evaluación. Ninguna de las ecuaciones utilizadas funcionó bien en el rango de condiciones probadas, pero la ecuación de Heng (1989) dio los mejores resultados. Sin embargo, sistemáticamente subestimó el transporte para pequeños granos. Govers (1990) descubrió que las ecuaciones simples basadas en el esfuerzo cortante o la potencia de la corriente dieron mejores resultados. Govers (1990) también descubrió que la ecuación de Yang no dio buenos resultados para el flujo terrestre.

Julien y Simons (1985) revisaron una gran cantidad de ecuaciones de transporte disponibles. Razonan que la descarga (q) y la pendiente (S) son los factores de control básicos y que otros parámetros como el esfuerzo cortante y la potencia de la corriente se derivan de estos dos parámetros básicos. Por lo tanto, expresar todas las ecuaciones en términos de q y S hará posible la comparación. Encontraron ecuaciones similares para parcelas de laboratorio, parcelas y ríos. Solo los estudios de canales dieron resultados ligeramente diferentes.

La mayoría de las fórmulas de capacidad de transporte existentes se generaron a partir de análisis teóricos o de relaciones empíricas, y los análisis teóricos se referían sobre todo a las fuerzas de tracción o al gasto de energía para el movimiento de los sedimentos. Al seleccionar las fórmulas (Tabla 4), 1) las funciones deben aplicarse ampliamente para la estimación de la capacidad de transporte de sedimentos; 2) deben evaluarse las ecuaciones de los análisis teóricos y empíricos; y 3) es necesario evaluar las ecuaciones que utilizan el esfuerzo de cizallamiento, la potencia unitaria de corriente y la potencia de corriente

Tabla 4 Funciones de la capacidad de transporte de sedimentos.

Análisis teórico		Sin análisis teórico
Fuerza tractiva	Energía	Forma Empírica
Yalin (1963)($\tau - \tau_{cr}$)	Yang (1973)(P,Pc)	Govers (1990) (S,q)
Engelund y Hansen (1967)(u_*^3)	Ali et al. (2012, 2013)(P-Pc)	Beasley et al. (1982)(S,q)
Finkner et al. (1989) ($\tau - \tau_{cr}$)		Quansah (1981)(Ke,S) Nearing (1998) (q)

Donde:

τ - tensión de cizallamiento,

τ_c - tensión de cizallamiento crítica,

u^* - velocidad de cizallamiento,

P - potencia unitaria del chorro,

Pc - potencia unitaria crítica del chorro,

S - inclinación de la pendiente,

q - descarga del flujo terrestre por unidad de anchura,

qc - descarga unitaria crítica,

Ke – energía cinética

Como factor principal para la predicción de la capacidad de transporte de sedimentos, se consideró la inclinación de la pendiente en cada función, ya sea como un factor individual o en otros parámetros (por ejemplo, la tensión de cizallamiento, la potencia unitaria de la corriente o la potencia de la corriente). Debido a que la mayoría de las condiciones de pendiente plana del flujo de los arroyos, todas las anteriores funciones de capacidad de transporte fluvial se generaron con gradientes de pendiente bajas, y se supuso una relación similar cuando se utilizaron estas funciones en zonas de gran pendiente.

Además, las observaciones de Lei et al. (2001) mostraron que las capacidades de transporte cambiaban de manera inconsistente para las pendientes menores de 30° y mayores de 25° con la misma descarga de flujo unitario, de modo que 30° podría ser una pendiente crítica para los experimentos de erosión y transporte del suelo.

En los estudios existentes basados en análisis teóricos o en relaciones empíricas, se utilizan diferentes parámetros para la estimación de la capacidad de transporte: tensión de cizallamiento, potencia unitaria del flujo y potencia del flujo. El esfuerzo de cizallamiento se define como la fuerza por unidad de superficie mojada que actúa sobre una superficie, y se calcula como Yalin (1963):

$$\tau = \rho_w g h S \quad (9)$$

donde τ es el esfuerzo de cizallamiento (Nm^{-2}),

ρ_w es la densidad del agua (kgm^{-3}),

g es la aceleración debida a la gravedad (ms^{-2}),

h es la profundidad media del flujo (m), y

S es el gradiente de la pendiente (mm^{-1}).

Yang (1973) definió la potencia unitaria de corriente para la predicción en términos de la potencia por unidad de peso del agua, y se calcula de la siguiente manera:

$$P = VS \quad (10)$$

Donde

P es la potencia unitaria del flujo (ms^{-1}), y

V es la velocidad media del flujo (ms^{-1}).

a. Ecuación de Yalin (1963)

Basándose en el análisis de las fuerzas de tracción para las partículas de sedimento, se generó una ecuación para el transporte de sedimentos de carga de lecho en el estudio de Yalin (1963). Se seleccionó la tensión de cizallamiento crítica para determinar el movimiento incipiente de las partículas, y se estimó utilizando la curva de Shields. La ecuación de Yalin fue diseñada para calcular la capacidad de transporte de sedimentos para el flujo turbulento.

$$T_c = \rho_w^{0.5}(s - 1)D_{50}G_\tau^{0.5}(\tau - \tau_{cr}), \quad \tau > \tau_{cr} \quad (11)$$

$$G = \frac{0.635}{\tau_{cr}} \left(1 - \frac{\ln(1 + as)}{as}\right) \quad (12)$$

$$as = \frac{2.45}{s^{0.4}} \frac{1}{\sqrt{\rho_w g D_{50}(s-1)}} (\tau - \tau_{cr})^{0.5} \quad (13)$$

Donde T_c es la capacidad de transporte de sedimentos ($\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$),

ρ_w es la densidad del agua (kgm^{-3}), s es la gravedad específica del sedimento (-),

τ es el esfuerzo de cizallamiento (Nm^{-2}),

τ_{cr} es el esfuerzo de cizallamiento crítico (Nm^{-2}),

D_{50} es el diámetro medio del grano (m), y

g es la aceleración debida a la gravedad (ms^{-2}).

b. Ecuación simplificada de Yalin (Finkner et al. 1989)

El propósito de esta simplificación era obtener una solución de forma cerrada que ahorrara tiempo de cálculo al reducir los requisitos de computación. Esta función simplificada se utiliza en el modelo WEPP para la predicción de la capacidad de transporte de sedimentos. Según el estudio de Foster y Meyer (1972), esta simplificación describe la capacidad de transporte a partir de la ecuación de Yalin sólo cuando la tensión de cizallamiento es mucho mayor que el valor crítico.

$$T_c = K_t \tau_s^{3/2} \quad (14)$$

$$\tau_s = \frac{\gamma f_s}{(8g)^{1/3} f_t^{2/3}} (qS)^{2/3} \quad (15)$$

Donde

K_t es el coeficiente de transporte en esta ecuación ($m^{0.5}s^2kg^{-0.5}$),

τ_s es el esfuerzo de cizallamiento que actúa para desprender el suelo (Nm^{-2}),

γ es el peso específico del agua ($kgm^{-2}s^{-2}$),

f_s es el coeficiente de rugosidad hidráulica total de Darcy-Weisbach para suelos lisos y desnudos, y

f_t es el coeficiente de rugosidad hidráulica total.

c. Ecuación de Engelund y Hansen (1967)

Esta fórmula se obtuvo mediante el análisis de la fuerza de tracción de los granos en la superficie del lecho con dunas y puede utilizarse cuando aparecen las dunas.

$$T_c = \frac{0.05q\rho_w s V u_*^3}{g^2 h D_{50} (s - 1)^2} \quad (16)$$

Donde

u_* es la velocidad de corte (ms^{-1})

d. Ecuación de Yang (1973)

Este estudio se desarrolló sobre la base de la teoría del gasto energético para la estimación de la capacidad de transporte, y la función se derivó mediante un análisis dimensional. Se consideró un amplio conjunto de datos para determinar los coeficientes de esta ecuación.

$$T_c = q10^d \quad (17)$$

$$d = I + J \log\left(\frac{P}{w} - \frac{P_{cr}}{w}\right) \quad (18)$$

$$I = a_1 + a_2 \log\left(\frac{wD_{50}}{\nu}\right) + a_3 \log\left(\frac{u_*}{w}\right) \quad (19)$$

$$J = b_1 + b_2 \log\left(\frac{wD_{50}}{\nu}\right) + b_3 \log\left(\frac{u_*}{w}\right) \quad (20)$$

Donde

P es la potencia unitaria de la corriente (ms^{-1}),

P_{cr} es la potencia unitaria crítica de la corriente (ms^{-1}),

w es la velocidad de sedimentación (ms^{-1}),

ν es la viscosidad cinemática (m^2s^{-1}), y

$a_1, a_2, a_3, b_1, b_2, b_3$ son coeficientes.

Y el cálculo de V_{cr}/w varía de acuerdo al número de Reynolds

$$\frac{V_{cr}}{w} \frac{2.5}{\log\left(\frac{u_* D_{50}}{\nu}\right)} + 0.66; \quad 0 < Re < 70 \quad (21)$$

e. Ecuación de Ali et al. (2013)

Al igual que en el estudio de Yang (1973), la potencia efectiva de la corriente unitaria fue elegida como determinante del movimiento incipiente en Ali (2013), y se estableció una nueva ecuación. Los datos experimentales de Ali et al. (2012) se utilizaron para determinar los coeficientes.

$$T_c = 3.63\rho_s D_{50} w \left[\frac{u_*}{w} \right]^{1.64} \left[\frac{V}{w} \right]^{0.62} \left[\frac{P}{w} - \frac{P_{cr}}{w} \right] \quad (22)$$

Donde

ρ_s es la densidad del sedimento (kgm^{-3}).

f. Ecuación de Govers (1990)

Tras el análisis de correlación entre la capacidad de transporte de sedimentos medida y tres parámetros, entre ellos la tensión de cizallamiento, la potencia unitaria de la corriente y la potencia efectiva de la corriente, se desarrolló una ecuación para la estimación del transporte de sedimentos en la corriente terrestre, que se ha utilizado en el modelo EUROSEM.

$$T_c = \rho_s q c (P - P_{cr})^{rj} \quad (23)$$

$$c = [(D_{50} + 5)/0.32]^{-0.6} \quad (24)$$

$$rj = [(D_{50} + 5)/300]^{0.25} \quad (25)$$

El valor de la potencia de la corriente unitaria crítica P_{cr} podría evaluarse como una constante (0,004 m/s) mediante un análisis de regresión para todos los tamaños de grano en este estudio.

g. Ecuación de Beasley et al. (1982)

En el estudio de Beasley y Huggins (1982), se derivaron un par de ecuaciones para la capacidad de transporte de sedimentos y se utilizaron en el modelo ANSWERS (Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation).

$$T_c = 146S q^{0.5} \quad q \leq 0.046 \quad (26)$$

$$T_c = 14600S q^2 \quad q > 0.046 \quad (27)$$

Donde

T_c es la capacidad de transporte de sedimentos con unidades ($\text{kgm}^{-1}\text{min}^{-1}$), y

q es la descarga de flujo ($\text{m}^2\text{min}^{-1}$).

2.2.5 Transporte de sedimentos por gota de lluvia

Para que el material sea desprendido por una gota de lluvia la energía cinética de una gota de lluvia que impacta en el terreno debe exceder un valor crítico (Sharma et al. 1991), teniendo en cuenta que los suelos presentan diferentes resistencias de desprendimientos se puede esperar que la energía cinética crítica varíen según los materiales del suelo (Kinnell 2005). Además, los efectos de la gradiente sobre el transporte neto por salpicadura son lineales (Moeyersons y De Ploey 1976) y no lineales (Quansah 1981); cuando el efecto es modelado por:

$$Q_{ns} = a K e^b S^c \quad (28)$$

Donde:

Q_{ns} es el material descendente neto en Kgm^{-2}

Ke es la energía cinética de la lluvia en Jm^{-2}

S es la pendiente en porcentaje

a , b y c son constantes que pueden ser determinadas empíricamente.

Además, en la Tabla 5 se muestran los valores que pueden tomar las constantes a , b y c .

Tabla 5: Constantes por gota de lluvia en el transporte de sedimentos

Tipo de suelo	a	b	c
Arena- Arcilla	0.0002-0.0003	0.8-1.1	0.7-1.0
Suelo franco limoso, arcilla limosa, arcilla, marga y arcilla	0.00001	1.2-1.5	1.1-1.4

Fuente: (Quansah 1981)

a. Relación entre la energía cinética de la lluvia y la intensidad de lluvia.

La energía cinética es un parámetro meteorológico donde las mediciones directas no siempre están disponibles, se han propuesto varios tipos de formulaciones matemáticas derivadas de la intensidad de lluvia y los datos de energía cinética a partir de tamaño de gota de lluvia y velocidad (Sharma et al. 1991). Pero, (Salles et al. 2002) describe la energía cinética en función de la intensidad de lluvia:

$$Ke = 1288.17\mu^{-1.34}I^{1+1.34\beta} \quad (29)$$

Donde:

μ y β están relacionados al proceso micro-físico que predomina en el crecimiento de la gota de agua.

I: Intensidad de lluvia en mmh-1

Ke= energía cinética en Jm-2h⁻¹

Tabla 6: Valores para μ y β según el tipo de lluvia

Valores de β	Valores de μ	Tipo de lluvia
0.12 - 0.15	30	Convectiva
0.21	40	Estratiforme

Fuente: (Salles et al. 2002)

2.2.6 Transporte de sedimentos por corriente de flujo

El desprendimiento del suelo no ocurre a menos que el cizallamiento sea mayor o igual a la erodabilidad del suelo (Kinnell 2005), además la erodabilidad del suelo y el esfuerzo cortante son dos indicadores importantes en el modelado de la erosión (Lei et al. 2008). Nearing (1998) expresa la capacidad de transporte de sedimentos mediante:

$$T_c = \frac{q_s}{(1 - D_r/D_c)} \quad (30)$$

Donde:

D_c= Capacidad de desprendimiento por flujo (Kgm⁻¹s⁻¹) (~K)

D_r= Tasa de separación de arroyuelos (Kgm⁻²s⁻¹) (~ Longitud de parcela)

T_c= Capacidad de transporte (kgm⁻¹s⁻¹)

Nearing et al. (1989) expresa el desprendimiento del suelo por corriente de flujo como:

$$D_c = K_r(\tau_f - \tau_c) \quad (31)$$

Donde:

Dc= capacidad de desprendimiento por flujo ($\text{Kg s}^{-1} \text{m}^{-2}$)

Kr= Erodabilidad del suelo.

Tf= Tensión por cizalladura del flujo que actúa sobre el suelo (Pa)

Tc= Tensión por cizalladura crítica del suelo (Pa).

La tensión por cizalladura del flujo se expresa (Lei et al. 2008, Xiao et al. 2017):

$$\tau = \rho g \frac{R_o}{VWt} J \quad (32)$$

Donde:

ρ = densidad específica del agua (Kgm^3)

g= aceleración de la gravedad (ms^{-2})

J= Gradiente de la pendiente (mm^{-1})

R_o = Escorrentía durante el tiempo de observación (m^3)

V= Velocidad de flujo (ms^{-1})

W= Ancho del flujo (m)

t= Tiempo de observación (s)

Xiao et al. (2017) expresa la tasa de separación de arroyuelos como:

$$D_r = \frac{E_r}{LWt} \quad (33)$$

Donde:

E_r = sedimento obtenido durante la observación (Kg)

L= Longitud de la parcela. (m)

La carga de sedimentos q_s ($\text{Kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$) puede ser estimada por:

$$q_s = \frac{R_o}{Wt} \quad (34)$$

2.2.7 Transporte de sedimentos e infiltración

La estimación de la infiltración está determinada por diversos factores como: condiciones de superficie, características del terreno y condiciones ambientales (Haghnazari et al. 2015). Dentro de las condiciones de superficie encontramos la pendiente del terreno, a pesar de que hay numerosas investigaciones entre la relación de la pendiente y la tasa de infiltración parece aún no estar claro, algunos autores afirman que la tasa de infiltración disminuye significativamente al aumentar la pendiente ya que el tiempo disponible de la lluvia en la superficie se reduce (Fox et al. 1997, Sharma et al. 1983), mientras otros autores como Singer y Blackard (1982) afirman que la infiltración del suelo se mantiene cercanamente constante a partir de 40%; por otro lado, (Mah et al. 1992) no encontró un efecto significativo en la relación de la pendiente y la tasa de infiltración. Estas variaciones pueden ser atribuidas a varios factores como la misma pendiente, intensidad de lluvia, tamaño de parcela y características del suelo (Chaplot y Le Bissonnais 2000).

2.2.8 Transporte de sedimentos y pendiente

Existen diversos estudios donde demuestran que la erosión del suelo aumenta con la gradiente de la pendiente (Bryan y Poesen 1989, Ekwue et al. 2009, Ekwue y Harrilal 2010, Sharma et al. 1983, Xiao et al. 2017) debido a que al incrementar la pendiente hay mayor velocidad de flujo dando como resultado un mayor poder erosivo del agua (Ekwue y Harrilal 2010).

Aunque en la literatura antes mencionada existen ciertas discrepancias sobre la tasa de infiltración y pendiente Mah et al. (1992) determino que a mayor pendiente la erosión aumenta sin haber encontrado una relación directa entre pendiente y flujo. Además, Sharma et al. (1983) observo un incremento de escorrentía con el incremento del pendiente atribuido a la disminución del almacenamiento depresivo y profundidades de encharcamiento.

Ribolzi et al. (2011) identificó que el suelo alcanza un nivel de estabilidad de infiltración con comportamientos diferentes, lineal y exponencial, para ciertas condiciones de precipitación, en pendientes suaves y empinadas respectivamente lo que significa que la tasa de infiltración es variable con el tiempo, esto implica que las curvas de escorrentía muestran picos pronunciados al inicio de una tormenta, para pendientes altas, y al final de la tormenta, para pendientes bajas (Cerdà 1999) generando altas tasas de erosión por el aumento de escorrentía superficial (Haghnazari et al. 2015, Walker et al. 2007).

Por otro lado, la intensidad de lluvia transforma las características del suelo según su pendiente; en pendientes empinadas se forman micro terrazas que son más permeables y menos erosionables mientras que en pendientes suaves se forman costras de erosión (Ribolzi et al. 2011).

(Govers 1990) determina una fórmula empírica que describe la relación entre capacidad de transporte de sedimentos, pendiente y descarga por unidad de ancho:

$$T_c = aS^b q^c \quad (35)$$

Donde:

T_c= Capacidad de transporte de sedimentos.

a,b,c= Coeficientes asociados al tamaño del grano y regímenes de flujo laminar o turbulento.

S= pendiente. (%)

q= Descarga unitaria (cm³cm⁻¹-s⁻¹)

Beasley et al. (1982) determina la capacidad de transporte de sedimentos como las ecuaciones antes ya mencionadas:

$$T_c = 146 S q^{0.5}, \text{ si } q \leq 0.046 \quad (26)$$

$$T_c = 14,600 S q^2, \text{ si } q > 0.046 \quad (27)$$

2.2.9 Transporte de sedimentos y la cobertura vegetal

El crecimiento de las plantas y el desarrollo de la vegetación dependen de los factores climáticos, condiciones de suelo y usos de tierra (Zhou et al. 2006). Las perturbaciones naturales y no naturales, como los cambios climáticos globales, la deforestación, la forestación y otras actividades humanas, afectan el desarrollo de la vegetación (Warren et al. 2002).

En general, la erosión del suelo disminuye con un aumento en la cubierta vegetal (Zhongming et al. 2010), Zhou et al. (2006) indicó que, si aumentaba la cobertura vegetal en 1%, en el área de estudio, la erosión podría disminuir 456 t.km⁻²año⁻¹ y si la cobertura fuese de 52% la erosión tendería a ser cero.

2.2.10 Transporte de sedimentos y prácticas agrícolas

Dentro de los factores de RUSLE, el factor por actividad agrícola (P) es uno de los más inciertos (Nearing y Hairsine 2011) pero tienen una influencia importante por el control de escorrentía, velocidad de escorrentía y fuerzas hidráulicas ejercidas por la escorrentía y la superficie (Renard 1997). Panagos et al. (2015) identifica para para las regiones Mediterráneas que unas buenas prácticas agrícolas pueden reducir el riesgo de erosión y transporte en un 3% teniendo un efecto considerable a pesar del valor

2.2.11 Parcelas de erosión

Peralta (1976) indica que las parcelas experimentales de erosión constituyen el único sistema que permite medir con exactitud los montos de pérdida de suelos en un área determinada. Además de su bajo costo y fácil establecimiento, se puede agregar que en número adecuado pueden representar acertadamente factores como pendiente, tipo de suelo, cobertura vegetal, prácticas culturales y otros.

El sistema considera una porción de terreno como área de estudio independiente del resto del sector. Esto se verifica limitando el área elegida mediante distintos materiales y medios, asegurando así que el escurrimiento tenga su origen dentro del perímetro fijado (López y Blanco 1976).

Según la finalidad de la investigación, se estiman las dimensiones de las parcelas de erosión, y así un mayor tamaño de éstas tiende a disminuir el efecto borde. Sin embargo, se puede estimar inadecuado limitar las zonas de captación, ya que las irregularidades topográficas generan líneas de flujo que no siempre serán paralelas a los bordes de las parcelas (Hudson 1997).

2.2.12 Trampa de sedimentos

Este método tiene la finalidad de captar los sedimentos provenientes de la escorrentía. Para ello se establecen parcelas con bordes que limiten los escurrimientos y se colocan estructuras en los puntos de descarga del área de la parcela (Somarriba et al. 2005).

La parcela de medición está compuesta de un área de escurrimiento con bordes y un recipiente de captación. Los bordes dividen las parcelas estos pueden ser de lámina de

metal o diferentes materiales, enterrados 20 a 30 cm y con una altura de 20 cm sobre el suelo. El recipiente puede ser un medio barril o cualquier tanque que se adapte al tamaño necesario para captar el sedimento proveniente de la parcela. Las dimensiones de la parcela pueden variar (Vallejos y Velásquez 1998).

Las principales ventajas de las trampas de sedimentos son los pequeños volúmenes captados para su posterior análisis, la facilidad de instalación y los cálculos para obtener la pérdida de suelos son bastantes sencillos (Somarriba et al. 2005). Por otro lado, dentro de las desventajas de las trampas de sedimentos se tiene que es muy fácil alterar el microrelieve del área de estudio (Ribolzi et al. 2011), la estimación de pérdidas de suelo se ven afectadas por el tamaño de la trampa de sedimentos (Bagarello y Ferro 2004), bajo impacto de la pendiente en la erosión del suelo (Bagarello y Ferro 2004, Chaplot y Le Bissonnais 2000)

2.2.13 Calibración del modelo físico

Una vez que se ha identificado el modelo y se ha programado, es necesario aplicar al problema en concreto. Para ello es necesario en primer lugar obtener los valores de los parámetros que utiliza el modelo estos pueden medirse directamente en el campo (modelo físico) u obtenerse utilizando técnicas de optimización que a partir de unos valores conocidos de las variables de entrada produzcan los correspondientes resultados en las variables de estado y de salida (modelos empíricos) (Escobar 2010).

Dentro de un modelo empírico, los valores de los parámetros deben calibrarse a partir de una muestra de valores de entrada y de salida del modelo y de una función objetivo cuyo valor debe minimizarse. Uno de los objetivos sería un modelo de regresión lineal que utiliza una variable de entrada “X” y una variable de salida “Y”. El modelo a calibrar sería una ecuación de tipo

$$y' = A + BX \quad (36)$$

En el que los parámetros A y B deben ser tales que minimicen la función objetivo:

$$\sum_{i=1}^n ny' - y^2 \quad (37)$$

Los valores de los parámetros, tras calibrar el modelo, deben tener valores con cierto sentido físico, si no es así puede que el modelo tenga poder predictivo para el conjunto

de datos utilizado en la calibración, pero tendrá muy poca capacidad explicativa y será muy poco generalizable.

La comprobación de los resultados aportados por el modelo para las variables de salida y de estado no son muy diferentes a los medidos en la realidad. Existen diferentes índices que permiten cuantificar el grado de ajuste entre los datos medidos y los resultados del modelo:

a. Coeficiente de correlación

Describe el ajuste lineal entre las estimaciones de la data modelada frente a la data observada:

b. Coeficiente de determinación (R^2)

$$R^2 = \frac{cov(o, m)^2}{sd(o)sd(m)} \quad (38)$$

Donde $cov(o, m)$ es la covarianza entre los valores observados y los devueltos por el modelo, $sd(o)$ la desviación típica de los valores observados y $sd(m)$ la desviación típica de los resultados del modelo

Oscila entre 0 y 1 y representa el porcentaje de varianza en los datos observados explicado por el modelo. El problema de este índice es que es insensible a desviaciones constantes o proporcionales, es decir que si se cumple que $Y = A + B o_i$, R^2 será igual a 1, el modelo responde perfectamente a la realidad. Otro problema es que es muy sensible a los valores extremos que harán crecer el índice dando de nuevo una falsa apariencia de buen ajuste

c. Eficiencia del modelo (NS)

Se debe a Nash y Sutcliffe (1970), se basa en la ecuación:

$$NS = \frac{\sum_{i=1}^n (o_i - m_i)^2}{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2} \quad (39)$$

Este índice produce resultados menores o iguales a 1, si el resultado es 1 el ajuste es perfecto, si es cero el error es del mismo orden de magnitud que la varianza de los datos observados por lo que la media de los datos observados tendrá una capacidad predictora similar al modelo. Valores inferiores a cero implican que la media tiene una capacidad predictora más alta que el modelo (lo que implica desde luego que el modelo es muy

malo). Este índice no es sensible al efecto de los valores proporcionales, pero sigue siendo sensible a los valores extremos.

d. Error medio cuadrático (RMSE)

Mide el error del valor observado frente al valor del modelo.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (o_i - m_i)^2}{n}} \quad (40)$$

e. Sesgo relativo (RB)

Se utiliza para denotar el grado de sobreestimación o subestimación general entre los datos modelados y los datos observados.

$$RB = \frac{\sum_{i=1}^n (m_i - o_i)}{\sum_{i=1}^n o_i} \times 100\% \quad (41)$$

f. RMSE/MAE

El cociente entre el error cuadrático medio y el error absoluto medio permite determinar hasta qué punto la existencia de valores extremos está afectando al modelo.

$$\frac{RMSE}{MAE} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (o_i - m_i)^2}{n}}}{\frac{\sum_{i=1}^n |o_i - m_i|}{n}} \quad (42)$$

Donde:

o: Data observada

m: Data modelada

Capítulo III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 Ubicación geográfica

El área de estudio es la cuenca del Ronquillo, ubicada en los Andes del norte del Perú (78.53W - 78.63W y 7.11S - 7.19S), en la región de Cajamarca (Figura 4) con una altitud que varía desde los 2830 hasta 4000 msnm y cubriendo una superficie de 42 km².

Zona Z1: “Majadapampa” está ubicada en el noroeste de la cuenca de Ronquillo con una altitud de aproximadamente 3620 msnm. El tipo de suelo que presenta esta zona son de tipo Acrisol y el uso de la tierra está compuesto básicamente por pastizales, tierras de cultivo y algunas plantaciones; la pendiente promedio es de unos 15 grados.

Zona Z2: “Ronquillo Alto” está ubicado en la parte oriental de la cuenca de Ronquillo con una altitud de aproximadamente 2920 msnm. El tipo de suelo que presenta esta zona son de tipo Leptosol y el uso de la tierra es básicamente de escasa vegetación y agricultura, praderas y agricultura; la pendiente promedio es de unos 25 grados.

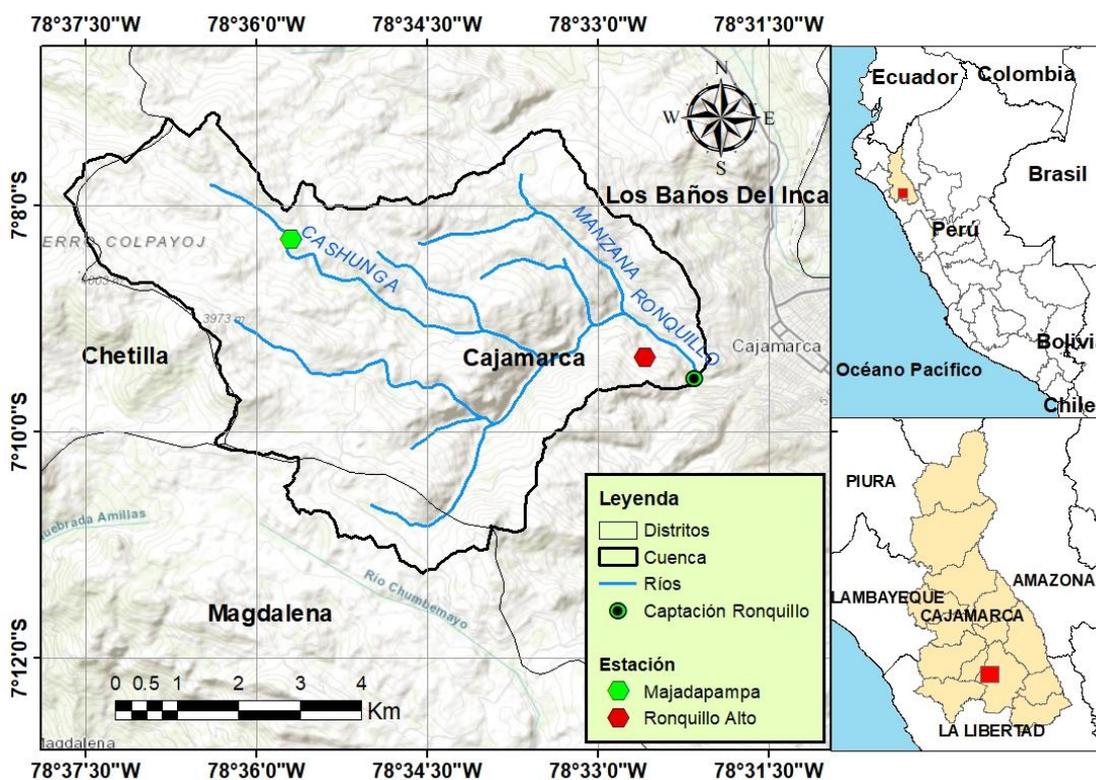
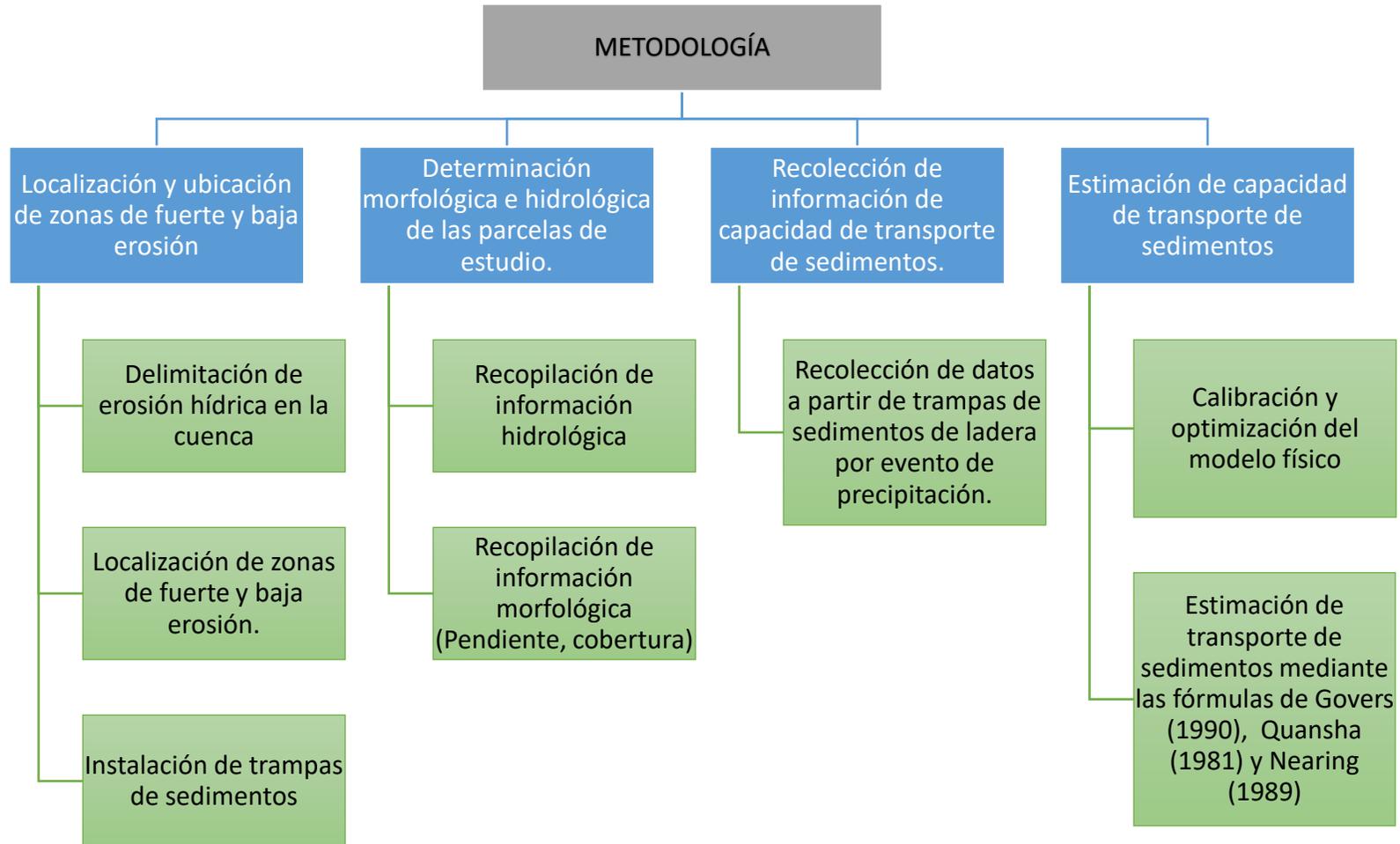


Figura 4: Mapa general de la cuenca Ronquillo en Perú.

3.2 Procedimiento

La secuencia aplicada en la presente investigación se presenta a continuación:



3.2.1 Localización y ubicación de zonas de fuerte y baja erosión

Las zonas de fuerte y baja erosión fueron identificadas por: modelo RUSLE, comparaciones con investigaciones en la cuenca Ronquillo y verificación con salidas de campo

a. Delimitación de erosión hídrica en la cuenca – Método RUSLE

La estimación de la tasa de erosión hídrica en la cuenca del río Ronquillo (Figura 6) se obtuvo a través del procesamiento de variables con la Ecuación Universal de Pérdida de Suelos (RUSLE). De esta manera, la Tabla 7 muestra las áreas que cuentan con un grado de erosión baja y alta.

Tabla 7 Clasificación de la erosión en la cuenca del río Ronquillo

Erosión	Rango (t/ha/año)	Superficie (ha)
Ligera	< 10	460
Moderada	10-50	2679
Alta	>50	1026

b. Cobertura vegetal en zonas de fuerte y baja erosión

Según el análisis espacial de la cobertura vegetal y la clasificación de la intensidad de erosión para las zonas de baja y fuerte erosión se tiene (Tabla 8):

Tabla 8 Cobertura vegetal de las zonas de estudio

Cobertura	Zona de baja erosión (ha)	Zona de fuerte erosión (ha)
Bosques	60	169
Cultivos	290	141
Suelo natural	90	144
Suelos desnudos	20	587

c. Muestreo aleatorio estratificado

La estratificación se fundamentó en dos de las variables principales: clasificación de erosión y tipo de cobertura vegetal, analizadas a partir de la población blanco (zonas de fuerte y baja erosión de la Cuenca del río Ronquillo). Se dividió la población compuesta en 8 subpoblaciones o estratos, con base a variables antes mencionadas para la conducción del estudio, y de tamaños según Tabla 8. Finalmente, se definió cuantos elementos de la muestra se seleccionaron en cada uno de los estratos hasta completar como mínimo de una parcela experimental (Tabla 9); para lo cual se dispuso de la asignación proporcional (el tamaño de la muestra de cada estrato es proporcional al tamaño del estrato que le dio origen, respecto a la población total) y con una instalación óptima (definidos por quien hace el muestreo)

Tabla 9 Número de parcelas experimentales instaladas según estratos

Cobertura	Número de parcelas experimentales	
	Zona de baja erosión	Zona de fuerte erosión
Bosques	1	1
Cultivos	2	2
Suelo natural	1	2
Suelos desnudos	1	3

d. Asignación de parcelas experimentales según pendiente

La asignación de pendiente a las parcelas fue de manera óptima o por conveniencia ubicando la pendiente media en cada zona de estudio (Tabla 10). Además, para parcelas con más de una muestra se seguirá de acuerdo a los grupos: una parcela en una pendiente menor a 30° (umbral en transporte de sedimentos) y otro grupo entre 30 y 40° debido a que en pendientes más altas el comportamiento del transporte de sedimentos estaría influenciado por desmoronamientos más que por una erosión hídrica

Tabla 10 Pendiente media de cada zona de estudio

Cobertura	Pendiente media	
	Zona de baja erosión	Zona de fuerte erosión
Bosques	20	22
Cultivos	15	23
Suelo natural	22	25
Suelos desnudos	16	28

e. Diseño e instalación de las trampas de sedimentos

Las parcelas tienen un marco de metal de 1 m² insertado en el suelo a una profundidad de aproximadamente 10 cm (Figura 5). Se tuvo cuidado de no perturbar la superficie del suelo de la parcela. El agua de escorrentía se recogió en una galonera enterrado y la cantidad de escorrentía se midió después de cada evento de lluvia principal.

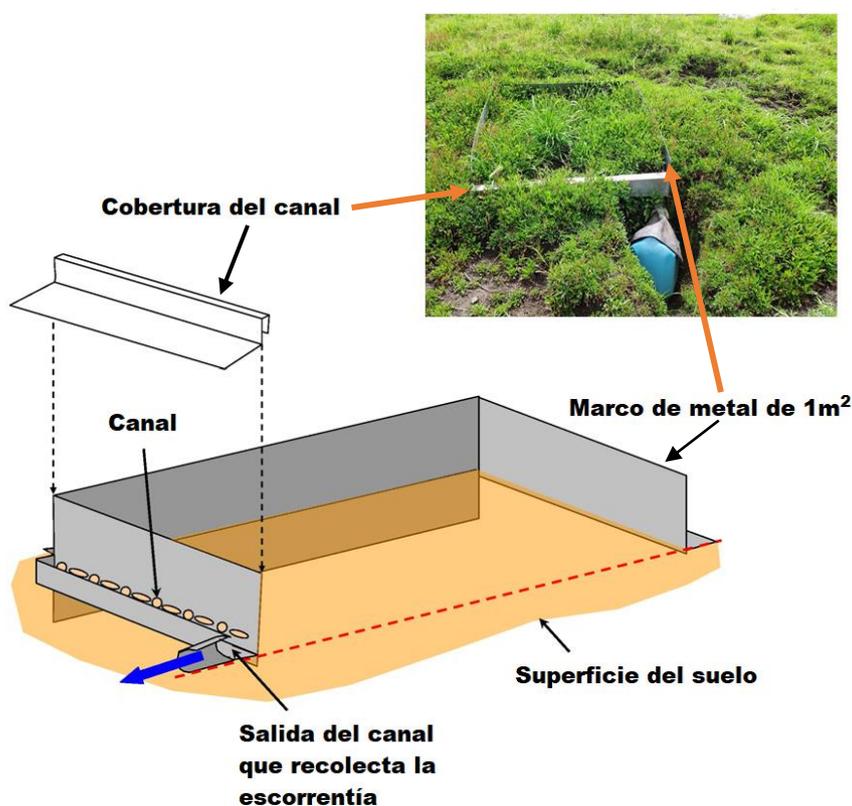


Figura 5 Diagrama de trampas experimentales
Fuente: Ribolzi et al. (2011)

3.1.2 Determinación morfológica e hidrológica de las laderas de estudio

Las características principales de cada trampa de estudio como la pendiente media fueron tomadas al inicio de la investigación, los porcentajes de cobertura vegetal de cada trampa fueron evaluados con los softwares CobCal y ArcGis 10.5 a partir de la toma fotos digitales tomadas cada 15 días. Se analizó el tipo de suelo, a partir de toma de muestras de cada trampa y su análisis en laboratorio. Además, se instaló una estación meteorológica en cada zona de estudio para estimar la precipitación e intensidad a un paso de 5 min.

3.1.3 Recolección de información de capacidad de transporte de sedimentos.

Después de cada evento de precipitación, se recolectaron muestras, aproximadamente de 700 ml, de sedimentos de cada trampa en botellas de polietileno y se llevaron al laboratorio para ser filtradas, secadas y finalmente pesadas.

También, se tomaron datos, in situ, de volumen total de agua recolectada en un evento de precipitación, así como, observaciones visuales realizadas antes, durante y después de cada tormenta.

3.3 Tratamiento y análisis de datos

3.3.1 Calibración y optimización

Debido a la escasa aplicación del modelo físico en los Andes Peruanos en condiciones como en la presente investigación (altas pendientes, variabilidad en cobertura vegetal, precipitaciones extremas), no se cuenta con data para calibrar; sin embargo, se tomó el 30% de la data recolectada durante el tiempo de análisis de estudio y se ajustará a un modelo de regresión lineal ec.(36) calibrando con los diferentes índices de ajuste ec.(38)-(42) con una validación cruzada generando 1000 repeticiones.

3.3.2 Estimación de transporte de sedimentos

La estadística aplicada a la presente investigación fue del tipo descriptivo ya que se ha recolectado, analizado y representado los datos obtenidos como las características hidrológicas, morfológicas, sedimentos y volúmenes recolectados para estimar el transporte de sedimentos en zonas de fuerte y baja erosión de la cuenca del Río Ronquillo.

Se aplicó las siguientes herramientas estadísticas:

- Medidas de tendencia central: Media
- Medidas de dispersión: Varianza y desviación media

Para la estimación del transporte de sedimentos se usaron las fórmulas anteriormente descritas (Tabla 11):

Tabla 11 Fórmulas para la estimación del transporte de sedimentos

Fuente	Fórmula
Quansah (1981)	(28)
Nearing (1998)	(30)
Govers (1990)	(35)

Capítulo IV. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1 Áreas erosionadas

Las tasas de erosión más altas obedecen a un valor aproximado de 132 Ton/ha/año encontrándose en la parte media de la cuenca hacia aguas abajo (Figura 6).

Existe una relación estrecha entre la investigación de Furchner (2010), quien indica que la cuenca Ronquillo presentan áreas degradadas relacionadas a las sendas y los caminos, la erosión potencial (Figura 7) y el reconocimiento de la cuenca en las campañas de campo (Figura 26-Figura 29).

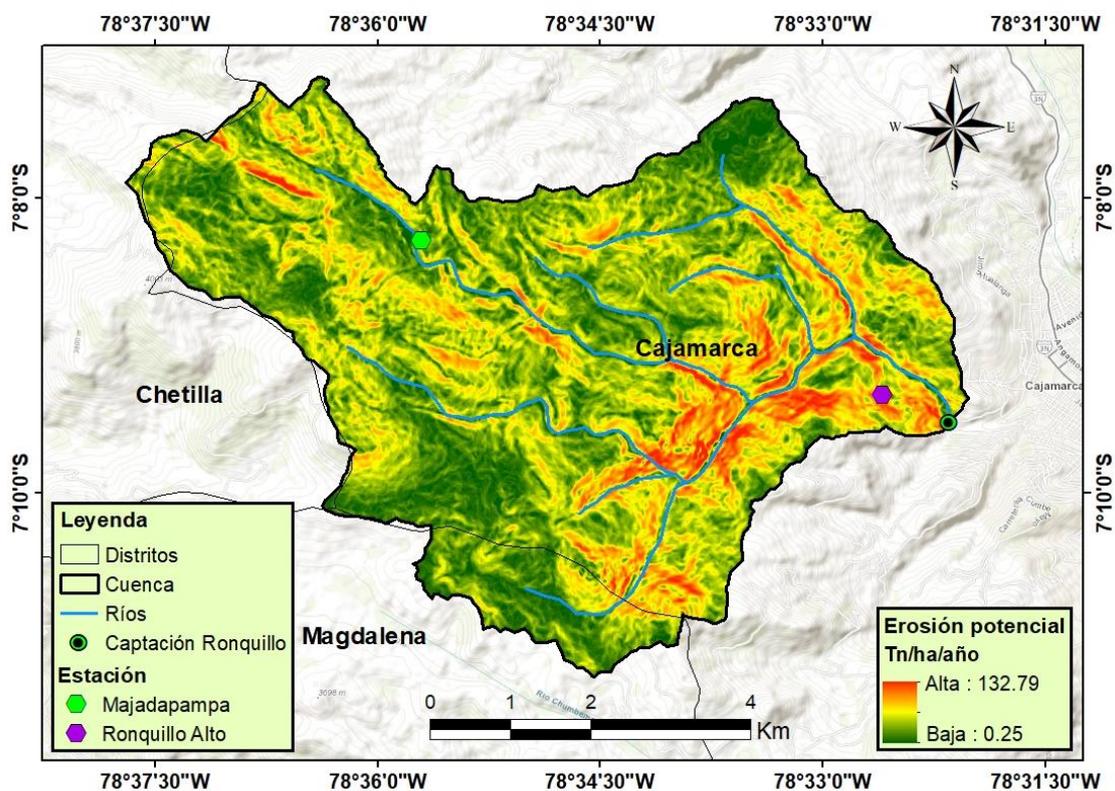


Figura 6 Erosión potencial hídrica de la cuenca Ronquillo

4.2 Trampas de sedimentos

Se ubicaron 5 trampas en la zona Z1: Majadapampa: (TM1:TM5) y 8 trampas en la zona Z2: Ronquillo alto (TR1:TR8). Los detalles se presentan en la Tabla 12:

Tabla 12 Resumen de trampas instaladas

T. N°	Uso	Tipo de suelo	Pendiente (°)	Este	Norte
TM1	Avena	Franco limoso	7	765584	9210366
TM2	Rumex spp.	Franco limoso	27	765528	9210326
TM3	Olluco	Franco limoso	18	765521	9210281
TM4	Pino	Marga arenosa	16	765500	9210212
TM5	Paja	Marga arenosa	26	765532	9210165
TR1	Desnudo	Arcilla	38	771370	9208259
TR2	Desnudo	Arcilla	22	771396	9208261
TR3	Aliso	Arcilla	23	771436	9208391
TR4	Ciprés	Arcilla	23	771454	9208406
TR5	Cárcava	Arcilla	35	771443	9208418
TR6	Cebada	Arcilla	18	771322	9208521
TR7	Chacra (sin cultivo)	Arcilla limosa	25	771344	9208582
TR8	Pedregoso	Arcilla limosa	28	771288	9208563

La zona Z1 presenta una mayor cobertura vegetal alcanzando valores de hasta 95%. La parcela TM3: Olluco, inició su siembra el 15 de diciembre de 2017 teniendo una evolución de hasta el 50% de cobertura vegetal. Las parcelas TM1 y TM2, iniciaron con una cobertura de Avena; pero, a partir de abril de 2018 la cobertura predominante de la parcela TM2 fue Rumex spp. (conocida como mala hierba). Las parcelas que no tiene una actividad antrópica TM4 y TM5 tuvieron una evolución constante de la cobertura vegetal (Figura 7).

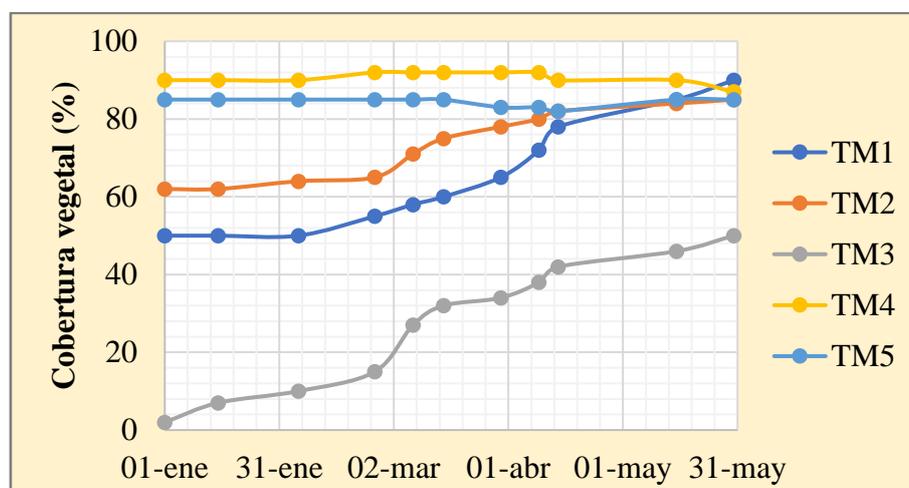


Figura 7 Porcentaje de cobertura vegetal en la zona Z1.

La zona Z2 presenta una escasa cobertura y evolución para las parcelas TR1, TR2 y TR5; esto debido a que son suelos desnudos donde no existe ninguna actividad desarrollada dentro de ellas. Las parcelas TR3 y TR4 son coberturas de tallo alto Aliso y Ciprés respectivamente. La parcela TR6: Cebada tiene una evolución hasta abril de 2018 (45%), luego se realizó la cosecha y su cobertura decreció hasta un 40% permaneciendo constante hasta el 31 de mayo de 2018. La parcela TR7: Chacra tiene una evolución constante debido a que no se realizó ninguna actividad o siembra en esta parcela (Figura 8).

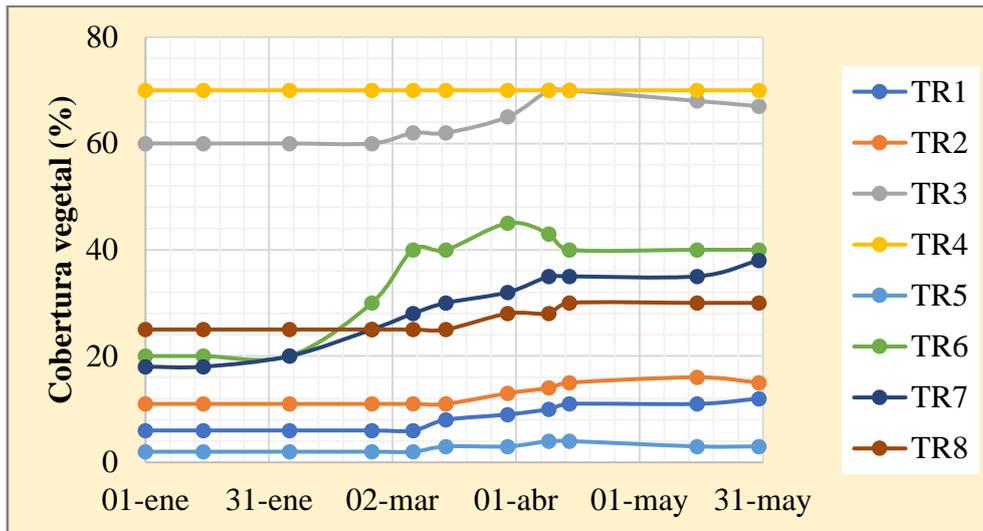


Figura 8 Porcentaje de cobertura vegetal en la zona Z2

4.3 Información hidrológica

La cuenca Ronquillo, meteorológicamente, es bastante diversa. Para la zona Z1: Majadapampa las precipitaciones son más prolongadas con un tiempo promedio de cada tormenta de 90 min con intensidades máximas de 30 mm/h (promedio de todas las tormentas que se realizaron el muestreo) e intensidades medias de 12 mm/h y su precipitación máxima puede llegar hasta los 80 mm donde las precipitaciones ocurren en periodos largos de tiempo (mayores a 4 h). En la zona Z1 se tomaron muestras en 30 eventos de precipitación desde el 5 de diciembre de 2017 a 15 de mayo de 2018 (Figura 9)

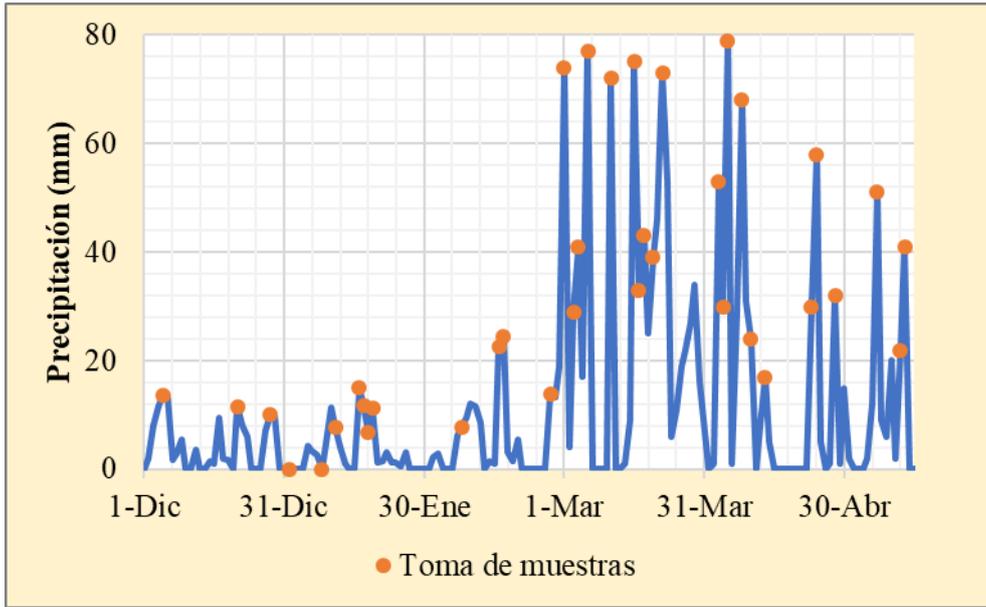


Figura 9 Precipitación y toma de muestras en zona Z1: Majadapampa

Para la zona Z2: Ronquillo Alto las precipitaciones son más cortas, teniendo una duración promedio de 70 min por cada tormenta; pero, de intensidades máximas cercanas a los 60 mm/h e intensidades medias de 14 mm/h. Las precipitaciones acumuladas en el día pueden llegar a los 25mm. Para la zona Z2 se tomaron muestras en 15 eventos de precipitación desde el 17 de enero de 2018 a 30 de mayo de 2018 (Figura 10)

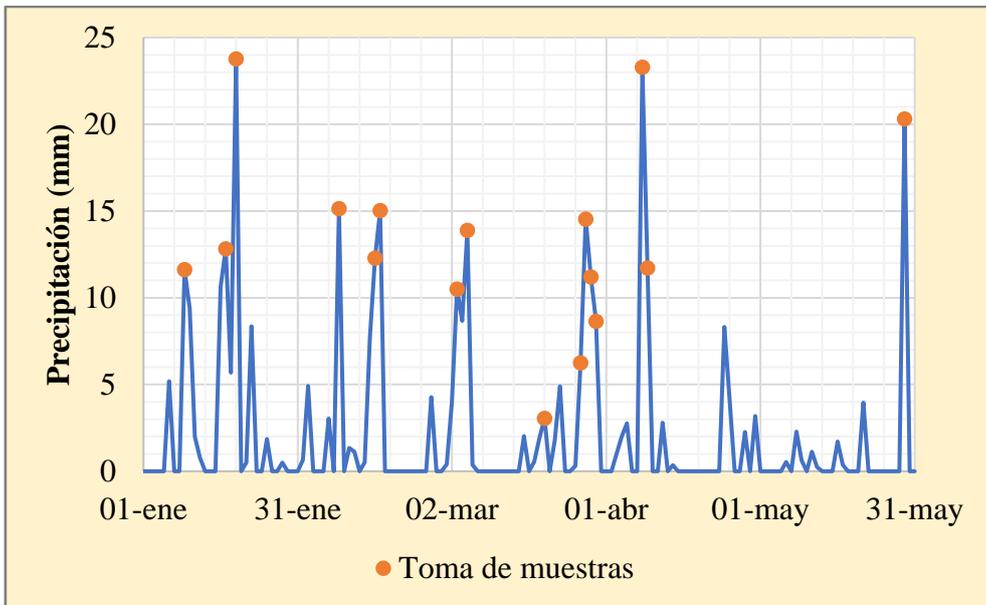


Figura 10 Precipitación y toma de muestras en zona Z2: Ronquillo Alto

4.4 Calibración de modelo físico

La Figura 11 muestra la validación de la data observada (recolección de datos) y modelada (30% de recolección de datos). Los resultados indican que existe un comportamiento similar ajustándose a una tendencia lineal a la ecuación (43) con una correlación significativa de 0.70.con p-value de 2×10^{-6} Se obtuvo un error medio cuadrático (RMSE) de $15.03 \text{ g/m}^2/\text{h}$ con una desviación estándar de $12.10 \text{ g/m}^2/\text{h}$. El error medio cuadrático es bastante aceptable con un índice de NSE = 0.44 con una sobreestimación de 8.10% (RB). Los valores extremos o atípicos generan un ruido de 57% (RMSE/MAE).

$$Y = -0.05Pd + 0.17Pe + 2.6R - 0.18Cv + 0.4Imd + 0.09Imx \quad (43)$$

Donde:

Y = data modelada ($\text{g/m}^2/\text{h}$)

Pd: duración de la precipitación(min)

Pe: precipitación efectiva(mm)

R: escorrentía generada(mm)

Cv: cobertura vegetal (%)

Imd: intensidad media(mm/h)

Imx: intensidad máxima (mm/h)

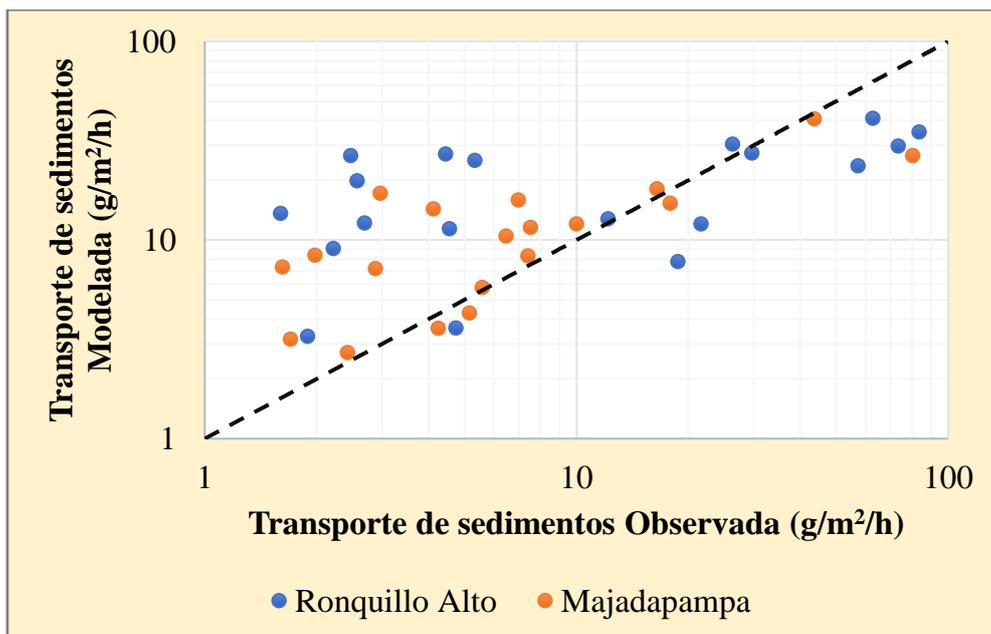


Figura 11 Verificación cruzada de data modelada vs observada

4.5 Capacidad de transporte de sedimentos finos y gruesos

Se estima en la zona Z1 un transporte de sedimentos de 5.0 g/m²/h. La parcela TM3, Olluco, presenta mayor cantidad de transporte de sedimentos, 19.5 g/m²/h, el cual eleva el promedio del transporte de toda el área. Las parcelas que presentan una alta actividad antrópica tienen una mayor cantidad de sedimentos finos hasta un 65% en las parcelas de TM1: Avena, TM2: Rumex spp. y TM3: Olluco (sembríos); mientras que, para las parcelas de TM4: Paja y TM5: Pino tienen un transporte de hasta 70% de sedimentos gruesos (Figura 12)

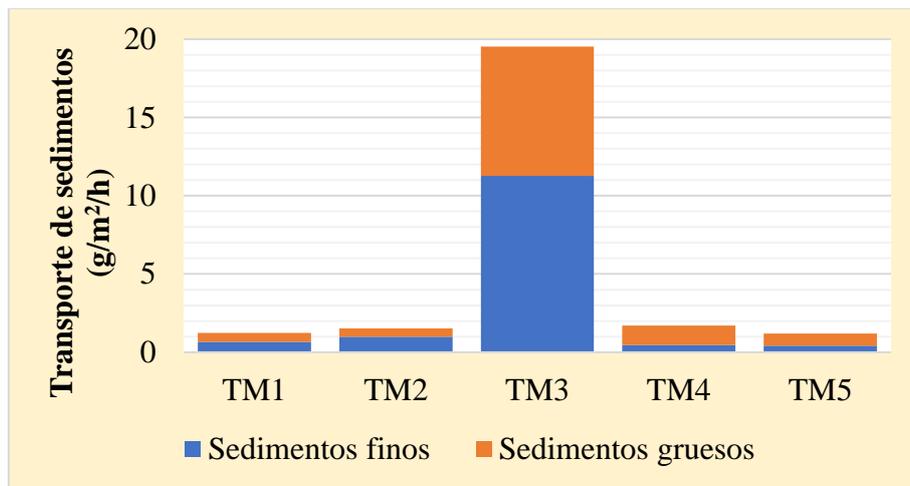


Figura 12 Transporte de sedimentos finos y gruesos para la zona Z1

La zona Z2 presenta un transporte de sedimentos promedio de 26.2 g/m²/h. Las parcelas TR3, TR4 y TR6 presentan una menor tasa de transporte de sedimentos (menor a los 12 g/m²/h). Las parcelas que presentan una alta actividad antrópica tienen una mayor cantidad de sedimentos finos, hasta un 80%, TR4: Ciprés (Bajo camino), TR6: Cebada, TR7 Chacra (siembras), TR8: Pedregoso (lugar de pastoreo) (Figura 13)

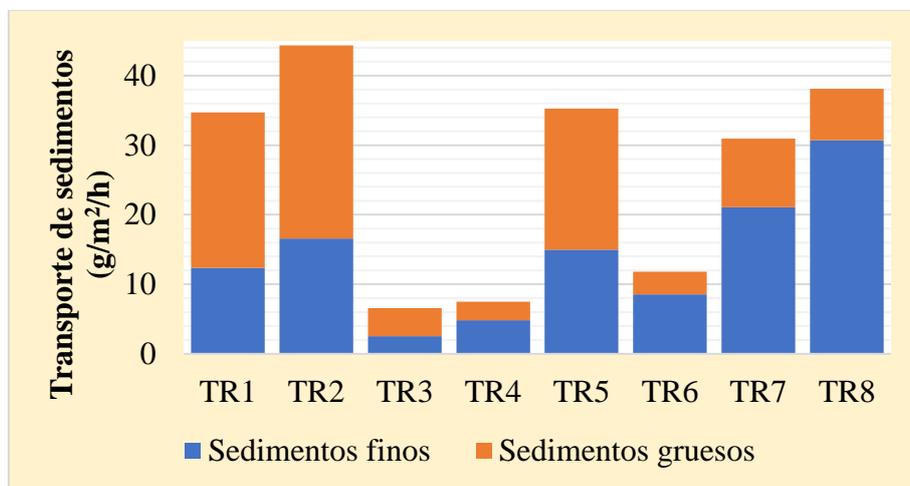


Figura 13 Transporte de sedimentos finos y gruesos para la zona Z2

Los resultados muestran una mayor cantidad de transporte de sedimentos finos en ambas zonas con un 55% del total. Se precisa un mayor análisis de sedimentos ya que en parcelas pequeñas (1m²) la predominancia de transporte son los sedimentos finos como lo indica Kinnell (2005). Los análisis concuerdan con el estudio de (Furchner 2010) donde indica que la mayor degradación de la cuenca se presenta en las zonas bajo caminos, carreteras y donde existe presencia de actividad antrópica.

4.6 Efecto de la intensidad máxima en la capacidad de transporte de sedimentos

La Tabla 13 presenta la capacidad de transporte de sedimentos vs la intensidad máxima en la zona Z1 donde el coeficiente de determinación promedio del área es de un 60% y los valores más altos se presentan en las parcelas TM1, TM2 y TM3, siendo estos más sensibles a las intensidades máximas en una tormenta, además, estas parcelas cuentan con una alta actividad antrópica. Por otro lado, las parcelas TM4 y TM5 tienen un bajo coeficiente de determinación y una baja actividad antrópica. Las ecuaciones de ajuste fueron polinómicas (TM1, TM2, TM3, TM4) y potencial (TM5)

Tabla 13 Transporte de sedimentos vs intensidad máxima en la zona Z1

Trampa	Uso	Ecuación	R²
TM1	Avena	$T_s = 0.0004 P^2 - 0.0053 P + 0.387$	0.77
TM2	Rumex spp.	$T_s = 0.0007 P^2 - 0.0167 P + 0.8894$	0.71
TM3	Olluco	$T_s = 0.0111 P^2 + 0.2518 P - 1.0287$	0.91
TM4	Pino	$T_s = 0.0002 P^2 - 0.0254 P + 0.5774$	0.27
TM5	Paja	$T_s = 0.0167 P^{1.1191}$	0.32

Donde: Ts es la capacidad de transporte de sedimentos y P es la intensidad máxima

La Tabla 14 presenta la capacidad de transporte de sedimentos vs la intensidad máxima en la zona Z2 donde el coeficiente de determinación promedio del área es de un 54% y los valores más altos se presentan en las parcelas TR2, TR3 y TR5, siendo estos más sensibles a las intensidades máximas en una tormenta. Los ajustes de las ecuaciones fueron polinómicas (TR5 y TR8), potenciales (TR1, TR2, TR3 y TR6), exponenciales (TR4 y TR7)

Tabla 14 Transporte de sedimentos vs intensidad máxima en la zona Z2

Trampa	Uso	Ecuación	R ²
TR1	Desnudo 38°	Ts = 0.0134 P ^{1.7534}	0.50
TR2	Desnudo 22°	Ts = 0.0105 P ^{1.9327}	0.62
TR3	Aliso	Ts = 0.0014 P ^{1.6909}	0.74
TR4	Ciprés	Ts = 0.4119 e ^{0.0398P}	0.63
TR5	Cárcava	Ts = 0.006 P ² + 0.67 P - 9.8346	0.68
TR6	Cebada	Ts = 0.0024 P ^{1.9106}	0.34
TR7	Chacra (sin cultivo)	Ts = 2.6569 e ^{0.0348P}	0.41
TR8	Pedregoso	Ts = 0.012 P ² - 0.6324 P + 22.598	0.42

Donde: Ts es la capacidad de transporte de sedimentos y P es la intensidad máxima

El área que presenta una menor degradación y/o erosión (Z1) es más sensible a la intensidad máxima de la precipitación; dentro de ellas, las áreas que se encuentran con una alta actividad antrópica tienen un mayor coeficiente de determinación. Debido a un componente normal de la energía cinética más baja en la zona Z2 (pendientes más elevadas) la compactación fue menos pronunciada (Ribolzi et al. 2011), por lo tanto, se produjeron menos micro agregados compactados, menos disminución de la superficie, mayor infiltración y menos desprendimiento del suelo en la zona Z2 que en la zona Z1.

4.7 Efecto de la intensidad promedio en el transporte de sedimentos

La Tabla 15 presenta la capacidad de transporte de sedimentos vs la intensidad promedio de la precipitación de la zona Z1 donde el coeficiente de determinación promedio del área es de un 62% con un resultado significativo a un 95% de confianza (Tabla 17) y los valores más altos se presentan en las parcelas TM2 y TM3, siendo estos más sensibles a las intensidades promedios y la escorrentía generada dentro de una tormenta. Las ecuaciones de ajuste fueron polinómicas (TM1, TM2, TM3, TM4) y potencial (TM5).

Tabla 15 Transporte de sedimentos vs intensidad media en la zona Z1

Trampa	Uso	Ecuación	R²
TM1	Avena	$T_s = 0.0046 P^2 - 0.0728 P + 0.6555$	0.56
TM2	Rumex spp.	$T_s = 0.0095 P^2 - 0.1223 P + 0.9972$	0.78
TM3	Olluco	$T_s = 0.1981 P^2 - 2.7111 P + 130288$	0.83
TM4	Pino	$T_s = 0.0069 P^2 - 0.0511 P + 0.7073$	0.48
TM5	Paja	$T_s = 0.0099 P^{1.6706}$	0.45

La Tabla 16 presenta la capacidad de transporte de sedimentos vs la intensidad promedio de la precipitación de la zona Z2 donde el coeficiente de determinación promedio del área es de un 71% con un resultado significativo de un 95% de confianza (Tabla 17), siendo esta área más sensible a las intensidades promedios y la escorrentía generada dentro de una tormenta. Los ajustes de las ecuaciones fueron polinómicos (TR4, TR5, TR6 y TR7), potenciales (TR1, TR2, TR3 y TR8).

Tabla 16 Transporte de sedimentos vs intensidad media en la zona Z2

Trampa	Uso	Ecuación	R²
TR1	Desnudo 38°	$T_s = 0.1036 P^{1.9236}$	0.67
TR2	Desnudo 22°	$T_s = 0.1153 P^{2.049}$	0.71
TR3	Aliso	$T_s = 0.0163 P^{1.6966}$	0.72
TR4	Ciprés	$T_s = 0.0124 P^2 + 0.4431 P - 1.1327$	0.76
TR5	Cárcava	$T_s = 0.0255 P^2 + 4.6706 P - 15.043$	0.63
TR6	Cebada	$T_s = 0.0976 P^2 - 1.7297 P + 10.607$	0.87
TR7	Chacra	$T_s = 0.2769 P^2 - 1.72 P + 9.0408$	0.69
TR8	Pedregoso	$T_s = 2.7078 P - 0.8105$	0.63

Donde: T_s es la capacidad de transporte de sedimentos y P es la intensidad promedio

Por otro lado, existen eventos atípicos que necesitan un mayor análisis del porqué en precipitaciones promedio y precipitación máximas bajas tienen una capacidad de transporte de sedimentos alta (Ver Anexos). Según las observaciones realizadas la humedad del terreno y la capacidad del suelo a ser erodada podría jugar un papel importante en los valores.

Tabla 17 Prueba estadística del efecto de la intensidad promedio

Trampa	P valor ($\alpha = 95\%$)
TM1	0.001
TM2	0.001
TM3	0.009
TM4	0.000
TM5	0.000
TR1	0.025
TR2	0.035
TR3	0.000
TR4	0.000
TR5	0.024
TR6	0.002
TR7	0.016
TR8	0.036

4.8 Efecto de la pendiente en la capacidad de transporte de sedimentos

Para determinar una relación entre la capacidad de transporte de sedimentos y pendiente se seleccionó diferentes tipos de pendiente en coberturas iguales y/o similares (Figura 14 y Figura 15)

Para la zona Z1: Majadapampa se seleccionaron 2 tipos de suelos (TM1: Avena y TM2: Rumex spp.). Las variaciones de cobertura vegetal fueron menores al 10% y el análisis fue hecho cuando ambas parcelas tuvieron como cobertura vegetal Avena (Rumex spp. o conocida como mala hierba es generada en los sembríos, avena, donde no se ha realizado la deshierba). Según el análisis estadístico, Tabla 18, no hay una relación significativa entre la pendiente y el transporte de sedimentos cuando las precipitaciones promedio no superan los 15 mm/h. El transporte de sedimentos incrementa en un promedio de 0.17 g/m²/h por unidad de pendiente (aproximadamente 2 veces más cuando la pendiente aumenta 20°) en precipitaciones mayores a 15 mm/h (Figura 14).

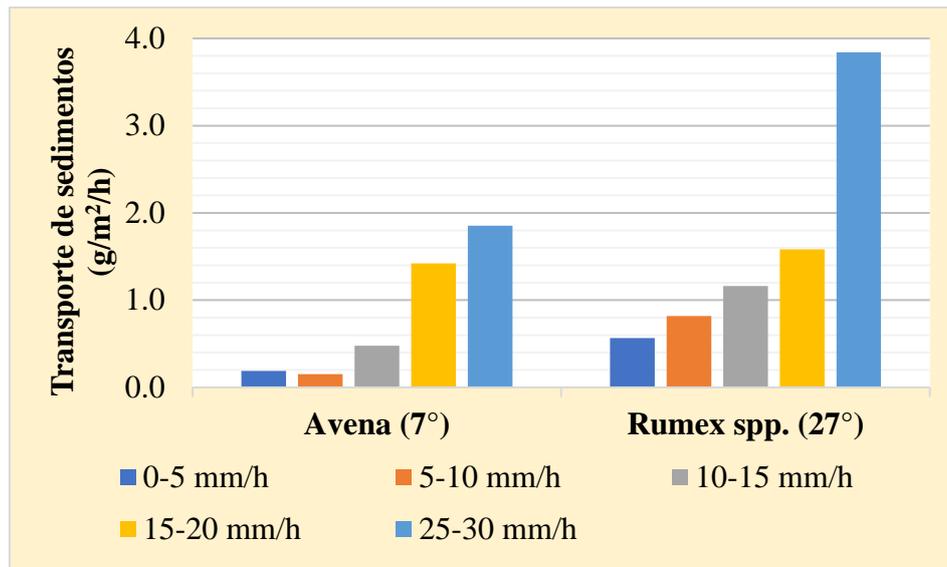


Figura 14 Efecto de la pendiente en la zona Z1

Tabla 18 Prueba estadística del efecto de la pendiente en Zona Z1

Precipitación mm/h	P valor ($\alpha = 95\%$)
0-5	0.0895
5-10	0.0570
10-15	0.0614
15-20	0.0042
25-30	0.0036

Para la zona Z2: Ronquillo Alto la capacidad de transporte de sedimentos para intensidades bajas, menores a 10mm/h, no existe una diferencia significativa en el efecto de la pendiente en el transporte de sedimentos ($P\text{-valor} > 0.05$) (Tabla 19); mientras que, para intensidades de 10 a 20mm/h la concentración de sedimentos aumenta un promedio de 1.5 g/m²/h por cada grado de pendiente (aproximadamente 2 veces más en un cambio de 20° de pendiente). La variación de transporte de sedimentos es mucho más alta en la menor pendiente de 22° cuando las precipitaciones son mayores a 20 mm/h, esto requiere mayor análisis de estudio para determinar la causalidad ya que puede estar interviniendo algún otro factor (Figura 15).

De acuerdo a las observaciones se podría explicar que este proceso proviene de la capacidad del suelo a ser erodado, ya que a menor pendiente las gotas de lluvia impactan directamente en el suelo compactando este (Ribolzi et al., 2011) y evitando la erosión de

las primeras capas del estrato. Estudios adicionales de cuanto material puede ser erodado, humedad de suelo, entre otros análisis son necesarios para responder a estas incógnitas.

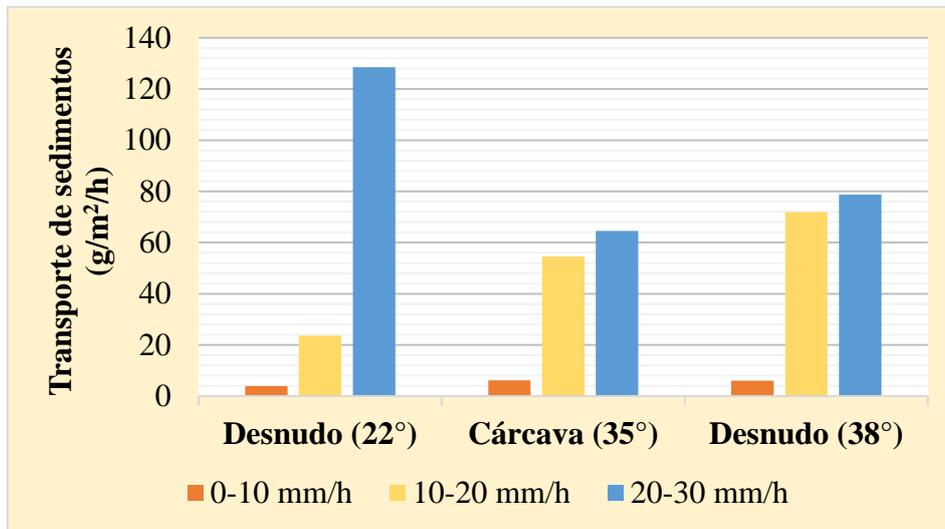


Figura 15 Efecto de la pendiente en la zona Z2

Tabla 19 Prueba estadística del efecto de la pendiente en Zona Z2

Precipitación mm/h	Relación de Pendientes	P valor ($\alpha = 95\%$)
0-10	22 y 35	0.0849
	22 y 38	0.0855
	35 y 38	0.1000
10-20	22 y 35	0.0035
	22 y 38	0.0341
	35 y 38	0.1000
20-30	22 y 35	0.0341
	22 y 38	0.0834
	35 y 38	0.0340

4.9 Efecto de la cobertura vegetal en la capacidad de transporte de sedimentos

En la Figura 16 se presenta el efecto de la cobertura vegetal en la parcela TM1. La disminución del transporte en precipitaciones menores a 5 mm/h son de 0.0124 g/m²/h. Precipitaciones medias entre 5-10 mm/h, la disminución es de 0.1135 g/m²/h. Para precipitaciones entre 10-15 mm/h la disminución es de 0.1224 g/m²/h. Para las precipitaciones entre 15-20 mm/h la disminución de transporte de sedimentos es de 0.4424 g/m²/h. El promedio de disminución del transporte de sedimentos es de 0.1727 g/m²/h por unidad de cobertura vegetal aumentado en el sembrío de Avena.

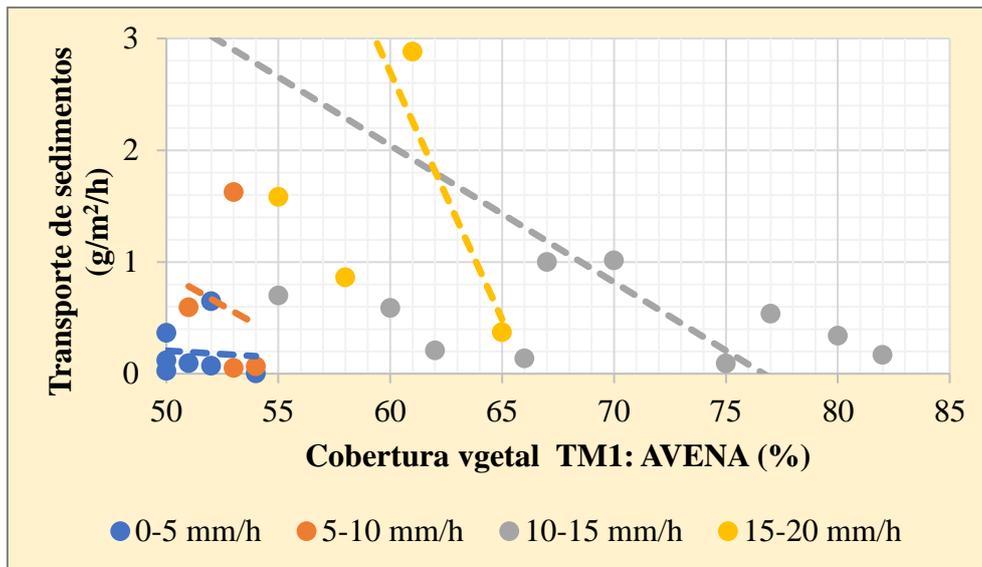


Figura 16 Efecto de la cobertura vegetal en la parcela TM1

En la Figura 17 se presenta el efecto de la cobertura vegetal en la parcela TM2. La disminución del transporte en precipitaciones menores a 5 mm/h son de 0.0116 g/m²/h. Precipitaciones medias entre 5-10 mm/h, la disminución es de 0.1625 g/m²/h. Para precipitaciones entre 10-15 mm/h la disminución es de 0.0489 g/m²/h. Para las precipitaciones entre 15-20 mm/h la disminución de transporte de sedimentos es de 0.1912 g/m²/h. El promedio de disminución del transporte de sedimentos es de 0.1036 g/m²/h por unidad de cobertura vegetal aumentado en el sembrío Rumex spp.

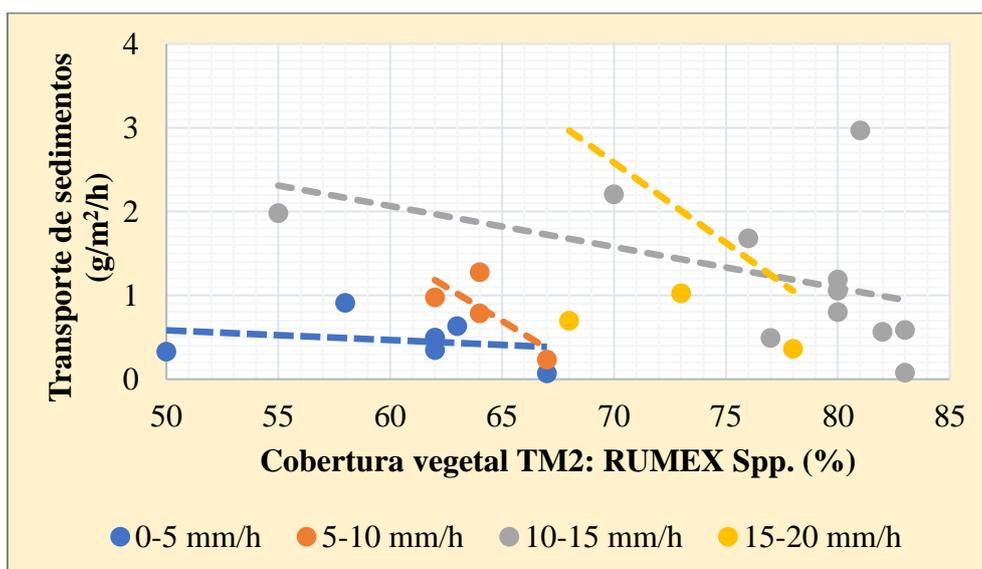


Figura 17 Efecto de la cobertura vegetal en la parcela TM2

En la Figura 18 se presenta el efecto de la cobertura vegetal en la parcela TM3. La disminución del transporte en precipitaciones menores a 5 mm/h son de 0.1463 g/m²/h. Precipitaciones medias entre 5-10 mm/h, la disminución es de 1.7714 g/m²/h. Para precipitaciones entre 10-15 mm/h la disminución es de 0.8214 g/m²/h. Para las precipitaciones entre 15-20 mm/h la disminución de transporte de sedimentos es de 2.068 g/m²/h. El promedio de disminución del transporte de sedimentos es de 1.2018 g/m²/h por unidad de cobertura vegetal aumentado en el sembrío de Olluco.

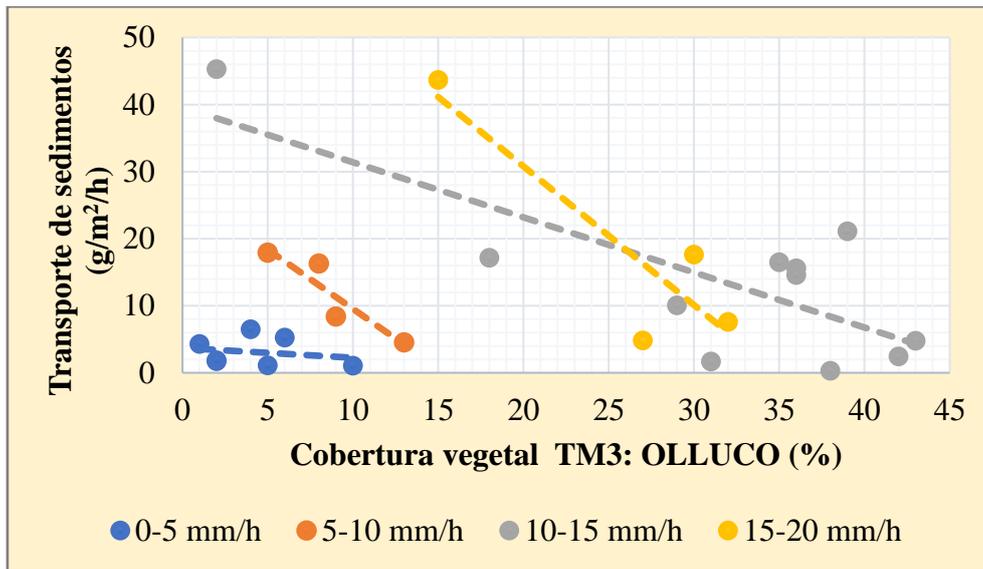


Figura 18 Efecto de la cobertura vegetal en la parcela TM3

En la Figura 19 se presenta el efecto de la cobertura vegetal en la parcela TR7. La disminución del transporte en precipitaciones menores a 5 mm/h son de 0.6061 g/m²/h. Precipitaciones medias entre 5-10 mm/h, la disminución es de 0.4209 g/m²/h. Para precipitaciones entre 10-15 mm/h la disminución es de 4.591 g/m²/h. Para las precipitaciones entre 15-20 mm/h la disminución de transporte de sedimentos es de 7.9056 g/m²/h. El promedio de disminución del transporte de sedimentos es de 3.3809 g/m²/h por unidad de cobertura vegetal aumentado en una Chacra.

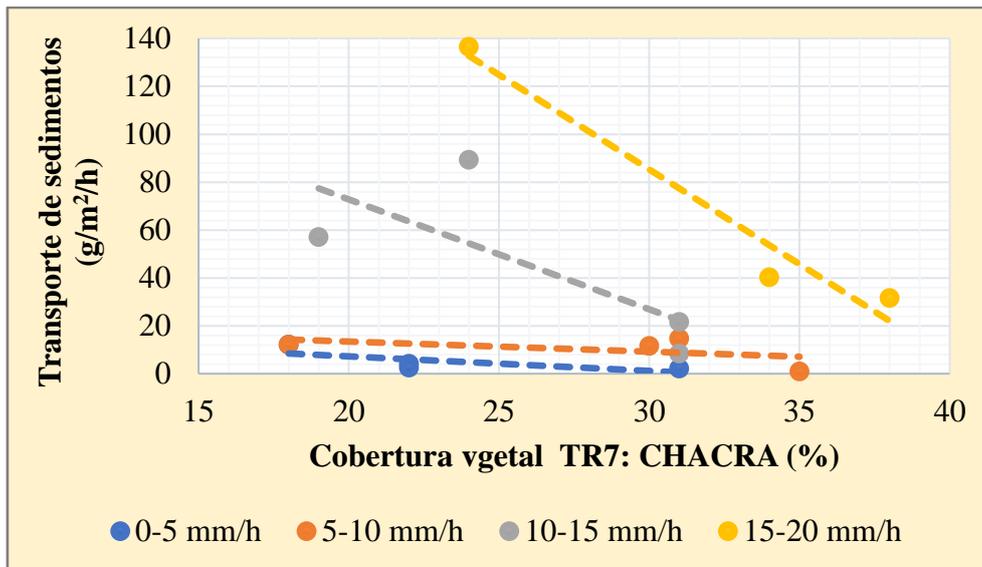


Figura 19 Efecto de la cobertura vegetal en la parcela TM2

La cobertura vegetal juega un papel fundamental en el transporte de sedimentos. Para intensidades bajas, menores a 10 mm/h, el transporte de sedimentos disminuye hasta 2 veces cuando el porcentaje de cobertura vegetal aumenta un 10%. Para intensidades mayores a 10 mm/h el transporte de sedimentos disminuye hasta 4 veces cuando aumenta un 10% de cobertura vegetal.

La gradiente del transporte de sedimentos disminuye a medida que aumenta la cobertura vegetal y es uno de los factores más influyentes para el control del transporte de sedimentos. Panagos et al. (2015) afirma que cada porcentaje aumentado en la cobertura se ve reflejado en la capacidad erodada hasta $456 \text{ t.km}^{-2}\text{año}^{-1}$.

4.10 Efecto combinado de la intensidad promedio, máxima y duración de la tormenta en la capacidad de transporte de sedimentos

La Figura 21 presenta el efecto de las intensidades promedio, máxima frente al transporte de sedimentos en función del tiempo de cada tormenta. Para la zona Z1 las precipitaciones que tienen una duración mayor de 40 min no presentan un transporte alto de sedimentos (por debajo de los $6 \text{ g/m}^2/\text{h}$). Mientras que, las precipitaciones de menor duración son más agresivas transportando cerca de los $50 \text{ g/m}^2/\text{h}$ con picos en las intensidades máximas mayores a los 40 mm/h e intensidades promedios mayores a 20 mm/h.

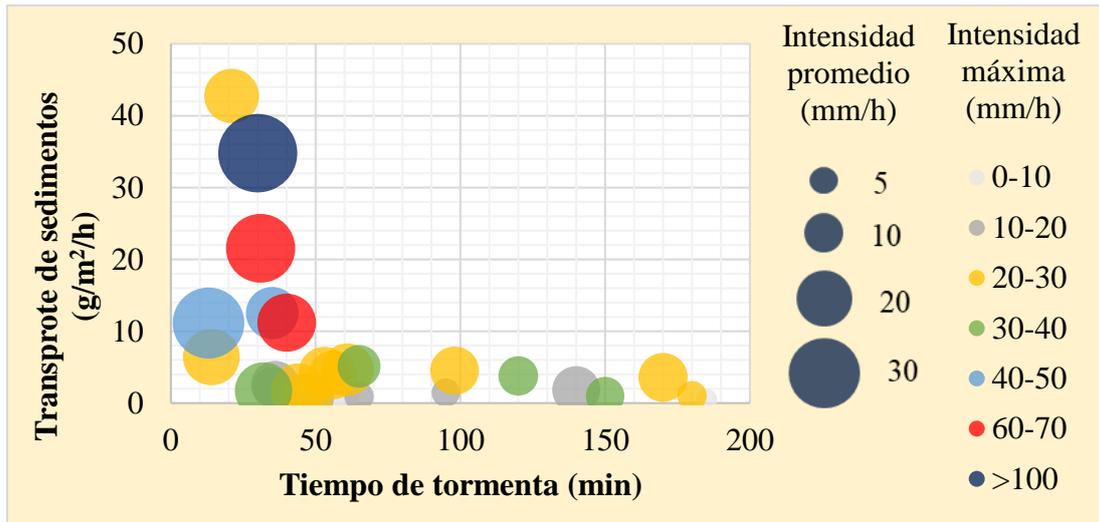


Figura 20 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la zona Z1

La Figura 21 presenta el efecto de las intensidades promedio, máxima frente al transporte de sedimentos en función del tiempo de cada tormenta. Para la zona Z2, las precipitaciones que tienen una duración mayor de 70 min no presentan un transporte alto de sedimentos (por debajo de los 16 g/m²/h). Mientras que, las precipitaciones menores a 70 min son más agresivas transportando hasta cerca los 90 g/m²/h con picos en las intensidades máximas mayores a los 60 mm/h e intensidades promedios mayores a 20 mm/h.

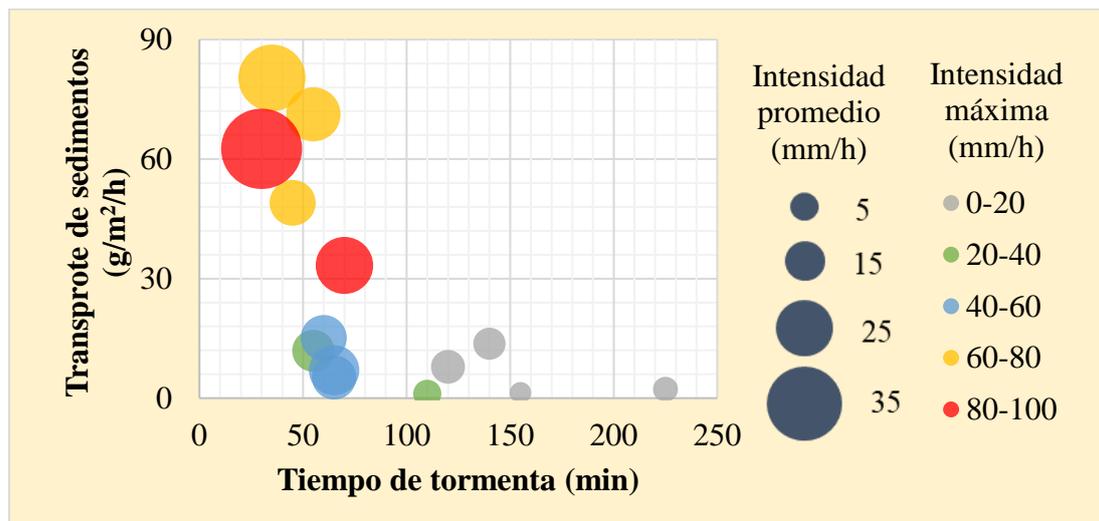


Figura 21 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la zona Z2

La intensidad máxima (picos de una tormenta) tiene una mayor influencia en el transporte de sedimentos aumentando hasta 4 veces más el transporte de sedimentos. Las precipitaciones de larga duración (mayores a los 70 min) de la cuenca del río Ronquillo no presentan una intensidad promedio ni una precipitación máxima alta generando bajas tasas de transporte de sedimentos.

Wischmeier y Smith (1978) encontraron que el mejor predictor del factor de erosividad por lluvia (R) es determinar la energía cinética total de la tormenta dentro de los 30 minutos, esto parámetros escapan de los análisis realizados y se requiere determinar la energía cinética en función de los picos de precipitación y la infiltración generada por las características del suelo de la zona de estudio.

4.11 Estimación empírica del efecto de la intensidad de la lluvia en el transporte de sedimentos

La Tabla 20 y Tabla 21 muestran las regresiones ajustando la ecuación (28) (Quansah 1981) a fin de estimar el transporte de sedimentos y el efecto de la energía cinética que viene gobernada por la intensidad promedio de la lluvia de cada evento de precipitación.

La Tabla 20 muestra los resultados para la zona Z1 donde los coeficientes de determinación son bajos, 16% en promedio para poder estimar una relación directa entre la energía cinética y la capacidad de transporte de sedimentos. La parcela TM5: Paja es más sensible a la intensidad de la lluvia; sin embargo, los resultados finales de transporte de sedimentos indican que TM3 tiene una mayor sensibilidad (Ver anexos). Esto indica que la ecuación de Quansah (1981) no se ajusta para las condiciones de la zona Z1 donde las pendientes son bajas, las precipitaciones prolongadas y la cobertura vegetal está activa durante todo el año.

Tabla 20 Estimación del transporte en función de la energía cinética para la zona Z1

T.N°.	Ecuación (g/cm ² /s)	R ²
TM1	$Q_{ns} = 4.256 * 10^{-5} * Ke^{0.419}$ (44)	0.15
TM2	$Q_{ns} = 1.265 * 10^{-4} * Ke^{0.367}$ (45)	0.07
TM3	$Q_{ns} = 4.977 * 10^{-4} * Ke^{0.548}$ (46)	0.19
TM4	$Q_{ns} = 1.023 * 10^{-3} * Ke^{0.072}$ (47)	0.19
TM5	$Q_{ns} = 5.346 * 10^{-6} * Ke^{0.834}$ (48)	0.20

Por otro lado, en la zona Z2 (Tabla 21) se puede apreciar un mayor impacto de la energía cinética (intensidad de la lluvia) en el transporte de sedimentos. La energía cinética afecta al suelo Desnudo 22° en mayor proporción, esto también se puede confirmar en los resultados obtenidos en la capacidad de transporte de sedimentos vs intensidad promedio para la zona Z2 (Anexos). Esto indica que la zona Z2: tiene un mayor impacto por la energía cinética en la capacidad de transporte de sedimentos con un coeficiente de determinación del 38%.

Tabla 21 Estimación del transporte en función de la energía cinética para la zona Z2

T.N°.	Ecuación (g/cm²/s)	R²
TR1	$Q_{ns} = 1.514 * 10^{-8} * Ke^{2.478}$ (49)	0.44
TR2	$Q_{ns} = 5.754 * 10^{-10} * Ke^{3.107}$ (50)	0.69
TR3	$Q_{ns} = 4.786 * 10^{-7} * Ke^{1.374}$ (51)	0.29
TR4	$Q_{ns} = 1.585 * 10^{-6} * Ke^{1.406}$ (52)	0.32
TR5	$Q_{ns} = 1.820 * 10^{-7} * Ke^{2.130}$ (53)	0.42
TR6	$Q_{ns} = 3.631 * 10^{-9} * Ke^{2.480}$ (54)	0.38
TR7	$Q_{ns} = 8.128 * 10^{-6} * Ke^{1.414}$ (55)	0.24
TR8	$Q_{ns} = 1.222 * 10^{-6} * Ke^{1.779}$ (56)	0.28

4.12 Estimación empírica del efecto de la escorrentía de la lluvia en el transporte de sedimentos

La Tabla 22 y Tabla 24 muestran las regresiones ajustando la ecuación (35) (Quansah 1981) a fin de estimar el transporte de sedimentos y el efecto de la escorrentía generada en cada evento de precipitación.

La Tabla 22 muestra los resultados para la zona Z1 donde los coeficientes de determinación son aceptables con un promedio del 63% con el valor más bajo en la parcela TM1 con un coeficiente de 51% debiendo una baja pendiente donde la infiltración es mayor en pendientes más bajas. El análisis estadístico indica una relación significativa entre el análisis empírico y la capacidad de transporte de sedimentos medida en campo (Tabla 23).

Tabla 22 Estimación del transporte en función de la escorrentía para la zona Z1

T.N°.	Ecuación (g/cm ² /s)	R ²
TM1	$T_c = 8.913 * 10^{-3} * q^{1.242}$ (57)	0.51
TM2	$T_c = 7.568 * 10^{-4} * q^{0.974}$ (58)	0.73
TM3	$T_c = 2.388 * 10^{-2} * q^{1.299}$ (59)	0.71
TM4	$T_c = 5.943 * 10^{-4} * q^{1.005}$ (60)	0.62
TM5	$T_c = 2.786 * 10^{-3} * q^{1.323}$ (61)	0.58

Tabla 23 Prueba de muestras emparejadas en función de la escorrentía

T.N°.	95% de confianza	Grados de libertad	Sig (bilateral)
TM1	0.000003	29	0.001
TM2	0.000047	28	0.310
TM3	0.000002	28	0.083
TM4	0.000001	28	0.384
TM5	0.000001	29	0.285
TR1	0.000003	11	0.766
TR2	0.000150	12	0.009
TR3	0.000467	11	0.065
TR4	0.000082	12	0.291
TR5	0.000017	11	0.406
TR6	0.000052	11	0.952
TR7	0.000067	13	0.617
TR8	0.000079	12	0.057

La Tabla 24 muestra los resultados para la zona Z2 donde los coeficientes de determinación son aceptables con un promedio del 71%. El valor más bajo es de la parcela TR8 donde las características del suelo, pedregoso, generan una baja tasa de sedimentos. El análisis estadístico muestra una relación significativa entre el análisis empírico y la capacidad de transporte de sedimentos medida en campo (Tabla 24).

Tabla 24 Estimación del transporte s en función de la escorrentía para la zona Z2

T.N°.	Ecuación (g/cm ² /s)	R ²
TR1	$T_c = 2.344 * 10^{-1} * q^{1.536}$ (62)	0.85
TR2	$T_c = 1.396 * 10^{-1} * q^{1.375}$ (63)	0.90
TR3	$T_c = 4.819 * 10^{-3} * q^{1.388}$ (64)	0.91
TR4	$T_c = 2.388 * 10^{-3} * q^{0.997}$ (65)	0.63
TR5	$T_c = 2.547 * 10^{-1} * q^{2.205}$ (66)	0.89
TR6	$T_c = 7.396 * 10^{-2} * q^{1.510}$ (67)	0.74
TR7	$T_c = 1.258 * 10^{-2} * q^{1.383}$ (68)	0.57
TR8:	$T_c = 1.047 * 10^{-3} * q^{0.800}$ (69)	0.16

4.13 Estimación empírica del efecto combinado de la energía cinética y la pendiente en el transporte de sedimentos

Para determinar el efecto combinado de la energía cinética y la pendiente en la capacidad de transporte de sedimentos se utilizó la formula derivada de Foster and Meyer Ecuación (28). La Tabla 25 muestra una relación muy baja entre la energía cinética y la pendiente como factores influyentes en la capacidad de transporte de sedimentos. Para ambos casos la energía cinética tiene ligeramente un mayor impacto que la pendiente en la capacidad de transporte de sedimentos ecuación (70) y (71)

Tabla 25 Estimación del transporte en función de la energía cinética y la pendiente

Zona	Ecuación (g/cm ² /s)	R ²
Z1	$Q_{ns} = 1.811 * 10^{-4} * Ke^{0.423} * S^{0.450}$ (70)	0.10
Z2	$Q_{ns} = 3.597 * 10^{-7} * Ke^{2.097} * S^{2.090}$ (71)	0.35

4.14 Estimación empírica del efecto combinado de la escorrentía superficial y la pendiente en el transporte de sedimentos

Para determinar el efecto combinado de la escorrentía superficial y la pendiente se utilizó la ecuación (35) (Govers 1990). Aunque las pruebas estadísticas, Tabla 27, muestran una diferencia significativa en la capacidad de transporte de sedimentos y el efecto

combinado de la escorrentía superficial y la pendiente, los coeficientes de determinación, Tabla 26, muestran una mayor coeficiente de determinación entre la escorrentía y la pendiente como factores influyentes en la capacidad de transporte de sedimentos. Para la zona Z1: Majadapampa la escorrentía superficial tiene un impacto mayor que la pendiente (72); mientras que, para la zona Z2: Ronquillo alto el impacto de la escorrentía es ligeramente superior (73).

Tabla 26 Estimación del transporte en función de escorrentía superficial y pendiente.

Zona	Ecuación (g/cm/s)	R²
Z1: Majadapampa	$T_c = 8.913 * 10^{-3} * q^{1.328} * S^{0.404}$ (72)	0.54
Z2: Ronquillo Alto	$T_c = 2.649 * 10^{-2} * q^{1.187} * S^{1.173}$ (73)	0.55

Tabla 27 Prueba de muestras emparejadas en función de la escorrentía y pendiente

Zona	95% de confianza	Grados de libertad	Sig (bilateral)
Z1	0.000019	147	0.026
Z2	0.000087	100	0.000

Capítulo V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones

Se estimó un transporte de sedimentos de $5.0 \text{ g/m}^2/\text{h}$ para la zona Z1 (zona de baja erosión hídrica), mientras que la zona Z2 (zona de alta erosión hídrica) tiene un transporte promedio de sedimentos de $26.2 \text{ g/m}^2/\text{h}$.

Ambas zonas presentan una carga del 55% de sedimentos finos del total transportado. Las parcelas que presentan una alta actividad antrópica TM1: Avena, TM2: Rumex spp., TM3: Olluco, TR4: Ciprés, TR6: Cebada y TR7: Chacra tienen un mayor arrastre de sedimentos finos que superan el 70% del total.

Mediante un análisis RUSLE (Ecuación Universal Revisada de Pérdida de Suelos), estudios previos, salidas de campo y un muestreo estratificado con una asignación óptima (por conveniencia) se identificaron dos zonas de baja y fuerte erosión Z1: Majadapampa y Z2: Ronquillo Alto respectivamente.

Para la zona Z1, se estima que la intensidad máxima afecta en un 60%; mientras que, para Z2 tiene un efecto de un 54%.

Para la zona Z1 se estima que la intensidad promedio afecta en un 62% en el transporte; mientras que, para la zona Z2 se estima un 71%.

El efecto de la pendiente para la zona Z1 aumenta el doble en 20° para intensidades mayores a 15 mm/h . Para la zona Z2 el aumento del transporte de sedimentos es el doble a partir de 10 mm/h en 20° .

Para intensidades mayores a 10 mm/h el transporte de sedimentos disminuye hasta 4 veces cuando aumenta la cobertura vegetal en un 10%.

Se estimó, empíricamente, el efecto combinado de la energía cinética y la pendiente en la capacidad de transporte de sedimentos encontrándose valores bajos del coeficiente de determinación, 10% para la zona Z1 y 35% para Z2. Por otro lado, los coeficientes aumentan al evaluar el efecto de la escorrentía y la pendiente obteniéndose hasta un 55%.

5.1 Recomendaciones

Se han logrado aspectos iniciales e importantes en la estimación de la capacidad de transporte de sedimentos. Se debería generar estudios que complementen y afiancen los resultados encontrados en la presente investigación

Futuras investigaciones deberían incorporar análisis de diferentes factores que influyen al fenómeno del transporte de sedimentos como la capacidad del suelo a ser erodado, la velocidad y dimensiones de la gota de lluvia, la humedad del suelo, análisis de evolución de pendiente, análisis de costras, densidad del suelo y de sedimentos transportados. Es posible enfocar el análisis a una sola parcela experimental y tomar muestras a lo largo de un evento de precipitación, identificando el comportamiento dentro de una tormenta.

Es necesario afianzar las diferentes líneas de investigación para reforzar el aprendizaje que sean de interés para los diferentes actores dentro y fuera de la comunidad universitaria.

Promover la importancia de los primeros resultados que se han identificado en la presente investigación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ali, M; Seeger, M; Sterk, G; Moore, D. 2013. A unit stream power based sediment transport function for overland flow (en línea). CATENA 101:197-204. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.09.006>.

Ali, M; Sterk, G; Seeger, M; Boersema, M; Peters, P. 2012. Effect of hydraulic parameters on sediment transport capacity in overland flow over erodible beds. Hydrology and Earth System Sciences 16(2):591-601.

Ali, M; Sterk, G; Seeger, M; Boersema, M; Peters, P. 2012. Effect of hydraulic parameters on sediment transport capacity in overland flow over erodible beds (en línea). Hydrology and Earth System Sciences 16(2):591-601. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-16-591-2012>.

Alonso, C V.; Neibling, WH; Foster, GR. 1981. Estimating sediment transport capacity in watershed modelling. Transactions American Society of Agricultural Engineers . DOI: <https://doi.org/10.13031/2013.34422>.

Angima, SD; Stott, DE; O'Neill, MK; Ong, CK; Weesies, GA. 2003. Soil erosion prediction using RUSLE for central Kenyan highland conditions. Agriculture, Ecosystems and Environment 97(1-3):295-308. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0167-8809\(03\)00011-2](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(03)00011-2).

Bagarello, V; Ferro, V. 2004. Plot-scale measurement of soil erosion at the experimental area of Sparacia(southern Italy) (en línea). Hydrological Processes 18(1):141-157. DOI: <https://doi.org/10.1002/hyp.1318>.

Beasley, DB; Huggins, LF; Monke, EJ. 1982. Modeling sediment yields from agricultural watersheds. Journal of Soil and Water Conservation 37(2):113-117.

Beschta, RL. 1987. Conceptual models of sediment transport in streams, sediment transport in gravel-bed rivers. :387-419.

Bisal, F. 1960. The effect of raindrop size and impact velocity on sand-splash (en línea). Canadian Journal of Soil Science 40(2):242-245. DOI: <https://doi.org/10.4141/cjss60-030>.

Brecheisen, ZS; Richter, D deB. 2014. Ordering Interfluvies: A Simple Proposal for Understanding Critical Zone Evolution. Procedia Earth and Planetary Science . DOI:

<https://doi.org/10.1016/j.proeps.2014.08.015>.

Bryan, RB. 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* . DOI: [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00105-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00105-1).

Bryan, RB; Poesen, J. 1989. Laboratory experiments on the influence of slope length on runoff, percolation and rill development (en línea). *Earth Surface Processes and Landforms* 14(3):211-231. DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.3290140304>.

Cerdà, A. 1999. Seasonal and spatial variations in infiltration rates in badland surfaces under Mediterranean climatic conditions (en línea). *Water Resources Research* 35(1):319-328. DOI: <https://doi.org/10.1029/98WR01659>.

Chaplot, V; Le Bissonnais, Y. 2000. Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes (en línea). *Earth Surface Processes and Landforms* 25(2):145-153. DOI: [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(200002\)25:2<145::AID-ESP51>3.0.CO;2-3](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(200002)25:2<145::AID-ESP51>3.0.CO;2-3).

Díaz, D. 2018. Estudio de transporte de sedimentos en la cuenca del río Ronquillo. s.l., UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA. .

Ekwue, EI; Bharat, C; Samaroo, K. 2009. Effect of soil type, peat and farmyard manure addition, slope and their interactions on wash erosion by overland flow of some Trinidadian soils (en línea). *Biosystems Engineering* 102(2):236-243. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2008.11.012>.

Ekwue, EI; Harrilal, A. 2010. Effect of soil type, peat, slope, compaction effort and their interactions on infiltration, runoff and raindrop erosion of some Trinidadian soils (en línea). *Biosystems Engineering* 105(1):112-118. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2009.10.001>.

ENA, (Escuela Nacional de Agricultura). 1974. Manual de conservación del suelo. *Colegio de Postgraduados*. . s.l., s.e.

Engelund, F; Hansen, E. 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams. Technical University of Denmark Østervoldgade 10, Copenhagen K. .

Erkossa, T; Wudneh, A; Desalegn, B; Taye, G. 2015. Linking soil erosion to on-site financial cost: lessons from watersheds in the Blue Nile basin (en línea) (En se). *Solid Earth* 6(2):765-774. DOI: <https://doi.org/10.5194/se-6-765-2015>.

Escobar, CA. 2010. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD ESPACIAL DE UN MODELO HIDRODINÁMICO DEL EMBALSE PUNCHINÁ (ANTIOQUIA). Revista EIA .

Everaert, W. 1991. Empirical relations for the sediment transport capacity of interrill flow. Earth Surface Processes and Landforms . DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.3290160604>.

FAO. 1979. A provisional methodology for soil degradation assessment. Roma, s.e.

FAO, (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura). 1976. La erosión del suelo por el agua. Roma, s.e. p. 207.

Finkner; Hearing; Foster; Gilley. 1989. A Simplified Equation for Modeling Sediment Transport Capacity (en línea). Transactions of the ASAE 32(5):1545-1550. DOI: <https://doi.org/10.13031/2013.31187>.

Fox, DM; Bryan, RB; Price, AG. 1997. The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions (en línea). Geoderma 80(1-2):181-194. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00075-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00075-X).

Furchner, K. 2010. Qualitative und semiquantitative Charakterisierung der Bodenerosionsformen im Einzugsgebiet des Río Manzana in der Region Cajamarca, nördliche Sierra Peru. Freie Universität Berlin. .

Govers, G. 1990. Empirical relationships for the transport capacity of overland flow. s.l., s.e. p. 45-63 ST-Empirical relationships for the transp.

_____. 1992. Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow conditions. Overland Flow, Hydraulics and Erosion Mechanics. .

Gunn, R; Kinzer, GD. 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. Journal of Meteorology . DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1949\)006<0243:ttvoff>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1949)006<0243:ttvoff>2.0.co;2).

Haghnazari, F; Shahgholi, H; Feizi, M. 2015. Factors affecting the infiltration of agricultural soils. Int. J. Agron. Agric. Res. 6(5):21-35.

Heng, SL. 1989. Effect of Sediment Density on Bed-Load Transport (en línea). Journal of Hydraulic Engineering 115(1):124-138. DOI: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1989\)115:1\(124\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1989)115:1(124)).

Hessel, R; Jetten, V. 2007. Suitability of transport equations in modelling soil erosion for a small Loess Plateau catchment (en línea) (En review). *Engineering Geology* 91(1):56-71. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.12.013>.

Hudson, N. (1997). *Medición sobre el terreno de la erosión del suelo y de la escorrentía*. Roma, s.e.

Julien, PY; Simons, DB. 1985. Sediment transport capacity of overland flow. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* . DOI: <https://doi.org/10.13031/2013.32333>.

Junes, D. 2012. *Sedimentación del reservorio Poechos y propuesta de alternativas para su afianzamiento*. .

Kinnell, K. 2006. Simulations demonstrating interaction between coarse and fine sediment loads in rain-impacted flow (en línea). *Earth Surface Processes and Landforms* 31(3):355-367. DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.1249>.

Kinnell, PIA. 1973. The Problem of Assessing the Erosive Power of Rainfall from Meteorological Observations1 (en línea). *Soil Science Society of America Journal* 37(4):617. DOI: <https://doi.org/10.2136/sssaj1973.03615995003700040039x>.

Kinnell, PIA. 2000. The Effect of Slope Length on Sediment Concentrations Associated with Side-Slope Erosion (en línea). *Soil Science Society of America Journal* 64(3):1004. DOI: <https://doi.org/10.2136/sssaj2000.6431004x>.

Kinnell, PIA. 2005. Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review (en línea). *Hydrological Processes* 19(14):2815-2844. DOI: <https://doi.org/10.1002/hyp.5788>.

Krois, J. 2016. *Soil and Water Conservation in the Northern Andes of Peru*. s.l., Freie Universität Berlin. .

Krois, J; Abendroth, S; Schulte, A; Schneider, M. 2013. Dry Season Runoff and Natural Water Storage Capacity in the High Andean Catchment of the River Ronquillo in the Northern Sierra of Peru (en línea). *Journal of Latin American Geography* 12(3):59-89. Disponible en <http://www.jstor.org/stable/24394886>.

Lal, R. 1998. Soil Erosion Impact on Agronomic Productivity and Environment Quality (en línea). *Critical Reviews in Plant Sciences* 17(4):319-464. DOI:

<https://doi.org/10.1080/07352689891304249>.

Lands, M; Sites, C; Lands, R. 1998. Use of the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) Version 1.06. .

Laws, JO; Parsons, DA. 1943. The relation of raindrop-size to intensity. Eos, Transactions American Geophysical Union . DOI: <https://doi.org/10.1029/TR024i002p00452>.

Lei, TW; Zhang, Q; Zhao, J; Tang, Z. 2001. A laboratory study of sediment transport capacity in the dynamic process of rill erosion. Transactions of the ASAE 44(6):1537.

Lei, TW; Zhang, QW; Yan, LJ; Zhao, J; Pan, YH. 2008. A rational method for estimating erodibility and critical shear stress of an eroding rill (en línea). Geoderma 144(3-4):628-633. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.01.015>.

Loch, RJ; Slater, B; Devoil, C. 1998. Soil erodibility (Km) values for some Australian soils. Australian journal of Soil Research .

López, F; Blanco, M. (1976). Hidrología Forestal. SANCITAGO, Chile, s.e.

Mah, MGC; Douglas, LA; Ringrose-Voase, AJ. 1992. Effects of crust development and surface slope on erosion by rainfall (en línea). Soil Science 154(1):37-43. DOI: <https://doi.org/10.1097/00010694-199207000-00005>.

Maidment, DR. 1993. Handbook of hydrology. s.l., McGraw-Hill New York, vol.9780070.

Moeyersons, J; De Ploey, J. 1976. Quantitative data on splash erosion, simulated on unvegetated slopes. Zeit. fur Geomorph, Suppl 25:120-131.

Morera, SB; Condom, T; Crave, A; Steer, P; Guyot, JL. 2017. The impact of extreme El Niño events on modern sediment transport along the western Peruvian Andes (1968–2012) (en línea). Scientific Reports 7(1):11947. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-017-12220-x>.

Morera, SB; Condom, T; Vauchel, P; Guyot, J-L; Galvez, C; Crave, A. 2013. Pertinent spatio-temporal scale of observation to understand suspended sediment yield control factors in the Andean region: the case of the Santa River (Peru) (en línea). Hydrology and Earth System Sciences 17(11):4641-4657. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-17-4641-2013>.

Nearing, MA. 1998. Why soil erosion models over-predict small soil losses and under-predict large soil losses (en línea). CATENA 32(1):15-22. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(97\)00052-0](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(97)00052-0).

Nearing, MA; Foster, GR; Lane, LJ; Finkner, SC. 1989. A Process-Based Soil Erosion Model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology (en línea). Transactions of the ASAE 32(5):1587-1593. DOI: <https://doi.org/10.13031/2013.31195>.

Nearing, MA; Hairsine, PB. 2011. The Future of Soil Erosion Modelling (en línea). Chichester, UK, John Wiley & Sons, Ltd. p. 387-397 DOI: <https://doi.org/10.1002/9781444328455.ch20>.

OEA, (Organización de los Estados Americanos). 1973. Estudio de la erosión en el Perú. Lima - Perú. s.l., s.e.

Panagos, P; Borrelli, P; Meusburger, K; Alewell, C; Lugato, E; Montanarella, L. 2015. Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale (en línea). Land Use Policy 48:38-50. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2015.05.021>.

Panagos, P; Borrelli, P; Meusburger, K; van der Zanden, EH; Poesen, J; Alewell, C. 2015. Modelling the effect of support practices (P-factor) on the reduction of soil erosion by water at European scale (en línea). Environmental Science & Policy 51:23-34. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.03.012>.

Peralta, M. (1976). Uso, Clasificación y Conservación de suelos. Sancitago, Chile, s.e.

Quansah, C. 1981. The effect of soil type, slope, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport (en línea). Journal of Soil Science 32(2):215-224. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1981.tb01701.x>.

Quispe, TC. 2018. Influencia de la cobertura vegetal en la erosión hídrica del suelo en la comunidad de San Mateo, Perú. s.l., UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA. 76 p.

Renard, K. 1997. Rainfall Simulators and USDA Erosion Research. .

Renard, KG; Foster, GR; Weesies, GA; McCool, DK; Yoder, DC. 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) (en línea). s.l., United States Department of Agriculture Washington, DC, vol.703. 404 p. DOI: <https://doi.org/DC0-16-048938-5> 65-100.

Ribolzi, O; Patin, J; Bresson, LM; Latsachack, KO; Mouche, E; Sengtaheuanghoung, O; Silvera, N; Thiébaux, JP; Valentin, C. 2011. Impact of slope gradient on soil surface features and infiltration on steep slopes in northern Laos (en línea) (En shared by oliver r). *Geomorphology* 127(1-2):53-63. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.12.004>.

Rocha, A. 2006. La Problemática de la Sedimentación de Embalses en el Aprovechamiento de los ríos Peruanos, Aplicada al Embalse de Poechos. I Congreso Internacional de Hidráulica, Hidrología, Saneamiento y Medio Ambiente. Instituto de la Construcción y Gerencia (ICG). Li. .

Romkens, MJ. 1985. The soil erodibility factor: A perspective. In S.a. El-Swaify, W.C. Moldenhausere. s.l., s.e. p. 445-461.

Sabino, E; Felipe, OG; Lavado, WC. 2017. Atlas de Erosión de Suelos por Regiones Hidrológicas del Perú. *Senamhi*. . s.l., s.e. 132. p.

Salles, C; Poesen, J; Sempere-Torres, D. 2002. Kinetic energy of rain and its functional relationship with intensity (en línea). *Journal of Hydrology* 257(1-4):256-270. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00555-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00555-8).

Sharma, KD; Sing, HP; Pareek, OP. 1983. Rainwater infiltration into a bare loamy sand (en línea). *Hydrological Sciences Journal* 28(3):417-424. DOI: <https://doi.org/10.1080/02626668309491980>.

Sharma, PP; Gupta, SC; Rawls, WJ. 1991. Soil Detachment by Single Raindrops of Varying Kinetic Energy (en línea). *Soil Science Society of America Journal* 55(2):301. DOI: <https://doi.org/10.2136/sssaj1991.03615995005500020001x>.

Singer, MJ; Blackard, J. 1982. Slope Angle-Interrill Soil Loss Relationships for Slopes up to 50%1 (en línea). *Soil Science Society of America Journal* 46(6):1270. DOI: <https://doi.org/10.2136/sssaj1982.03615995004600060030x>.

Ben Slimane, A; Raclot, D; Evrard, O; Sanaa, M; Lefevre, I; Le Bissonnais, Y. 2016. Relative Contribution of Rill/Interrill and Gully/Channel Erosion to Small Reservoir Siltation in Mediterranean Environments (en línea). *Land Degradation & Development* 27(3):785-797. DOI: <https://doi.org/10.1002/ldr.2387>.

Smith, RE. 1997. Kinematic wave modeling in water resources. *Surface water hydrology*.

- Journal of Hydrology . DOI: [https://doi.org/10.1016/s0022-1694\(97\)00039-5](https://doi.org/10.1016/s0022-1694(97)00039-5).
- Somarriba, M; Obando, M; Alonso, J. 2005. Manual de métodos sencillos para estimar erosión hídrica. s.l., s.e.
- Southgate, D; Sanders, J; Ehui, S. 1990. Resource Degradation in Africa and Latin America: Population Pressure, Policies, and Property Arrangements (en línea). American Journal of Agricultural Economics 72(5):1259. DOI: <https://doi.org/10.2307/1242543>.
- Vallejos, C; Velásquez, J. 1998. Evaluación de especies leguminosas como cultivo de coberturas y barreras vivas en el control de la erosión en cafetales jóvenes departamento de Matagalpa (en línea). s.l., Universidad Nacional Agraria. . Disponible en <http://repositorio.una.edu.ni/931/>.
- Walker, JD; Walter, MT; Parlange, J-Y; Rose, CW; Meerveld, HJT; Gao, B; Cohen, AM. 2007. Reduced raindrop-impact driven soil erosion by infiltration (en línea). Journal of Hydrology 342(3-4):331-335. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.06.003>.
- Warren, J; Christal, A; Wilson, F. 2002. Effects of sowing and management on vegetation succession during grassland habitat restoration (en línea). Agriculture, Ecosystems & Environment 93(1-3):393-402. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0167-8809\(01\)00341-3](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(01)00341-3).
- Wischmeier, W; Smith, D. 1978. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. s.l., s.e. DOI: <https://doi.org/10.1029/TR039i002p00285>.
- Wischmeier, WH; Johnson, CB; Cross, B V. 1971. Soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. Journal of soil and water conservation .
- Wischmeier, WH; Smith, DD. 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. Eos, Transactions American Geophysical Union . DOI: <https://doi.org/10.1029/TR039i002p00285>.
- Xiao, H; Liu, G; Liu, P; Zheng, F; Zhang, J; Hu, F. 2017. Sediment transport capacity of concentrated flows on steep loessial slope with erodible beds (en línea). Scientific Reports 7(1):2350. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-017-02565-8>.
- Yalin, MS. 1963. An expression for bed-load transportation. Journal of the Hydraulics Division 89(3):221-250.
- Yang, CT. 1973. Incipient motion and sediment transport. Journal of the hydraulics

division 99(10):1679-1704.

Zheng, Z; He, S. 2012. Change of Soil Surface Roughness of Splash Erosion Process (en línea). s.l., InTech. DOI: <https://doi.org/10.5772/51278>.

Zhongming, W; Lees, BG; Feng, J; Wanning, L; Haijing, S. 2010. Stratified vegetation cover index: A new way to assess vegetation impact on soil erosion (en línea). CATENA 83(1):87-93. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.07.006>.

Zhou, ZC; Shangguan, ZP; Zhao, D. 2006. Modeling vegetation coverage and soil erosion in the Loess Plateau Area of China (en línea). Ecological Modelling 198(1-2):263-268. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2006.04.019>.

ANEXOS

Ecuación universal de pérdida de suelo

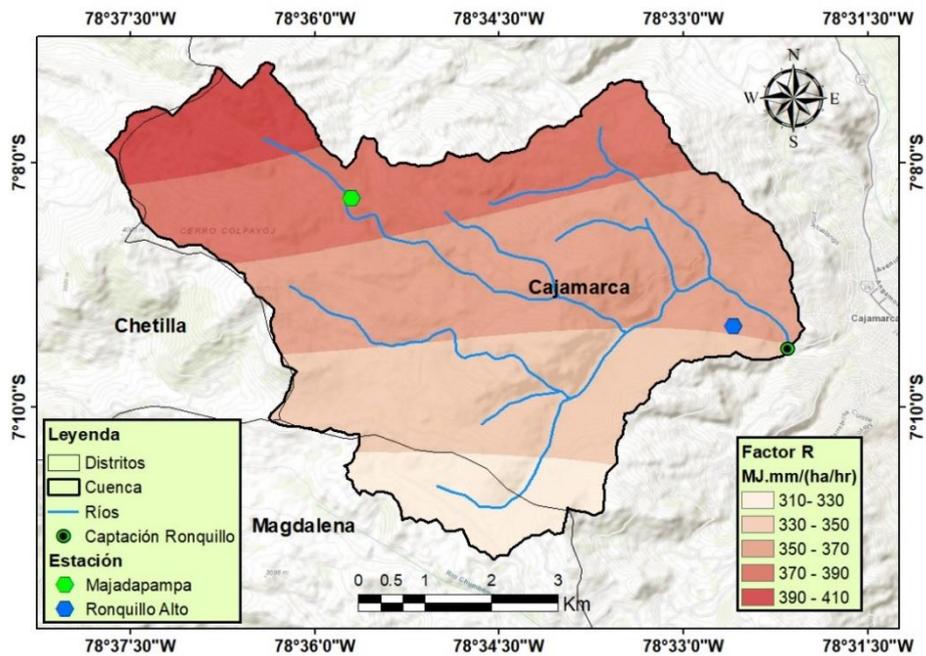


Figura 22 Factor de erosión por precipitación y escorrentía de la cuenca Ronquillo.

El mapa fue elaborado a partir de la información que proporciona el servidor GIOVANNI (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>).

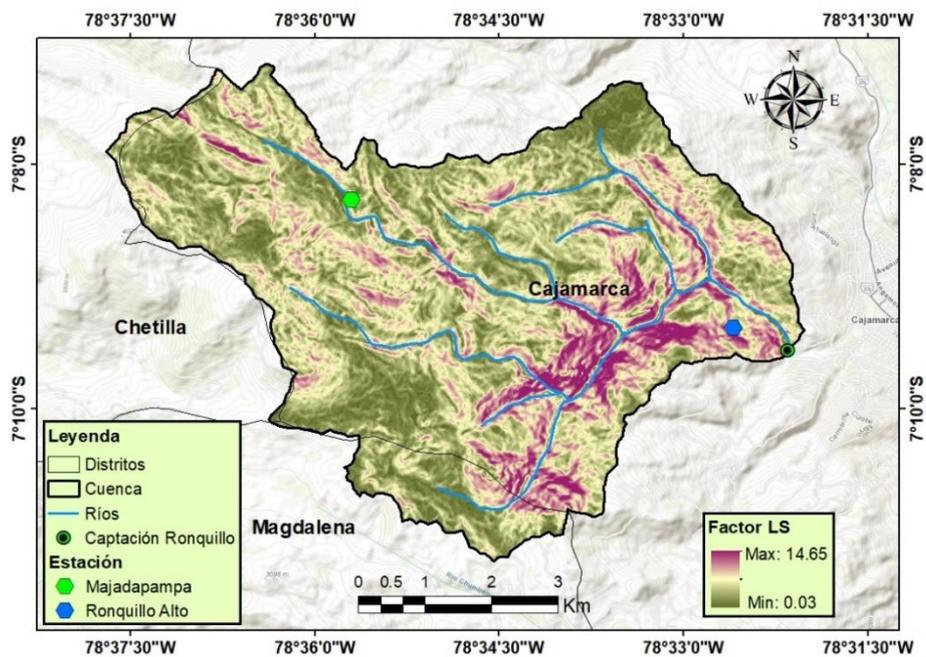


Figura 23 Factor de longitud y pendiente (LS) de la cuenca Ronquillo

El mapa fue elaborado a partir de las curvas de nivel de la cuenca. El factor LS, adimensional, tiene una variación de 0.03 a 14.65.

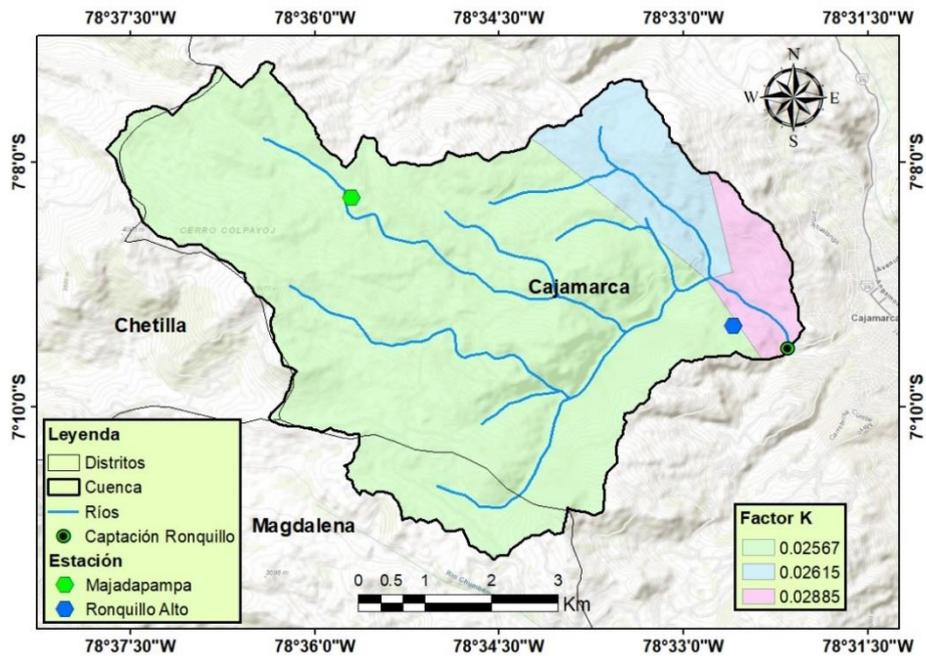


Figura 24 Factor de erodabilidad (K) de la cuenca Ronquillo

El mapa fue elaborado a partir de la información del mapa digital de suelos del mundo realizada por la FAO (<http://www.fao.org/geonetwork/srv/en/metadata.show?id=14116>) obteniendo datos de arenas, limos, arcillas y materia orgánica. Ambas zonas se encuentran en la zona donde el factor es 0.02567.

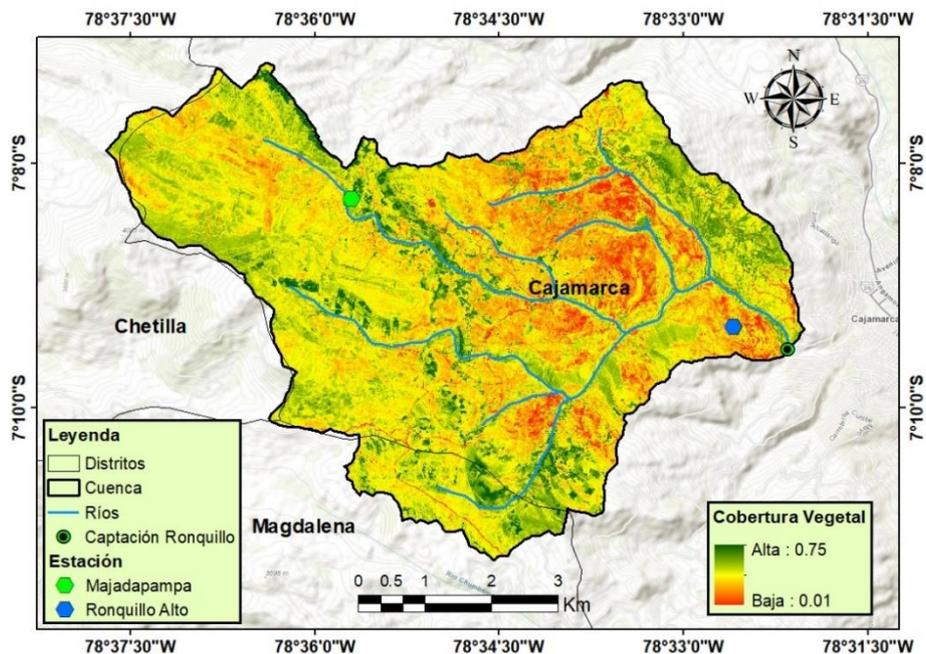


Figura 25 Factor de gestión de cobertura (C) de la cuenca Ronquillo

El mapa fue elaborado a partir de la información del mapa digital de Google Earth (<https://www.google.com/earth/>) El factor C tiene una variación de 0.01 a 0.75.

Cuenca ronquillo



Figura 26 Erosión en laderas con pendientes altas

Las laderas de la cuenca media Ronquillo se encuentran degradadas por el efecto de la pendiente y las precipitaciones, acarreado los sedimentos a las quebradas llegando a la captación de agua potable.



Figura 27 Formación de cárcavas en la cuenca Ronquillo

La formación de cárcavas es proceso lento de degradación del suelo por fuertes precipitaciones, pendientes elevadas y una alta actividad antrópica en la zona acarreado grandes cantidades de sedimentos a las zonas bajas.



Figura 28 Zona Z1 de estudio de baja erosión (Majadapampa)

Zona ubicada al noroeste en la cuenca alta, su principal actividad es la siembra de tubérculos y el pastoreo de ovejas.



Figura 29 Zona Z1 de estudio de alta erosión (Ronquillo Alto)

Zona ubicada en la parte baja de la cuenca, cerca de la captación Ronquillo. Su principal actividad es la siembra de cereales y pastoreo de ovejas.

Parcelas experimentales



Figura 30 Parcela experimental TM1: Avena

El estudio inicia cuando el porcentaje de la cobertura vegetal es de 50% y culmina con una evolución de hasta un 90%. La textura del suelo es franco limoso.

Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de 1.2 g/m²/h y genera un arrastre del 54% de sedimentos finos del total.

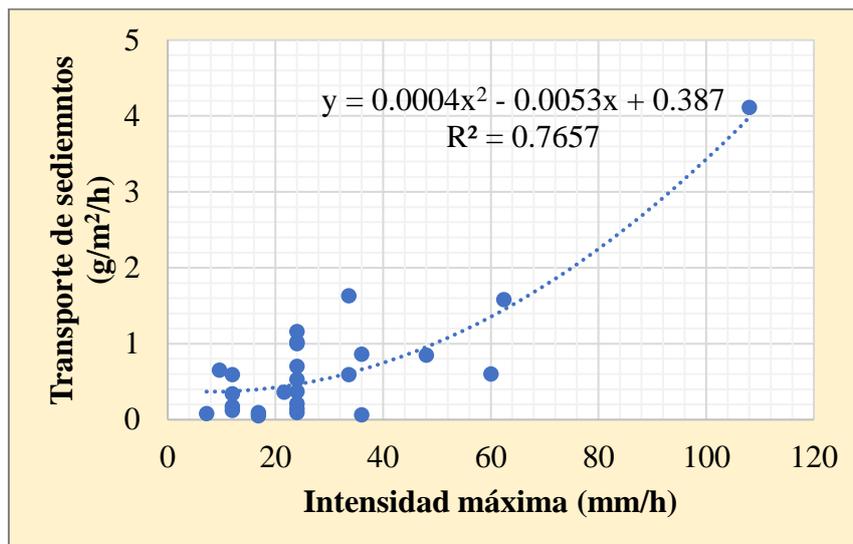


Figura 31 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TM1: Avena

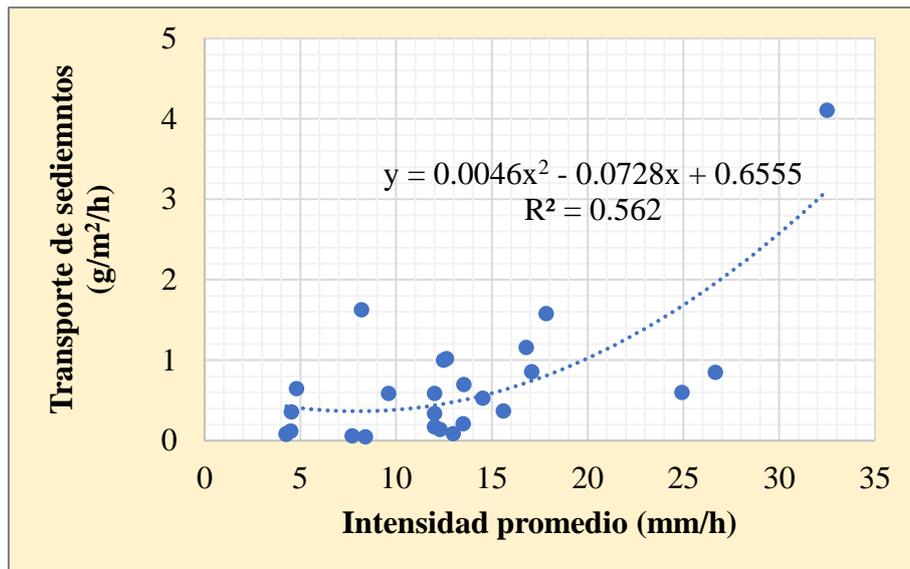


Figura 32 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TM1: Avena

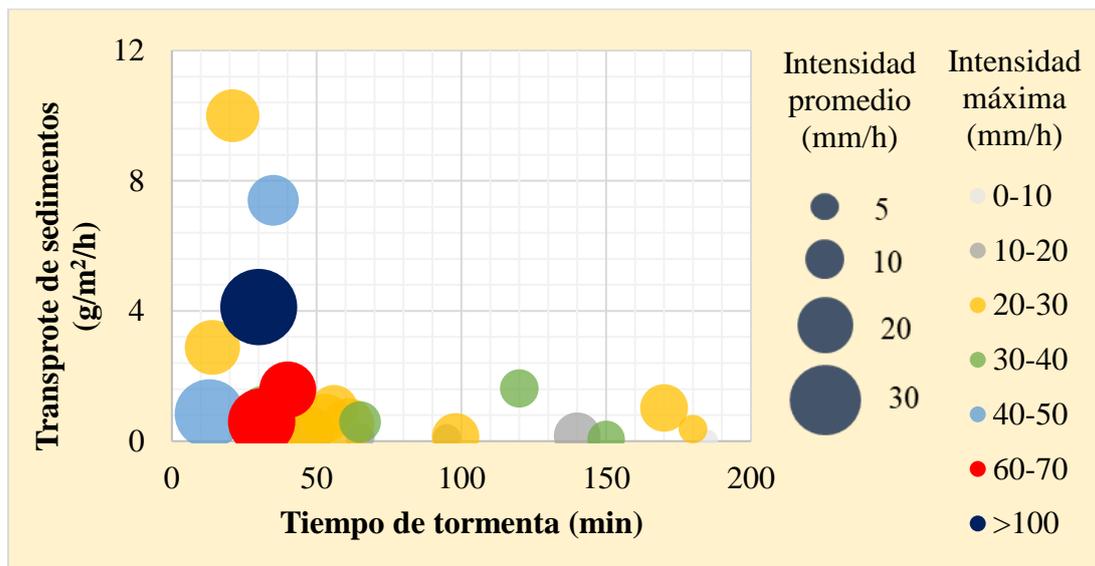


Figura 33 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TM1.

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 40 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 2 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 10 g/m²/h



Figura 34 Parcela experimental TM2: Rumex spp.

El estudio inicia cuando el porcentaje de la cobertura vegetal es de 62% y culmina con una evolución de hasta un 85%. La textura del suelo es franco limoso.

Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de 1.5 g/m²/h y genera un arrastre del 64% de sedimentos finos del total.

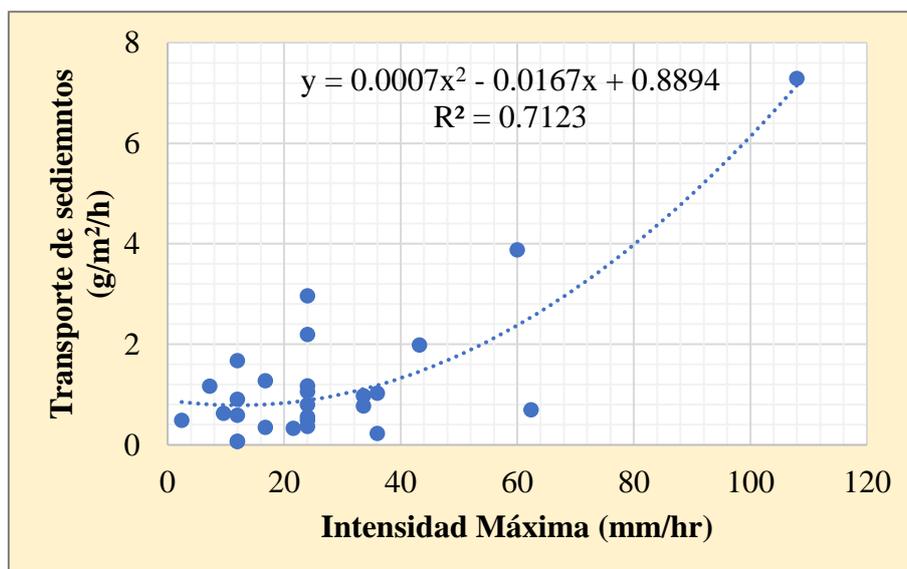


Figura 35 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TM2: Rumex spp.

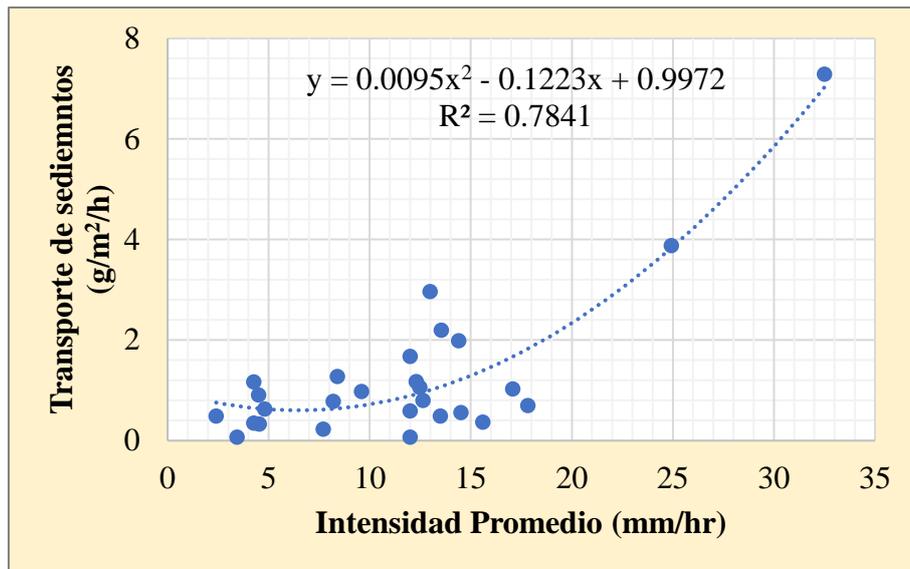


Figura 36 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TM2: *Rumex spp.*

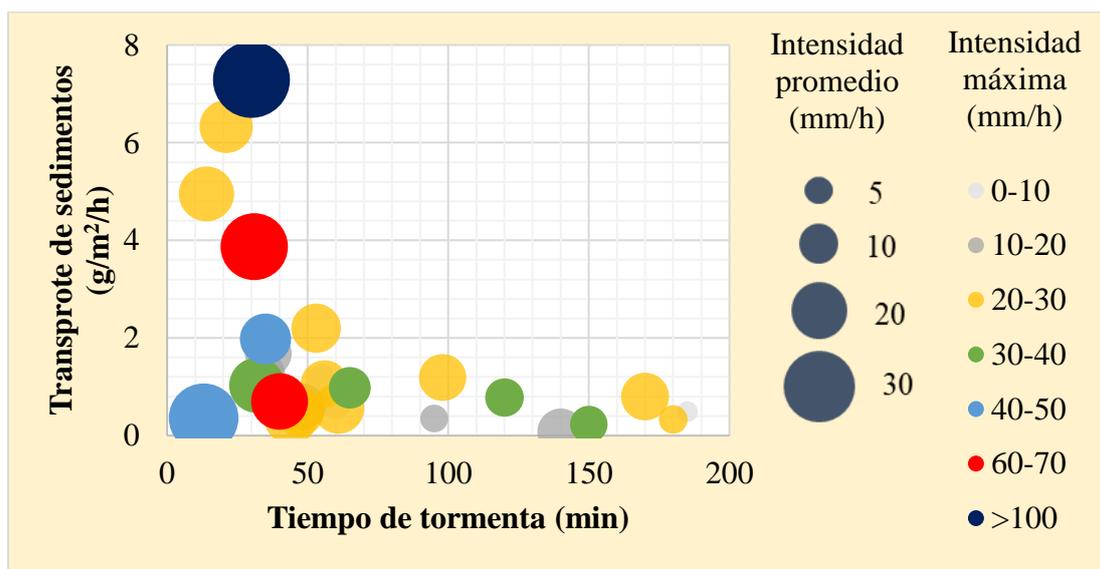


Figura 37 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TM2.

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 40 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 2.5 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 8 g/m²/h



Figura 38 Parcela experimental TM3: Olluco

El estudio inicia cuando el porcentaje de la cobertura vegetal es de 2% y culmina con una evolución de hasta un 50%. La textura del suelo es franco limoso.

Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de 19.5 g/m²/h y genera un arrastre del 58% de sedimentos finos del total.

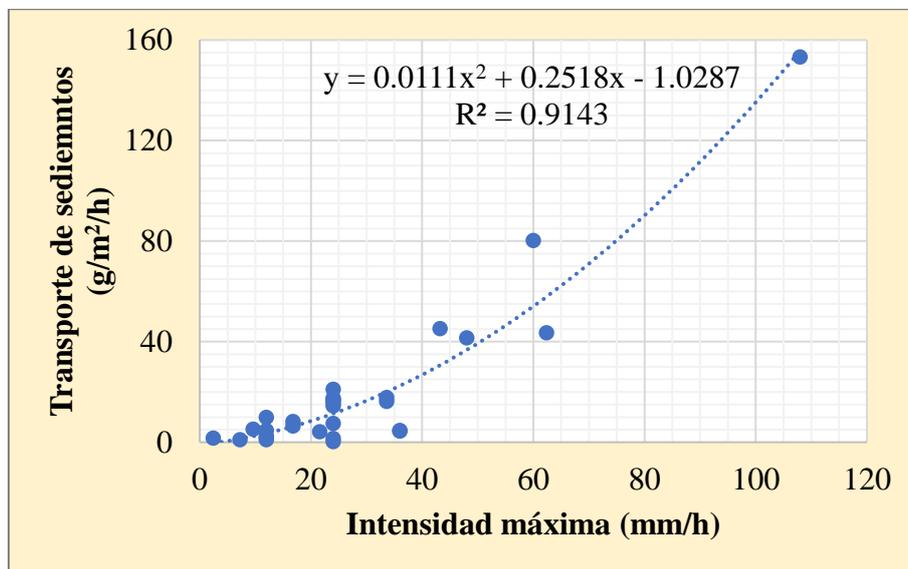


Figura 39 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TM3: Olluco

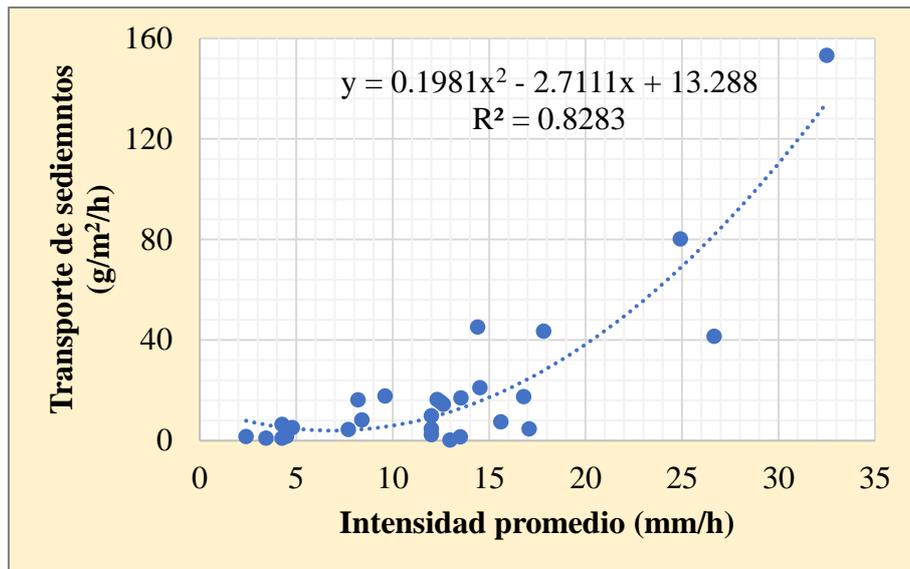


Figura 40 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TM1: Olluco

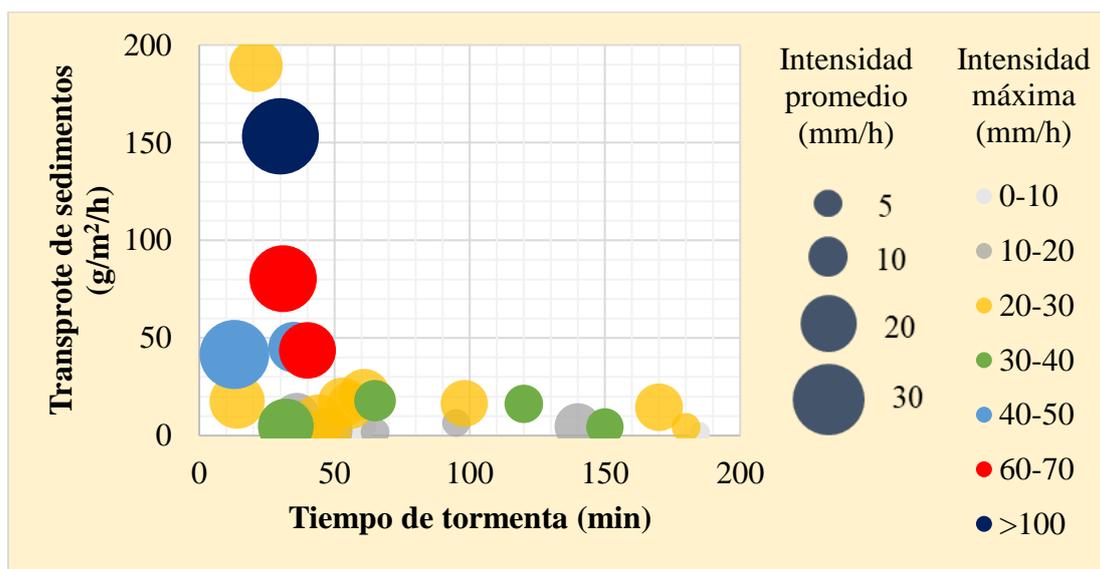


Figura 41 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TM3.

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 40 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 25 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 200 g/m²/h



Figura 42 Parcela experimental TM4: Pino

Durante el estudio, la cobertura vegetal se mantiene en un 90%. La textura del suelo es marga arenosa. Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de $1.7 \text{ g/m}^2/\text{h}$ y genera un arrastre del 28% de sedimentos finos del total.

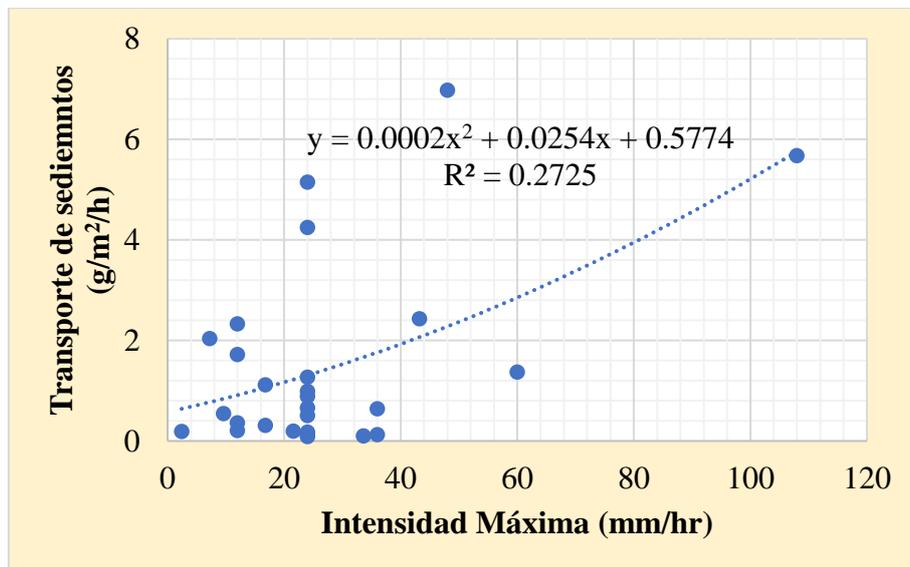


Figura 43 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TM4: Pino

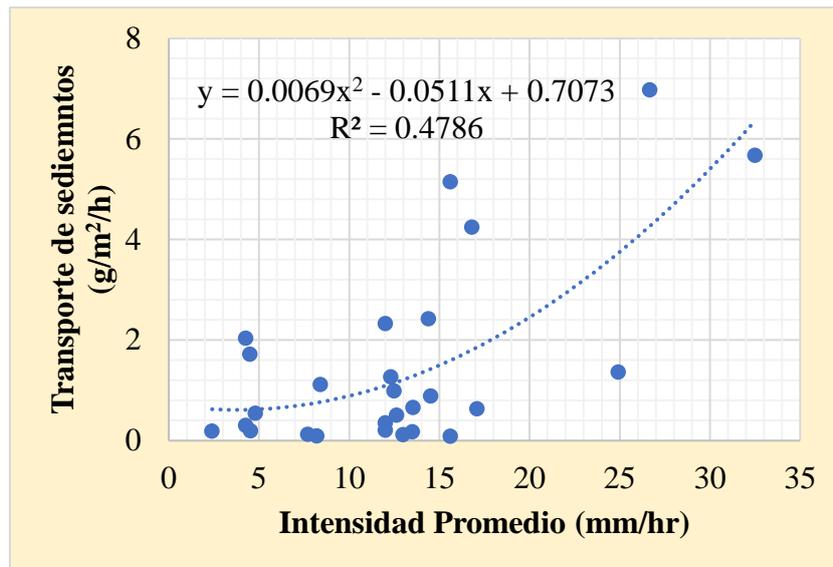


Figura 44 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TM4: Pino

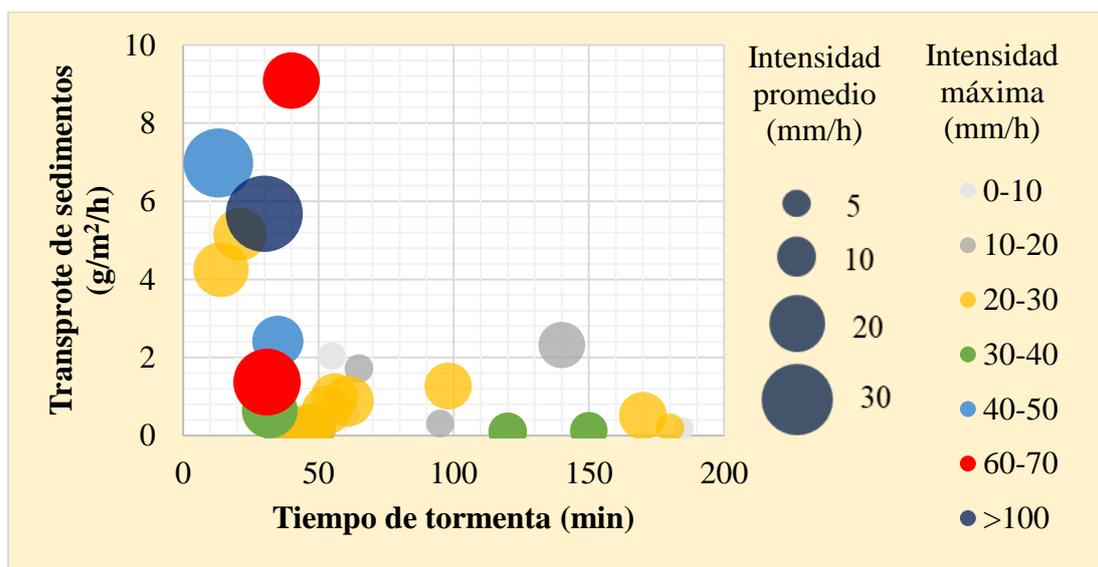


Figura 45 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TM4.

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 40 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 3 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 10 g/m²/h



Figura 46 Parcela experimental TM5: Paja

Durante el estudio, la cobertura vegetal se mantiene en un 85%. La textura del suelo es marga arenosa. Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de $1.2 \text{ g/m}^2/\text{h}$ y genera un arrastre del 35% de sedimentos finos del total.

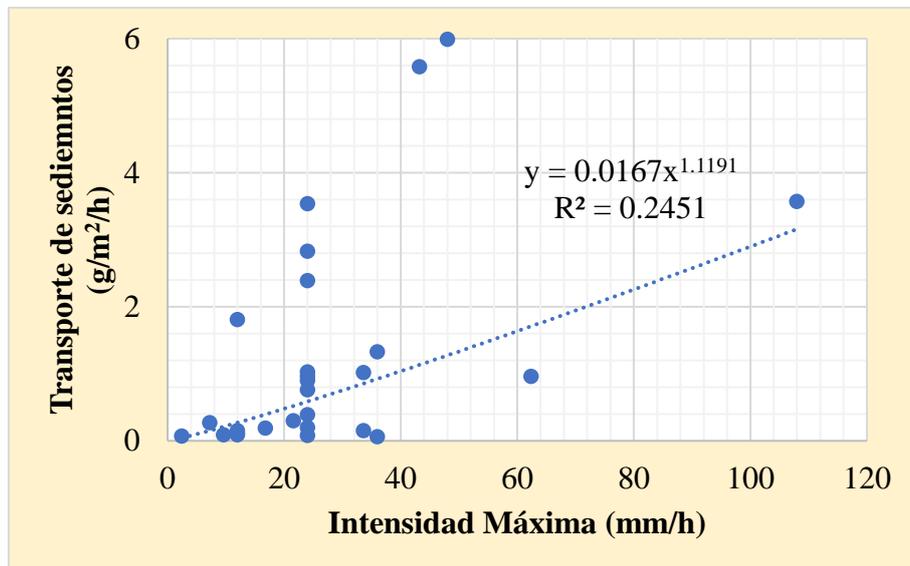


Figura 47 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TM5: Paja

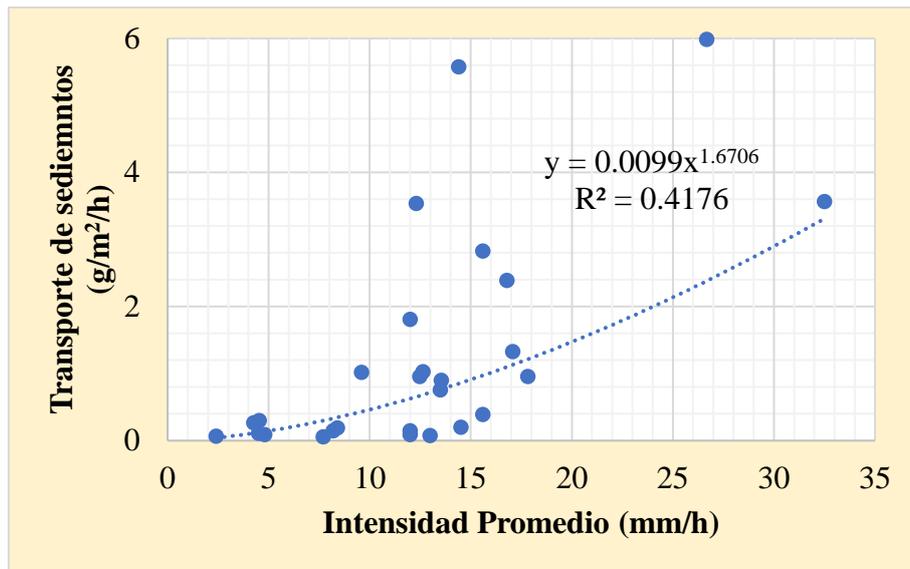


Figura 48 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TM5: Paja

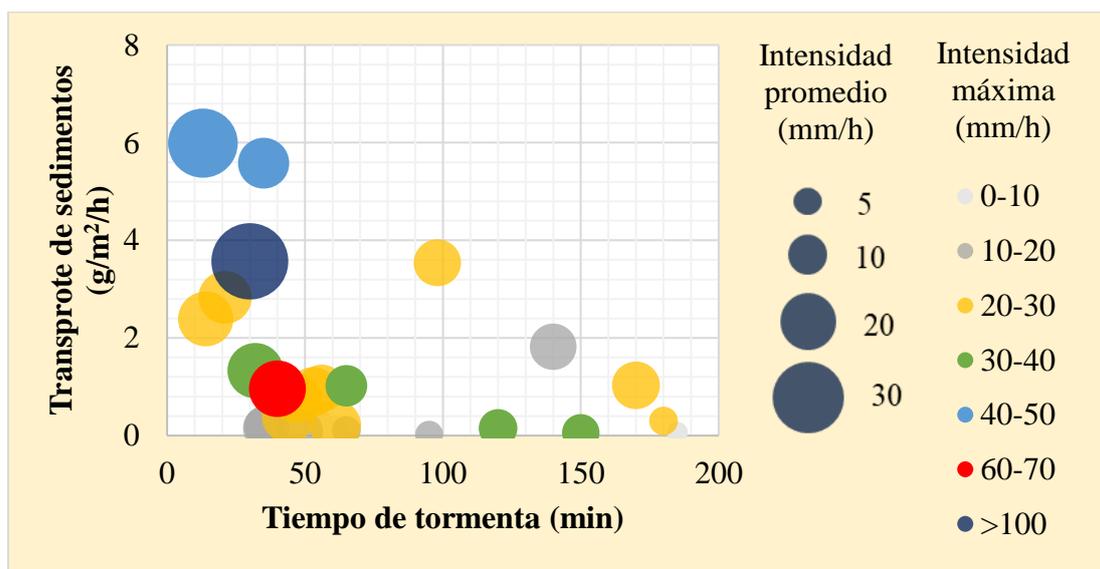


Figura 49 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la TM5

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 40 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 2 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 6 g/m²/h



Figura 50 Parcela experimental TR1: Desnudo 38°

El estudio inicia cuando el porcentaje de la cobertura vegetal es de 6% y culmina con una evolución de hasta un 12%. La textura del suelo es arcillosa.

Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de 34.7 g/m²/h y genera un arrastre del 36% de sedimentos finos del total.

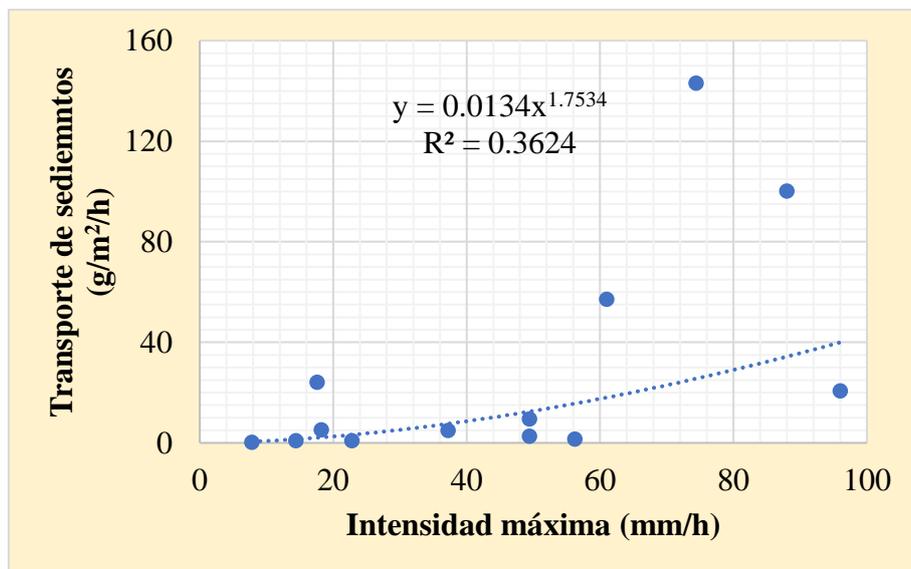


Figura 51 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR1: Desnudo 38°

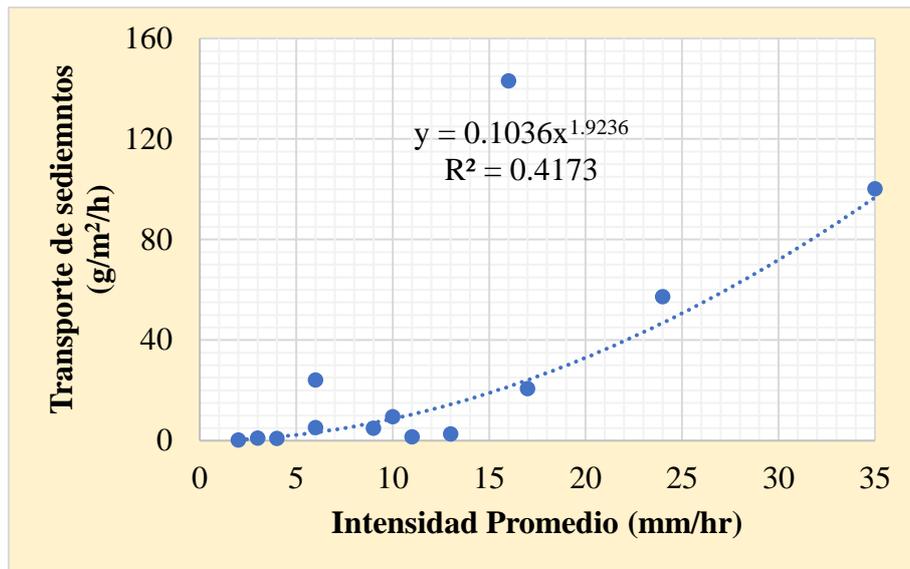


Figura 52 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR1

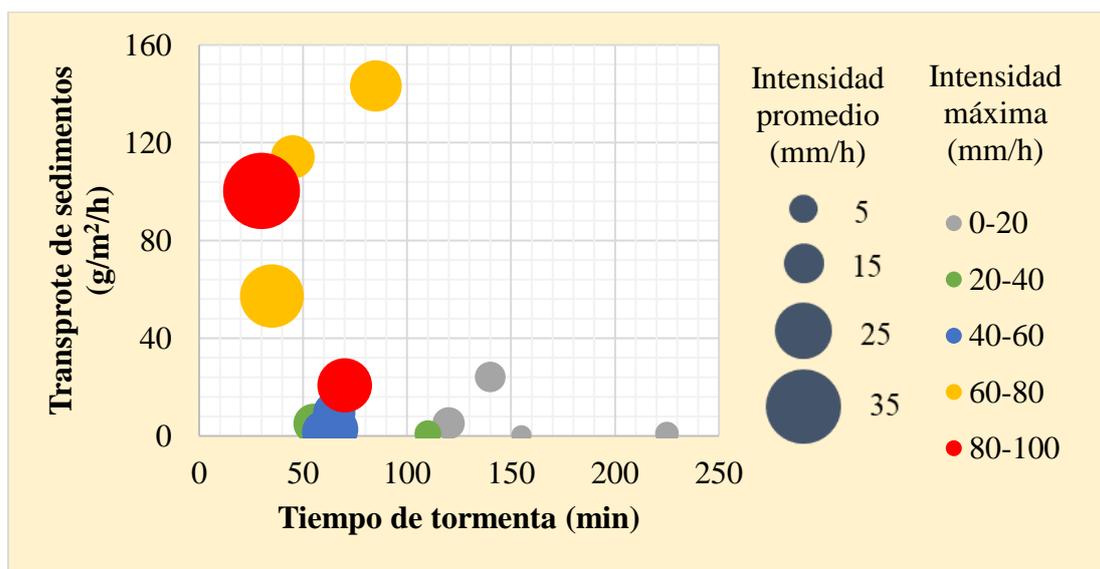


Figura 53 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR1

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 90 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 25 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 150 g/m²/h



Figura 54 Parcela experimental TR2: Desnudo 22°

El estudio inicia cuando el porcentaje de la cobertura vegetal es de 11% y culmina con una evolución de hasta un 15%. La textura del suelo es arcillosa.

Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de 44.4 g/m²/h y genera un arrastre del 37% de sedimentos finos del total.

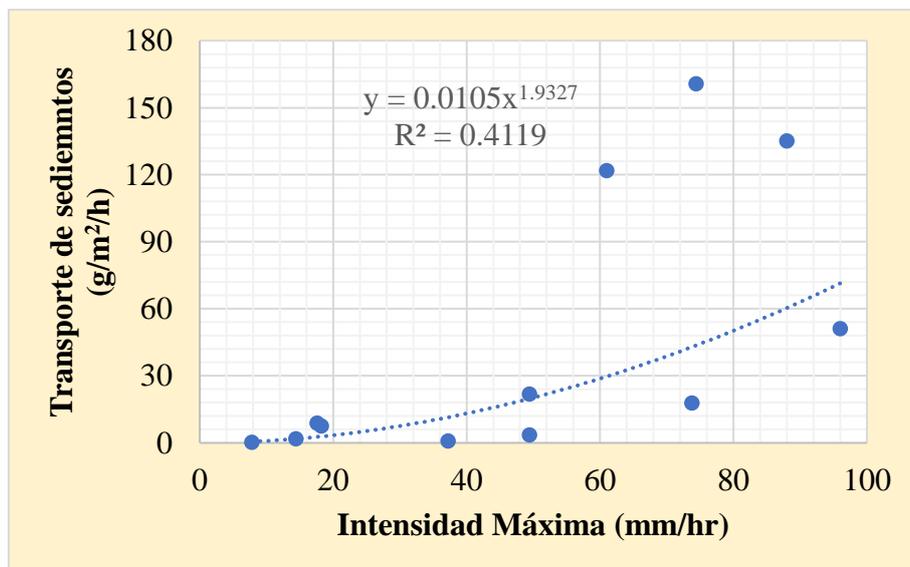


Figura 55 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR2: Desnudo 22°

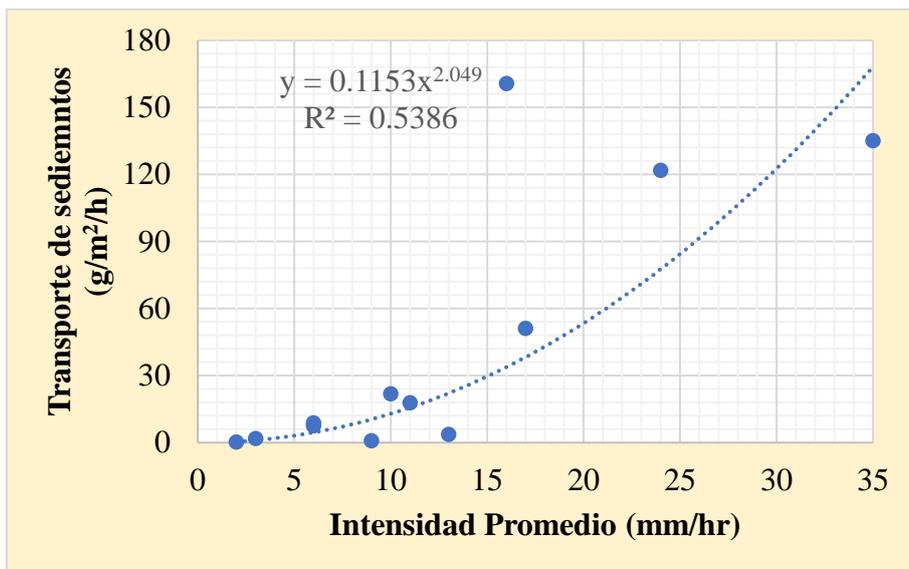


Figura 56 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR2: Desnudo 22°

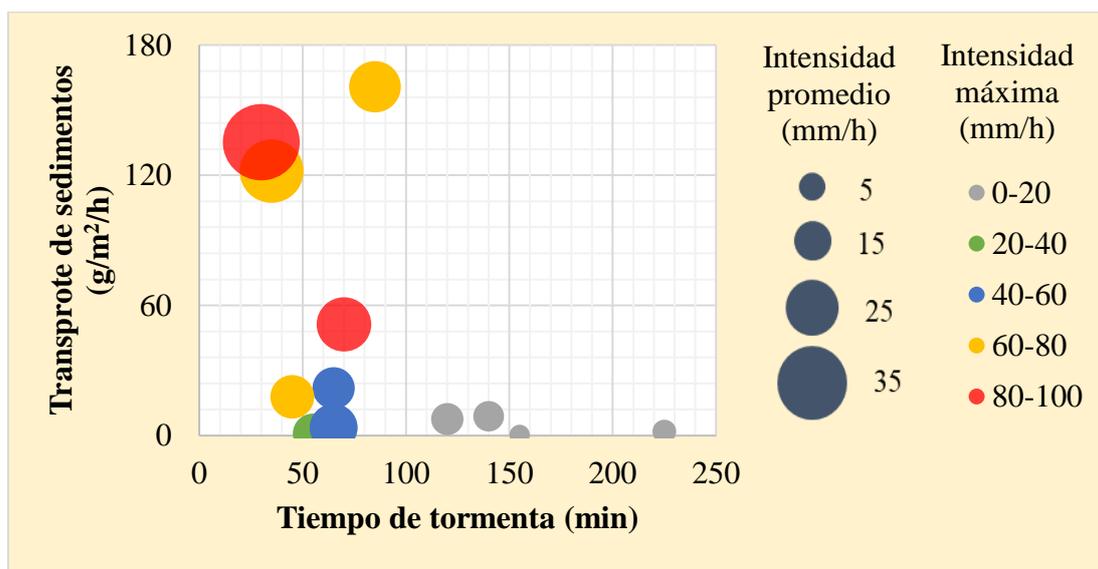


Figura 57 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR2

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 90 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 10 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 160 g/m²/h



Figura 58 Parcela experimental TR3: Aliso

El estudio inicia cuando el porcentaje de la cobertura vegetal es de 60% y culmina con una evolución de hasta un 67%. La textura del suelo es arcillosa.

Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de $6.6 \text{ g/m}^2/\text{h}$ y genera un arrastre del 39% de sedimentos finos del total.

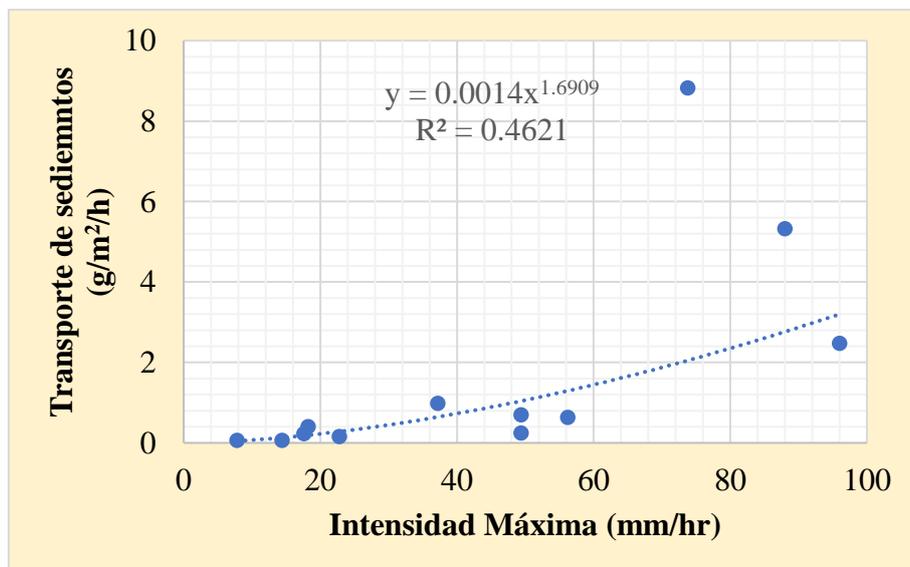


Figura 59 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR3: Aliso

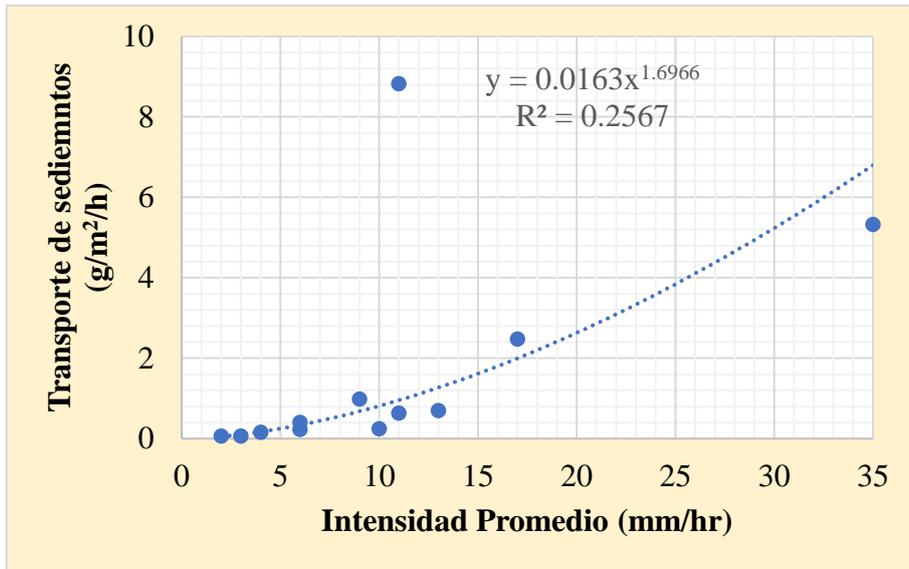


Figura 60 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR3: Aliso

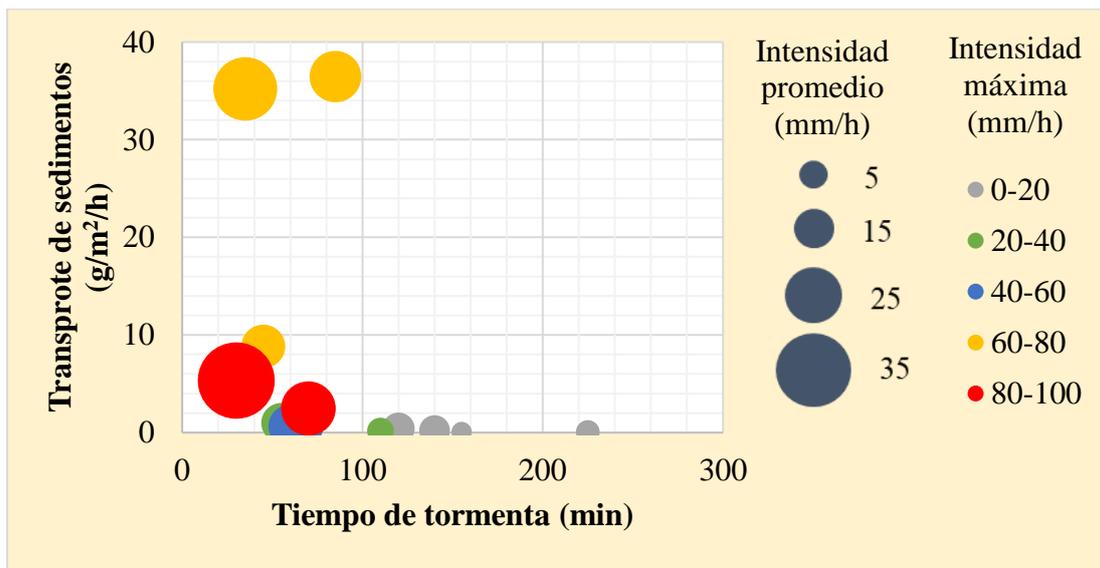


Figura 61 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR3

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 90 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 1 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 45 g/m²/h



Figura 62 Parcela experimental TR4: Ciprés

Durante el la cobertura vegetal se estimó una constate de 70%. La textura del suelo es arcillosa. Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de $7.5 \text{ g/m}^2/\text{h}$ y genera un arrastre del 64% de sedimentos finos del total.

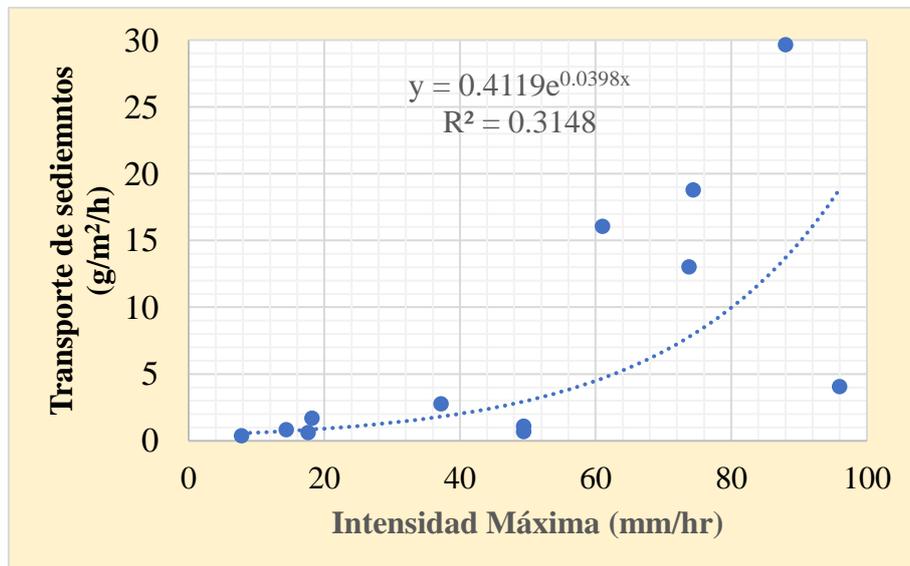


Figura 63 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR4: Ciprés

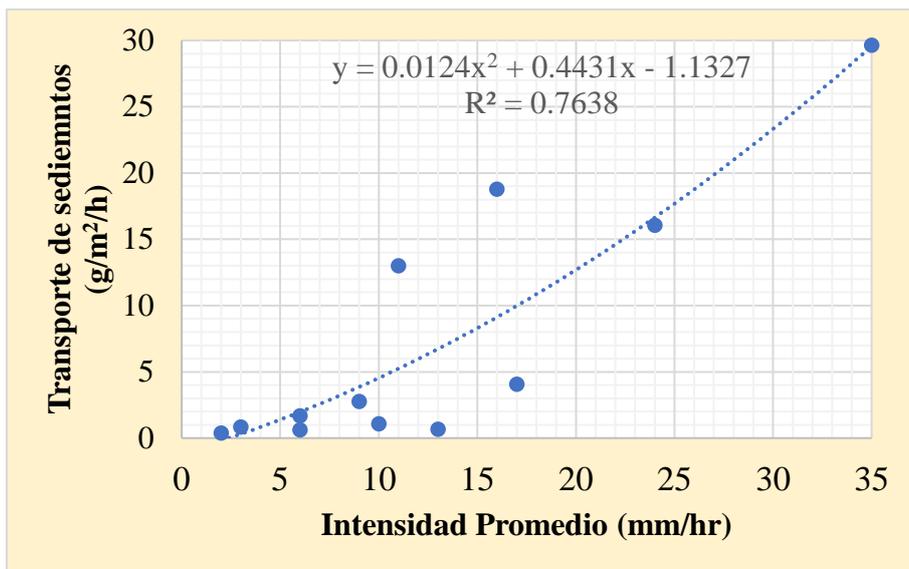


Figura 64 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR4: Ciprés

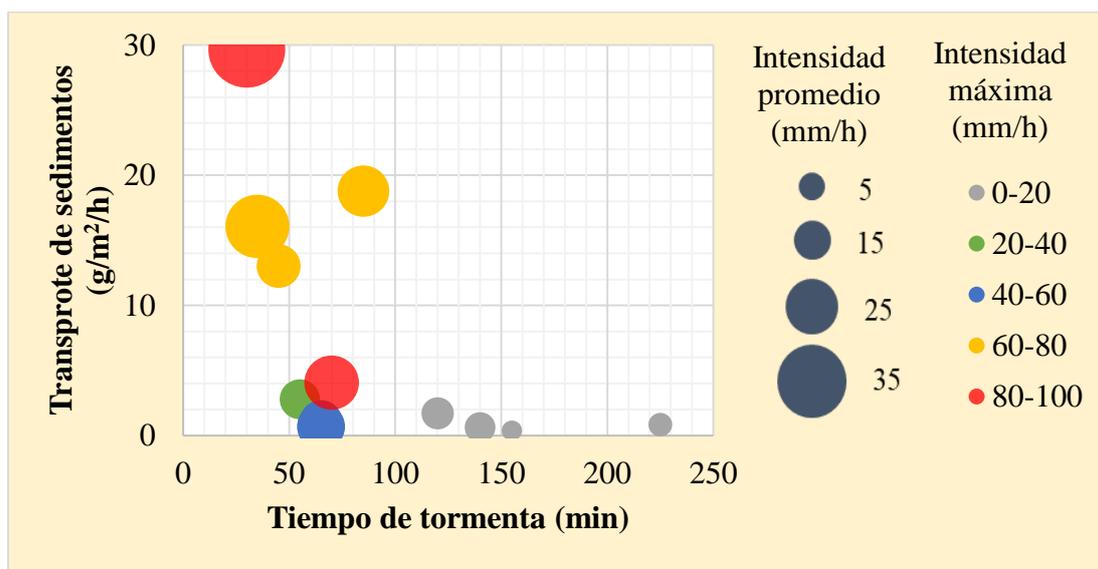


Figura 65 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR4

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 90 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 2 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 30 g/m²/h



Figura 66 Parcela experimental TR5: Cárcava

Durante el la cobertura vegetal se estimó una constante de 2%. La textura del suelo es arcillosa. Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de 35.3 g/m²/h y se genera un arrastre del 42% de sedimentos finos del total.

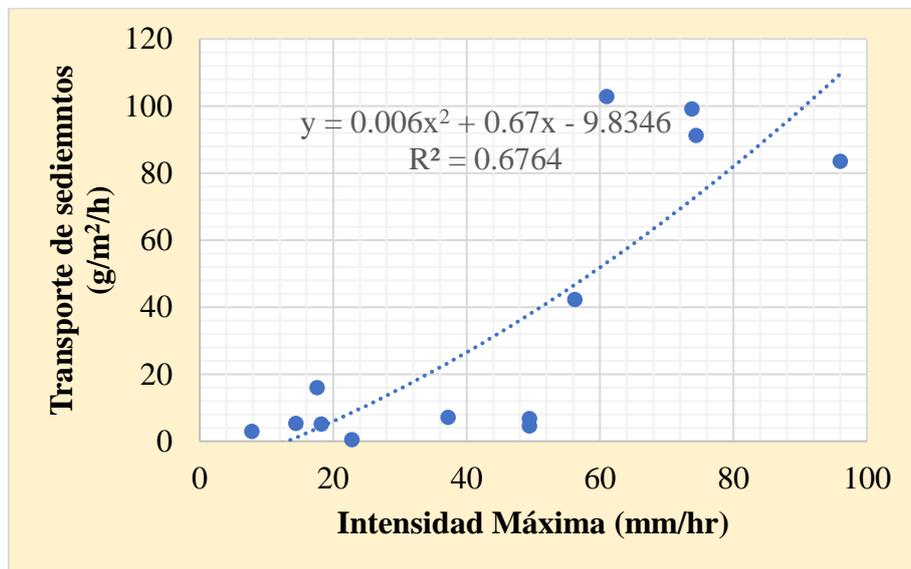


Figura 67 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR5: Cárcava

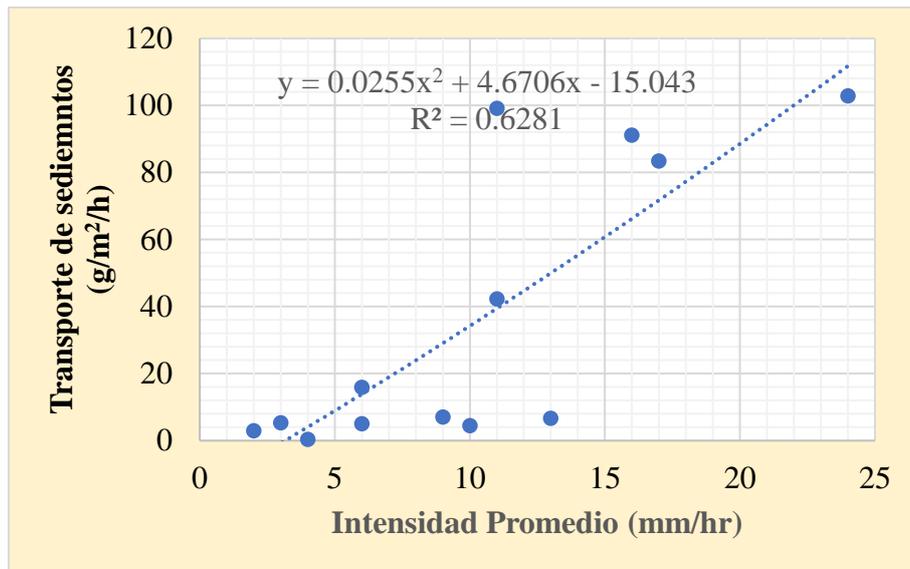


Figura 68 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR5: Cárcava

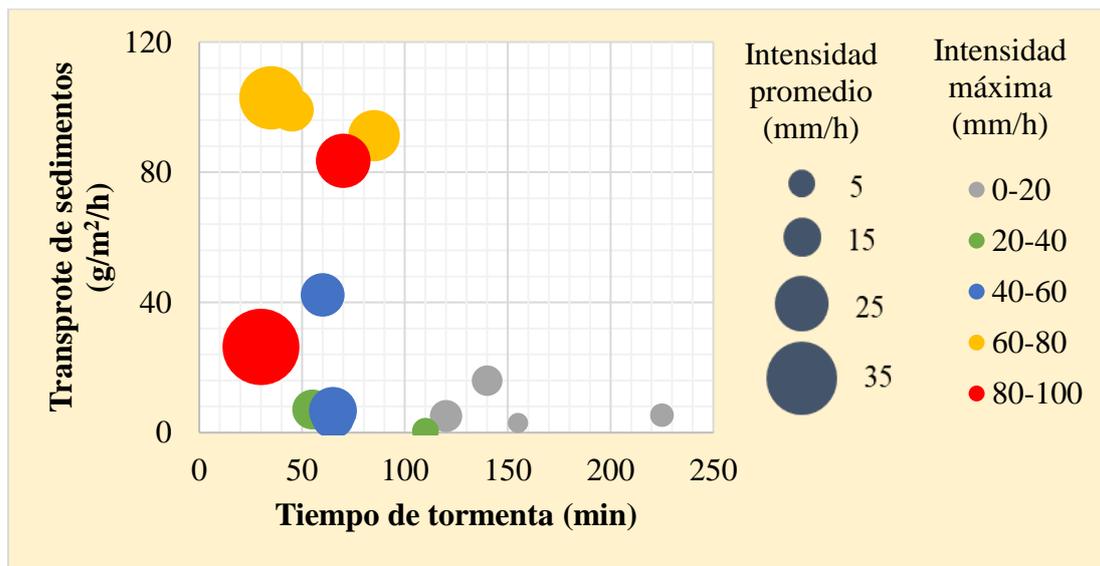


Figura 69 Efecto combinado de la intensidad máxima, media y tiempo de tormenta en el transporte de sedimentos en la parcela TR5

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 90 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 20 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 110 g/m²/h



Figura 70 Parcela experimental TR6: Cebada

El estudio inicia cuando el porcentaje de la cobertura vegetal es de 20% y culmina con una evolución de hasta un 40%. La textura del suelo es arcillosa.

Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de 11.8 g/m²/h y genera un arrastre del 73% de sedimentos finos del total.

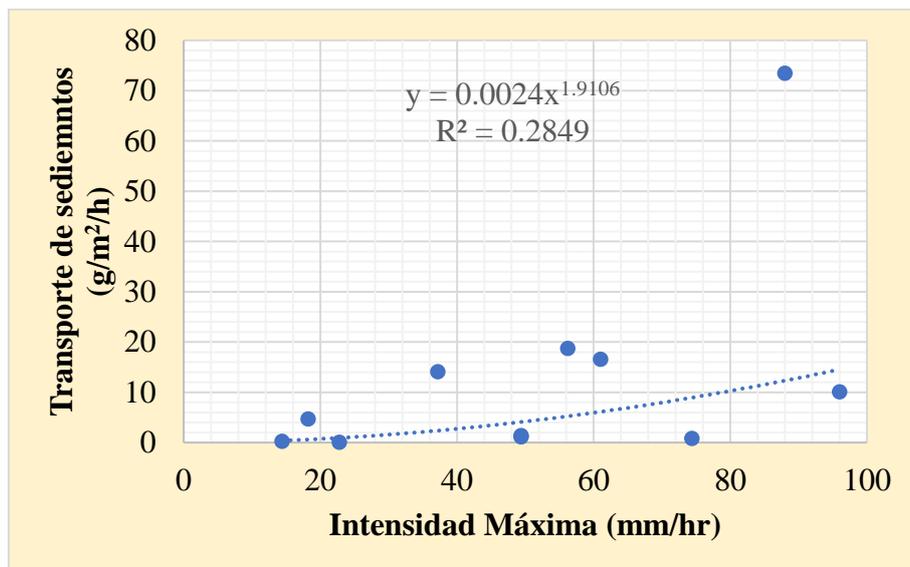


Figura Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR6: Cebada

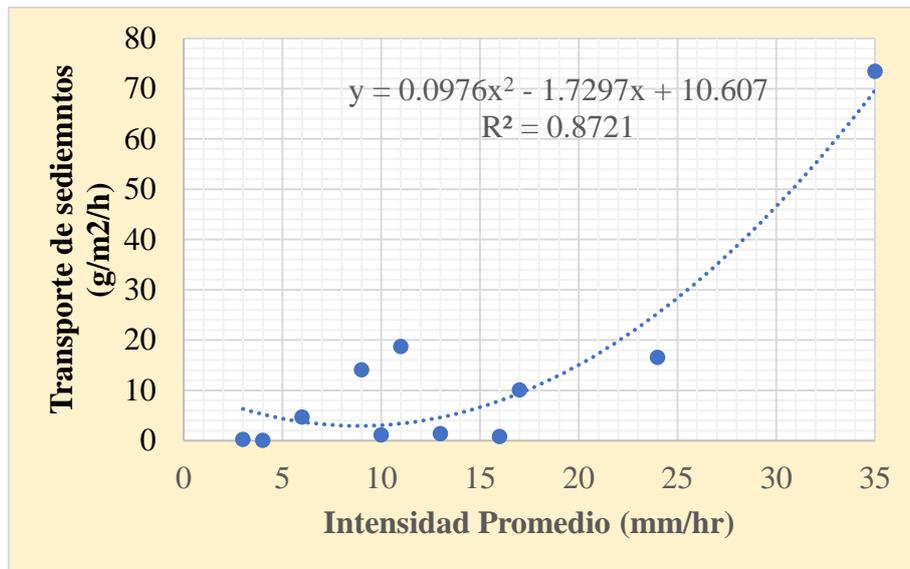


Figura 71 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR6: Cebada

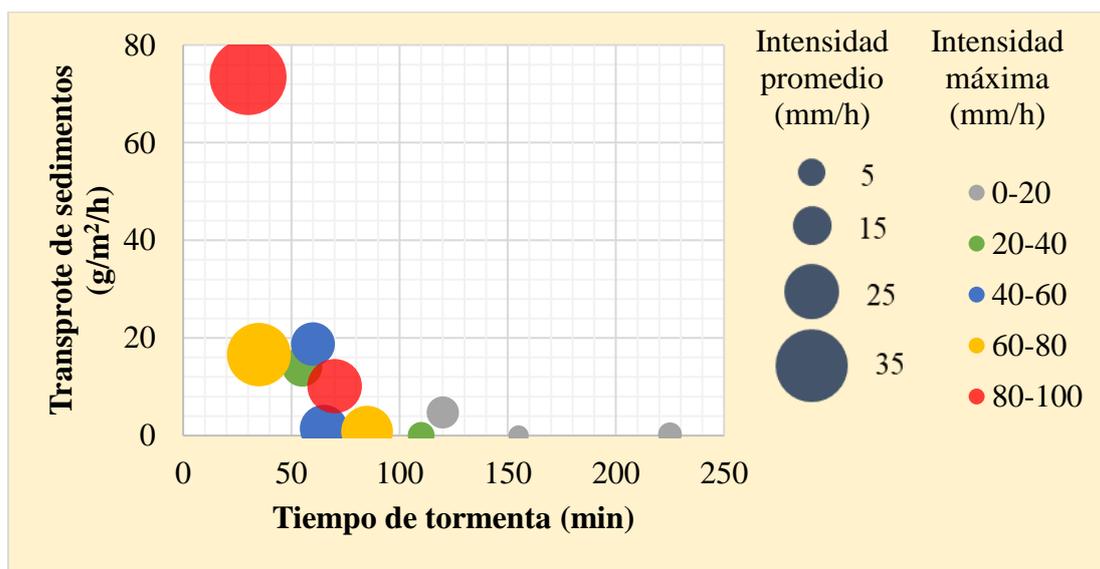


Figura 72 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR6

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 70 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 12 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 80 g/m²/h



Figura 73 Parcela experimental TR7: Chacra

El estudio inicia cuando el porcentaje de la cobertura vegetal es de 18% y culmina con una evolución de hasta un 38%. La textura del suelo es arcillo limoso.

Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de 30.9 g/m²/h y se genera un arrastre del 68% de sedimentos finos del total.

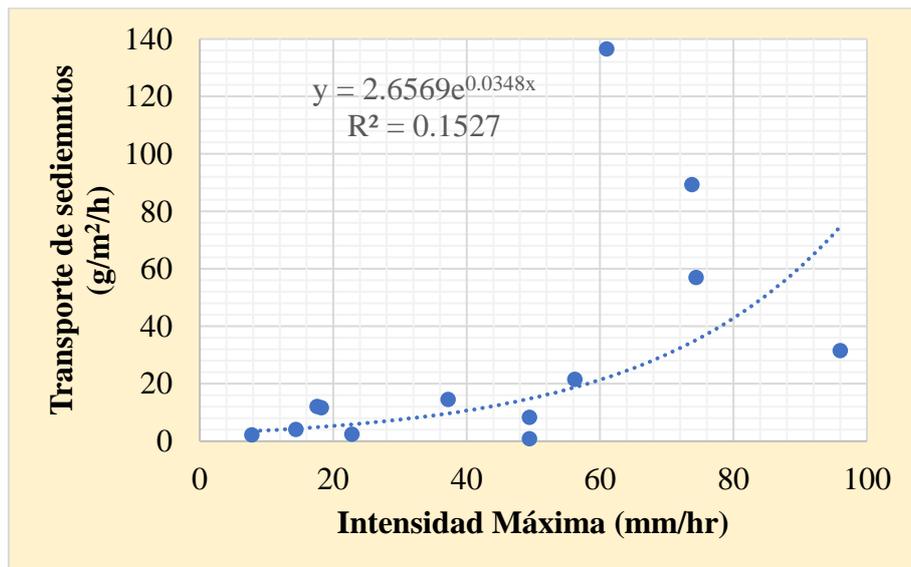


Figura 74 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR7: Chacra

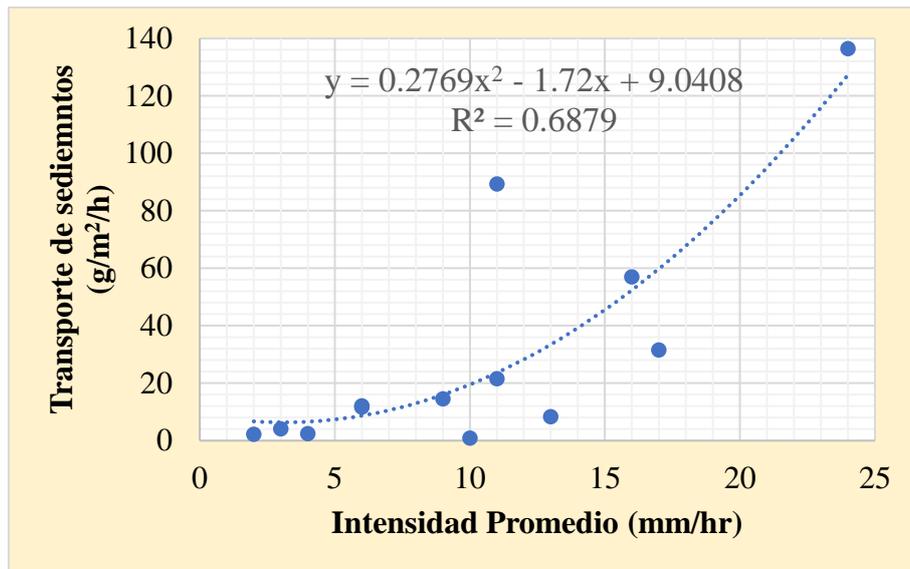


Figura 75 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR7: Chacra

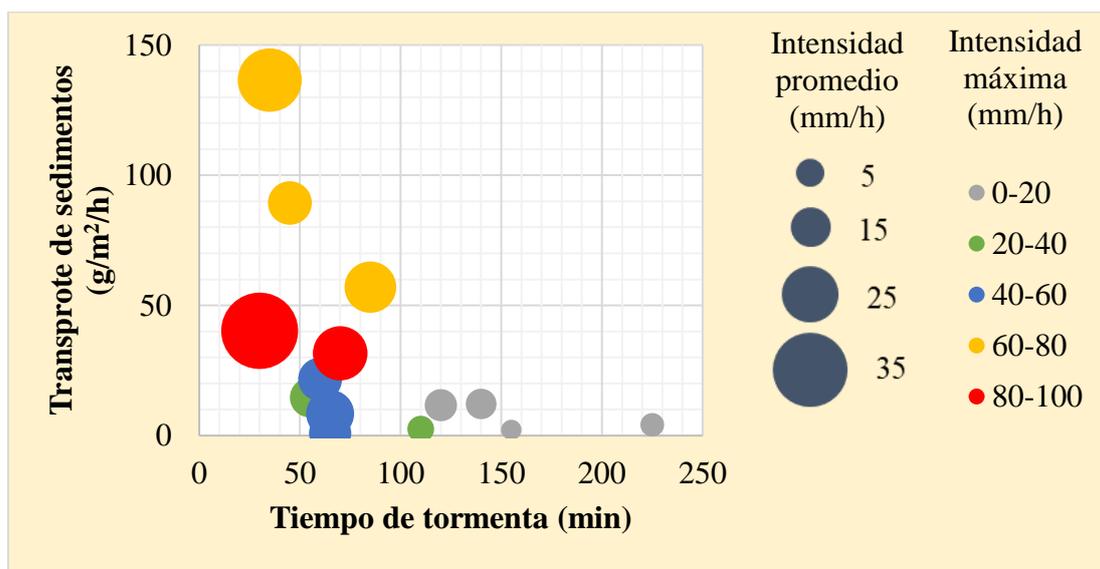


Figura 76 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR7

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 90 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 15 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 150 g/m²/h



Figura 77 Parcela experimental TR8: Pedregoso

El estudio inicia cuando el porcentaje de la cobertura vegetal es de 35% y culmina con una evolución de hasta un 30%. La textura del suelo es arcillo limoso.

Tiene una tasa media de transporte de sedimentos de 38.1 g/m²/h y genera un arrastre del 81% de sedimentos finos del total.

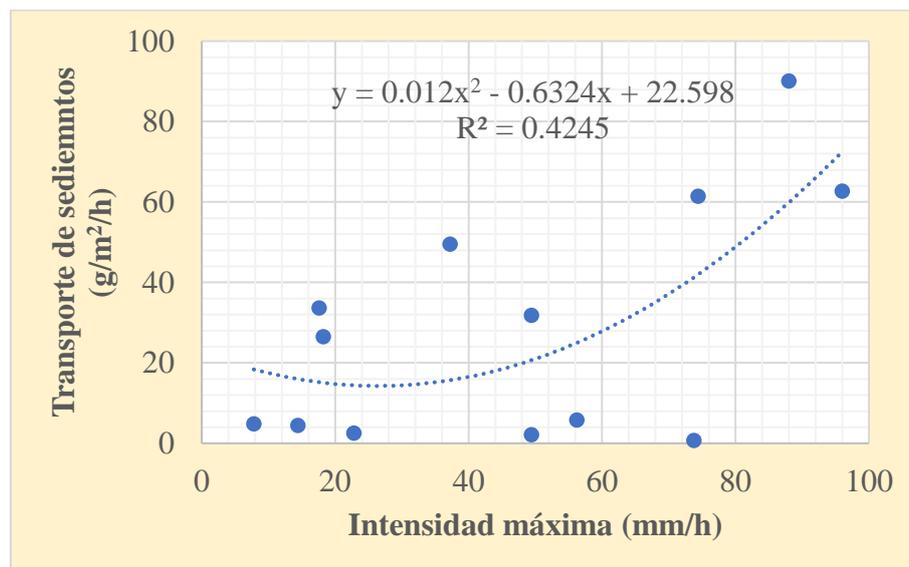


Figura 78 Efecto de la intensidad máxima en la parcela TR8: Pedregoso

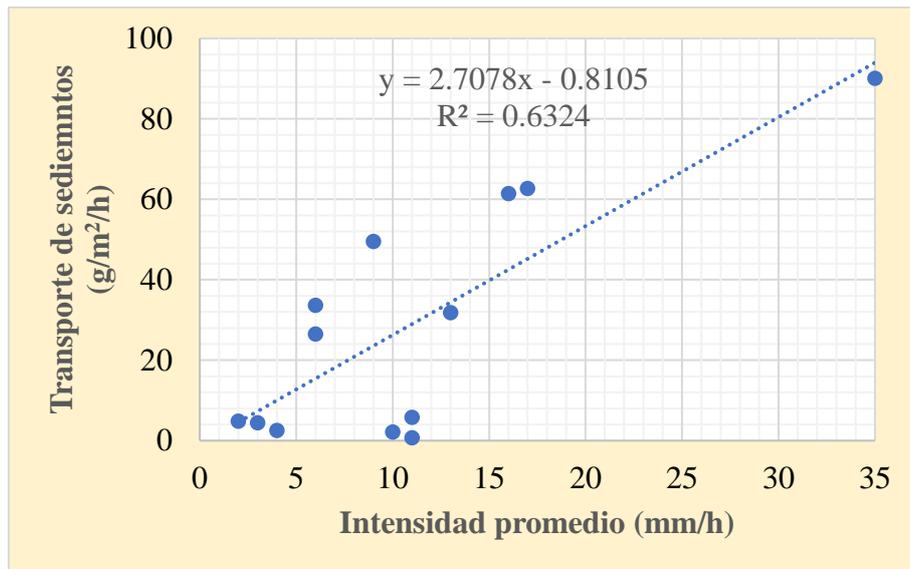


Figura 79 Efecto de la intensidad promedio en la parcela TR8: Pedregoso

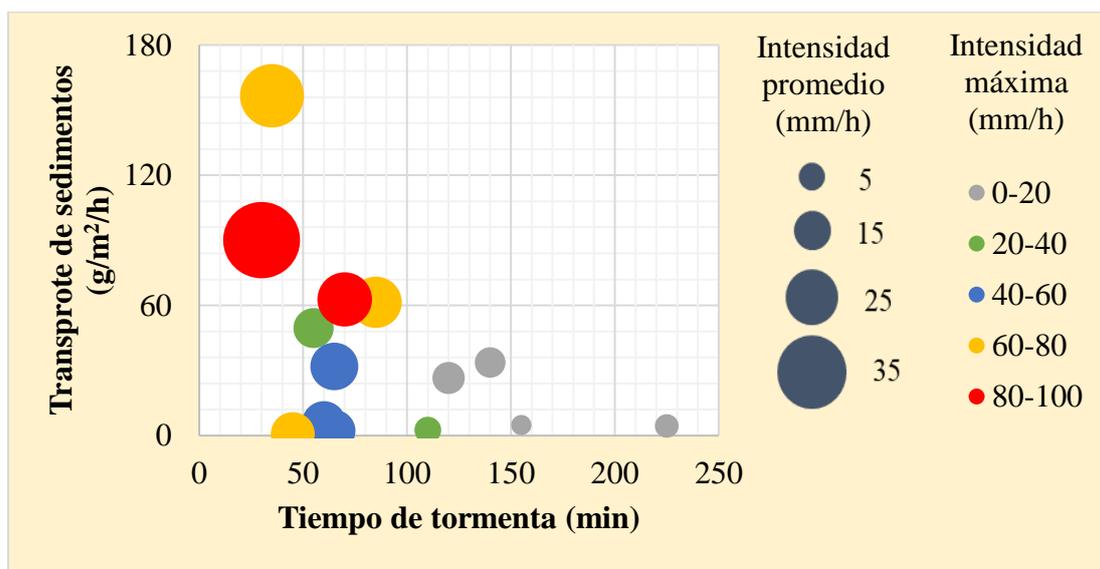


Figura 80 Efecto de la duración de la tormenta e intensidad en la parcela TR8

Las precipitaciones que tienen una duración mayor de 90 min presentan un transporte de sedimentos por debajo de los 35 g/m²/h. Mientras que, las precipitaciones de menor duración generan un transporte cerca de los 160 g/m²/h

Recolección y procesamiento de muestras



Figura 81 Recolección de muestras de sedimentos

Las muestras se recolectaron en galoneras de 12 litros después de cada evento de precipitación como mínimo el volumen de recolección tomado fue de 500 ml. Si el evento de precipitación generaba un volumen menor al indicado se eliminaba la recolección, dejando limpia la galonera para la recolección en la siguiente tormenta.



Figura 82 Recolección en botellas de polietileno

Se tomaba una muestra en botellas de polietileno y se anotaba el volumen total recolectado en la galonera y también el volumen de la muestra en la botella.



Figura 83 Separación de granos finos y gruesos de las muestras de sedimentos

Se separaba la muestra de sedimentos en finos y gruesos a través de un tamizado por la malla 200.



Figura 84 Filtrado de las muestras de sedimentos

Se filtraron las muestras con la ayuda de una bomba de succión y una rampa de filtración. Los sedimentos que pasaban por la malla 200 se filtraron en papel filtro 0.065um y las retenidas en la malla se tamizaban en papel filtro de 0.045 um.



Figura 85 Secado de las muestras de sedimentos

Después de haber filtrado las muestras de sedimentos, estas se secaban a temperatura ambiente o también en una estufa hasta 100°



Figura 86 Conservación de muestras

Se toma el peso de las muestras y son recolectadas y almacenadas para futuras investigaciones.



UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA
 FACULTAD DE AGRONOMIA - DEPARTAMENTO DE SUELOS
 LABORATORIO DE ANALISIS DE SUELOS, PLANTAS, AGUAS Y FERTILIZANTES

INFORME DE ANALISIS ESPECIAL EN SUELO

SOLICITANTE : INSTITUTO GEOFISICO DEL PERÚ 68760
 PROCEDENCIA : CAJAMARCA/ CAJAMARCA/ CAJAMARCA
 REFERENCIA : H.R.
 FECHA : 21/01/2020

Lab	Número Muestra Claves	% Arena gruesa		% Arena Media 0.50 - 0.25mm.	% Arena Fina 0.25 - 0.10mm.	% Arena Muy Fina 0.10 - 0.05mm.	% Limo	% Arcilla
		2.00 - 1.00mm.	1.00 - 0.50mm.					
1856	M01	2.94	12.68	16.06	11.24	9.88	30.70	16.50
1857	M02	0.86	2.56	3.20	3.44	5.10	40.18	44.66
1858	M03	0.24	0.74	0.96	1.46	4.64	48.68	43.28
1859	M04	4.40	7.82	5.80	4.90	12.68	28.30	36.10
1860	M05	0.92	3.30	4.40	5.50	10.62	52.62	22.64

Dr. Soledad García Bendejón
 Jefe del Laboratorio

Figura 87 Análisis granulométrico de parcelas experimentales en la Zona Z1

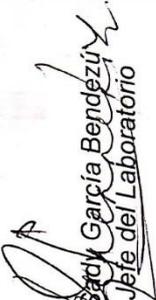


UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA
 FACULTAD DE AGRONOMIA - DEPARTAMENTO DE SUELOS
 LABORATORIO DE ANALISIS DE SUELOS, PLANTAS, AGUAS Y FERTILIZANTES

INFORME DE ANALISIS ESPECIAL EN SUELO

SOLICITANTE : INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU
 PROCEDENCIA : CAJAMARCA/ CAJAMARCA/ CAJAMARCA
 REFERENCIA : H.R. 68760
 FECHA : 21/01/2020

Lab	Número Muestra		% Arena muy gruesa 2.00 - 1.00mm.	% Arena gruesa 1.00 - 0.50mm.	% Arena media 0.50 - 0.25mm.	% Arena fina 0.25 - 0.10mm.	% Arena muy fina 0.10 - 0.05mm.	% Limo	% Arcilla
	Claves								
1847		R01	0.38	1.82	4.62	4.56	4.96	35.52	48.14
1848		R02	0.18	0.72	1.00	1.22	3.04	41.58	52.26
1849		R03	1.42	3.46	3.26	2.54	3.76	34.06	51.50
1850		R04	1.74	3.42	3.36	3.50	4.70	37.18	46.10
1851		R05	0.84	1.82	2.56	2.64	3.28	40.24	48.62
1852		R06	0.30	0.68	1.04	1.26	2.86	39.64	54.22
1853		R07	0.14	0.70	0.82	1.08	1.94	34.78	60.54
1854		R08	0.70	1.20	1.34	1.68	2.64	34.02	58.42
1855		R09	1.16	3.76	3.88	3.44	4.36	43.04	40.36


 Sady García Bendezyú
 Jefe del Laboratorio

Av. La Molina s/n Campus UNALM - Telf.: 614-7800 Anexo 222 Teléfono Directo: 349-5622 e-mail: labsuelo@lamolina.edu.pe

Figura 88 Análisis granulométrico de parcelas experimentales en la Zona Z2