



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
ESCUELA DE POSGRADO
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA AGRÍCOLA



TESIS

**ANÁLISIS ESPACIO TEMPORAL DE LA AGRESIVIDAD CLIMÁTICA DE
PRECIPITACIONES Y SU RELACIÓN CON LOS PARÁMETROS
GEOGRÁFICOS EN LA AMAZONIA ANDINA DE LA CUENCA DEL RÍO
INAMBARI, PERÚ**

PRESENTADA POR:

ALAIN ALATA MOLLO

PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE INGENIERÍA DE RECURSOS HÍDRICOS

PUNO, PERÚ

2023

Reporte de similitud

NOMBRE DEL TRABAJO

**ANÁLISIS ESPACIO TEMPORAL DE LA A
GRESIVIDAD CLIMÁTICA DE PRECIPITA
CIONES Y SU RELACIÓN CON LOS PARÁ
M**

AUTOR

ALAIN ALATA MOLLO

RECUENTO DE PALABRAS

20807 Words

RECUENTO DE CARACTERES

114249 Characters

RECUENTO DE PÁGINAS

94 Pages

TAMAÑO DEL ARCHIVO

9.3MB

FECHA DE ENTREGA

Aug 28, 2023 9:56 AM GMT-5

FECHA DEL INFORME

Aug 28, 2023 9:57 AM GMT-5

● 15% de similitud general

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para cada base de datos

- 15% Base de datos de Internet
- Base de datos de Crossref
- 7% Base de datos de trabajos entregados
- 4% Base de datos de publicaciones
- Base de datos de contenido publicado de Crossref

● Excluir del Reporte de Similitud

- Material bibliográfico
- Material citado
- Material citado
- Coincidencia baja (menos de 9 palabras)

**VB CIEPG
Similitud General
16 %**

Universidad
Nacional
del Altiplano



Firmado digitalmente por VELARDE
COAQUIRA, Edilberto FAU
20145496170 soft
Motivo: Soy el autor del documento
Fecha: 28.08.2023 15:16:18 -05:00



**UNA
PUNO**

Firmado digitalmente por LUQUE
COYLA, Ruben Jared FAU
20145496170 hard
Motivo: Doy V° B°
Fecha: 31.08.2023 08:48:11 -05:00



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
ESCUELA DE POSGRADO
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA AGRÍCOLA



TESIS

**ANÁLISIS ESPACIO TEMPORAL DE LA AGRESIVIDAD CLIMÁTICA DE
PRECIPITACIONES Y SU RELACIÓN CON LOS PARÁMETROS
GEOGRÁFICOS EN LA AMAZONIA ANDINA DE LA CUENCA DEL RÍO
INAMBARI, PERÚ**

PRESENTADA POR:

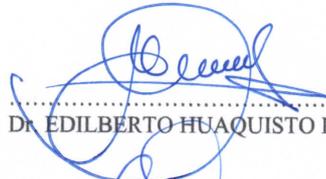
ALAIN ALATA MOLLO

PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE:

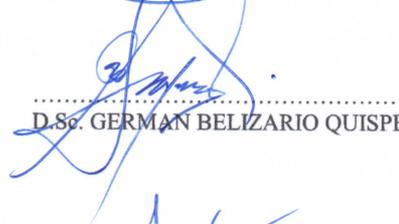
MAESTRO EN CIENCIAS DE INGENIERÍA DE RECURSOS HÍDRICOS

APROBADA POR EL JURADO SIGUIENTE:

PRESIDENTE


.....
Dr. EDILBERTO HUAQUISTO RAMOS

PRIMER MIEMBRO


.....
D.Sc. GERMAN BELIZARIO QUISPE

SEGUNDO MIEMBRO


.....
Dr. JOSÉ ANTONIO MAMANI GOMEZ

DIRECTOR/ASESOR


.....
D.Sc. EDILBERTO VELARDE COAQUIRA

Puno, 21 de junio de 2023

ÁREA: Ciencias de la Ingeniería

LÍNEA: Recursos Naturales y Medio Ambiente

TEMA: Agresividad de precipitaciones con las variables geográficas en el uso adecuado del recurso agua y suelo



DEDICATORIA

A la memoria de mi querido padre Eulogio Alata Pumaquispe



AGRADECIMIENTOS

A mi alma mater la Universidad Nacional del Altiplano, a los docentes de la Escuela de Posgrado, Maestría en Ciencias de la Ingeniería Agrícola mención Ingeniería de Recursos Hídricos ciclo (2020-II hasta 2022-I), por el conocimiento y experiencia brindado en mi formación académica.

Expresar mi gratitud al Dr. Edilberto Velarde Coaquira por su dirección y colaboración en el desarrollo de la presente investigación.

Agradecer a los jurados revisores de la presente tesis, Dr. Edilberto Huaquisto Ramos, Dr. German Belizario Quispe y Dr. José Antonio Mamani Gómez, por sus aportes en la conclusión de la presente tesis.

Reconocer el incansable apoyo de mi familia, de manera muy especial a mi madre Felicitas Mollo Quispe.

Dar las gracias a los revisores anónimos de la presente tesis por sus comentarios constructivos.

Finalmente, muchas personas han contribuido directamente e indirectamente desde la presentación del plan de tesis hasta la culminación de la presente investigación, mi eterno agradecimiento.



ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS	ii
ÍNDICE GENERAL	iii
ÍNDICE DE TABLAS	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vi
ÍNDICE DE ANEXOS	viii
ÍNDICE DE ACRÓNIMOS	ix
RESUMEN	x
ABSTRACT	xi
INTRODUCCIÓN	1

CAPÍTULO I

REVISIÓN DE LITERATURA

1.1	Marco teórico	3
1.1.1	Precipitación	3
1.1.2	El gradiente topográfico	6
1.1.3	Sistemas de Información Geográfica	6
1.1.4	Geoestadística	7
1.1.5	Información pluviometría de datos grillados de PISCOp v2.1	8
1.1.6	Índices de agresividad climática	8
1.1.7	Índice de Fournier	8
1.1.8	Índice de Fournier Modificado	9
1.1.9	Índice de Concentración de Precipitaciones	9
1.1.10	Cálculo del Índice de Erosividad Total	10
1.1.11	Anomalía de la Precipitación	11
1.2	Antecedentes	12

CAPÍTULO II

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

2.1	Identificación del problema	21
2.2	Enunciados del problema	22
2.3	Justificación	22
2.4	Objetivos	23
2.4.1	Objetivo general	23



2.4.2	Objetivos específicos	23
2.5	Hipótesis	24
2.5.1	Hipótesis general	24
2.5.2	Hipótesis específicas	24
CAPÍTULO III		
MATERIALES Y MÉTODOS		
3.1	Lugar de estudio	25
3.2	Población	27
3.3	Muestra	28
3.4	Método de investigación	29
3.4.1	Enfoque	29
3.4.2	Diseño	29
3.4.3	Tipo	29
3.5	Descripción detallada de métodos por objetivos específicos	30
CAPÍTULO IV		
RESULTADOS Y DISCUSIÓN		
	CONCLUSIONES	65
	RECOMENDACIONES	66
	BIBLIOGRAFÍA	67
	ANEXOS	78



ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
1. Valores de Índice de Fournier	9
2. Valores de Índice de Fournier Modificado	9
3. Valores de Índice de Concentración de Precipitaciones	10
4. Clasificación del Índice de Erosividad Total	10
5. Clasificación de la erosividad de las lluvias	11
6. Rangos de aceptación	36
7. Grado de relación según coeficiente de correlación	40
8. Eventos de El Niño de acuerdo a su intensidad ocurridos entre 1982-2019	46
9. Eventos de La Niña de acuerdo a su intensidad ocurridos entre 1985-2022	47
10. Prueba de normalidad Shapiro Wilk y Kolmogorov-Smirnov	49

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
1. Sistema de monzón de América del Sur	4
2. Fenómeno de El Niño y La Niña en condición normal en el Perú	5
3. El Niño costero y La Niña costera en condición normal en el Perú	5
4. Mapa de ubicación del área de estudio	25
5. Mapa climático de la cuenca del río Inambari	26
6. Temperatura máxima de la cuenca del río Inambari	27
7. Temperatura mínima de la cuenca del río Inambari	27
8. Metodología general de investigación	30
9. Metodología para el primer objetivo	31
10. Metodología para el segundo objetivo	32
11. Metodología para el tercer objetivo	33
12. Distribución de valores de medias mensuales de la precipitación en relación a la media general 1981-2021	41
13. Serie temporal anual de la precipitación promedio entre 1981-2021	42
14. Histograma de la precipitación media en la cuenca del río Inambari	42
15. Precipitación mensual geoespacial de la cuenca del Inambari	43
16. Distribución espacial de la precipitación promedio anual	44
17. Anomalías de precipitación de la cuenca del río Inambari	45
18. Matriz de correlación rho Spearman para las variables latitud, longitud, ICP, IF, IFM, altitud y precipitación promedio	50
19. Relación IF, IFM, ICP, precipitación media, entre la altitud	53
20. Relación IF, IFM, ICP, precipitación promedio entre la latitud	55
21. Distribución espacial promedio del Índice de Fournier	56
22. Distribución espacio temporal del Índice de Fournier Modificado	56
23. Distribución espacio temporal del ICP entre 1981-2021	57
24. Serie temporal de IF, IFM, ICP entre 1981-2021	58
25. Distribución espacial de IF, IFM y ICP	59
26. Distribución espacial del Índice de Erosividad	61
27. Distribución espacial del Índice de Erosividad Total	62
28. Imagen satelital de zonas de erosión y deslizamiento en zonas de mayor precipitación	63



29. Zonas de erosión y deslizamiento en la selva alta de la subcuenca del río Esquilaya-Inambari	63
30. Interior del dosel arbóreo en la subcuenca del río Esquilaya-Inambari	64



ÍNDICE DE ANEXOS

	Pág.
1. Mapa de distribución espacial del Índice de Erosividad	78
2. Mapa de distribución espacial del Índice Erosividad Total	79
3. Declaración jurada de autenticidad de tesis	80
4. Autorización para el depósito de tesis o trabajo de investigación en el repositorio institucional	81



ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

ANA	: Autoridad Nacional del Agua
AP	: Anomalía de Precipitaciones
EDA	: Análisis de Exploratorio de Datos
ENFEN	: Estudio Nacional del Fenómeno de “El Niño”
DEM	: Digital Elevation Model
IGP	: Instituto Geofísico del Perú
IF	: Índice de Fournier
IFM	: Índice de Fournier Modificado
ICP	: Índice de Concentración de Precipitaciones
IE	: Índice de Erosividad
IET	: Índice de Erosividad Total
INSAR	: Interferometric Synthetic Aperture Radar
MINAM	: Ministerio del Ambiente
PISCOp	: Datos peruanos interpolados de las Observaciones Climatológicas e Hidrológicas
SENAMHI	: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú

RESUMEN

La cuenca del Inambari es uno de los puntos críticos con mayor precipitación pluvial en los Andes Tropicales del Sur de la cuenca amazónica. El propósito de esta investigación es analizar el comportamiento espacial del índice de agresividad climática de precipitaciones y su relación con las variables geográficas. Se aplicó la AP para determinar la variación porcentual de lluvias y la agresividad climática mediante los índices climáticos con información PISCOp v2.1 entre 1981-2021. La correlación se determinó por el método Spearman dado que la muestra de datos no presenta una distribución normal y la relación mediante regresión lineal. La anomalía presenta un superávit y déficit de 11 % y -11 % su disminución y aumento de las precipitaciones no siempre está relacionado con la presencia de los fenómenos climáticos. La mejor relación obtuvo la altitud entre la precipitación media, IFM y IF de ($R^2 = 0.70, 0.62$ y 0.50). El comportamiento espacial y la serie temporal de la agresividad es distinta, donde se determina que al aumentar el valor mínimo hasta la máxima se da un aumento en la distribución espacial de cada clase. La agresividad de lluvias la clase muy alta ocupa un área de 8279 km^2 que representa el 41 % de superficie. En conclusión, el IFM es el mejor estimador de la agresividad de precipitaciones esta se distribuye en la parte de media luna central de la cuenca entre las altitudes de 330 hasta 3900 m s.n.m. paralelo a la cordillera oriental en dirección norte a sur.

Palabras clave: Agresividad climática, amazonia andina, erosividad, Inambari, no paramétrico, precipitación intensa.

ABSTRACT

The Inambari basin is one of the critical points with the highest rainfall in the Southern Tropical Andes of the Amazon basin. The purpose of this research is to analyze the spatial behavior of the climatic aggressiveness index of rainfall and its relationship with geographic variables. The AP was applied to determine the percentage variation of rainfall and climatic aggressiveness through climatic indices with PISCOp v2.1 information between 1981-2021. The correlation was determined by the Spearman method since the data sample does not present a normal distribution and the relationship by linear regression. The anomaly presents a surplus and deficit of 11% and -11%, its decrease and increase in rainfall is not always related to the presence of climatic phenomena. The best relationship was obtained by the altitude between the average precipitation, IFM and IF of ($R^2 = 0.70, 0.62$ and 0.50). The spatial behavior and the time series of aggressiveness is different, where it is determined that increasing the minimum value to the maximum gives an increase in the spatial distribution of each class. The aggressiveness of rains, the very high class, occupies an area of 8279 km², which represents 41% of the surface. In conclusion, the IFM is the best estimator of the aggressiveness of rainfall, which is distributed in the central crescent part of the basin between altitudes from 330 to 3900 m a.s.l. parallel to the eastern mountain range in a north-south direction.

Keywords: Andean amazon, climatic aggressiveness, erosivity, Inambari, intense precipitation, non-parametric.



Firmado digitalmente por
ESPINOZA RIVAS German Rafael
FAU 20145496170 soft
Motivo: Doy V° B°
Fecha: 15.08.2023 23:48:50 -05:00

INTRODUCCIÓN

Los estudios sobre las variables climáticas y los índices climáticos han adquirido una importancia significativa debido a la creciente frecuencia y severidad de los eventos extremos en todo el mundo (Vijay y Varija, 2022). Simulaciones con modelos climáticos determinan que los trópicos recibirán una porción aún mayor de precipitaciones (Broecker, 2012). Las subcuencas del río Amazonas como el Inambari no son ajenos a este pronóstico. La precipitación es un componente clave en estudios climáticos (Guzmán *et al.*, 2019). Cuya variabilidad espacial y temporal pueden impactar en actividades humanas durante eventos hidroclimáticos extremos (Parracho *et al.*, 2016).

Los gases de efecto invernadero en la atmósfera han calentado el planeta y ahora se almacena tanta humedad en el aire que aumenta el riesgo de precipitaciones más extremas (Sengupta, 2018). La agresividad pluviométrica es un factor con gran impacto ambiental asociado, a su vez, a otros efectos de torrencialidad, escorrentías, erosividad (García *et al.*, 2014). La agresividad climática muestra la distribución de las precipitaciones a nivel diario, mensual y anual (Camarasa *et al.*, 2020). La erosividad también es conocida como agresividad climática (Lince y Castro, 2015). La erosividad de la lluvia y su derivada, es un motor principal de daños ambientales considerables y pérdidas económicas en todo el mundo (Diodato *et al.*, 2020). El aumento de la variabilidad estacional de la precipitación pluvial y la temperatura incrementa la tasa erosión de suelo en los diversos tipos de clima a nivel mundial (Burt *et al.*, 2016). La consecuencia de los altos porcentajes de concentración de precipitación diaria en pocos días, pueden incrementar potencial de erosión, inestabilidad de laderas y riesgo de inundaciones, siendo estos problemas comunes en el Perú (Zubieta y Saavedra, 2013). Esta cobra relevancia debido a la relación que existe entre el efecto erosivo de la lluvia y la pérdida del suelo (Cepeda y Mena, 2016).

Entre los estimadores de agresividad climática de precipitaciones los más aplicados se tiene a los índices de Fournier (IF) e índice de Fournier Modificado (IFM) (Vyshkvarkova *et al.*, 2018), (Dewan *et al.*, 2019), (Ilbay, 2019) y (Arriola *et al.*, 2022). Asimismo, el índice de Concentración de Precipitaciones (Zhang *et al.*, 2019). En cuanto a la erosividad total combinando los índices de Fournier y el índice de

Concentración de Precipitaciones (Castelán *et al.*, 2014) y (Caba, 2019). La evaluación de la altitud con el modelo de elevación de digital (Soomro *et al.*, 2019).

La transición Andes-Amazonas se encuentra entre las regiones más lluviosas del mundo y las interacciones entre la circulación a gran escala y la topografía determinan su compleja distribución de precipitaciones y siguen siendo poco conocidas (Espinoza *et al.*, 2015) y (Barthem *et al.*, 2016). Sin embargo, pocas son las investigaciones encaminadas a conocer la distribución espacial de esta agresividad climática (Castelán *et al.*, 2014). Si bien se ha realizado estimaciones de la precipitación máxima en la cuenca amazónica con respecto a la altitud. En los puntos críticos con alta torrencialidad de precipitaciones en la selva tropical la cuenca del río Inambari son pocos los estudios. El siguiente trabajo de investigación pretende abordar la siguiente interrogante general ¿Cuál es el comportamiento espacial del índice de agresividad climática de precipitaciones y su relación las variables geográficas en la Amazonia andina de la cuenca del río Inambari en el periodo 1981-2021?

La amazonia andina de la cuenca del río Inambari, es parte de la cuenca Madre de Dios que se encuentra ubicada en la parte Sur Oriental del Perú, forma parte de las grandes cuencas del río Madeira. Tiene una extensión territorial de 111.93 km² en territorio peruano, incluyendo la Intercuenca Acre que pertenece a la cuenca del río Purús, convirtiéndola como la tercera cuenca de mayor extensión del País (ANA, 2010). El objetivo de la presente investigación es determinar del comportamiento espacial del índice de agresividad climática de precipitaciones y su relación con los parámetros geográficos en la cuenca del Inambari en el periodo 1981-2021.

La presente investigación se organiza de la siguiente manera: en el capítulo I se aborda la parte de la revisión de literatura sobre definiciones importantes relacionados al tema de investigación y la descripción de la realidad problemática que se presenta en la cuenca del río Inambari, el segundo capítulo hace referencia a los trabajos concernientes sobre la agresividad climática de precipitaciones relacionado con los parámetros geográficos, en el capítulo III se definen los materiales y métodos que se han empleado; asimismo, se describe el área de estudio con su respectiva caracterización, de la misma forma el tamaño de la muestra y el método de investigación, finalmente en el capítulo IV se presentan los resultados y discusiones finalmente las conclusiones obtenidas a lo largo de la presente trabajo de investigación.

CAPÍTULO I REVISIÓN DE LITERATURA

1.1 Marco teórico

1.1.1 Precipitación

La precipitación es una variable climática de suma importancia que se presenta en la tierra que tiene la particularidad de tener su propio ciclo hidrológico. Según Ajami (2021), describe la circulación del agua a través de la atmósfera, la tierra y los océanos. Este ciclo consta de un conjunto de almacenamientos (nieve, humedad del suelo y agua subterránea) y flujos (precipitación, evapotranspiración y escorrentía). La precipitación es el principal impulsor del ciclo del agua y, en promedio, el 70 % de la precipitación anual se pierde debido a la evapotranspiración.

La precipitación que se presenta en Sudamérica de manera general es el sistema de monzón sudamericano (figura 1) que comprende una compleja y dinámica estructura espacial integrada principalmente por el cinturón de la Alta Subtropical del Atlántico Norte (ASAN), la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la Alta Subtropical del Pacífico Sur (ASPS), Baja Térmica del Chaco (BCH), Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) y los frentes atmosféricos del Sur (FS) (Mendonça, 2017).

La precipitación en la parte de la cuenca del río Amazonas según Mendonça (2017), se inicia en la primavera, y específicamente en la parte oeste, en octubre ya se puede identificar, en la alta troposfera, la alta de Bolivia (AB) ubicada sobre el Perú y oeste de Amazonia y una depresión en línea localizada sobre el Atlántico sur tropical y subtropical, cerca de la costa del noreste del Brasil. La AB es una circulación anticiclónica de gran escala que ocurre en la troposfera superior resultante del aumento de la convección

continental en la Amazonía, relacionada con el avance meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), que en conjunto con la Corriente del Jet Subtropical atraen más hacia el sur el cinturón ecuatorial de los vientos del este; de esta manera casi el 90 % de la cuenca del Inambari se encuentra por encima de los 350 m de elevación, e incluye las áreas de mayor precipitación en la cuenca de la Madre de Dios, así como zonas de alta erosión (Barthem *et al.*, 2016).



Figura 1. Sistema de monzón de América del Sur
Fuente: (Mendonça, 2017).

Según SENAMHI (2021), en el Perú los controladores climáticos se clasifican en tres; primero controladores meteorológicos dentro de esta clasificación están la Zona convergencia intertropical (ZCIT), Baja Amazónica, corriente en chorro de nivel bajo, alta de Bolivia, depresión atmosférica de niveles altos (DANA), anticiclón del océano Pacífico Sureste, anticiclón del Atlántico (AAS), Frentes fríos, corriente en chorro subtropical; segundo controladores oceánicos y tercero controladores continentales, dentro de este se ubican los andes Peruanos.

En cuanto a la variación porcentual de la precipitación, podría estar asociado a los fenómenos climatológicos de El Niño y de La Niña y su posible influencia en la cuenca del Inambari. La presencia de estas aguas cálidas a lo largo de las costas peruanas, es un fenómeno recurrente que tiene una

duración de varios meses. Ahora sabemos que este calentamiento marino-costero se acentúa cada cierto número de años, siendo una manifestación de los cambios que ocurren en las capas superficiales y subsuperficiales del océano. Esto está vinculado a interacciones complejas con la atmósfera que se producen en el Océano Pacífico ecuatorial, a miles de kilómetros de la costa peruana (MINAM, 2014).

La definición clara y resumida que presenta Mosquera (s.f.), define El Niño como un calentamiento anormal y sostenido de la superficie del océano Pacífico tropical. Se asocia a perturbaciones climáticas como lluvias intensas, aumento de nivel del mar, etc. El fenómeno de la niña es lo opuesto a El Niño, es decir es la disminución, por debajo de lo normal, de la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial (figuras 2 y 3).

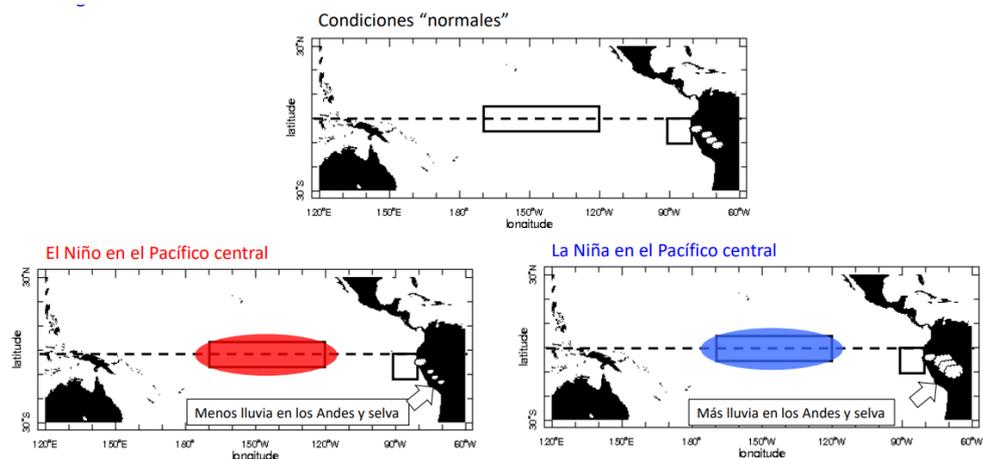


Figura 2. Fenómeno de El Niño y La Niña en condición normal en el Perú
Fuente: (Mosquera, s.f.)

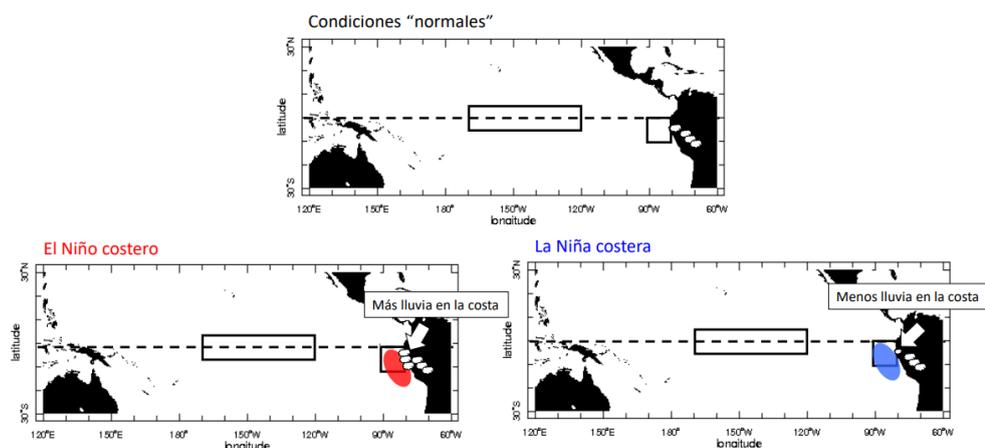


Figura 3. El Niño costero y La Niña costera en condición normal en el Perú
Fuente: (Mosquera, s.f.)

1.1.2 El gradiente topográfico

La elevación se puede medir desde el espacio utilizando diferentes metodologías diseñadas para diferentes sensores. Para sensores de radar se aplica SAR interferométrico (InSAR). En sensores ópticos se analizan imágenes estéreo para obtener la información de elevación. En la actualidad se encuentra cada vez más difundido el uso de los modelos digitales de elevación, en las ciencias de la Tierra como por ejemplo en la Hidrología o en la Geomática, con el objeto de representar en forma fidedigna el relieve terrestre (Burgos y Salcedo, 2014). Los modelos digitales de elevación, son necesarios para mapear y modelar los peligros y riesgos naturales que están influenciados por la topografía, por ejemplo, las inundaciones y deslizamientos de tierra (UN-SPIDER, s.f.).

En un modelo digital de elevaciones, la altitud en el entorno inmediato de un punto puede describirse de forma aproximada mediante un plano de ajuste, cuya expresión es dada mediante la ecuación 1:

$$z = a_{00} + a_{10} * x + a_{01} * y \quad (1)$$

Se deduce directamente que los coeficientes a_{10} y a_{01} representan las derivadas primeras de la altitud con respecto a los ejes X e Y en la ecuación 2:

$$a_{10} = \frac{\partial z}{\partial x}; a_{01} = \frac{\partial z}{\partial y} \quad (2)$$

Los coeficientes a_{10} y a_{01} representan la tasa de cambio de la altitud respecto a los ejes X —filas— e Y —columnas— respectivamente, es decir, los componentes de la pendiente sobre los ejes X, Y.

El par de valores (a_{10}, a_{01}) se denomina gradiente de z en el punto (x, y) y ha sido mencionado porque va a mostrarse útil en el cálculo de los modelos digitales derivados (Felicísimo, 2008).

1.1.3 Sistemas de Información Geográfica

Los Sistemas de Información Geográfica son herramientas desarrolladas para gestionar esa información que se obtiene en un territorio y, dado que

tienen una gran potencia, poder trabajar con un volumen de datos muy elevado como los que habitualmente proceden del mundo real (Cabrero y García, 2015). La necesidad de información sobre el territorio es una constante histórica. Los fines para los que dicha información puede servir son inagotables, la representación del territorio se realiza adoptando unas fórmulas bien definidas, se trata de los llamados modelos de datos de un SIG (Moreno *et al.*, 2014).

1.1.4 Geoestadística

La definición según Cabrero y García (2015), la localización geográfica de los lugares en donde se producen los acontecimientos observados es muy importante. Por otra parte, Panagiotou *et al.* (2022), define la geoestadística como una rama de las estadísticas utilizadas para analizar y predecir la variabilidad espacio-temporal de tales fenómenos complejos. Otra definición importante es la que señala García (2004), la geoestadística comprende a un conjunto de herramientas y técnicas que sirven para analizar y predecir los valores de una variable que se muestra distribuida en el espacio o en el tiempo de una forma continua. Debido a su aplicación orientada a los SIG, también se podría definir como la estadística relacionada con los datos geográficos, de ahí que se le conozca además como estadística espacial.

1. Análisis Exploratorio de los Datos (EDA): Se estudian los datos muestrales sin tener en cuenta su distribución geográfica. Sería una etapa de aplicación de la estadística. Se comprueba la consistencia de los datos, eliminándose los erróneos e identificándose las distribuciones de las que provienen.

2. Análisis estructural: Estudio de la continuidad espacial de la variable. Se calcula el variograma, u otra función que explique la variabilidad espacial, y se ajusta al mismo un variograma teórico.

3. Predicciones: Estimaciones de la variable en los puntos no muestrales, considerando la estructura de correlación espacial seleccionada e integrando

la información obtenida de forma directa en los puntos muestrales, así como la conseguida indirectamente en forma de tendencias conocidas.

1.1.5 Información pluviometría de datos grillados de PISCOp v2.1

En las últimas décadas, se han puesto a disposición muchos conjuntos de datos P cuadrículados con una cobertura casi global. Estos conjuntos de datos P ofrecen una oportunidad sin precedentes para restringir el modelado hidrológico en regiones remotas donde la red de medidores es escasa (Satgé *et al.*, 2021).

1.1.6 Índices de agresividad climática

Para determinar la agresividad de precipitaciones se han desarrollado varias expresiones para determinar la agresividad de precipitaciones, las ecuaciones más conocidas son el Índice de Fournier, Índice de Fournier Modificado y el Índice de Concentración de Precipitaciones, estas expresiones han sido ampliamente aplicado en multitud de estudios, son recomendados por Ilbay (2019), Caba (2019), Dewan *et al.* (2019), Antonelli *et al.* (2021) y Arriola *et al.* (2022).

1.1.7 Índice de Fournier

Esta propuesta ha sido introducida en 1960, denominado Índice de Agresividad Climática o Índice de Fournier, que estima las características erosivas (agresividad) basadas en el mes más lluvioso de cada año dentro de un período de tiempo, para la determinación se utilizó la expresión 3:

$$IF = \frac{p_{máx}^2}{P} \quad (3)$$

Siendo: **p** la precipitación acumulada del mes más húmedo del año y **P** la precipitación acumulada anual, ambas expresadas en mm.

Este índice tiene algunas restricciones como considerar que en zonas cuyo régimen pluvial presenta más de un pico mensual de precipitación por otra parte el IF sólo considera el mes de mayor precipitación, despreciando los valores del resto de los meses, el resultado se clasificó según la tabla 1.

Tabla 1

Valores de Índice de Fournier

Clasificación	Valor de IF
Muy bajo	50<
Bajo	50-100
Moderado	100-150
Alto	150-200
Muy Alto	200>

Fuente: (Mendoza, 2011)

1.1.8 Índice de Fournier Modificado

En 1978 Arnoldus propone una corrección del Índice de Fournier, en la que se incorpora los datos estimados del resto de los meses. Este Índice se calcula por la expresión número 4 y su clasificación de los resultados de acuerdo a la tabla 2.

$$IFM = \sum_{i=1}^{12} \frac{p^2}{P} \quad (4)$$

Siendo: **p** la precipitación máxima mensual y **P** la precipitación acumulada anual, ambas expresadas en mm.

Tabla 2

Valores de Índice de Fournier Modificado

Clasificación	Valor de IFM
Muy Bajo	100<
Bajo	100-200
Moderado	200-300
Alto	300-400
Muy Alto	400>

Fuente: (Mendoza, 2011)

1.1.9 Índice de Concentración de Precipitaciones

Oliver en el año 1980 propuso el Índice de Concentración de Precipitaciones. Este índice refleja la estacionalidad de las lluvias. Los mayores valores del ICP indican alta estacionalidad o irregularidad, es decir

grandes diferencias entre las temporadas secas y lluviosas, valores menores indican poca diferencia entre los meses lluviosos y los meses secos, su determinación es dada por la ecuación 5 y su evaluación de acuerdo a los valores de la tabla 3:

$$ICP = 100x \frac{\sum_{i=1}^{12} p_i^2}{P^2} \quad (5)$$

Siendo: **p** la precipitación mensual (valores medios mensuales de la serie) y **P** la precipitación anual, ambas expresadas en mm.

Tabla 3

Valores de Índice de Concentración de Precipitaciones

Clasificación	Valor de ICP
Uniforme	≤ 10
Moderado	$>10 \leq 15$
Irregular	$>15 \leq 20$
Muy Irregular	< 20

Fuente: Petrović *et al.* (2019)

1.1.10 Cálculo del Índice de Erosividad Total

El IFM evalúa directamente la agresividad de las precipitaciones, pero su efecto es diferente en dependencia de la forma en que la actividad pluvial se distribuye a lo largo del año, información que aporta el ICP, la combinación de ambos genera el Índice de Erosividad Total expresado en la ecuación 6, el mismo que se clasifica según la tabla 4 (Castelán *et al.*, 2014).

$$IET = IFM \times ICP \quad (6)$$

Tabla 4

Clasificación del Índice de Erosividad Total

Valores	Descripción de la clase	Clase
<1500	Baja	1
1501-2500	Moderada	2
2501-5000	Alta	3
>5000	Muy alta	4

Fuente: Castelán *et al.* (2014)

Para la estimación de la Erosividad de lluvias $R - EI_{30}$ anual histórico, se empleó el modelo propuesto por Rivera y utilizado por Castelán *et al.* (2014), Caba (2019) y Antonelli *et al.* (2021), se tiene a la variable independiente el IFM, donde se calcula para cada año mediante la ecuación (7), las clasificaciones del $R (IE_{30})$ y el IFM se presentan en las Tablas 5.

$$EI_{30} = \sum_{12}^1 30.4(IFM) + 28.3 \quad (7)$$

Tabla 5

Clasificación de la erosividad de las lluvias

Clase	Erosividad R (MJ.mm.ha ⁻¹)	Clasificación
1	<1.000	Natural
2	1.000-25000	Muy baja
3	2.500-5.000	Baja
4	5.000-7.500	Moderada
5	7.500-10.000	Alta
6	10.000-15.000	Muy alta
7	15.000-20.000	Severa
8	>20.000	Extremadamente severa

Fuente: Castelán *et al.* (2014)

1.1.11 Anomalía de la Precipitación

La anomalía de precipitación según González *et al.* (1999) y SENAMHI (2022), determina el régimen de la precipitación durante un mes, un trimestre o un año, con relación a un promedio establecido de varios años (precipitación promedio multianual), los valores positivos indican un superávit, los negativos un déficit; además la posibilidad de ser utilizada para indicar la presencia de sequías, tomando únicamente rangos de precipitación inferiores al promedio establecido, se calcula mediante la ecuación 8:

$$AP = \left[\frac{PPta_i - Pm}{Pm} \right] * 100 \quad (8)$$

Donde:

AP: Anomalía de precipitación

PPtai: Precipitación total por año

Pm: Precipitación media anual

1.2 Antecedentes

Sobre los índices de agresividad de precipitaciones y los parámetros geográficos, se han realizado estudios en todas las regiones del mundo donde existe mucha referencia bibliográfica, el tema que se está abordando está muy relacionado con el tema de índice de agresividad climática, a continuación, se tiene la posibilidad de citar varias de las contribuciones de diversos autores que contextualizan y sitúan en un marco correcto esta investigación.

En el contexto internacional con respecto al continente de Asia, se cita el trabajo de Dewan *et al.* (2019), en la medición de precipitación de 3B42, en el periodo de 1998- 2016, investigaron la agresividad, concentración y estacionalidad de las precipitaciones en varias regiones hidrológicas de Bangladesh, emplearon cuatro medidas ampliamente utilizadas: índice de estacionalidad, índice de Fournier Modificado, grado de concentración de precipitación y período de concentración de precipitación, para examinar los patrones estadísticos de precipitación para período de 19 años se utilizó la prueba no paramétrica de Mann-Kendall. El estudio concluyó que la precipitación mensual estuvo dominada por tendencias decrecientes; sin embargo, las tendencias estadísticamente significativas variaron entre las regiones hidrológicas. Además, se observó que la agresividad de las precipitaciones estaba disminuyendo, mientras que los índices de concentración y estacionalidad de las lluvias tenían una tendencia creciente, lo que significa el potencial de eventos climáticos más extremos, como las inundaciones.

Con respecto al país de China por Wang *et al.* (2019), esta investigación determinó los cambios espacio-temporales y el índice de concentración y su relación con las circulaciones atmosféricas de verano a gran escala sobre el noreste de China (NEC). Utilizaron datos de precipitación diaria de 71 estaciones meteorológicas y cinco índices de circulación atmosférica a gran escala para el período 1961-2016. Los resultados muestran que la concentración de precipitación diaria anual en NEC disminuyó levemente en la mayoría de las áreas. La distribución espacial del IC varía de 0.64 a 0.70 y las regiones de mayor valor se encuentran en la provincia de Liaoning. La correlación entre IC y diferentes índices atmosféricos a gran escala muestra diferencias significativas y depende principalmente de las diferencias regionales. La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) están correlacionadas negativamente con el IC en la

mayoría de las regiones de NEC, en contraste con el monzón de verano del este de Asia. índice (EASMI) e Índice ENSO multivariado (MEI). El índice de oscilación del sur (SOI) se correlaciona negativamente con el IC en la provincia de Liaoning y la positividad se correlaciona con el IC en Jilin y la mayor parte de la provincia de Heilongjiang.

Seguidamente se tiene el trabajo de García *et al.* (2015), la metodología que empleó en esta investigación ha sido la precipitación mensual utilizando el Modelo Integrado de Escorrentía de Precipitación (SIMPA), para cada cuenca hidrográfica española entre 1940 a 2010. Esta investigación da a conocer la irregularidad temporal de la agresividad de las precipitaciones en grandes áreas geográficas y extraer patrones espacio-temporales. La agresividad de la lluvia se calculó utilizando el Índice de Fournier modificado (IFM) y el Índice de concentración de precipitación (IPC). Los resultados obtenidos permitieron caracterizar la agresividad de las lluvias en la Península Ibérica y determinar su evolución en las últimas décadas. También revelan que el patrón general de agresividad de las lluvias está determinado por el efecto dual de latitud (norte-sur) y longitud (este-oeste) como resultado de las diferentes influencias marítimas de las cuencas atlántica y mediterránea. Finalmente se propone una nueva variable, el riesgo de agresividad anual R .

En Rusia en una investigación realizado por Vyshkvarkova *et al.* (2018), determinaron cantidades de precipitación anual que difieren entre 222 mm en la costa del Mar Caspio hasta >2000 mm en las partes más altas de las montañas del Cáucaso. La metodología empleada fue la formula del índice de concentración de precipitación diaria (IC). En el presente artículo, el IC se calculó para 42 estaciones meteorológicas durante el período 1970-2010. El análisis de la concentración de precipitación identificó que la distribución de la precipitación diaria es más regular en las regiones oeste, norte y sur en comparación con el este (la costa del Mar Caspio y la depresión del Caspio).

En América latina se han realizado varios estudios en diversas partes; en este contexto se tiene el trabajo realizado por Sarricolea *et al.* (2013), analizaron la distribución espacial y temporal de la irregularidad de las precipitaciones diarias en una franja zonal de la región central de Chile ($32^{\circ}50'S-34^{\circ}12'S$), mediante el

índice de concentración (CI). En total se calculó el CI para un total de 16 estaciones meteorológicas, en el período 1965-2010. El propósito fue generar una regionalización climática basada en un índice diario que mide la irregularidad de las precipitaciones. Los resultados del estudio no dan cuenta de una reducción hacia el sur como era de esperar, pero sí confirma de manera clara la disminución del CI hacia la Cordillera de la Costa y los Andes.

En la investigación realizado por Castelán *et al.* (2014), en la sierra norte de Puebla, en la subcuenca del río San Marcos en México, a partir de diferentes índices han medido el grado de agresividad de las precipitaciones, así como establecer relaciones entre los mismos. Utilizaron los registros pluviométricos de diez años de 7 estaciones meteorológicas. Se calcularon los Índices de Fournier Anual (IFA), Modificado de Fournier (IMF), Concentración de Precipitaciones (ICP) y Erosividad Total (IET). El estudio ha permitido concluir que los riesgos de erosión son mayores en la zona de influencia de las estaciones climáticas de Xicotepec, Venustiano Carranza y Progreso, ubicadas en altitudes comprendidas entre 1279 y 886 m s.n.m. Las precipitaciones según el ICP se concentran de manera estacional moderada de julio a octubre, y el IET evidencia que las precipitaciones presentan alta potencialidad erosiva.

En los territorios de la cuenca del alto río Iguazú realizado por Pinheiro (2016), utiliza el índice de concentración diaria (CI) y el índice de concentración de la precipitación (PCI) para determinar los impactos potenciales de la precipitación diaria. Los índices se aplicaron a 24 estaciones meteorológicas de toda la cuenca con datos de calidad, para el período 1970-2010. Los valores del índice de concentración (CI) son moderados, no superando 0.60.

En el territorio argentino en una investigación realizado por Besteiro y Delgado (2011), analizaron el patrón de distribución de las precipitaciones en la cuenca del Arroyo el Pescado (provincia de Buenos Aires, Argentina) y su agresividad climática, calculada en función de un conjunto de índices. Se usaron métodos geoestadísticos para la obtención de la regionalización de los índices y, a partir de éstos, se analizaron las diferencias de su distribución espacial y temporal. El análisis temporal evidenció un cambio en la tendencia e intensidad de la precipitación anual, identificándose además un cambio espacio-temporal de la

concentración de las precipitaciones. Este fenómeno es un indicador de la agresividad de las precipitaciones y está directamente relacionado con la cantidad de lluvia precipitada para el mismo período. El impacto de este cambio alteró la disponibilidad de agua superficial de la cuenca en estudio.

El estudio desarrollado por Llano (2021), analiza el comportamiento espacial y temporal de las precipitaciones mediante el índice de concentración diaria de precipitación con una resolución de 1, 5 y 10 mil metros para 24 estaciones meteorológicas en el periodo 1961-2018. La metodología aplicada como curva de concentración o curva de Lorenz, y el área bajo esa curva es la base para el cálculo del índice de concentración de precipitación diaria, el índice de concentración calculado con una resolución de 1 mm toma valores entre 0.58 y 0.67, sin un patrón definido de comportamiento espacial. Con resolución de 5 mm y 10 mm, los valores del índice disminuyen y a nivel espacial se hace notorio un gradiente norte sur. En cuanto a la evolución de los valores de CI, la cantidad de estaciones con tendencias significativas negativas es similar a las positivas, mientras que, en magnitud, son mayores en promedio las positivas.

Otra investigación realizada por Roblero *et al.* (2018), realizó una evaluación del índice de concentración de precipitación diaria (CI), como un indicador para caracterizar las subcuencas de la cuenca hidrológica, que representan diferentes grados de torrencialidad pluviométrica. El CI se estimó por medio de la curva de Lorenz, para evaluar el peso relativo de los días más lluviosos en series de datos de precipitación diaria, que se registró en 34 estaciones meteorológicas convencionales (EMC), dentro y próximas a la cuenca del Río Grande de Morelia desde su origen, aguas arriba de la presa Cointzio, hasta su desembocadura en el lago de Cuitzeo. El Río Grande pasa por la ciudad de Morelia, la cual se ha visto afectada por inundaciones de forma cíclica, que han dejado como consecuencias graves daños: pérdidas humanas y afectaciones a la infraestructura, así como deterioro en la producción agrícola, pecuaria y forestal. Se elaboró una plataforma en un sistema de información geográfica (SIG), para la delimitación y caracterización de la cuenca, y sus 23 subcuencas. Se calculó el CI para cada EMC, con el que se generaron isopletas con intervalos de 0.01 y una capa ráster del CI; se calculó el promedio del CI para las 23 subcuencas y para la cuenca. Con base en los resultados se propone una escala de torrencialidad del CI, esto es: bajo

torrencial (0.476-0.515); medio torrencial (0.515-0.538); torrencial (0.538-0.560), y altamente torrencial (0.560-0.607). El promedio ponderado para la cuenca resultó un CI = 0.55, que corresponde a una cuenca torrencial; el CI se relacionó con el clima de la cuenca.

La investigación realizada por Ilbay (2019), en el territorio de Ecuador realizó un análisis de tendencia espacio-temporal de la agresividad climática en la región Interandina entre (1968-2014). Determinó zonas homogéneas de precipitación mensual mediante el método K-Means, método del vector regional, la variación de la precipitación y anomalías de la temperatura de la superficie del mar con el análisis de covarianza. La distribución efectuó mediante la agresividad climática mediante el Índice de Fournier, Fournier Modificado e Índice de Concentración de las Precipitaciones y el análisis de tendencias mediante el test de Mann Kendall. identificó catorce regiones homogéneas predominantes, por otra parte, determinó a mayor gradiente longitudinal mayor es la estacionalidad de las precipitaciones y en la zona centro de los Andes del Ecuador presenta tendencias al incremento de precipitación anual y disminución en la zona centro sur.

En un estudio realizado en el departamento de Tarija por Caba (2019), este trabajo analiza la aridez de los suelos y el patrón de distribución de las precipitaciones en el departamento de Tarija y su agresividad climática. Aplicando los índices de aridez, el IFM, el ICP y finalmente el Índice de Erosividad Total de la precipitación. Para la obtención de la regionalización usó métodos geoestadísticos, a partir de éstos aplicó las diferencias de distribución espacial. El Índice de Erosividad Total de las lluvias determinó un valor alto en la zona sub andina donde se tiene una vegetación de tipo bosque húmedo, un área considerable del valle central y de la región del chaco presenta una erosividad pluvial moderada, que representa un factor de riesgo de erosión hídrica.

Con respecto a Colombia puede nombrarse el trabajo de Cepeda y Mena (2016), donde evalúan la agresividad de la precipitación por medio de IF, IMF e ICP en la cuenca de Ubaté y Suárez, en los departamentos de Cundinamarca y Boyacá, y su comportamiento futuro teniendo en cuenta los escenarios de cambio climático establecidos por el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC). El análisis que llevaron a acabo de dos escalas de tiempo: decenal e interanual,

concluyendo que los índices de agresividad climática son mayores para el periodo 1971-2010 en comparación con los datos proyectados en los escenarios de cambio climático. Por otra parte, el IF por lo menos en un 70 % de territorio, superó el valor de 200 mm, lo cual indica que se presenta una agresividad muy alta. El IMF en 100 % de las ocasiones, independientemente de los diferentes escenarios de cambio climático aplicados y los periodos, presentó una agresividad climática muy alta: superó por mucho el límite de 400 m. Por su parte, el ICP presentó valores de moderadamente estacionales a uniformes en los diferentes escenarios y periodos.

A nivel local se tiene la investigación realizada por Arriola *et al.* (2022), en la cuenca Chancay-Lambayeque, donde determinan la agresividad climática empleando los índices de Fournier, Fournier Modificado, Fournier-Maule Modificado y concentración de precipitaciones, las variables utilizadas es la altitud y la precipitación media. Para esto emplearon los registros pluviométricos de las estaciones meteorológicas de la cuenca Chancay-Lambayeque. Los hallazgos de la investigación indican que el IFMM y ICP son los mejores estimadores de agresividad para la cuenca estudiada.

Asimismo, se tiene el trabajo realizado por Zubieta y Saavedra (2013), presentan un análisis espacio-temporal del índice de concentración sobre la cuenca del río Mantaro en los Andes centrales del Perú. En este estudio se seleccionaron los datos de precipitación diaria registrados en 46 estaciones de precipitación entre 1974 y 2004. En términos de valores promedio, el análisis de la precipitación diaria indica que los eventos de baja intensidad representan el 38 % de los días de lluvia, pero solo aproximadamente el 9 % de la cantidad total de lluvia. En contraste, los eventos de alta y muy alta intensidad representan el 35 % de los días de lluvia y aproximadamente el 71 % de la cantidad total de lluvia. Los resultados también indican una mayor concentración y menor intensidad en las regiones norte y centro, en comparación con la región sur de la cuenca. La concentración de lluvia da evidencia de por qué algunos de estos lugares tienen más probabilidades de verse afectados por fenómenos meteorológicos extremos; la distribución espacial de la intensidad del evento puede explicarse en parte por la heterogeneidad y la orografía de las precipitaciones diarias. Además, la prueba de Mann-Kendall

muestra principalmente un cambio significativo hacia una estacionalidad más débil de la distribución diaria de la precipitación en las regiones de alta montaña.

Estudios relacionados con los parámetros geográficos elevación, latitud y longitud se tiene el trabajo de Espinoza *et al.* (2010), señala que las mayores lluvias ubicados entre 0 y 500 metros, se denominan puntos de Hostpost de lluvia ubicada en Quincemil y San Gabán y el otro ubicado en la parte norte de Iquitos y el comportamiento pluviométrico es bastante variable. A nivel nacional en cuanto a la lluvia y la latitud en la que se observan precipitaciones en la parte norte, esto tiene una explicación física debido a que esta zona se ubica a la línea ecuatorial y pasa un sistema que se llama la zona de convergencia intertropical es lo que causa de estas lluvias más fuertes, en cuanto a la longitud no hay una señal muy clara y algo que hay que tener es que los patrones de lluvia también varían mes a mes no es decir que aparte de tener una variación para los valores anuales nosotros tenemos diferentes variaciones para los valores mensuales.

Con respecto la precipitación y la altitud en Pakistán se tiene la investigación realizada por Soomro *et al.* (2019), en el estudio aplicaron datos de precipitación de 7 estaciones meteorológicas y con datos DEM de 90 m de resolución para tendencia altitudinal análisis. Los resultados del modelo de regresión lineal mostraron una estrecha relación entre la precipitación de varias escalas de tiempo y elevación, es decir, coeficiente de determinación de los valores de R^2 que oscilan entre 0.82 - 0.96. La correlación fue significativa a $P < 0.05$ para la media anual, media mensual y media estacional. La variación espacial de la precipitación fue de 127.78 a 697.98 mm en de 10.84 a 58.09 mm a nivel mensual medio. La tasa de aumento de la precipitación con la elevación fue de 27.03 mm por 100 m para nivel anual y 2.24 mm por 100 m para nivel mensual. A nivel estacional la precipitación varió de 24.17-137.87 mm durante (invierno) y entre 105.78-525.36 mm durante Temporada de (verano). Del mismo modo, la precipitación del monzón (julio-septiembre) osciló entre 92.24 y 359.93 mm en el área de estudio.

En relación a la altitud y latitud se tiene diversos trabajos, Yu *et al.* (2018), llegaron a los siguientes resultados: registro de regímenes de precipitación unimodal y bimodal para 19 y 11 estaciones, de las cuales el régimen de precipitación bimodal Tipo 1 y Tipo 2 es observado para tres y ocho estaciones,

respectivamente. La principal temporada de inundaciones del Tipo 1 régimen de precipitación bimodal es alrededor de julio, a excepción de la estación de Gongshan que es temporada de inundaciones relativamente larga. La principal temporada de inundaciones del bimodal Tipo 2 El régimen de precipitaciones es alrededor de junio. Los picos de precipitación están correlacionados negativamente con latitud/elevación para cada régimen de precipitación bimodal. De manera similar se observan distribuciones espaciales para la precipitación media anual y estacional - la parte sur de la región de las montañas Hengduan experimenta niveles relativamente altos precipitación, mientras que la parte central y noreste experimentan baja precipitación; además, las tendencias de las precipitaciones no son significativas para la mayoría de las estaciones.

Del mismo tema Yao *et al.* (2016), trabajó la simulación con 128 estaciones meteorológicas en las regiones áridas de China (ARC), demostró que las características regionales de la tendencia de la precipitación y la relación tendencia-elevación de la precipitación durante el período 1961-2012. Existe una creciente evidencia de que la humectación dependiente de la elevación (EDWE), que es la tendencia a la humectación por precipitación, se amplifica con la elevación. La tendencia de las precipitaciones aumenta significativamente con la elevación, excepto para la altitud de 500 a 1500 m, la correlación más alta aparece por encima de 1500 m., en pliegues en 13 mm década con cada 1000m. Con la elevación aumentando cada 1000 m., la tendencia a la precipitación la tasa aumenta en 7 mm/década de 1000 a 2000 m. aumenta en 10 mm/década de 2000 a 4000 m. el EDWE tiene un impacto en el cambio de los sistemas criosféricos, ecosistemas y recursos hídricos, especialmente en regiones áridas de China.

En Japón Sasaki y Kurihara (2008), estudiaron la relación precipitación y elevación con el clima actual simulado por el modelo climático regional hidrostático (NHRCM) un modelo que expresa el efecto de la topografía, en la región central de Japón durante junio y julio, llegando a las siguientes conclusiones: la precipitación generada como observada aumenta con la elevación en todo el cálculo dominio, aunque la correlación es baja. La correlación se vuelve muy alta cuando los puntos de observación están clasificados en sistemas fluviales.



Como se ha descrito en los trabajos de investigación hay dos metodologías utilizadas para determinar la intensidad de la precipitación, primero la curva de Lorentz y la otra los índices de agresividad climática. Por otro lado, la altitud con la utilización de los DEM, para este trabajo de investigación se empleará los índices de agresividad.

CAPÍTULO II

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

2.1 Identificación del problema

En Perú las precipitaciones intensas han tenido una repercusión social-económico, los departamentos donde se registraron mayor precipitación ha sido la zona norte del Perú, los eventos extremos que se registran en el territorio peruano tuvieron un incremento significativo con la presencia de huaycos e inundaciones los cuales están sujetos básicamente a las precipitaciones intensas concentradas en pocos intervalos de tiempo (Gálvez, 2020). La cuenca del río Inambari es una de las zonas con mayor precipitación en los andes tropicales del sur en la cuenca del Amazonas y no es ajeno a la presentación de los fenómenos climatológicos y está asociado al problema ambiental de la erosión de suelo que provoca las lluvias torrenciales, por tanto, es importante abordar su estudio.

El problema principal es el desconocimiento de la agresividad climática de precipitaciones y su relación con las variables geográficas, en los puntos críticos en la amazonia de la cuenca del río Inambari, la presencia de las lluvias y su variabilidad espacial extrema, como consecuencia genera los problemas hidrológicos con efectos secundarios como el desbordamiento de aguas temporales y debilitamiento natural de una pendiente de suelo de la cuenca, asimismo trae consigo otros efectos como la erosividad del suelo en regiones de alta montaña lo cual contribuye a la sedimentación en la parte baja de la cuenca (Ilbay, 2019). Así como las inundaciones producidas como el 18 de enero de 2021 en los distritos de Ayapata, San Gabán e Ituata causando afectaciones en viviendas, infraestructuras ubicadas en dichos territorios, deslizamiento de tierra en la carretera interoceánica a consecuencia de las fuertes precipitaciones pluviales (INDECI, 2021), son ejemplos desfavorables sobre los ámbitos socioeconómicos que afectan y se presentan en la cuenca en estudio.

2.2 Enunciados del problema

El problema principal es el desconocimiento de comportamiento espacio temporal de la agresividad climática de precipitaciones y su relación con los parámetros geográficos en la cuenca del río Inambari. La cuestión central en esta tesis es ¿Cuál es el comportamiento espacial del índice de agresividad de precipitaciones y su relación con las variables geográficas en la amazonia de la cuenca del río Inambari entre los años 1981-2021?

Este estudio tuvo como objeto responder a las siguientes interrogantes específicas: a) ¿Cuál es la variación porcentual de la precipitación a escala interanual y su relación con los fenómenos climatológicos extremos en la cuenca del río Inambari?; b) ¿Cuál es la relación que muestran las variables geográficas con la agresividad climática de precipitaciones en la amazonia andina de la cuenca del río Inambari?; c) ¿Cómo es el comportamiento espacial y la serie temporal de la agresividad climática de precipitaciones en el periodo 1981-2021 en la cuenca del Inambari? y finalmente d) ¿Cuál es la extensión superficial que ocupa la agresividad de precipitaciones en la amazonia andina de la cuenca del río Inambari?.

2.3 Justificación

La precipitación es una de las variables climatológicas objetos de estudio de mayor interés en todo el mundo, debido a los efectos del cambio climático y otros factores globales y locales en otras regiones puede aumentar y disminuir su distribución. En la cuenca del río Inambari son casi nulas las investigaciones encaminadas a conocer la distribución espacial de las lluvias intensas relacionadas con las variables geográficas. Por otra parte, se tiene la disposición de la data de las variables climáticas de información grillada de precipitación, donde es posible realizar este tipo de estudios a nivel local.

El presente trabajo se realiza con el fin de hacer un aporte en el conocimiento de distribución espacial y temporal de la agresividad de precipitaciones y analizar su relación con las variables geográficas, que es considerada como un componente que origina impactos en el medio natural como deslizamientos, inundaciones en la parte baja y la erosión de suelo en la sierra andina de la cuenca del río Inambari.

Para efectos de esta investigación nos basaremos en la aplicación de la anomalía de precipitaciones, de la misma forma mediante los índices de agresividad climática con los Índices de Fournier, Índice de Fournier Modificado, Índice de Concentración de Precipitaciones.

Se espera que los resultados sean muy significativos para que contribuya en el vacío de conocimiento sobre la agresividad climática, por lo que es necesario abordar el estudio; por otra parte, los resultados y las conclusiones definidas de esta investigación permitirán establecer zonas de riesgos por posible pérdida de cobertura vegetal y ordenamiento territorial en el marco de la gestión de riesgos y recursos hídricos.

2.4 Objetivos

2.4.1 Objetivo general

Evaluar el comportamiento espacial de la agresividad climática de precipitaciones y su relación con los parámetros geográficos en la amazonia andina de la cuenca del río Inambari entre los años 1981-2021.

2.4.2 Objetivos específicos

Analizar la variación porcentual de la precipitación a escala interanual y su analogía con los fenómenos climatológicos en la cuenca del río Inambari.

Analizar la relación de los valores de IF, IFM y ICP con la variable altitud, longitud y latitud en la amazonia andina en la cuenca del río Inambari.

Aplicar los Índices de Fournier, Índice de Fournier Modificado, Índice de Concentración de Precipitaciones, para determinar el comportamiento espacial y la serie temporal de la agresividad de precipitaciones en la amazonia andina de la cuenca del río Inambari.

Identificar la distribución espacial de la agresividad de precipitaciones mediante el Índice de Erosividad y el Índice de Erosividad Total en la amazonia andina de la cuenca del río Inambari.

2.5 Hipótesis

2.5.1 Hipótesis general

En el comportamiento espacial de la agresividad climática de precipitaciones el valor muy alto presenta en 45 % de superficie en la amazonia andina de la cuenca hidrográfica del río Inambari.

2.5.2 Hipótesis específicas

Los valores extremos de la variación porcentual interanual de la precipitación están por encima del 20% y su comportamiento están asociados a los fenómenos climatológicos en la cuenca del río Inambari.

En la amazonia andina de la cuenca del río Inambari los valores de IF, IFM, y ICP con las variables latitud, longitud y altitud existe una alta relación.

El comportamiento espacial y la serie temporal de los Índices de Fournier, Índice de Fournier Modificado y el Índice de Concentración de Precipitaciones, son análogos en la amazonia andina de la cuenca del río Inambari.

La distribución espacial de la agresividad de precipitaciones la clase cualitativa muy alta del IE y el IET tiene la misma extensión superficial en la amazonia andina de la cuenca del río Inambari.

CAPÍTULO III MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 Lugar de estudio

La cuenca del río Inambari (figura 4) se ubica en parte sur oriental de los andes amazónicos, entre las coordenadas geográficas latitud $12^{\circ}.69'S$ y $14^{\circ}67'S$, longitud $69^{\circ}08'O$ y $71^{\circ}17'O$. Comprende los departamentos de Puno, Cuzco y Madre de Dios, con una extensión superficial de $20\,283\text{ km}^2$. La cuenca en su ámbito político comprende seis provincias: Camanti, Quispincanchi, Tambopata, Manu, Carabaya y Sandia. Está dividido en once subcuencas hidrográficas que son los siguientes: Bajo Inambari, Araza, San Gabán, Esquilaya, Alto Inambari, Pararani, Coaza, Limbani, Patambuco, Sandia y Huari Huari.

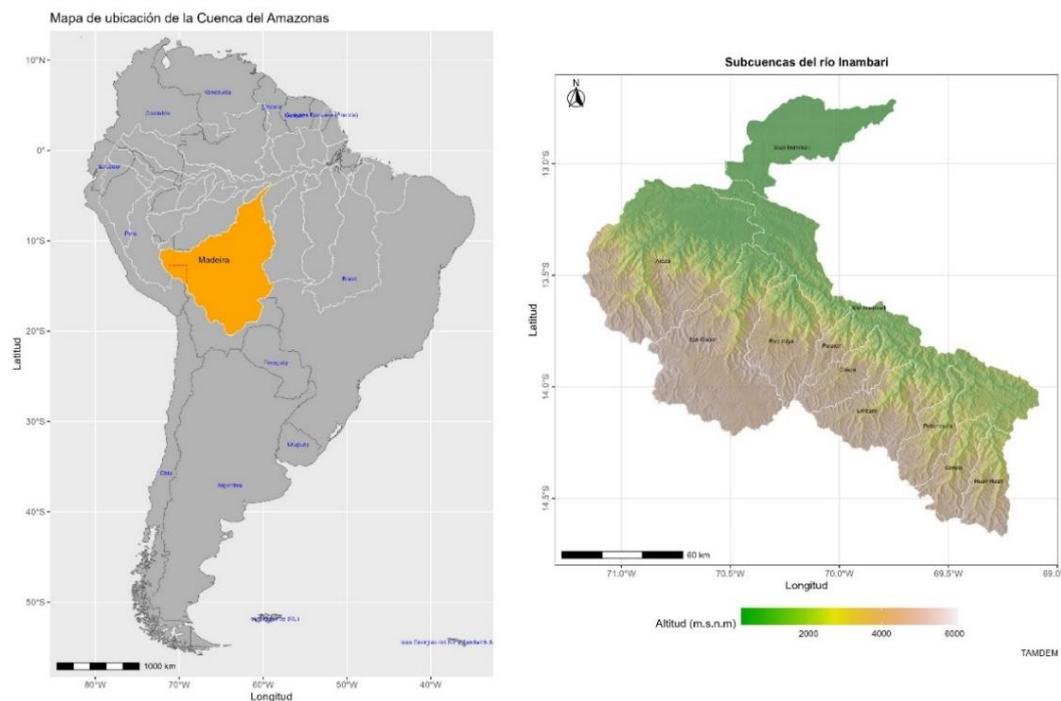


Figura 4. Mapa de ubicación del área de estudio

El río Inambari forma una media luna (un medio círculo casi completo) alrededor de la cuenca occidental del río Tambopata. La confluencia de los ríos Madre de

Dios e Inambari ocurre aproximadamente a 70 km aguas arriba de Puerto Maldonado entre los bosques lluviosos de la selva baja. Los tributarios más orientales del río Inambari se encuentran en las alturas de los andes de la región Puno y Cuzco, están ubicados casi a la misma longitud geográfica que su desembocadura. La cuenca de drenaje del Inambari está separada de la cuenca del Tambopata por una región de montañas bajas, en general por debajo de los 1000 m.s.n.m., lo cual significa que las cabeceras del Inambari y el Tambopata son casi contiguas. Las cabeceras más alejadas del río Inambari se encuentran cerca de la frontera con Bolivia y están aproximadamente a 450-500 km de la desembocadura (Goulding *et al.*, 2010).

Dentro la clasificación climática, la cuenca del río Inambari posee nueve regiones climáticas de los treinta seis a nivel nacional, desde la clase A(r)A' Muy lluvioso con humedad abundante todas las estaciones del año/cálido hasta C(r)B' semiseco con humedad abundante todas las estaciones del año/templado (como se detalla en la figura 5).

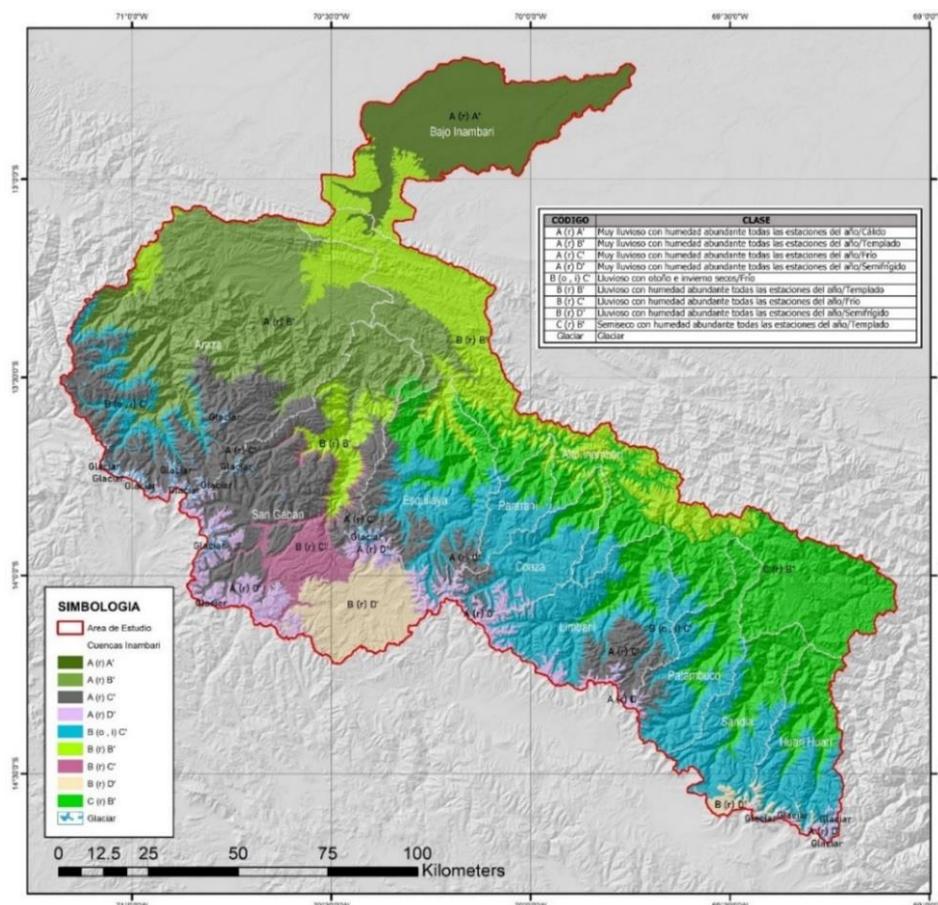


Figura 5. Mapa climático de la cuenca del río Inambari

Fuente: (SENAMHI, 2021)

Temperatura máxima y mínima

El comportamiento de la temperatura máxima (figura 6) en la cuenca del río Inambari se registró una temperatura máxima 25 °C y un promedio máximo de 22 °C entre 1981-2016, el comportamiento del histograma la temperatura máxima descende en los meses de diciembre hasta julio del promedio máximo general, mientras desde el mes de agosto hasta noviembre están por encima del promedio general.

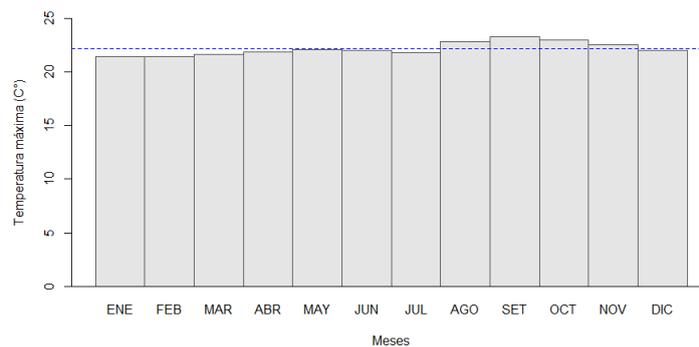


Figura 6. Temperatura máxima de la cuenca del río Inambari

El histograma de la temperatura mínima promedio de 9 °C y el promedio mínimo de 8.6 °C, en la cuenca los meses fríos se presentan desde el mes de mayo hasta setiembre, siendo el mes julio que se presenta la temperatura más baja llegando un valor de 4 °C. (figura 7).

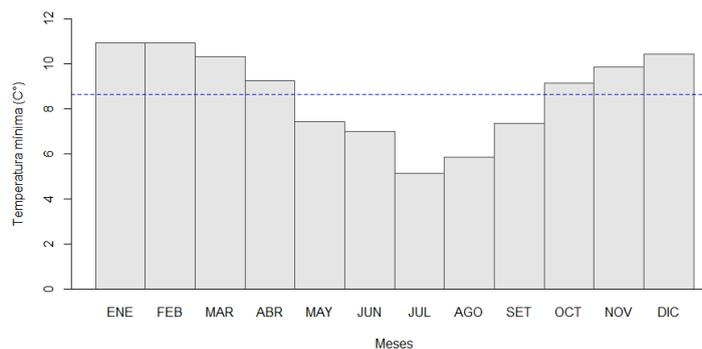


Figura 7. Temperatura mínima de la cuenca del río Inambari

3.2 Población

En la presente investigación se considera una población finita, puesto que se conoce el número de elementos que constituyen el estudio de la cual está conformado por los valores de precipitación mensual grillado en formato ráster,

asimismo de la altitud, y los valores de latitud y longitud en toda la cuenca del río Inambari.

3.3 Muestra

Para determinar la muestra se empleó el muestreo probabilístico que consiste en seleccionar el muestreo aleatorio simple, para evitar sesgos de ubicación en los puntos en la cuenca del río Inambari. En esta investigación se tomó en cuenta los datos de precipitación mensual con datos grillados PISCOp v2.1, complementando con los índices climáticas y las variables geográficas, la ecuación 8 es la siguiente:

$$n_{opt} = \frac{N * Z^2 * p * q}{d^2 * (N - 1) + Z^2 * p * q} \quad (8)$$

Donde:

N: tamaño de la población

Z: nivel de confianza

P: probabilidad de éxito o proporción esperada

q: probabilidad de fracaso

d²: precisión (error máximo en términos de proporción)

Cálculo de muestra de tamaño para el análisis de las variables

Para el cálculo del tamaño de la muestra se consideró el tamaño de la cuenca del río Inambari, en cuanto se desconoce la proporción esperada del resultado, para lo cual se utilizó el criterio conservador ($p = q = 0.50$) para maximizar el tamaño de la muestra.

Donde:

N: 20 283 km²

Z: 1.962 (ya que la seguridad es de 95 %)

p: proporción esperada (en este caso 50 % = 0.50)

q: 1-p (en este caso 1-0.5 = 0.50)

d²: precisión (para nuestra tesis un 3 %)

$$n_{opt} = \frac{20283 * 1.962^2 * 0.50 * 0.50}{0.03^2 * (20283 - 1) + 1.962^2 * 0.50 * 0.50}$$

El resultado determinó 1014 puntos para el muestreo de manera aleatoria con seguridad de 95 %.

3.4 Método de investigación

3.4.1 Enfoque

El enfoque aplicado para esta investigación es el cuantitativo, según Trujillo *et al.* (2019), tiene el fundamento de paradigma positivista, en que la naturaleza es entendida desde un lenguaje matemático; por tanto, los fenómenos suscitados en ella, podrían ser explicados gracias a esta ciencia. Esta fundamentación le ha permitido hasta la actualidad, ser el enfoque más utilizado dentro del campo de la investigación, siendo la estadística su principal instrumento en el análisis de los datos recolectados, y a su vez, la emisión de resultados y conclusiones, mediante procesos de operacionalización de las variables.

Por tanto, esta investigación tiene este enfoque por que utiliza la recolección de datos con medición numérica como la precipitación en milímetros y la altitud en metros sobre el nivel del mar, de igual manera la longitud y latitud en grados decimales, para abordar los objetivos de investigación sobre la agresividad de precipitaciones en la amazonia andina de la cuenca del río Inambari.

3.4.2 Diseño

La presente tesis tiene un diseño no experimental, como señala Hernández (2014), define esta investigación se realiza sin manipular deliberadamente variables. Es decir, se trata de estudios en los que no hacemos variar en forma intencional las variables independientes para ver su efecto sobre otras variables. Asimismo, la presente tesis es de tipo longitudinal, debido a que el periodo de análisis tiene una serie de tiempo desde 1981 hasta 2021.

3.4.3 Tipo

Esta investigación es de tipo descriptivo, porque trabaja sobre realidades y su caracterización fundamental, es así que presentamos una interpretación correcta de las variables de precipitación, altitud, latitud y longitud.

3.5 Descripción detallada de métodos por objetivos específicos

En el gráfico inferior ilustra la metodología general de la presente investigación. El inicio de esta investigación se procedió con la revisión bibliográfica sobre el tema de la agresividad climática y las variables geográficas. Luego la recopilación y creación de base de datos de información climática e información geoespacial, cada uno separado y agrupado en directorio de datos de precipitación, modelo de elevación digital y geoespaciales. Con la información obtenida el siguiente paso fue realizar la automatización de procesamiento de datos en RStudio, desde el análisis exploratorio de datos, cálculos de los índices de Fournier y Concentración, el procesamiento y la obtención de información geoespacial, luego el análisis estadístico e interpretación y presentación de informe final (figura 8).

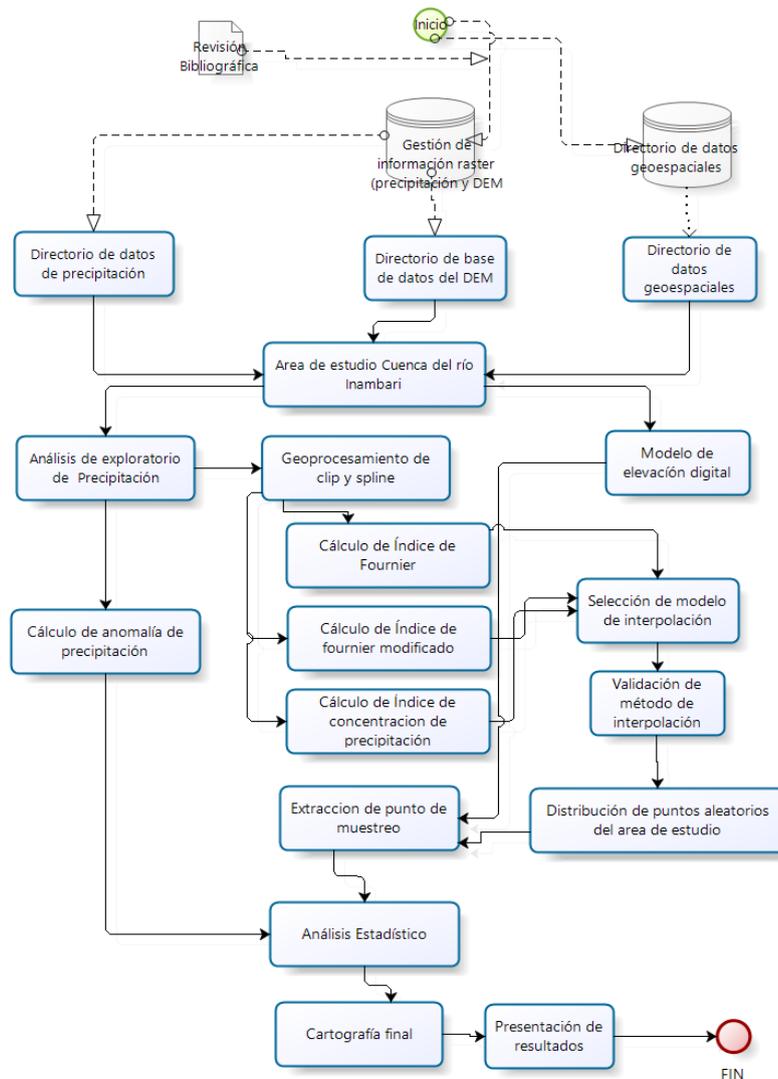


Figura 8. Metodología general de investigación

Metodología para el primer objetivo

El inicio de la propuesta fue la creación de una base de datos de precipitación, posteriormente la creación de directorio de base de datos, para ello se propuso la primera ruta de análisis de exploratorio de datos si corresponde la determinación de anomalía de precipitación y el geoprocesamiento de IF, IFM y ICP, selección de método de interpolación, obtención de la estadística de los índices, finalmente la presentación e interpretación de los resultados (figura 9).

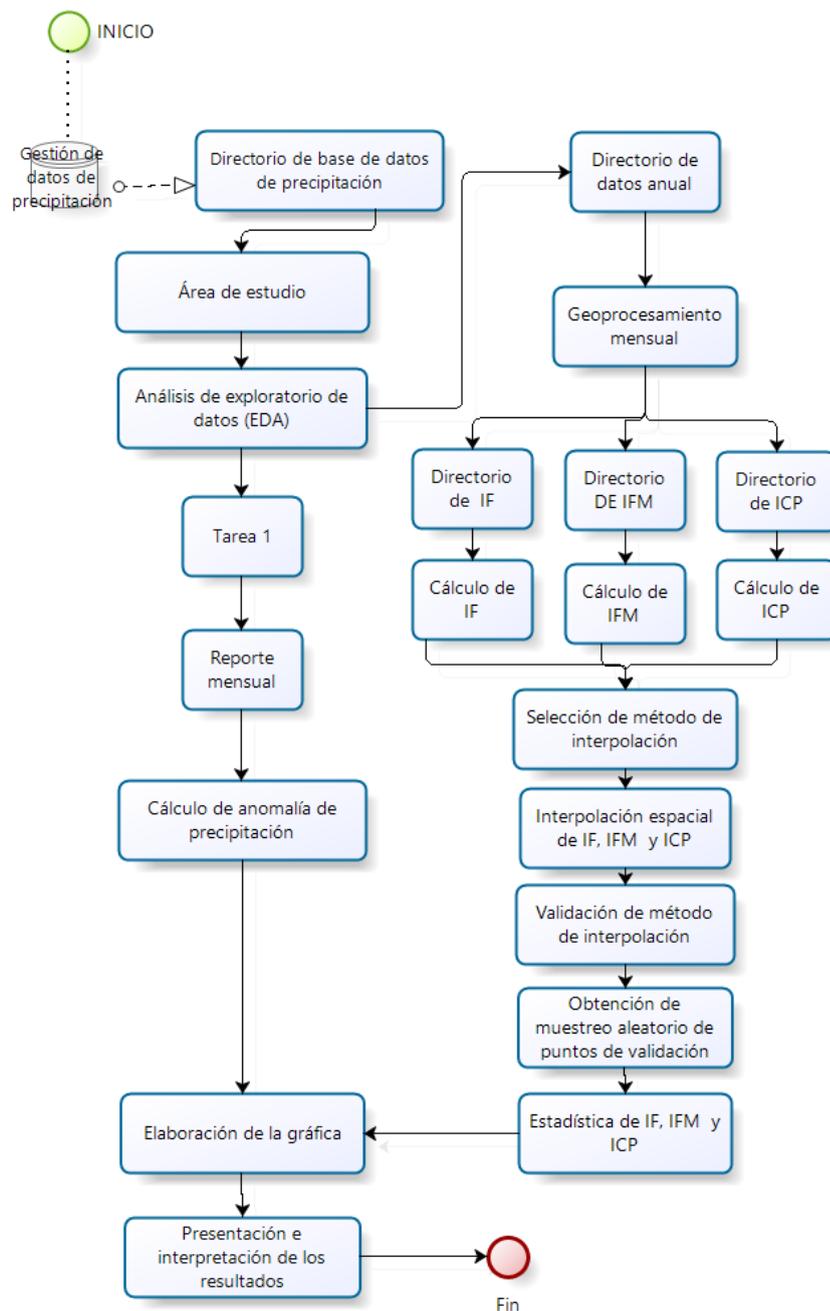


Figura 9. Metodología para el primer objetivo

Metodología para el segundo objetivo

Para el segundo objetivo, este proceso se inició con la gestión de información de la precipitación en un directorio de datos de precipitación, luego el cálculo de índices de agresividad, posteriormente se determinó el Índice de Erosividad Total, culminando con el análisis interpretación de los resultados (figura 10).

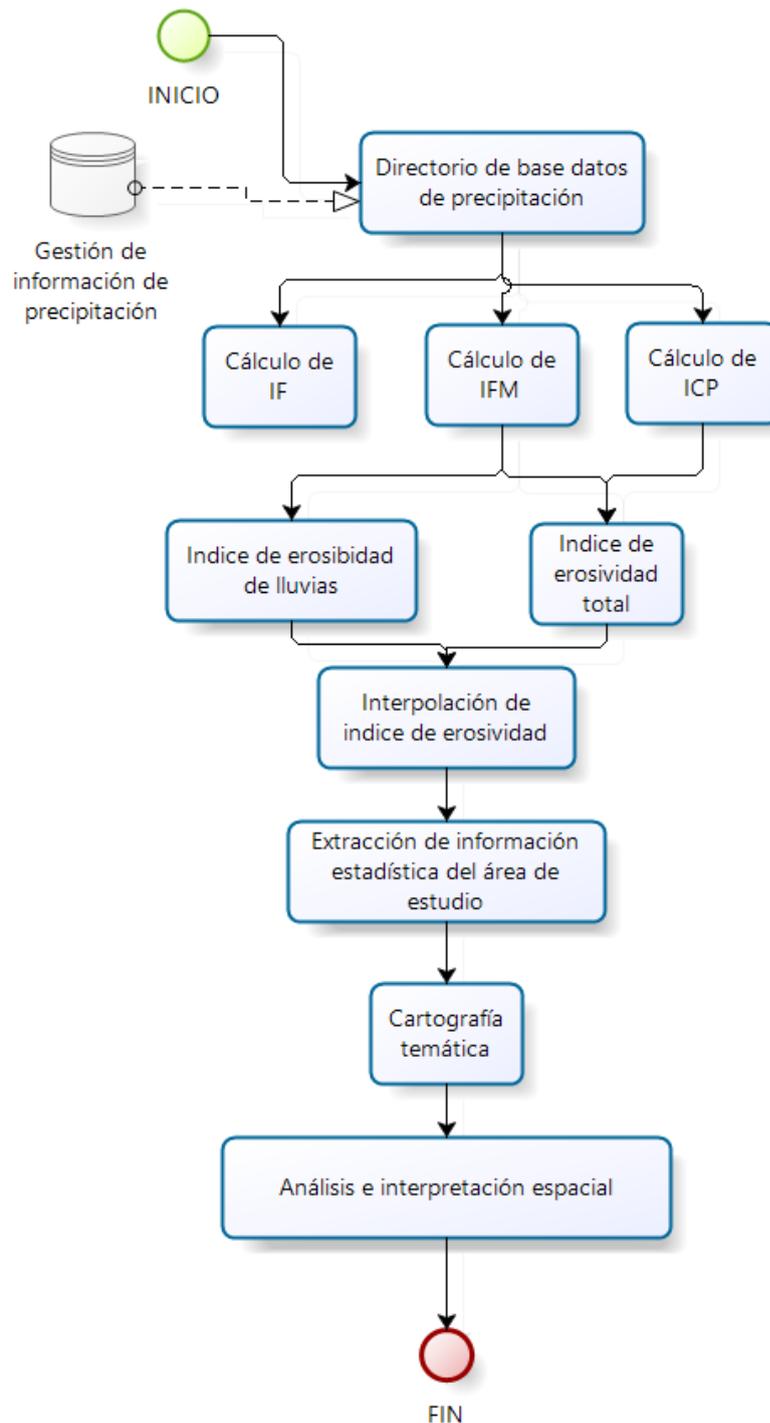


Figura 10. Metodología para el segundo objetivo

Metodología para el tercer objetivo

Para este fin se inició con la gestión de información de precipitación y la gestión de información de un modelo de elevación digital, luego con la extracción de información estadística del área de estudio, luego de obtención del análisis de regresión lineal y múltiple, finalmente con el análisis e interpretación de resultados (figura 11).

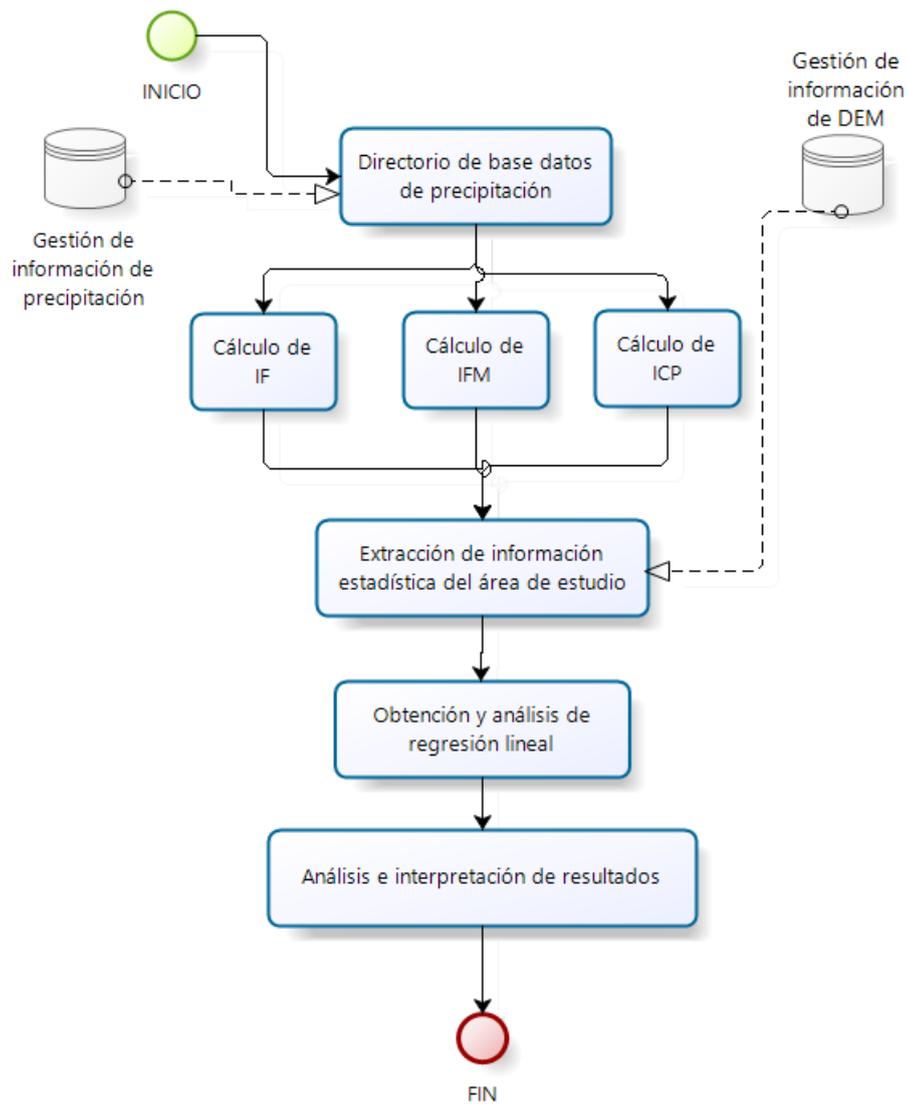


Figura 11. Metodología para el tercer objetivo

a) Descripción de variables analizadas en los objetivos específicos

Precipitación: es la caída de agua desde la atmósfera hacia la superficie terrestre. La precipitación forma parte del ciclo del agua que mantiene el equilibrio y sustento de todos los ecosistemas.

Altitud: se denomina altitud a la distancia vertical que existe entre cualquier punto de la Tierra en relación al nivel del mar. Para calcular la altitud, se toma como referencia el nivel del mar, y por eso la altitud se expresa con una cifra en metros seguida de la abreviatura s. n. m., es decir, m s. n. m. (‘metros sobre el nivel del mar’).

Latitud: ángulo medido, sobre el meridiano de lugar, de un punto de la superficie terrestre, respecto al ecuador.

Longitud: ángulo forma por el meridiano que pasa por un punto de superficie, respecto a un meridiano origen (el meridiano que pasa por Greenwich) (Santos, 2004).

b) Descripción detallada del uso de materiales, equipos, instrumentos, insumos entre otros

b.1 Equipos de cómputo y software utilizados

En el desarrollo de la presente investigación se utilizó equipo de cómputos y softwares, que se detalla a continuación:

- Laptop Intel Core i5 de 10ma generación.
- Impresora EPSON L455.
- QuantumGIS.
- ArcGIS.
- Bizagui.

El análisis estadístico se realizó en el software R versión 4.2.1 (Core, 2022) y Rstudio con sus respectivos paquetes como *sp* versión 1.5.0 (Pebesma y Bivand, 2005), *ncdf4* versión 1.20 (Pierce, 2022), *raster* versión 3.6.11 (Hijmans, 2022), *lattice* versión 0.20.45 (Sarkar, 2008), *latticeExtra* versión 0.6.30 (Sarkar y Andrews, 2022) y *precington* versión 2.3.0 (Povoa y Nery, 2016). Por otra parte, el uso de gráficos con *ggplot2* versión 1.5.0 (Wickham, 2016), *RColorBrewer* versión 1.1.3 (Neuwirth, 2022) y entre otros paquetes.

b.2 Información vectorial

- Límite de la cuenca hidrográfica de la cuenca del río Inambari.

- Límite departamental.
- Límite distrital.
- Límite provincial.
- Red hidrográfica.

b.3 Información ráster

Datos de precipitación PISCOp v2, denominado PISCOp v2.1 (Datos peruanos interpolados de las Observaciones Climatológicas e Hidrológicas de SENAMHI) PISCOp v2.1 ha sido desarrollado para el período 1981 al 2021, con una latencia promedio de ocho semanas a 0.1° de resolución espacial. El algoritmo de fusión se basa en métodos de interpolación geoestadísticos y deterministas que incluyen tres fuentes de lluvia diferentes: (i) el conjunto de datos de pluviómetros rellenos y con control de calidad nacional, (ii) climatologías de precipitación combinadas de medidores de radar y (iii) Precipitación infrarroja del Grupo de Riesgos Climáticos (CHIRP) estimaciones. Los resultados de la validación sugieren que las estimaciones de precipitación son aceptables y muestran el desempeño más alto para la costa del Pacífico y el flanco occidental de los Andes (Aybar *et al.*, 2019). La información está disponible en la página web <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.SENAMHI/.HSR/.PISCO/index.html?Set-Language=es>.

Validación de productos de PISCO

La eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) es utilizado como criterio para evaluar los valores obtenidos de precipitación PISCOp v2.1 y los datos de precipitación medidas en las estaciones meteorológicas, que consiste en la comparación de la magnitud relativa de la varianza residual (“Precipitación simulado con la variación de los datos de medición (“Precipitación observada”), se calcula mediante esta ecuación 9:

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i^{Observado} - P_i^{Simulado})^2}{\sum_{i=1}^n (P_i^{Observado} - P_i^{Promedio})^2} \right] \quad (9)$$

El criterio de Nash-Sutcliffe es uno de los modelos de comparación más usados en modelos hidrológicos porque expresa un criterio de ajuste de acuerdo al valor referencial obtenido, así mismo de acuerdo a la obtención

de valores se puede ir calibrando es decir modificando parámetros significativos en el modelo para que los resultados arrojados se parezcan a los observados y así optimizar el modelo. En la Tabla 6 se detallan los rangos de aceptación para cada coeficiente estadístico NSE (Coeficiente de Nash de 0 a 1) y coeficiente de determinación.

Tabla 6

Rangos de aceptación

Criterio	Valor	Clasificación
NSE	$0.75 < \text{NSE} \leq 1.00$	Muy bueno
	$0.65 < \text{NSE} \leq 0.75$	Bueno
	$0.50 \text{NSE} \leq 0.65$	Satisfactorio
	$\text{NSE} \leq 0.50$	Insatisfactorio
R ²	$0.75 < \text{R}^2 \leq 1.00$	Muy bueno
	$0.65 < \text{R}^2 \leq 0.75$	Bueno
	$0.50 < \text{R}^2 \leq 0.65$	Satisfactorio
	$< \text{R}^2 \leq 0.50$	Insatisfactorio

Fuente: Calizaya *et al.* (2020)

La cuenca hidrográfica en toda el área tiene distribuido un total de 12 estaciones, para hallar la homogeneización de vector regional se seleccionó estaciones fuera del límite del área de estudio, considerando datos medidos desde 1981 hasta 2018 una serie de tiempo de 38 años. Con el agrupamiento de las estaciones se obtuvo las mediciones de lluvia de 13 estaciones del tipo convencional obtenidas de SENAMHI, para ello se efectuó la regionalización de datos de precipitación, donde se identificaron dos grupos homogéneos de vector regional, para la parte de la selva amazónica y la sierra andina, donde se realizó la completitud y extensión de datos.

La comparación de información ráster grillados PISCOp v2.1 con la precipitación completada y extendida de cuatro estaciones, el coeficiente estadístico NAHS (NSE) con los siguientes resultados, la estación Macusani obtuvo el valor de NSE 0.99, Ollachea 0.94, San Gabán NSE 0.88 y finalmente la estación de Cuyo Cuyo NSE de 0.67, todas están en un rango de valoración

Bueno y Muy Bueno por lo tanto es aceptable para llevar a cabo esta investigación.

Modelo de Elevación Digital TANDEM

TanDEM-X (complemento de TerraSAR-X para mediciones digitales de elevación), es una misión de radar de observación de la Tierra que consiste en un interferómetro SAR construido por dos satélites casi idénticos que vuelan en formación cercana. Con una separación típica entre los satélites de 120 m a 500 m, se ha generado un modelo de elevación digital global. El TanDEM-X 90 m DEM que se ofrece aquí para descargar es un producto derivado del DEM global con una publicación de 0.4 segundos de arco (12 m) y tiene un espaciado de píxeles reducido de 3 segundos de arco (Arsec), que corresponde a aproximadamente 90 m en el ecuador. Cubre con 150 km² todas las masas terrestres de la Tierra de polo a polo (SERVICE, s.f.) el enlace de la descarga se presenta a continuación: (<https://download.geoservice.dlr.de/TDM90/>)

c) Aplicación de prueba estadística inferencial

Prueba de normalidad

Los análisis de normalidad, también llamados contrastes de normalidad, tienen como objetivo analizar cuánto difiere la distribución de los datos observados respecto a lo esperado si procediesen de una distribución normal con la misma media y desviación típica. Pueden diferenciarse tres estrategias: las basadas en representaciones gráficas, en métodos analíticos y en test de hipótesis (Amat, 2016).

Los datos obtenidos fueron sometidos a la prueba de normalidad, luego el análisis de correlación con su posterior elaboración de la regresión lineal. Para determinar el grado de agresividad de las precipitaciones en toda la extensión territorial de la cuenca hidrográfica mediante el Índice de Erosividad e Índice de Erosividad Total.

Prueba de Kolmogorov-Smirnov

La prueba Kolmogorov-Smirnov, se aplica para contrastar la hipótesis de normalidad de la población, el estadístico de prueba es la máxima diferencia (ecuación 10).

$$D = \text{máx}|F_n(x) - F_o(x)| \quad (10)$$

Siendo $F_n(x)$ la función de distribución muestral y $F_o(x)$ la función teórica o correspondiente a la población normal especificada en la hipótesis nula.

La distribución del estadístico de Kolmogorov-Smirnov es independiente de la distribución poblacional especificada en la hipótesis nula y los valores críticos de este estadístico están tabulados. Si la distribución postulada es la normal y se estiman sus parámetros, los valores críticos se obtienen aplicando la corrección de significación propuesta por Lilliefors.

Correlación lineal

Según (Amat, 2016), la correlación lineal y la regresión lineal simple son métodos estadísticos que estudian la relación lineal existente entre dos variables. Antes de profundizar en cada uno de ellos, conviene destacar algunas diferencias:

La correlación cuantifica como de relacionadas están dos variables, mientras que la regresión lineal consiste en generar una ecuación (modelo) que, basándose en la relación existente entre ambas variables, permita predecir el valor de una a partir de la otra.

El cálculo de la correlación entre dos variables es independiente del orden o asignación de cada variable a X e Y, mide únicamente la relación entre ambas sin considerar dependencias. En el caso de la regresión lineal, el modelo varía según qué variable se considere dependiente de la otra (lo cual no implica causa-efecto).

A nivel experimental, la correlación se suele emplear cuando ninguna de las variables se ha controlado, simplemente se han medido ambas y se desea saber si están relacionadas. En el caso de estudios de regresión lineal, es más común que una de las variables se controle (tiempo, concentración de reactivo, temperatura) y se mida la otra.

Por norma general, los estudios de correlación lineal preceden a la generación de modelos de regresión lineal. Primero se analiza si ambas variables están correlacionadas y, en caso de estarlo, se procede a generar el modelo de regresión.

Coefficiente de Spearman

El coeficiente de correlación de Spearman es una medida no paramétrica de la correlación de rango (dependencia estadística del ranking entre dos variables). Se utiliza principalmente para el análisis de datos. Mide la fuerza y la dirección de la asociación entre dos variables clasificadas, la obtención se obtiene mediante la ecuación 11.

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (11)$$

Donde:

r_s : coeficiente de correlación por rangos de Spearman

d : diferencia entre los rangos (X menos Y)

n : número de datos.

Correlación de Spearman

El método calcula la correlación entre el rango de xy de variables (Cleff, 2014), queda expresada de acuerdo a ecuación 12 y la clasificación y comparación de acuerdo a la tabla 7.

$$\rho = \frac{S_{xy}}{S_x S_y} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R(x_i) - \overline{R(x)}) * (R(y_i) - \overline{R(y)})}{\sqrt{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R(x_i) - \overline{R(x)})^2\right) * \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R(y_i) - \overline{R(y)})^2\right)}} \quad (12)$$

Donde:

x: rango en X

y: rango en Y

El estadístico de prueba para el coeficiente de correlación de Spearman, la que se aplica es el t student (según la expresión 13).

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (13)$$

Donde:

r: coeficiente de correlación de la muestra

n: número de observaciones

Tabla 7

Grado de relación según coeficiente de correlación

Rango	Relación
-0.91 a -1.00	Correlación negativa perfecta
-0.76 a -0.90	Correlación negativa muy fuerte
-0.51 a -0.75	Correlación negativa considerable
-0.11 a -0.50	Correlación negativa media
-0.01 a -0.10	Correlación negativa débil
0	No existe correlación
+0.01 a +0.10	Correlación positiva débil
+0.11 a +0.50	Correlación positiva media
+0.51 a +0.75	Correlación positiva considerable
+0.75 a +0.90	Correlación positiva muy fuerte
+0.91 a +1.00	Correlación positiva perfecta

Fuente: Montes *et al.* (2021)**Regresión lineal**

De un modo general se dice que existe regresión de los valores de una variable con respecto a los de la otra cuando hay alguna línea, denominada línea de regresión, que se ajusta más o menos claramente a los valores observados. La regresión se usa para la identificación de relaciones potencialmente causales o bien, cuando no existen dudas sobre su relación causal, para predecir una variable a partir de la otra (Dagnino, 2014).

La regresión lineal simple consiste en generar un modelo de regresión (ecuación de una recta) que permita explicar la relación lineal que existe entre dos variables. A la variable dependiente o respuesta se le identifica como Y y a la variable predictora o independiente como X .

El modelo de regresión lineal simple se describe de acuerdo a la ecuación 14:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \epsilon \quad (14)$$

Coefficiente de determinación con la expresión 15:

$$R^2 = 1 - \frac{\sigma_r^2}{\sigma^2} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (15)$$

CAPÍTULO IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La figura 12 expone la distribución de cada valor media mensual en relación al promedio general entre los periodos 1981-2021, los valores de precipitación pluvial están dentro de las cercas externas e internas, donde ningún punto de precipitación promedio presenta valores atípicos, dando paso a la siguiente etapa de análisis de la serie temporal anual y mensual.

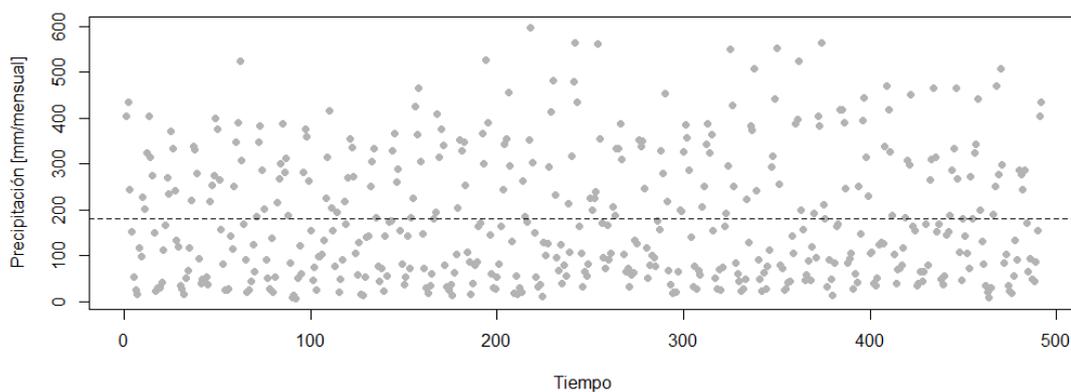


Figura 12. Distribución de valores de medias mensuales de la precipitación en relación a la media general 1981-2021

La figura 13 muestra el comportamiento de la serie temporal de la precipitación promedio interanual entre 1981-2021. La serie muestra un comportamiento variado sobre la media general, la línea de tendencia muestra un aumento y descenso de precipitaciones, esta se ubica por encima y debajo de 2170 (mm/año). Los puntos de precipitación interanual determinan una marcada acumulación y reducción de tasa de lluvia, influenciado posiblemente por la presencia de los fenómenos climáticos que se presenta en la selva baja sur, selva alta sur y vertiente oriental sur, por factores locales y globales que repercuten en la incidencia de la precipitación pluvial.

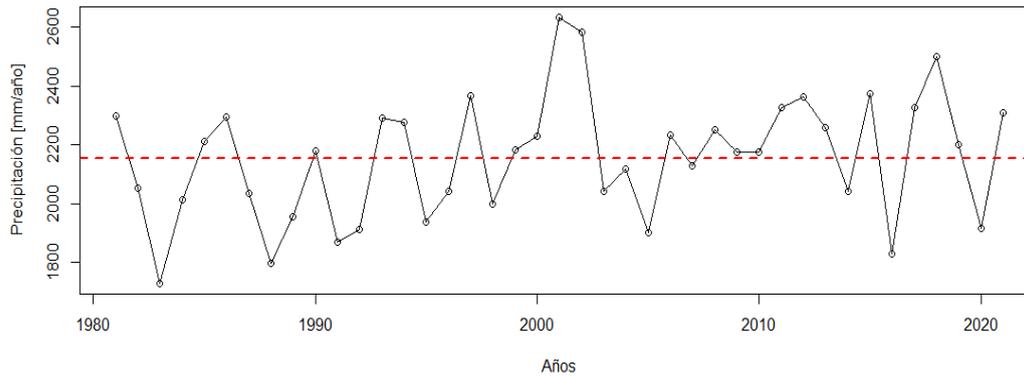


Figura 13. Serie temporal anual de la precipitación promedio entre 1981-2021

La figura 14 muestra el resumen de histograma de la precipitación media mensual, el hietograma presenta una imagen de carácter unimodal con marcada división de los meses con superávit y déficit hídrico. La mayor precipitación pluvial media mensual se registró en el mes de febrero con valor de 417 mm, seguidamente en el mes de enero con 365 mm, 272 mm en el mes de marzo, 130 mm en el mes de abril, mayo de 67 mm, 54 mm junio, la más baja corresponde al mes de julio con 45 mm, con progresivo aumento se registra un valor 51 mm en el mes de agosto, 78 mm en el mes de setiembre, 169 mm en el mes de octubre, 181 mm en el mes de noviembre, finalmente 325 mm en el mes de diciembre, una estimación de la precipitación promedio mensual corresponde a 180 mm y con precipitación media total mensual de 2335 (mm/año).

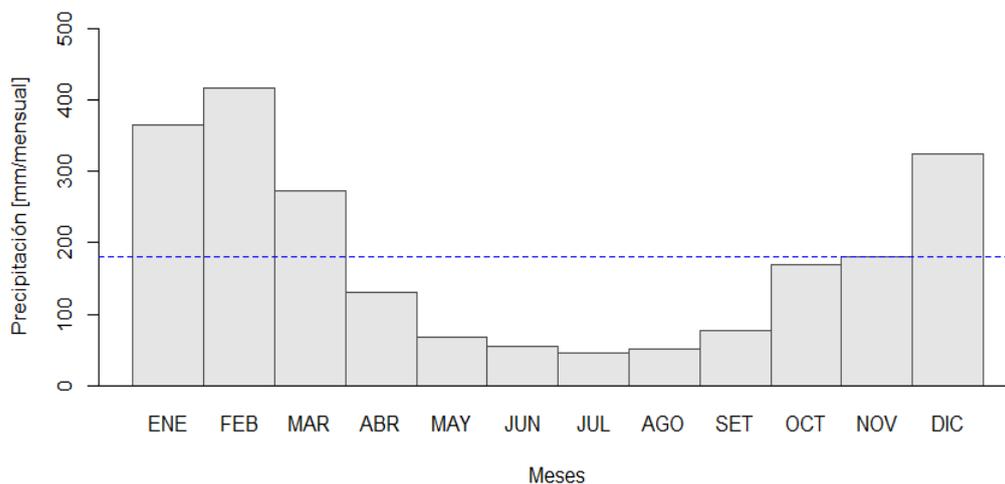


Figura 14. Histograma de la precipitación media en la cuenca del río Inambari

La figura 15 ilustra la distribución espacial de la precipitación media mensual, con valores máximos cercanos a 1200 mm, con una fuerte acumulación de lluvia desde los meses de setiembre hasta marzo, donde la mayor cantidad de precipitación se distribuye en la parte central de la cuenca. Desde el mes de abril hasta agosto disminuye por debajo de 600 mm; es importante destacar que la parte de la vertiente

de la cordillera oriental presenta una precipitación por debajo de 300 mm, bajo estas consideraciones es importante destacar el aprovechamiento de los recursos hídricos en los meses con mayor precipitación pluvial en la parte de la sierra andina del Inambari.

La distribución espacial de la precipitación promedio anual (figura 16) muestra un gradiente caracterizado desde zonas cálidas a frías, la distribución de la pluviometría se distribuye de Noreste hacia Suroeste con una precipitación máxima de 4947 (mm/año). La tasa de lluvia mas abundante se ubica en tres puntos, donde alcanza valores por encima de (4800 mm/año) en la parte norte del distrito de Quincemil. La segunda en la frontera entre los distritos de San Gabán y Ayapata con valores de 4600 (mm/año) y el tercer punto se ubica en las proximidades del límite del distrito de Ituata y Coasa que se extiende hasta el distrito de Limbani con un valor aproximado de 4000 (mm/año). La parte Suroriental recibe menor precipitación con valores menores de 2000 (mm/año), y así sucesivamente desciende los valores paralelo a las montañas de la cordillera oriental con valor mínimo de 320 (mm/año).

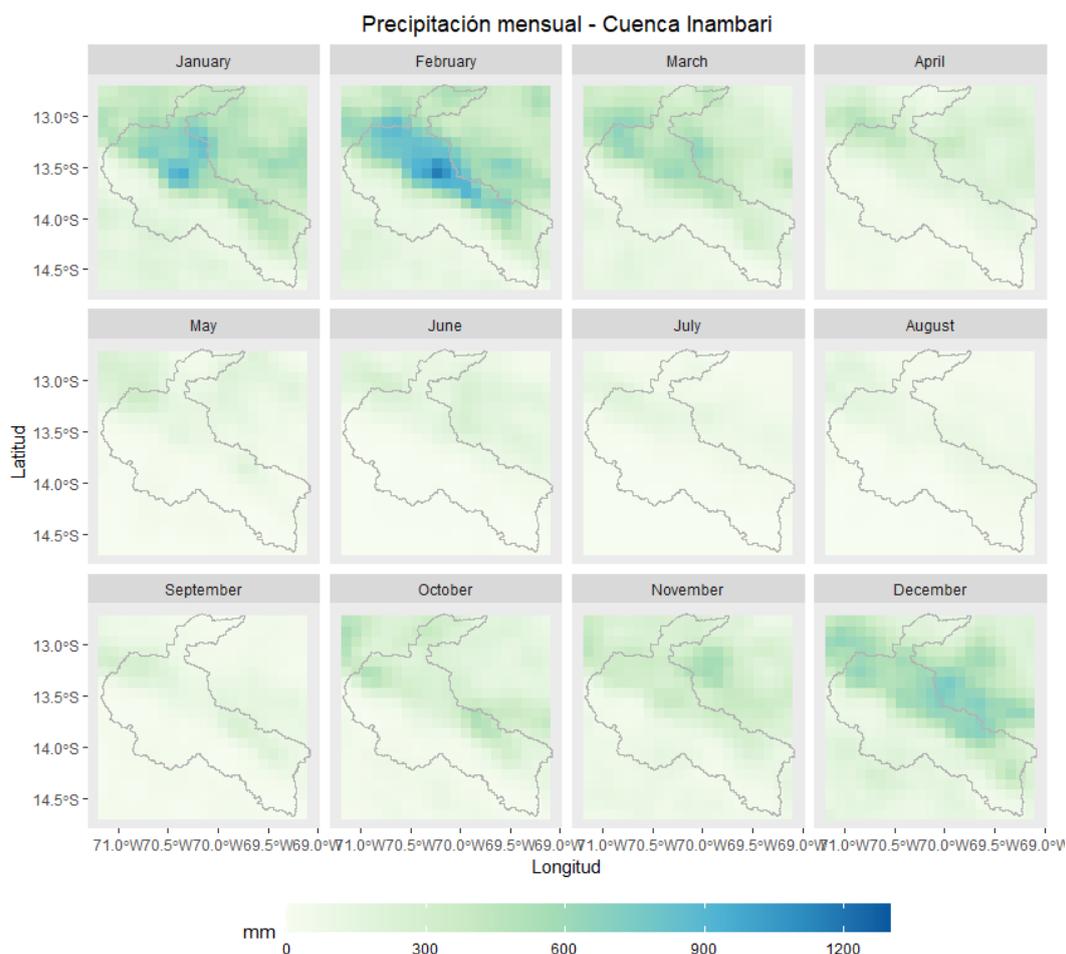


Figura 15. Precipitación mensual geoespacial de la cuenca del Inambari

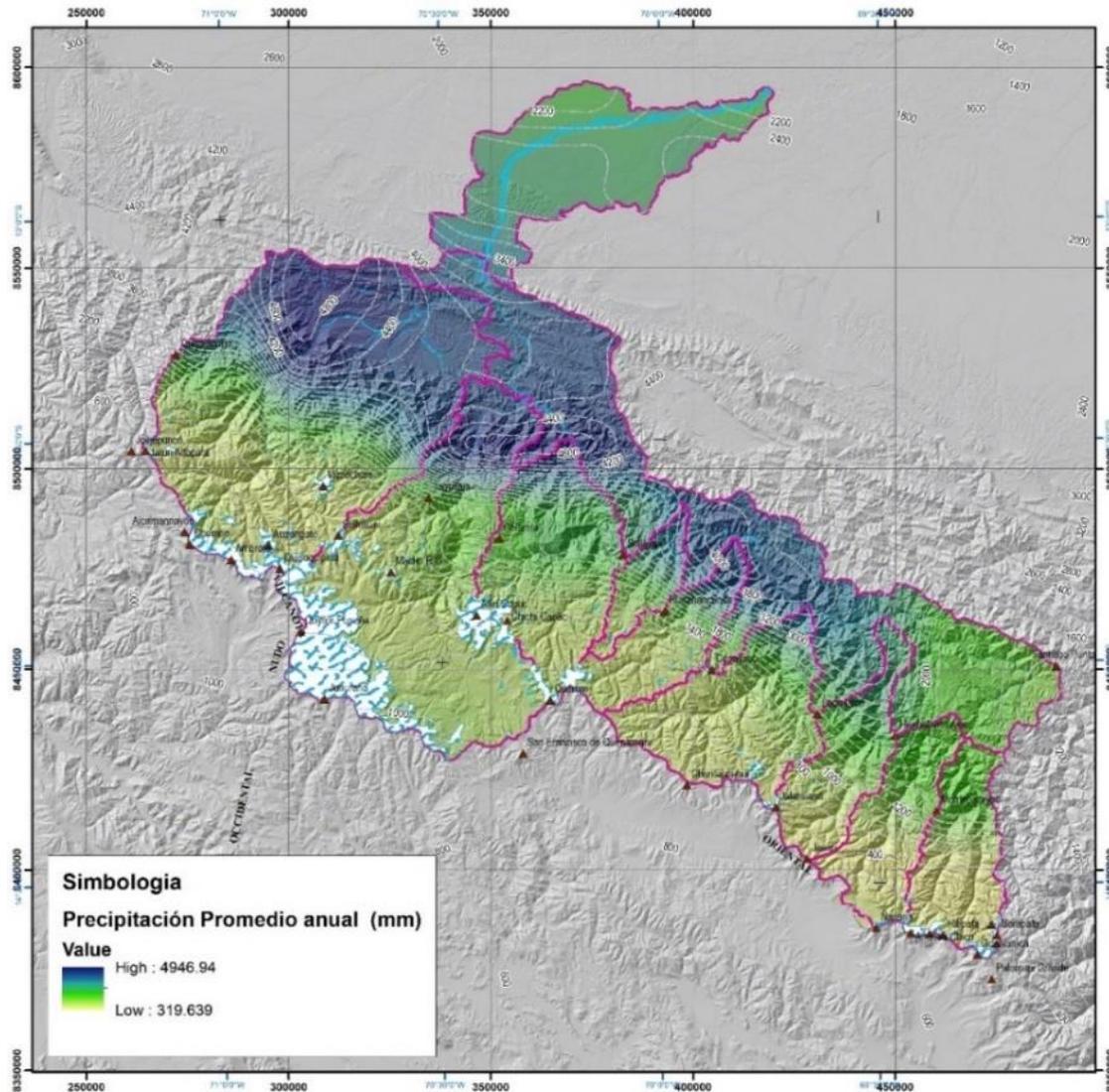


Figura 16. Distribución espacial de la precipitación promedio anual

Datos recientes muestran que la lluvia promedio en estos puntos críticos de precipitación como lo sostiene Zubieta *et al.* (2019), es de 13 (mm/día) con respecto a la precipitación promedio, investigaciones de Espinoza *et al.* (2015), señalan que los valores máximos de lluvia alcanzan a ≥ 6000 mm/año y estos se registran a 600 m s.n.m. (estaciones de Quincemil y San Gabán), mientras que las precipitaciones disminuyen (4000 mm/año) en las regiones cercanas a mayor altura (Pilcopata, 900 m s.n.m.). Se observa una disminución de las precipitaciones hacia la dirección Oeste, en particular están por encima de los 3000 m s.n.m. Por lo tanto, los valores máximos obtenidos en la presente investigación están dentro de ese límite.

Anomalía de Precipitaciones

El resultado de la variación porcentual de la precipitación pluvial a escala anual (figura 17) y la analogía relacionada con los eventos de “El Niño” y “La Niña” de acuerdo a su intensidad ocurridos entre 1981-2021 (ver tablas 8 y 9). En la década de los años 80 en 1981 la precipitación se presentó en condición normal y se evidencia un superávit de 3 %. Al año siguiente se presentó el evento de Niño extraordinario hubo un déficit de -3 %. En el año de 1983 se da un Niño extraordinario presenta un déficit de -11 % deduciendo que fue uno de los años más secos en la cuenca. Al año siguiente de 1984 no se presenta ningún evento se presenta un déficit de -4 %. En el año de 1985 se presenta una Niña moderada y se da un superávit de 1 %. En 1986 se presenta Niño moderado se da un superávit de 3 %. Año 1987 se presenta un Niño moderado presenta un déficit de -3.2 %. En el año 1988 se da el evento de Niña Moderada se presenta un déficit de -9 %. En 1989 no se presenta ningún evento y se registra un déficit de -5.1 %.

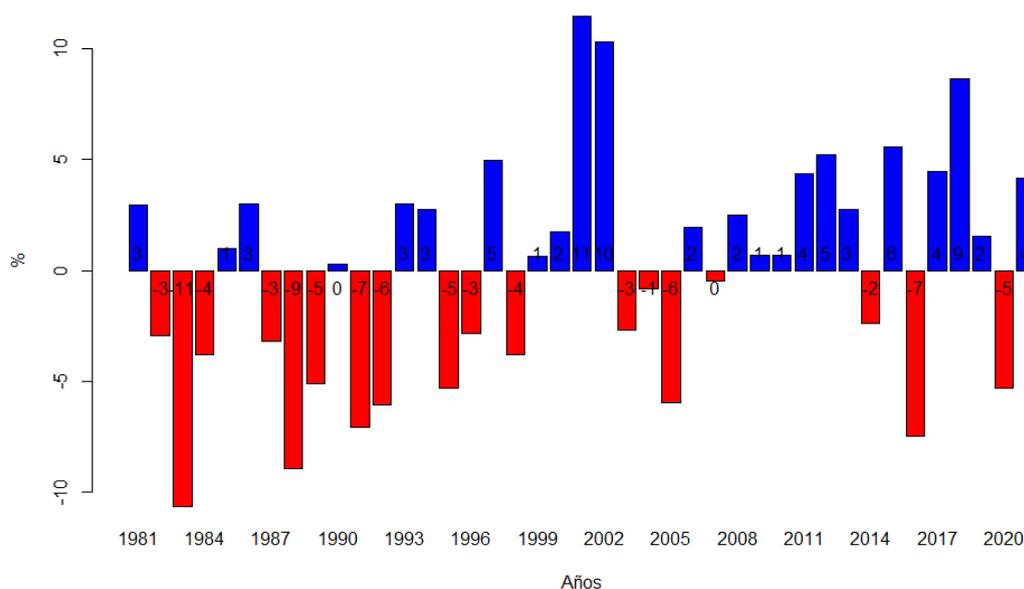


Figura 17. Anomalías de precipitación de la cuenca del río Inambari

Los resultados obtenidos en el 1990 no se presenta ningún evento, se evidencia un superávit de 0.27 % de precipitación. En el año 1991 se presenta Niño moderado con déficit de -7 %. En 1992 continua el Niño moderado presenta un déficit de -6 %. Seguidamente en los años 1993 se da un Niño moderado presenta superávit de 3 %, en 1994 y 1995 se da un Niño débil, presenta un superávit de 3 % y déficit de -5 % respectivamente. En 1996 Niña moderada presenta un déficit de -3 %. En 1997

y 1998 Niño extraordinario presenta un superávit de 5 % y déficit de -4 %. Finalmente, en 1999 no se registra ningún evento y se presenta un superávit de 1 %.

Tabla 8

Eventos de El Niño de acuerdo a su intensidad ocurridos entre 1982-2019

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
1982							NE	NE	NE	NE	NE	NE
1983	NE											
1986												NM
1987	NM											
1991							NM	NM	NM	NM	NM	NM
1992	NM	NM	NM	NM	NM	NM						
1993			NM									
1994											ND	ND
1995	ND											
1997			NE									
1998	NE											
2002			ND	ND	ND							
2003										ND	ND	ND
2006								ND	ND	ND	ND	ND
2007	ND											
2008			ND									
2009					ND	ND	ND	ND	ND			
2012			ND	ND	ND	ND	ND					
2014					ND							
2015				NF								
2016	NF					NM						
2017	NM	NM	NM	NM	NM							
2018											ND	ND
2019	ND	ND	ND									

ND: Niño Débil, NM: Niño Moderado, NF: Niño Fuerte y NE: Niño Extraordinario
Fuente: (IGP, 2022)

En el año 2000 no se presenta ningún evento, pero este se manifiesta con superávit de 2%. Seguidamente en el año 2001 se presenta Niña débil con superávit de 11%, se deduce que ha sido uno de los años con mayor precipitación. Posteriormente en

el año 2002 se da un Niño débil con superávit de 10 %. Consecutivamente en el año 2003 se da un Niño débil con un déficit de -3 %, en 2004 y 2005 no se presenta ningún evento, pero esta presenta un déficit de -1 % y -6 % respectivamente. En los años 2006 y 2007 se da un Niño débil con un superávit de 2 % y déficit de -0.46 %. De manera continua en los años 2008 y 2009 se presenta un Niño débil con superávit de 2 %, 1 % y 1 % respectivamente.

Tabla 9

Eventos de La Niña de acuerdo a su intensidad ocurridos entre 1985-2022

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
1985			NM									
1988					NM							
1996				NM	NM	NM	NM					
2001									ND	ND	ND	
2007				NM								
2010								NM	NM	NM	NM	
2013				NF	NF	NF	NF	NF				
2017											ND	ND
2018	ND	ND	ND									
2021											ND	ND
2022	ND			ND	ND	ND						

ND: Niña Débil; NM: Niña Moderado; NF: Niña Fuerte

Fuente: (IGP, 2022)

En el año 2010 y 2011 no se da ningún evento este presenta superávit de 1 % y 4 %. Posteriormente en el año 2012 Niño débil con superávit de 5%. En el año 2013 Niña fuerte con superávit de 3 %. Por otro lado, en el año 2014 Niño débil se evidencia un déficit de -2 %. En el año 2015 Niño fuerte y 2016 Niño moderado se evidencia un superávit de 6 % y déficit de -7 % respectivamente. En el año 2017 Niña débil con un superávit de 4 %. En el año 2018 Niña débil se registra un superávit de 9 %, en el siguiente año 2019 Niño débil muestra una demasía de 2 %, en el año 2020 no se presenta ningún evento esta presenta un déficit de -5 % y finalmente en el año 2021 Niño débil presenta un superávit de 4 %. En general el comportamiento de la precipitación con respecto a los fenómenos climáticos no posee una analogía con los datos PISCOp v2.1.

Los eventos climáticos de déficit hídrico durante las recientes sequías extremas (1995, 1998, 2005 y 2010) en el río Amazonas peruano, las anomalías positivas de temperatura superficial del mar (TSM) en el Atlántico tropical norte, vientos alisios y transporte de vapor de agua débiles hacia el oeste de la cuenca amazónica, acompañados de un aumento en la subsidencia sobre la parte central y sur de la cuenca, explican la falta de lluvias y los muy bajos valores de caudales. Sin embargo, en 1998 hacia el final del evento El Niño de 1997/1998 la sequía estuvo más relacionada con una divergencia anómala de vapor de agua en el oeste de la amazonia, que es característica de un evento cálido en el Pacífico ecuatorial. Durante la primavera y el invierno austral del 2010, en la cuenca del río Amazonas se ha registrado la sequía más aguda desde los años setenta. Su intensidad y duración, en comparación con la sequía del 2005, se puede explicar por la adición de un fenómeno de El Niño en el verano austral y un episodio muy cálido en el Atlántico durante el otoño e invierno austral. En comparación al 2005, el estiaje en el 2010 fue más severo en los afluentes del sur del Amazonas que en los afluentes del norte (Espinoza *et al.*, 2011).

Con respecto a otras investigaciones, estimaciones realizadas por SENAMHI (2009), la precipitación anual para el año 2030 muestran una anomalía en la sierra andina entre -10 y -20 % y en la selva norte y central (selva alta) de hasta -10 %. Los incrementos más importantes se presentarían en la costa norte y selva sur entre +10 % a +20 %. los valores hallados en la presente investigación la anomalía de precipitaciones se determinó en -11 % y 11 % están dentro de ese rango estimado. Por otro lado en la investigación realizada por Cepeda y Mena (2016) en la cuenca del Ubaté y Zues en Colombia, presentan una variación porcentual con respecto a la precipitación promedio valores de -3.9 % y 3.9 %, mientras que el análisis de la variación porcentual de la precipitación en el mismo periodo a escala decenal varía entre -4 % y 8 %; la variación porcentual encontrados en la cuenca del Inambari son superiores.

Si bien es cierta la condición de los fenómenos de El Niño y La Niña favorecen la probabilidad de que haya la disminución o aumento de la precipitación, la analogía con la anomalía de precipitaciones y los fenómenos climáticos esta no necesariamente se cumple en la cuenca del Inambari con la información grillada PISCOp v2.1. En años donde se ha presentado estos fenómenos de “El niño” en la

cuenca hubo aumento de precipitación y cuando hubo el evento de “La Niña” o evento normal descenso y aumento de lluvia. Finalmente, la hipótesis propuesta “*Los valores extremos de la variación porcentual interanual de la precipitación están por encima del 20% y su comportamiento están asociados a los fenómenos climatológicos en la cuenca del río Inambari*” se rechaza.

Prueba de normalidad para las variables de la agresividad climática y geográficas

Este concierne a análisis de normalidad llamado también comparación de distribuciones. En la tabla 10 se muestra el resultado de las pruebas de normalidad aplicadas Shapiro Wilk y Kolmogorov-Smirnov, para una muestra de tamaño 1014 puntos, este valor supera más de 50 se seleccionó la prueba Kolmogorov-Smirnov. Para un nivel de significancia de 95 % con un margen de error de 0.05. Las hipótesis planteadas para la prueba de normalidad se detallan a continuación: Hipótesis nula (Ho): “*Que la variable sigue una distribución normal*” y la Hipótesis Alternativa (Ha): “*Que la variable no tiene una distribución normal*”. Los valores *p-value* son <0.05 , por lo tanto, se rechaza la hipótesis nula (Ho) y se acepta la hipótesis alternativa (Ha), a partir de este análisis se determina que corresponde a estudio estadístico no paramétrico.

Tabla 10

Prueba de normalidad Shapiro Wilk y Kolmogorov-Smirnov

Variable	Shapiro-Wilk (n<50)	Kolmogorov-Smirnov (n>50)
Latitud	5.79e-09	2.19e-06
Longitud	1.61e-13	2.45e-08
IF	2.20e-16	2.20e-16
IFM	2.20e-16	2.20e-16
ICP	7.67e-05	0.004188
Altitud	2.20e-16	2.20e-16
Precipitación Media	2.20e-16	2.20e-16

A continuación, se muestra la correlación de las variables con la prueba estadística no paramétrica Spearman (r_s). La figura 18 ilustra la matriz de correlación de las variables. El análisis inicia con los datos de la latitud con la variable longitud apoyándonos en el resultado de *p-value* $<2.2e-16$, al ser esta < 0.05 , refutamos la hipótesis nula, lo cual postula que no hay relación entre las variables, por medio de $p = -0.57$, definimos que hay una fuerza de correlación negativa considerable. Con

respecto IF el $p\text{-value} < 2.2e-16$ al ser esta menor de 0.05 rechazamos la hipótesis nula con respecto a $\rho = 0.62$ señalamos que hay una fuerza de correlación positiva considerable. Seguidamente con el IFM el $p\text{-value} < 2.2e-16$ esta también es menor y rechazamos la hipótesis nula con respecto a $\rho = 0.58$ presenta una fuerza de correlación positiva considerable. En relación al ICP esta presenta un $p\text{-value}$ de $< 2.2e-16$ a ser esta menor que 0.05, se rechaza la hipótesis nula presentando valor de $\rho = -0.36$ con fuerza de correlación negativa media. Seguidamente con la variable altitud obtiene un $p\text{-value} < 2.2e-16$ esta es menor que 0.05, se rechaza la hipótesis nula, con valor de $\rho = -0.68$ con correlación negativa considerable (inversamente proporcional) tiene signo negativo. Finalmente, con respecto a la precipitación media esta obtuvo $p\text{-value}$ de $< 2.2e-16$ es menor que 0.05 re rechaza la hipótesis nula con fuerza de $\rho = 0.61$ determinamos que existe una fuerza de correlación positiva considerable que es directamente proporcional (signo positivo).



Figura 18. Matriz de correlación rho Spearman para las variables latitud, longitud, ICP, IF, IFM, altitud y precipitación promedio

La validación de hipótesis de las correlaciones de la variable longitud con el IF basándonos en $p\text{-value} > 0.0801$ al ser esta mayor que 0.05, aceptamos la hipótesis

nula, lo cual nos indica que no hay relación entre las variables, por medio de $\rho = -0.05$, se determina que hay una fuerza de correlación negativa débil. Seguidamente con el IFM el $p\text{-value} > 0.9357$ esta también es mayor y aceptamos la hipótesis nula con respecto a $\rho = -0.0025$ presenta una fuerza de correlación negativa débil. En relación con el ICP presenta un $p\text{-value} > 0.2969$ al ser esta mayor que 0.05, se acepta la hipótesis nula presentando valor de $\rho = 0.03$ con fuerza de correlación positiva débil. Seguidamente con la variable altitud obtiene un $p\text{-value} < 0.00052$ esta es menor que 0.05 se rechaza la hipótesis nula, con valor de $\rho = -0.11$ correlación negativa media (inversamente proporcional) tiene signo negativo. Finalmente, con respecto a la precipitación media se obtuvo $p\text{-value} > 0.6724$ es mayor que 0.05, se acepta la hipótesis nula con fuerza de $\rho = -0.01$ determinamos que existe una fuerza de correlación negativa débil que es inversamente proporcional (signo negativo).

A continuación, se presenta la validación de hipótesis del análisis de semejanza con la variable Índice de Fournier con el IFM el $p\text{-value} < 2.2e-16$ esta es menor rechazamos la hipótesis nula y aceptamos la hipótesis alternativa lo cual nos indica que hay relación entre las variables con respecto a $\rho = 0.97$ presenta una fuerza de correlación positiva perfecta. En relación con el ICP presenta un $p\text{-value} < 1.623e-06$ al ser esta menor que 0.05, se rechaza la hipótesis nula presentando valor de $\rho = -0.15$ con fuerza de correlación negativa media. Seguidamente con la variable altitud obtiene un $p\text{-value} < 2.2e-16$ esta es menor que 0.05 se rechaza la hipótesis nula, con valor de $\rho = -0.75$ esta se clasifica en correlación negativa considerable (inversamente proporcional) tiene signo negativo. Finalmente, con respecto a la precipitación media esta obtuvo $p\text{-value} < 2.2e-16$ es menor que 0.05 se rechaza la hipótesis nula con fuerza de $\rho = 0.91$ determinamos que existe una fuerza de correlación positiva casi perfecta que es directamente proporcional (signo positivo).

La correlación entre el Índice de Fournier Modificado con el ICP presenta un $p\text{-value}$ de $< 2.2e-16$ al ser esta menor que 0.05, se rechaza la hipótesis nula y se acepta la hipótesis alterna que señala “hay relación entre las variables” presentando valor de $\rho = -0.26$ con fuerza de correlación negativa media. Seguidamente con la variable altitud obtiene un $p\text{-value} < 2.2e-16$ esta es menor que 0.05 se rechaza la hipótesis nula, con valor de $\rho = -0.78$ esta se clasifica en correlación negativa muy fuerte (inversamente proporcional) tiene signo negativo. Finalmente, con respecto a la precipitación media esta obtuvo $p\text{-value}$ de $< 2.2e-16$ es menor que 0.05 se rechaza la hipótesis nula con

fuerza de $\rho = 0.96$ determinamos que existe una fuerza de correlación positiva casi perfecta que es directamente proporcional (signo positivo).

La correlación del Índice de Concentración de Precipitaciones con la variable altitud, basándonos en $p\text{-value} < 2.2e-16$, al ser esta < 0.05 , refutamos la hipótesis nula, lo cual indica que no hay relación entre las variables, por medio de $\rho = 0.50$, se concluye que hay una fuerza de correlación positiva media. Con respecto a la precipitación media el $p\text{-value} < 2.2e-16$ al ser esta menor de 0.05 rechazamos la hipótesis nula con respecto a $\rho = -0.44$ señalamos que hay una fuerza de correlación negativa media que es inversamente proporcional (signo negativo).

La correlación de la altitud con la variable precipitación media, basándonos en $p\text{-value} < 2.2e-16$, al ser esta < 0.05 , refutamos la hipótesis nula, lo cual nos señala que no hay relación entre las variables, por medio de $\rho = -0.82$, damos por sentado que hay una fuerza de correlación negativa muy fuerte. Respecto a la significancia estadística de coeficiente de correlación de Spearman casi en la mayoría asumen valores menores que $2.2e-16$, excepto las correlaciones entre longitud en relación a IF (0.08), IFM (0.94), ICP (0.30) y precipitación media (0.67), el resultado evidencia entre estas variables no existe una relación lineal con un altísimo nivel de probabilidad.

Investigaciones de Belmonte *et al.* (2004), muestran la aplicación de rho en la asociación de las variables. Por otro lado, Esit *et al.* (2023), demuestra la aplicación de Spearman's rho (SR) para los análisis de parámetros meteorológicos. Asimismo, Yue *et al.* (2002), aplican la prueba rho de Spearman para detectar tendencias monotónicas en datos de series de tiempo. De la misma manera Ahmad *et al.* (2015), en análisis de datos de precipitaciones mensuales, estacionales y anuales una combinación de tendencias positivas (que aumentan) y negativas (que disminuyen). De la misma forma Rahman *et al.* (2017), determinan que no hay una tendencia significativa en el patrón de lluvia anual. La prueba de significancia de la hipótesis nula constituye la herramienta más generalizada para evaluar hipótesis científicas y tomar decisiones al respecto (Leenen, 2012). En la obtención de los resultados el rango de los valores rho se ubica de -0.05 hasta 0.97, antecedido por un signo positivo o negativo estas definen el sentido de la asociación entre dos variables y se concluye que la mayoría de las correlaciones son significantes, excepto las cuatro citadas

anteriormente, que involucra la existencia de una relación funcional lineal u otro tipo de función.

La siguiente etapa corresponde a la generación de modelos de regresión lineal, a partir del Índice de Fournier, Índice de Fournier Modificado y precipitación promedio con respecto a la altitud (figuras 19a, 19b y 19d) presentan valores de coeficiente de determinación de $R^2 = 0.50$, 0.62 , 0.70 respectivamente, se ubican en un rango de clasificación de bueno y satisfactorio con tendencia negativa. Por otro lado, en la (figura 19c) el Índice de Concentración de Precipitaciones presenta un coeficiente de determinación $R^2 = 0.27$ con tendencia positiva en rango de clasificación insatisfactorio; se puede interpretar existe una buena relación con las variables y se concluye que la altitud no es factor considerable en la presentación de la agresividad de las precipitaciones y estas se distribuyen en la parte central de la media luna de la cuenca del Inambari.

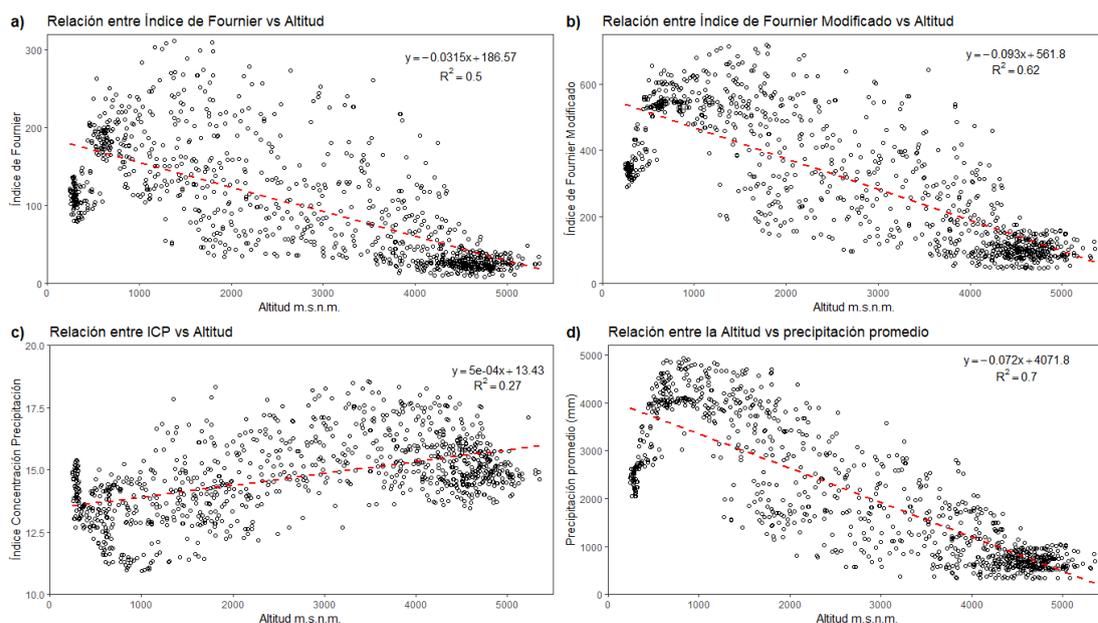


Figura 19. Relación IF, IFM, ICP, precipitación media, entre la altitud

La influencia de la topografía en la distribución de la lluvia se puede atribuir a uno de los dos mecanismos diferentes: el efecto orográfico o el efecto topográfico a pequeña escala. Ambos efectos son impulsados por el viento. El efecto orográfico actúa en la escala meso. Se refiere al levantamiento forzado del aire húmedo cuando se acerca a la ladera de barlovento de grandes colinas o montañas. A medida que el aire se enfría por debajo del punto de rocío, se generan condensaciones y precipitaciones de vapor de agua. Cuando el aire parcialmente seco desciende al otro lado de la colina, se

caliente y promueve la evaporación. Debido a este efecto, la pendiente de barlovento de grandes configuraciones topográficas generalmente recibe más lluvia que la pendiente de sotavento. Por otro lado, el efecto topográfico de lluvia impulsada por el viento (WDR) es un efecto de pequeña o microescala (longitud de 0.1 a varios 1000 metros y altura de 0.1 a varios cientos de metros). Este efecto se refiere a la redistribución local y de bajo nivel de la lluvia ya generada debido a la existencia de patrones locales específicos de flujo de viento perturbado sobre características topográficas a pequeña escala. Como tal, no es parte del proceso de producción de lluvia. La información de la literatura señala que estos dos efectos son separables (Blocken *et al.*, 2005). En este caso la precipitación se atribuye al efecto orográfico en la parte sur oriental de la selva amazónica.

Investigaciones de Arriola *et al.* (2022), obtuvieron resultados entre precipitación media, IF, IFM y ICP con respecto a la altitud de $R^2 = 0.69, 0.001, 0.37$ y 0.69 respectivamente, en el caso de IF con tendencia negativa y los tres con tendencia positiva; en la investigación realizada por Ilbay (2019), en relación el IF y Altitud valor de 0.72 con tendencia negativa. El efecto de la topografía en el clima de una región tiene un gran alcance y las cordilleras como la de oriental crean barreras que descomponen los patrones de viento y precipitación. El impacto de la cordillera de los Andes sobre las lluvias. La mayor precipitación en la cuenca amazónica es observada en regiones bajas expuestas a los vientos húmedos del este. Además, los regímenes de las precipitaciones son más diversificados en las regiones andinas que en el llano amazónico (Espinoza *et al.*, 2010). Las tierras bajas y los Andes en la cuenca del Inambari en el sureste del Perú. Esta región tiene la mayor precipitación anual en la Amazonia andina peruana. Páginas opuestas en las estribaciones montañosas de los Andes orientales se producen muy a menudo eventos locales de lluvia que controlan el régimen de flujo de los principales afluentes de las cabeceras del Inambari (Barthem *et al.*, 2016).

Con respecto a las variables geográficas describe la relación de la latitud entre los índices de agresividad (IF, IFM, ICP y precipitación promedio) ilustra en las figuras 20a), 20b) y 20d), que presenta una relación lineal positiva de $R^2 = 0.27, 0.30$ y 0.35 , y la figura 20c) que corresponde la relación inversa de $R^2 = 0.13$ todas en rango de clasificación insatisfactoria. En las estribaciones de valles interandinos del Ecuador Ilbay (2019), la comparación con otro estudio entre la precipitación y la latitud valor

de $R^2 = 0.92$ esta presenta mayor desempeño que las obtenidas en la presente investigación, frente a estos resultados obtenidos en la presente investigación se deduce que la agresividad y la precipitación promedio es de norte a sur, con clara disminución en las estribaciones de la cordillera oriental y un aumento progresivo en la central de la media luna en la cuenca hidrográfica.

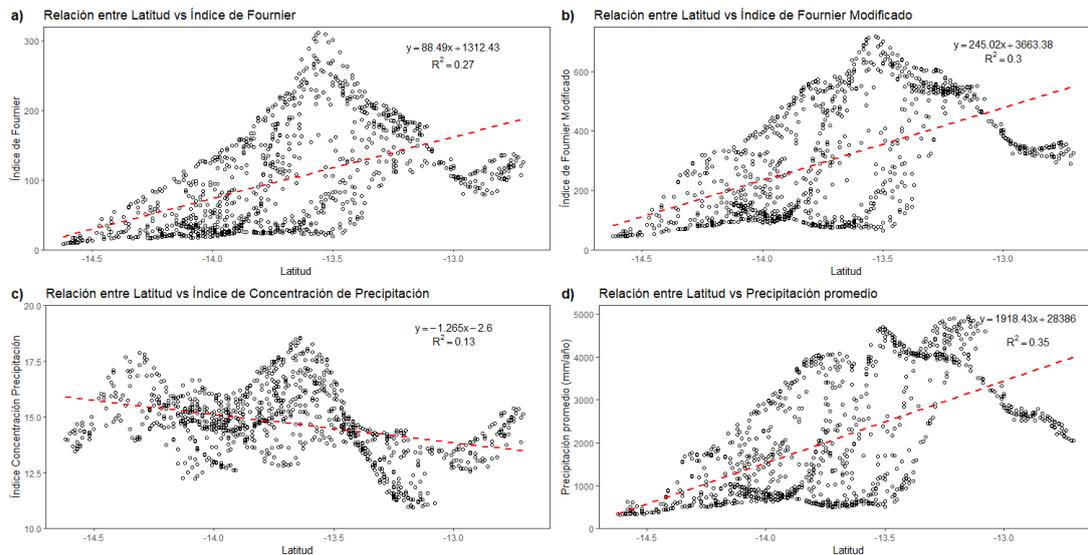


Figura 20. Relación IF, IFM, ICP, precipitación promedio entre la latitud

La relación de la longitud y las variables de agresividad climática y geográfica se excluyó. Bajo el análisis e interpretación de los resultados de la prueba de hipótesis del segundo objetivo, se rechaza la hipótesis “En la amazonia andina de la cuenca del río Inambari los valores de IF, IFM, y ICP con las variables latitud, longitud y altitud existe una alta relación”.

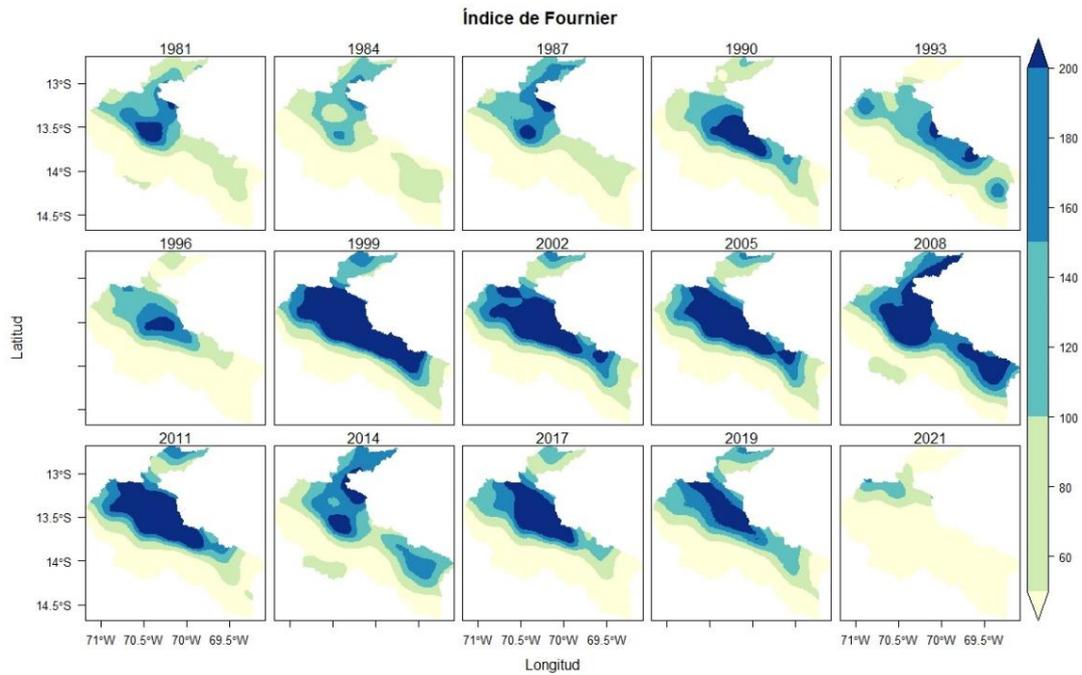


Figura 21. Distribución espacial promedio del Índice de Fournier

La figura 21 revela la distribución espacial de la agresividad de precipitaciones, estimada por el Índice de Fournier, en un intervalo de tiempo cada tres años. Los patrones de la agresividad de lluvias la clase cualitativa muy alto es puntual y muchas veces se extiende de norte a sur, en cuanto a otras clases esta se distribuye de acuerdo al gradiente altimétrico, la clase cualitativa baja se ubica en la sierra andina paralelo en la cordillera oriental.

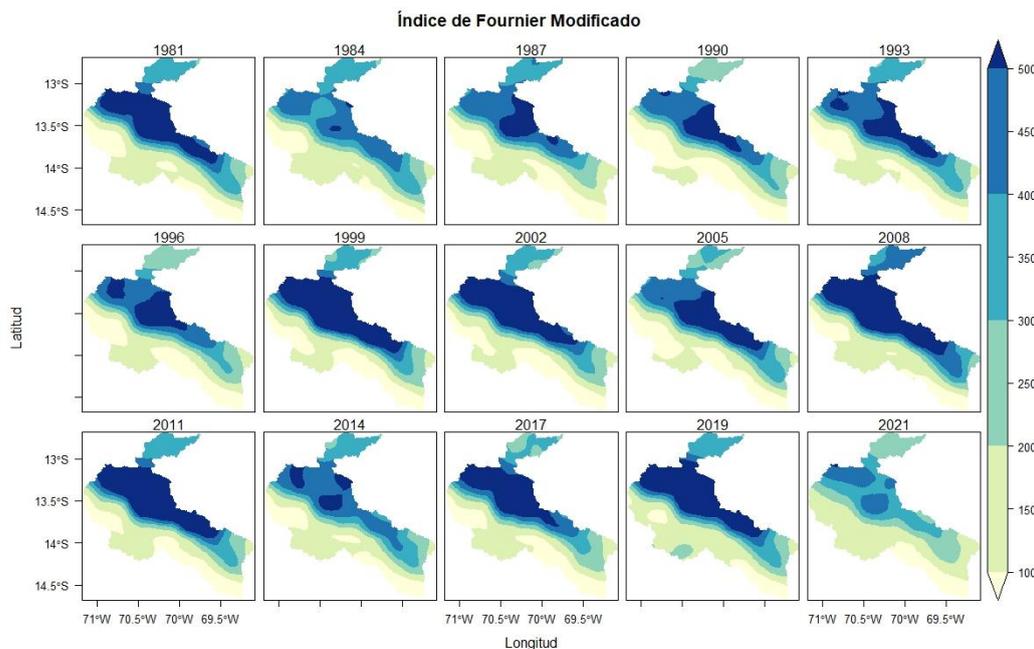


Figura 22. Distribución espacio temporal del Índice de Fournier Modificado

De la misma forma se tiene la distribución espacial estimado por el Índice de Fournier Modificado (figura 22), presenta un gradiente la clase cualitativa muy alta posee patrones de forma irregular y esta es mas notoria, seguidamente la clase inferior se va destacando en su presencia y de manera principal la clase cualitativa baja disminuye de manera irregular en dirección de la cordillera oriental.

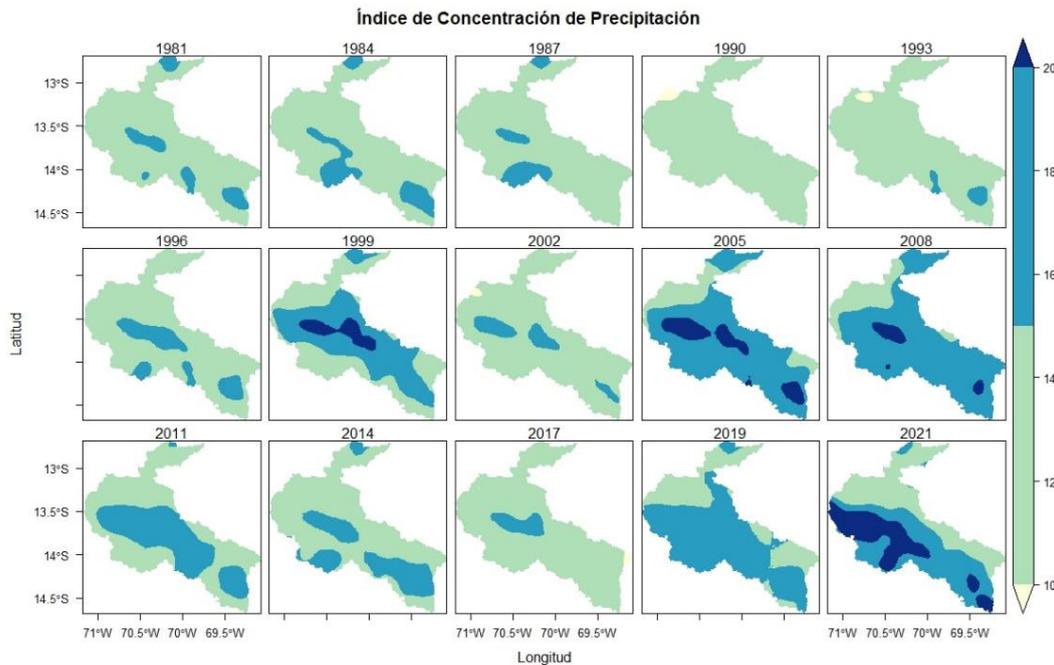


Figura 23. Distribución espacio temporal del ICP entre 1981-2021

Por otro lado, se tiene la estimacion de la distribución espacial del Índice de Concentración de Precipitación, entre 1981 hasta 2021. La clase cualitativa irregular se presenta en la parte norte de manera aislada y esta se traslada a la parte central con una tendencia a la baja hacia la cordillera oriental (figura 23).

Las figuras 24a) muestra la serie temporal del Índice de Fournier con datos cuantitativos máximo, media y mínima. Los valores media se ubican por debajo de 350 y los valores máximos estan por encima 650 el valor cuantitativo supera por dos veces. Por otro lado en la figura 24b) se muestra la serie temporal del Índice de Fournier Modificado los valores media se ubican por debajo de 400 y la máxima está por debajo de 950. En el caso de serie temporal del Índice de Concentración de Precipitaciones (figura 24c) el valor promedio está por debajo de 17 con valor máximo de 27 que entra en la zona clasificación de muy irregular, de manera general las líneas de tendencia la serie temporal de los índices es distinto sobre la otra.

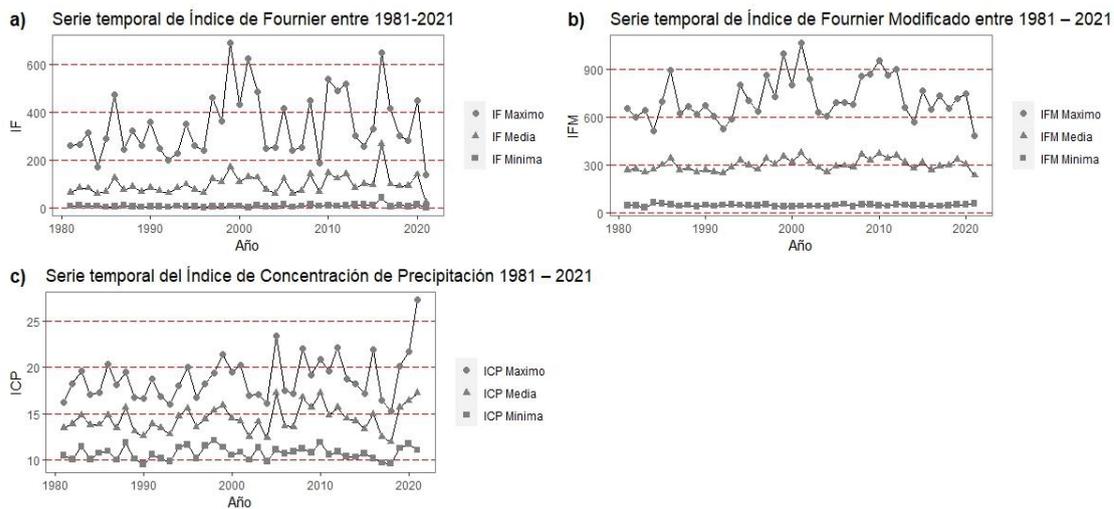


Figura 24. Serie temporal de IF, IFM, ICP entre 1981-2021

Del análisis realizado de las figuras de la información cualitativa y cuantitativa, el comportamiento de la serie temporal de valores mínima, media y máxima con respecto a la distribución espacial de la agresividad de precipitaciones, se determina que al aumentar los valores mínima hasta la máxima se presenta un aumento en la distribución espacial de cada clase cualitativa en el área de influencia en su extensión superficial de la cuenca. Esto se debe a la posible influencia de los factores climáticos y otras variables locales, ya que estas influyen para que se presente la precipitación en la parte sudoriental de la cuenca amazónica. Por otra parte, el cambio del clima global puede estar alterando el régimen normal de las precipitaciones en la cuenca del Inambari.

La figura 25a) se muestra la distribución espacial promedio del índice de Fournier donde la agresividad de lluvias de clase alta se distribuye en las subcuencas de Araza, San Gaban, Esquilaya, Pararani y Alto Inambari; figura 25b) la distribución espacial del índice de Fournier Modificado la clase alta abarca gran parte y de las subcuencas que abarca el Bajo Inambari, Araza, Esquilaya, Pararani, Coaza, Limbani hasta Patambuco; en la figura 25c) muestra el promedio del índice de concentración de precipitaciones muy irregular se traslada a la parte de la sierra andina de las subcuencas de Araza, Esquilaya, Pararani, Coaza, Limbani, Patambuco, Sandia y Huari Huari.

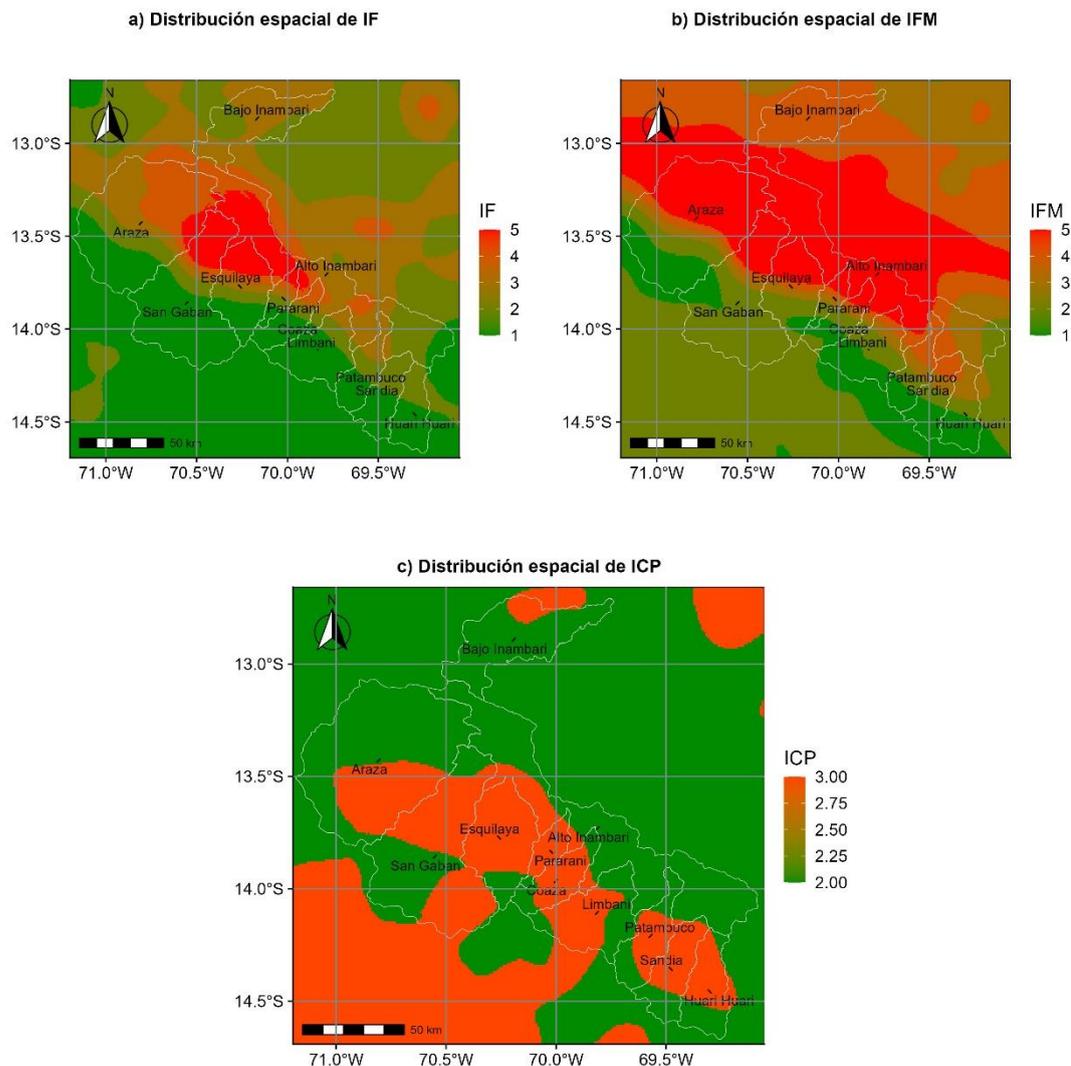


Figura 25. Distribución espacial de IF, IFM y ICP

Investigaciones realizadas en Colombia por Cepeda y Mena (2016), realizan una estimación de índice de agresividad climática bajo escenarios de cambio climático en el periodo de 1971-2010, el IF en un 70 % del territorio superó el valor de 200 m, el IFM en 100 % superó por mucho el límite de 400 mm, los valores de ICP presentó valores estacionales a uniforme. Por otra parte, en Ecuador Ilbay (2019), en los valles andinos obtuvo el IF y esta presenta por encima de cero por debajo de 200 en la parte occidental, en tanto con el IFM valores de 50 - 400, mientras los valores de ICP en la zona occidental fue superior a 1 e inferior a 24. Por otro en la cuenca del Iguazu Pinheiro (2016), obtuvo valores entre 10.80 hasta 11.3, estos valores se ubican de uniforme a moderado. En la cuenca de Chancay Arriola *et al.* (2022), el ICP obtuvo valores de 14 % hasta 70 %. Los resultados de la presente investigación no concuerdan con los resultados obtenidos por otros autores. Por lo tanto, la hipótesis planteada “El

comportamiento espacial y la serie temporal de los Índices de Fournier, Índice de Fournier Modificado y el Índice de Concentración de Precipitaciones, son análogos en la amazonia andina de la cuenca del río Inambari”, esta afirmación no es aceptada debido a que, si bien las líneas de tendencia de los Índices de Fournier y el Índice de Fournier Modificado son casi similares, sin embargo, el Índice de Concentración de Precipitación presenta otro comportamiento.

Índice de Erosividad e Índice de Erosividad Total

Con respecto al cuarto objetivo en la figura 26, se muestra la distribución espacial del Índice de Erosividad con la aplicación del IFM, presenta un gradiente caracterizado por una agresividad de lluvias desde zonas cálidas a frías paralelo a la sombra orográfica de la cuenca hidrográfica. En la parte de la cuenca del río San Gabán, Esquilaya y Alto Inambari del río Inambari presenta el índice de erosividad extremadamente severa en un intervalo mayor a 20000 (MJ.mm.ha⁻¹) en un área aproximada de 453 km² que representa el 2 % del territorio, la clase severa en un rango de 15000-20000 (MJ.mm.ha⁻¹) de 45718 km² con 23 %, seguidamente de muy alta en un intervalo de 10000-15000 (MJ.mm.ha⁻¹) de 3745 km² con 18 % en un intervalo 75000 (MJ.mm.ha⁻¹) alta 2237 km² de 11 %, la clase moderada 5000-75000 (MJ.mm.ha⁻¹) 1764 km² de 9 % y finalmente la clase baja en un intervalo 2500-5000 (MJ.mm.ha⁻¹) 5653 km² de 28 % de extensión superficial de la cuenca del Inambari.

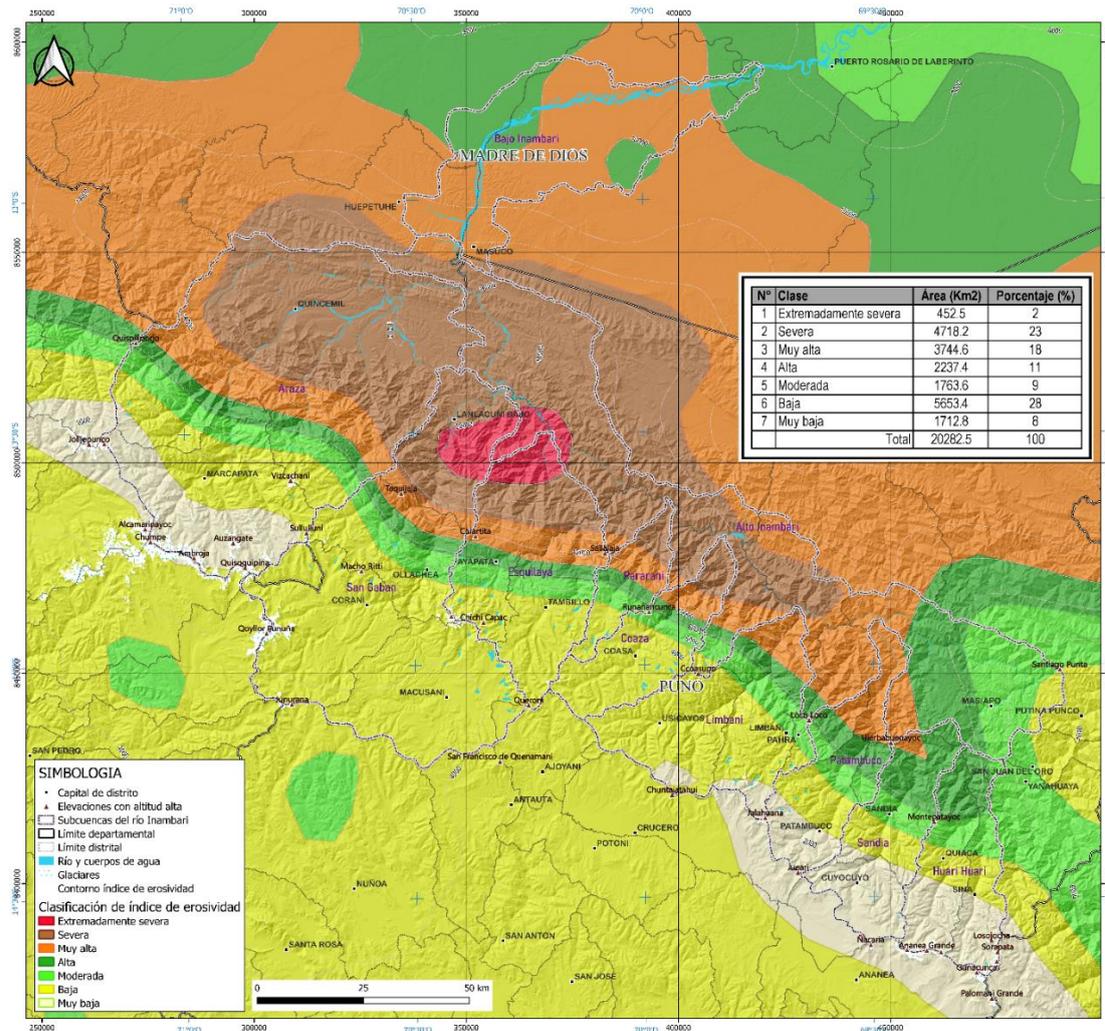


Figura 26. Distribución espacial del Índice de Erosividad

La figura 27 muestra la distribución espacial del IET combinando el IFM e ICP, caracterizado a la erosividad desde zonas cálidas desde la selva baja sur, selva alta sur hasta las zonas frías en la vertiente oriental sur, con cuatro clases la baja en un intervalo <1500 su distribución se ubica en la parte alta de la cordillera oriental que ocupa un área de 3330 km² que representa el 16 %, por otra parte la clase moderada en un rango 1501-2500 ocupa un área de 3939 km² que representa 19 %, seguidamente la clase alta en un intervalo de 2501-5000 que ocupa una superficie de 4735 km² que representa 23 % y por último la clase de muy alta a intervalo de >5000 con área de 8279 km² que representa el 41% de superficie, a partir de estos modelos el IE con el modelo Índice de Fournier Modificado la zona de erosividad es puntual, mientras el IET con el modelo (IFM y ICP) es más extensa en todo el bosque de la amazonia andina de la cuenca del Inambari.

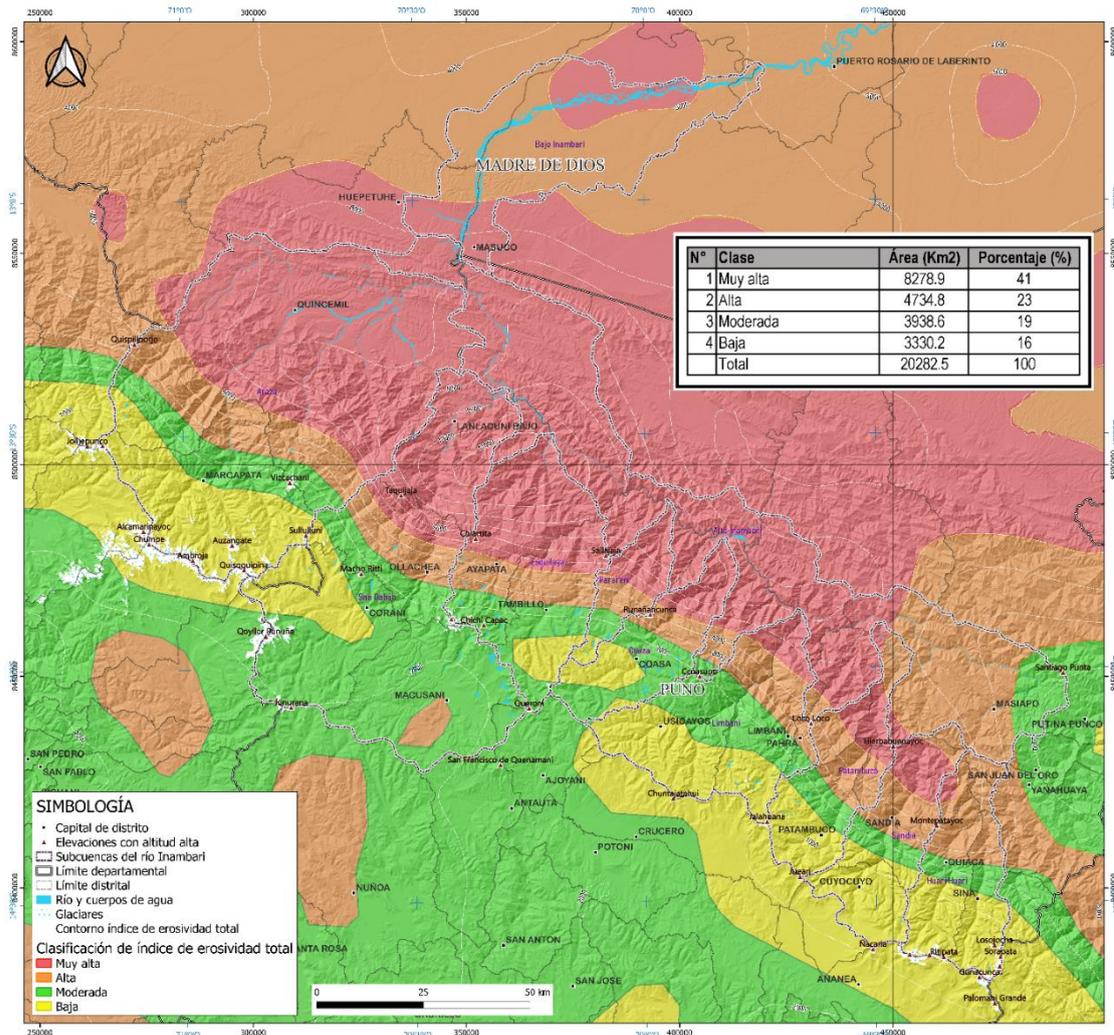


Figura 27. Distribución espacial del Índice de Erosividad Total

La perturbación de las cuencas hidrográficas de los bosques tiene numerosos efectos en los ambientes aguas arriba y aguas abajo, incluida la erosión y la reducción de la productividad en las áreas perturbadas, la eliminación de nutrientes y la deposición de contaminantes en la superficie de la tierra por la contaminación de los recursos hídricos por escorrentía (Sadeghi *et al.*, 2022). La erosividad de la lluvia es un indicador importante que se puede utilizar para medir la capacidad de la lluvia para causar erosión (Zhu *et al.*, 2019). Investigaciones realizadas con respecto al índice de IE Caba (2019), en el departamento de Tarija determinó la distribución espacial en tres clases cualitativas baja, moderada y alta. Por su parte Castelán *et al.* (2014), en la cuenca del río San Marcos en el estado de Puebla obtuvo en el rango de bajo a muy alto, en los dos casos la clase alta se presenta en un área de menor porcentaje. En la presente investigación la clasificación de Erosividad se distribuye mayormente en la extensión del bosque amazónico de la cuenca con valores cualitativos muy altos.

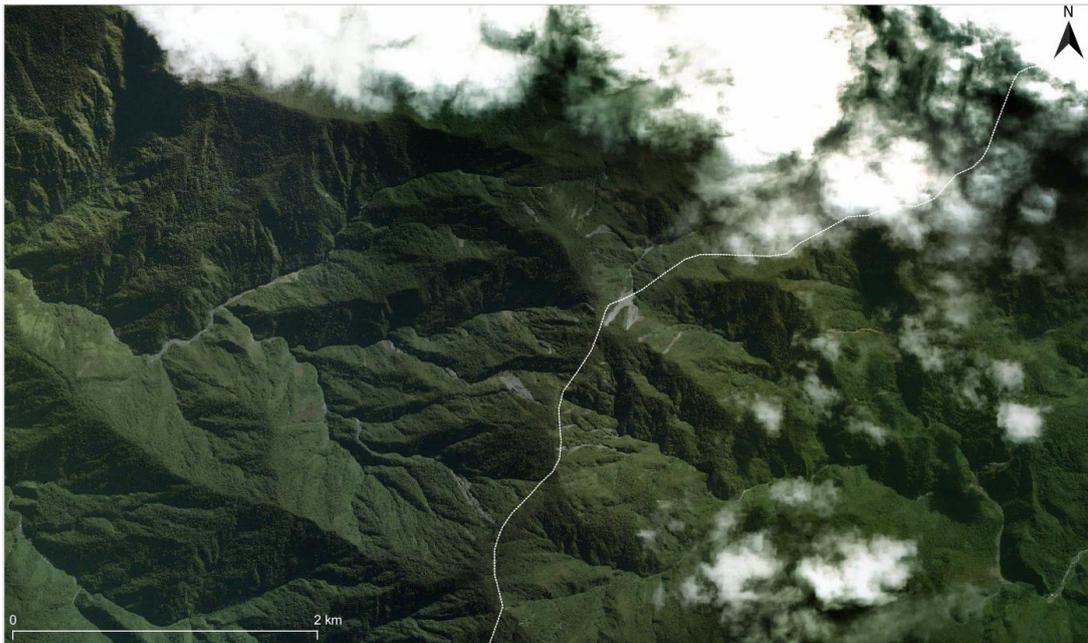


Figura 28. Imagen satelital de zonas de erosión y deslizamiento en zonas de mayor precipitación

Fuente: Bing Satélite



Figura 29. Zonas de erosión y deslizamiento en la selva alta de la subcuenca del río Esquilaya-Inambari

Por su impacto y área de cobertura, las inundaciones y las sequías son los fenómenos hidro climáticos extremos de mayor relevancia en la Amazonía (Pabón *et al.*,2018). Principalmente la identificación de puntos con mayor erosión (figuras 28 y 29) se muestra zonas de mayor erosión y deslizamiento. La pendiente y alta precipitación

favorecen a que se forme este desarrollo este problema en el cauce fluvial de los aportantes; lo cual afirma esta investigación. La distribución de los bosques pluviales (figura 30) hasta los páramos andinos, cumplen un papel fundamental en disminuir la energía cinética de la precipitación de gotas de lluvia al chocar contra el suelo para que no genere la escorrentía superficial, con grandes aportes en la retención de la humedad del suelo edafológico y otros servicios ecosistémicos.

Por lo tanto, la hipótesis planteada “*la distribución espacial de la agresividad de precipitaciones la clase cualitativa muy alta del IE y el IET tiene la misma extensión superficial en la amazonia andina de la cuenca del río Inambari*”, se rechaza debido a que el IE tiene un área menor que la IET.



Figura 30. Interior del dosel arbóreo en la subcuenca del río Esquilaya-Inambari

CONCLUSIONES

La variación porcentual de la precipitación presenta un superávit de 11 % en años con mayor cantidad de precipitación, asimismo presenta un déficit de -11 % en años con extrema sequía, con precipitación promedio de 2335 (mm/año), de valor máximo 4947 (mm/año) y mínima 320 (mm/año). La condición de los fenómenos climáticos favorece la probabilidad de que haya la disminución o aumento de la precipitación, la analogía con la anomalía de precipitaciones y los fenómenos climáticos esta no necesariamente se cumple en la cuenca del Inambari.

La correlación de las variables de agresividad de precipitaciones y los parámetros geográficos el rango de los valores rho Spearman se ubica de -0.05 hasta 0.97 estas definen el sentido de la asociación entre dos variables, se concluye que la variable latitud, IF, IFM, ICP, altitud y precipitación media las correlaciones son significantes, excepto cuatro con la variable longitud, este resultado involucra la existencia de una relación funcional lineal. El resultado de la regresión lineal el coeficiente de determinación R^2 se ubica de 0.13 hasta 0.70 que clasifica en un rango de clasificación de insatisfactorio a bueno, la mejor relación presenta la altitud entre la precipitación media, ($R^2 = 0.70$), IFM ($R^2 = 0.62$) y IF ($R^2 = 0.50$), y con la variable longitud con respecto a precipitación promedio ($R^2 = 0.35$), IFM ($R^2 = 0.30$) y IF ($R^2 = 0.27$), por lo que se concluye que en la parte central de la media luna de la cuenca la agresividad de precipitaciones es muy elevado.

El comportamiento espacial de la agresividad de precipitaciones es de forma irregular esta se extiende sobre el bosque amazónico hasta la sierra andina, en cuanto al comportamiento de la serie temporal y geoespacial es variado. Se determina que al aumentar los valores mínima hasta la máxima se presenta un aumento en la distribución espacial de cada clase cualitativa. Esto se debe a la posible influencia de los factores climáticos locales y globales. La agresividad no siempre está relacionada con la presencia de eventos climáticos extremos.

La distribución espacial del potencial erosivo tiene un gradiente caracterizado por una agresividad de lluvias desde zonas cálidas a frías. El Índice de Erosividad Total la clase cualitativa muy alta ocupa un área de 8279 km² que representa el 41 % de superficie y estas se distribuyen sobre los bosques de la selva baja hasta paramos húmedos de la cuenca del Inambari.



RECOMENDACIONES

Para el tratamiento de datos ráster de múltiples años se tiene que tener cuenta el cuidado en el geoprocesamiento de datos en un Sistema de Información Geográfica. Asimismo, el proceso de automatización de los cálculos en el lenguaje de programación.

Considerar más variables para comprender mejor cómo se presenta a nivel local las precipitaciones en la cuenca del río Inambari, considerando la temperatura, temperatura superficial del suelo, humedad y la evapotranspiración.

Desarrollar un modelo de Erosividad local por unidad hidrográfica de la cuenca del río Inambari.

BIBLIOGRAFÍA

- Ahmad, I., Tang, D., Wang, T., Wang, M., & Wagan, B. (2015). Precipitation Trends over Time Using Mann-Kendall and Spearman's rho Tests in Swat River Basin, Pakistan. *Advances in Meteorology*. doi:<https://doi.org/10.1155/2015/431860>
- Ajami, H. (2021). Geohydrology: Global Hydrological Cycle. *Encyclopedia of Geology (Second Edition)*, 393-398. doi:<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12387-5>
- Amat, J. (2016). Análisis de normalidad: gráficos y contrastes de hipótesis. Obtenido de https://www.cienciadedatos.net/documentos/8_analisis_normalidad
- Amat, J. (2016). Correlación lineal y Regresión lineal simple. Obtenido de https://www.cienciadedatos.net/documentos/24_correlacion_y_regresion_lineal
- Antonelli, M., Rodriguez, D., Dumas, J., Dickie, M., Fernandez, E., & Coronel, A. (2021). Agresividad de las precipitaciones y su relación con el enos en la región pampeana argentina. *Agromensajes*, 21-26. Obtenido de <https://fcagr.unr.edu.ar/wp-content/uploads/2021/08/04AM60.pdf>
- Arriola, G., Villegas, L., Marin, N., Idrogo, C., Piedra, J., & Arbulú, J. (2022). Evaluación de la Agresividad Climática y Concentración de Precipitaciones en la Cuenca Chancay-Lambayeque, Perú. *Revista Politécnica*, 50(2), 15-22.
- Autoridad Nacional del Agua. (2010). *Diagnóstico hidrológico de la cuenca Madre de Dios*. Ministerio de Agricultura, Madre de Dios-Peru. Obtenido de <https://hdl.handle.net/20.500.12543/35>
- Aybar, C., Fernández, C., Huerta, A., Lavado, W., Vega, F., & Felipe-Obando, O. (2019). Construction of a high-resolution gridded rainfall dataset for Peru from 1981 to the present day. *Hydrological Sciences Journal*, 65(5), 770-785. doi:<https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1649411>
- Barthem, R., Calle, I., Cañas, C., Castillo, O., Forsberg, B., Goulding, M., . . . Venticinque, E. (2016). *Inambari hacia un enfoque integrado de la gestión de cuencas hidrográficas*. Lima, Perú. Obtenido de

<https://programs.wcs.org/Resources/Publications/Publications-Search-II/ctl/view/mid/13340/pubid/DMX3216900000.aspx>

- Belmonte, S., Burgos, G., & Mármol, L. (2004). Aplicación de Pruebas Estadísticas No Paramétricas al Estudio de la Precipitación Horizontal en las Serranías de Lesser San Lorenzo Salta. *X Reunión Argentina y IV Latinoamericana de Agrometeorología*. Mar del Plata - Argentina. Obtenido de <https://agro.unc.edu.ar/~clima/AADA/Congresos/MDQ/253.htm>
- Besteiro, S., & Delgado, M. (2011). Evaluación de la agresividad de las precipitaciones en la cuenca del Arroyo El Pescado, provincia de Buenos Aires (Argentina). *Revista de la Facultad de Agronomía*, 110(2), 82-90.
- Blocken, B., Carmeliet, J., & Poesen, J. (2005). Numerical simulation of the wind-driven rainfall distribution over small-scale topography in space and time. *Journal of Hydrology*, 315(1-4), 252-273. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.03.029>
- Broecker, W. S. (2012). *El impacto del calentamiento global en la distribución de las precipitaciones: una perspectiva histórica" en Hay futuro. Visiones para un mundo mejor*. Obtenido de <https://www.bbvaopenmind.com/articulos/el-impacto-del-calentamiento-global-en-la-distribucion-de-las-precipitaciones-una-perspectiva-historica/>
- Burgos, V. H., & Salcedo, A. P. (2014). Modelos digitales de elevación: Tendencias, correcciones hidrológicas y. *Encuentro de Investigadores en Formación en Recursos Hídricos*, (pág. 16). Ezeiza, Buenos Aires, Argentina. Obtenido de <http://www.b.ns.ina.gov.ar/ifrh-2014/Eje3/3.10.pdf>
- Burt, T., Boardman, J., Foster, I., & Howden, N. (2016). More rain, less soil: long-term changes in rainfall intensity with climate change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(4), 563-566. doi:<https://doi.org/10.1002/esp.3868>
- Caba, J. (2019). Índices de agresividad climática como estimadores del factor de riesgo de la erosión hídrica en el departamento de Tarija. *Agrociencias*, 4(7), 1-10.
- Cabrero, Y., & García, A. (2015). *Análisis estadístico de datos espaciales con QGIS y R*. Universidad Nacional de Educación a Distancia.

- Calizaya, A., Mendoza, J., & Copa, M. (2020). Bases hidrológicas para la conservación de los recursos naturales en la cuenca del lago Moa, Bolivia. *Revista de Investigación e Innovación Agropecuaria y de Recursos Naturales*, 7(2), 30-45. Obtenido de <http://portal.amelica.org/ameli/journal/425/4251836010/html/>
- Camarasa, A. M., Rubio, M., & Salas, J. (2020). Evolución de episodios pluviométricos en la Demarcación Hidrográfica del Júcar (1989-2016): del recurso al riesgo. *Investigaciones Geográficas*, 73, 11-29. doi:doi:10.14198/INGEO2020.CBRVSR
- Castelán, R., Tamariz, V., Linares, G., & Cruz, A. (2014). Agresividad de las precipitaciones en la subcuenca del río San Marcos, Puebla, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*(83), 28-40. doi:<https://doi.org/10.14350/rig.33480>
- Cepeda, M., & Mena, D. (2016). Estimación del índice de agresividad climática bajo escenarios de cambio climático en la cuenca de Ubaté y Suárez. *Ingenio Magno*, 9(2), 69-86. Obtenido de <http://revistas.ustatunja.edu.co/index.php/ingeniomagno/article/view/1195>
- Cleff, T. (2014). An Introduction Using SPSS, Stata, and Excel. *Exploratory Data Analysis in Business and Economics*. doi:<https://doi.org/10.1007/978-3-319-01517-0>.
- Core, R. (2022). R: A language and environment for statistical computing. Viena, Austria. Obtenido de <https://www.R-project.org/>
- Dagnino, J. (2014). Regresión lineal. *Revista chilena de anestesia*, 43(2), 143-149. doi:<https://doi.org/10.25237/revchilanestv43n02.14>
- Del Rio, J. (2010). *Tratamiento de datos espaciales en la hidrología*. España: Bubok.
- Dewan, A., Hu, K., Kamruzzaman, M., & Uddin, M. R. (2019). Chapter Eight - Evaluating the spatiotemporal pattern of concentration, aggressiveness and seasonality of precipitation over Bangladesh with time-series Tropical Rainfall Measuring Mission data. *Extreme Hydroclimatic Events and Multivariate*

Hazards in a Changing Environment, 191-219.
doi:<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814899-0.00008-0>.

Diodato, N., Ljungqvist, F., & Bellocchi, G. (2020). Fingerprint of climate change in precipitation aggressiveness across the central Mediterranean (Italian) area. *Scientific reports*, 10(1), 22062. doi:10.1038/s41598-020-78857-3

Esit, M., Çelik, R., & Akbas, E. (2023). Spatial and temporal variation of meteorological parameters in the lower Tigris-Euphrates basin, Türkiye: application of non-parametric methods and an innovative trend approach. *Water Sci Technol*, 87(8), 1982-2004. doi:10.2166/wst.2023.116

Espinoza, J. C., Chavez, S., Ronchail, J., Junquas, C., Takahashi, K., & Lavado, W. (2015). Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resources Research*, 51(5), 3459-3475. doi:<https://doi.org/10.1002/2014WR016273>

Espinoza, J. C., Ronchail, Waldo, L., Carranza, J., Cochonneau, G., Oliveira, E. D., . . . Guyot, J. L. (2010). Variabilidad espacio-temporal de las lluvias en la cuenca amazónica y su relación con la variabilidad hidrológica regional. *Revista Peruana Geo-Atmosférica*.

Espinoza, J., Ronchail, J., Lavado-Casimiro, W., Santini, W., Vauchel, P., Pombosa, R., . . . Drapeau, G. (2011). Las recientes sequías en la cuenca amazónica peruana: Orígenes climáticos e impactos hidrológicos. *Revista Peruana Geo-Atmosférica RPGA*, 3, 63-71. Obtenido de <https://repositorio.senamhi.gob.pe/handle/20.500.12542/1052?show=full>

Felicísimo, A. M. (2008). Descripción y análisis del relieve. En *El Modelo Digital de Elevaciones*. Obtenido de http://156.35.23.24/~feli/CursoMDT/Tema_4.pdf

Gálvez, J. J. (2020). Movimientos en masa por lluvias intensas en el Perú. *Estudios Hidrológicos del SENAMHI: Resúmenes Ejecutivos - 2020*, 32-37. Obtenido de <https://www.senamhi.gob.pe/load/le/01401SENA-90.pdf>

- García, F. (2004). Aplicación de la geoestadística en las ciencias ambientales. *Ecosistemas*, 13(1), 78-86. Obtenido de <http://revistaecosistemas.net/index.php/ecosistemas/article/view/582>
- García, L., Aguilar, M., Pineda, M., Morales, J., & Sousa, A. (2014). Análisis secular del riesgo de agresividad pluviométrica en el suroeste de España. En S. Fernández, & F. Sánchez (Ed.), *IX Congreso de la Asociación Española de Climatología* (págs. 467-476). Asociación Española de Climatología. Obtenido de <http://hdl.handle.net/20.500.11765/8204>
- García, L., Camarillo, J., Morales, J., & Sousa, A. (2015). Temporal analysis (1940–2010) of rainfall aggressiveness in the Iberian Peninsula basins. *Journal of Hydrology*, 225, 747-759. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.04.036>
- González, J. C., Luis, M. D., Raventós, J., Sanchez-Montahud, J. R., & Cortina, J. (1999). Aproximación metodológica al análisis de la estructura de las tendencias de lluvia. *Geographicalia*, 37(53-72). doi:https://doi.org/10.26754/ojs_geoph/geoph.1999371400
- Goulding, M., Barthem, R., Cañas, C., Hidalgo, M., & Ortega, H. (2010). *La Cuenca del Río Inambari. Ambientes acuáticos, biodiversidad y represas*. Lima: Wust Ediciones. Obtenido de <https://programs.wcs.org/Resources/Publications/Publications-Search-II/ctl/view/mid/13340/pubid/DMX2598800000.aspx>
- Guzmán, A. C., Gaspari, F. J., De Antueno, L., & Medina, M. (2019). Identificación de anomalías climáticas a través de precipitación satelital, en el sistema serrano bonaerense. Argentina. *Sustentable y Desafíos Ambientales: "Pensando alternativas para el abordaje ambiental"*, (págs. 295-311).
- Hernández, R. (2014). *Metodología de investigacion* (Sexta ed.). México D.F.: McGRAW-HILL.
- Hijmans, R. (2022). *_raster: Geographic Data Analysis and Modeling_*. Obtenido de <https://CRAN.R-project.org/package=raster>
- Ilbay, M. (2019). Tendencia espacio-temporal de la precipitación, su agresividad y concentración en la Región Interandina del Ecuador. *Doctorado*. Universidad

- Nacional Agraria La Molina, Lima. Obtenido de <https://repositorio.lamolina.edu.pe/handle/20.500.12996/4142>
- Instituto Geofísico del Perú. (07 de Junio de 2022). *Eventos El Niño y La Niña Costeros*. Obtenido de http://met.igp.gob.pe/elnino/lista_eventos.html
- Instituto Nacional de Defensa Civil. (18 de Enero de 2021). *Deslizamientos e inundaciones se registraron en varios distritos de Carabaya*. Obtenido de <https://www.gob.pe/institucion/regionpuno/noticias/325337-deslizamientos-e-inundaciones-se-registraron-en-varios-districtos-de-carabaya>
- Leenen, I. (2012). La prueba de la hipótesis nula y sus alternativas: revisión de algunas críticas y su relevancia para las ciencias médicas. *Investigación en educación médica*, 1(4), 225-234.
- Lince, L. A., & Castro, A. F. (2015). Erosividad de la lluvia en la región cafetera de Quindío Colombia. *Cenicafé*, 66(1), 25-31. Obtenido de <https://biblioteca.cenicafe.org/bitstream/10778/606/1/arc066%2801%2925-31.pdf>
- Llano, M. P. (2021). Variabilidad temporal de la concentración diaria de precipitación en la argentina. *Meteorologica*, 40(2), 1-11. doi:<https://doi.org/10.24215/1850468Xe005>
- Mendonça, M. (2017). Monzón sudamericano: la integración de la circulación amazónica y altiplánica y las variabilidades climáticas del altiplano andino chileno. *Diálogo Andino*(54), 21-30. doi:<http://dx.doi.org/10.4067/S0719-26812017000300021>
- Ministerio del Ambiente. (2014). *El fenomeno del niño en el Perú*. Obtenido de https://www.minam.gob.pe/wp-content/uploads/2014/07/Dossier-El-Ni%C3%B1o-Final_web.pdf
- Montes, A., Ochoa, J., Juárez, B., VazquesM., & Díaz, C. (2021). Aplicacion del coeficiente de correlacion de Spearman en un estudio de fisioterapia. *Decimocuarta Semana Internacional de la Estadística y la Probabilidad*, (págs. 1-4). Obtenido de

<https://www.fcfm.buap.mx/SIEP/2021/Extensos%20Carteles/Extenso%20Juliana.pdf>

Moreno, A., Cañada, R., Cervera, B., & Fernández, F. (2014). *Sistemas y Análisis de la Información Geográfica: Manual de autoaprendizaje con ArcGIS*. RA-MA.

Mosquera, K. (s.f.). Conociendo a los fenómenos de el niño, la niña y el niño/la niña costera desde la GRD. Obtenido de igp.gob.pe/institucional/aniversario/99/resources/pdf/07/Conociendo%20a%20los%20fenómenos%20del%20Niño,%20la%20Niña%20y%20el%20Niño%20costero%20desde%20la%20GRD.pdf

Mosquera, K. (S/f). Conociendo a los fenómenos de el niño, la niña y el niño/la niña costera desde la GRD. Obtenido de igp.gob.pe/institucional/aniversario/99/resources/pdf/07/Conociendo%20a%20los%20fenómenos%20del%20Niño,%20la%20Niña%20y%20el%20Niño%20costero%20desde%20la%20GRD.pdf

Neuwirth, E. (2022). *_RColorBrewer: ColorBrewer Palettes_*. Obtenido de <https://CRAN.R-project.org/package=RColorBrewer>

Pabón-Caicedo, J. D., Rosa del Pilar, Y., Friend, F., Espinoza, D., Fenzl, N., & Apostolova, M. (2018). Vulnerabilidad de la cuenca amazónica ante fenómenos hidroclimáticos extremos. *Revista Colombiana de Geografía*, 27(1), 27-49. doi:10.15446/rcdg.v27n1.56027

Panagiotou, C., Kyriakidis, P., & Tziritis, E. (2022). Application of geostatistical methods to groundwater salinization problems: A review. *Journal of Hydrology*(615). doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128566>.

Parracho, A. C., P.Melo-Gonçalves, & Rocha, A. (2016). Regionalisation of precipitation for the Iberian Peninsula and climate change. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 94, 146-154. doi:<https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.07.004>

Pebesma, E., & Bivand, R. S. (2005). Classes and methods for spatial data in R. *R News*, 5(2), 9-13. Obtenido de <https://cran.r-project.org/doc/Rnews/>.

- Petrović, M., Fekete, R., Ostojić, M., & Radaković, M. G. (2019). Extreme July precipitation and its consequences on Crna Trava municipality, Serbia. *Zbornik radova Departmana za geografiju, turizam i hotelijerstvo*, 48-2, 112-126. doi:DOI: 10.5937/ZbDght1902112P
- Pierce, D. (2022). *_ncdf4: Interface to Unidata netCDF (Version 4 or Earlier) Format Data*. Obtenido de <https://CRAN.R-project.org/package=ncdf4>
- Pinheiro, G. M. (2016). Variabilidadade temporo-espacial da pluviosidade na bacia do Alto guaçu. *Doctorado*. Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- Povoa, L., & Nery, J. (2016). *_precintcon: Precipitation Intensity, Concentration and Anomaly*. Obtenido de <https://CRAN.R-project.org/package=precintcon>
- Rahman, M. A., Yunsheng, L., & Sultana, N. (2017). Analysis and prediction of rainfall trends over Bangladesh using Mann–Kendall, Spearman’s rho tests and ARIMA model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 129, 409–424. doi:10.1007/s00703-016-0479-4
- Roblero, R., Cháves, J., Ibañez, L. A., Palacios, O. L., & Quevedo, A. y. (2018). Índice de concentración de la precipitación diaria en la cuenca del Río Grande de Morelia. *Tecnología y ciencias del agua*, 9(5), 170-197. doi:DOI:10.24850/jtyca-2018-05-07
- Sadeghi, S., Khazayi, M., & Mirnia, S. (2022). Effect of soil surface disturbance on overland flow, sediment yield, and nutrient loss in a hyrcanian deciduous forest stand in Iran. *Catena*, 106546(218). doi:<https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106546>.
- Santos, J. M. (2004). *Sistemas de Información Geográfica*. UNED.
- Sarkar, D. (2008). *_Lattice: Multivariate Data Visualization with R*. New York: Springer. Obtenido de <http://lmdvr.r-forge.r-project.org>
- Sarkar, D., & Andrews, F. (2022). *_latticeExtra: Extra Graphical Utilities Based on Lattice_*. Obtenido de <https://CRAN.R-project.org/package=latticeExtra>
- Sarricolea, P., Ossandon, M. H., & Escobar, C. A. (2013). Análisis de la concentración diaria de las precipitaciones en Chile central y su relación con la componente

zonal (subtropicalidad) y meridiana (orográfica). *Investigaciones Geográficas*, 37-50. doi:10.5354/0719-5370.2013.27595

Sasaki, H., & Kurihara, K. (2008). Relationship between precipitation and elevation in the present climate reproduced by the non-hydrostatic regional climate model. *Sola*, 4, 109-112. doi:<https://doi.org/10.2151/sola.2008-028>

Satgé, F., Pillot, B., Roig, H., & Marie-Paule Bonnet. (2021). Are gridded precipitation datasets a good option for streamflow simulation across the Juruá river basin, Amazon? *Journal of Hydrology*, 126773. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126773>.

Sengupta, S. (10 de octubre de 2018). ¿Por qué hay tormentas más agresivas? *The New York Times*. Obtenido de <https://www.nytimes.com/es/2018/10/10/espanol/tormentas-calentamiento-global.html>

SERVICE, E.-G. (s.f.). *The TanDEM-X 90m Digital Elevation Model*. Obtenido de <https://geoservice.dlr.de/web/dataguide/tdm90/>

Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú. (2009). *Escenarios Climáticos en el Perú para el año 2030*. Obtenido de https://idesep.senamhi.gob.pe/portaledesep/files/tematica/cambio_climatico/Escenarios_climaticos_en_el_Peru_para_el_ano_2030.pdf

Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú. (2022). *Productos de Vigilancia climática de precipitación del Perú*. Obtenido de <https://cdn.www.gob.pe/uploads/document/file/3556927/PRODUCTOS%20DE%20VIGILANCIA%20CLIM%3%81TICA%20DE%20PRECIPITACI%3%93N%20DEL%20PER%3%9A.pdf>

Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, S. (2021). *Climas del Perú - Mapa de clasificación climática nacional*. Lima: RED ACTIVA SOLUCIONES GRAFICAS S.A.C. Obtenido de <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/01404SENA-4.pdf>

Soomro, A. G., Babar, M. M., Ashraf, A., & Memon, A. (2019). The relationship between precipitation and elevation of the watershed in the Khirthar national

range. *Mehran University Research Journal Of Engineering & Technology*,
38(4), 1067-1076.
doi:<https://search.informit.org/doi/abs/10.3316/INFORMIT.730026885275943>

Trujillo, C. A., Naranjo Tare, M. E., Lomas Tapia, K. R., & Rigoberto, M. R. (2019). *Investigación cualitativa epistemología, métodos cualitativos, ejemplos prácticos, entrevistas en profundidad*. (Primera ed.). Ibarra, Ecuador: Universidad Técnica del Norte (UTN).

UN-SPIDER. (s.f.). *Aplicación de datos del mes: Modelos digitales de elevación*. Obtenido de <https://www.un-spider.org/es/enlaces-y-recursos/fuentes-de-datos/daotm-modelos-digitales-elevacion>

UN-SPIDER. (s.f.). *Aplicación de datos del mes: Modelos digitales de elevación*. Obtenido de <https://www.un-spider.org/es/enlaces-y-recursos/fuentes-de-datos/daotm-modelos-digitales-elevacion>

Vijay, A., & Varija, K. (2022). Machine learning-based assessment of long-term climate variability of Kerala. *Environ Monit Assess*, 194(7), 498. doi:doi:10.1007/s10661-022-10011-0. PMID: 35695969.

Vyshkvarkova, E., Voskresenskayaa, E., & Martin-Videb, J. (2018). Spatial distribution of the daily precipitation concentration index in Southern Russia. *Atmospheric Research*, 203, 36-43. doi:<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.12.003>

Wang, R., Zhang, J., Guo, E., Zhao, C., & Cao, T. (2019). Spatial and temporal variations of precipitation concentration and their relationships with large-scale atmospheric circulations across Northeast China. *Atmospheric Research*, 222, 62-73. doi:<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.02.008>

Wickham, H. (2016). *ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis*. Springer-Verlag New York. Obtenido de <https://ggplot2.tidyverse.org>

Yao, J., Yang, Q., Mao, W., Zhao, Y., & Xub, X. (2016). Precipitation trend–Elevation relationship in arid regions of the China. *Global and Planetary Change*, 149, 1-13. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.05.007>

- Yu, H., Wang, L., Yang, R., MaolingYang, & RuiGao. (2018). Temporal and spatial variation of precipitation in the Hengduan Mountains region in China and its relationship with elevation and latitude. *Atmospheric Research*, 213, 1-16. doi:<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.05.025>
- Yue, S., Pilon, P., & Cavadias, G. (2002). Power of the Mann–Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology*, 259(1-4), 254-271. doi:[https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00594-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00594-7)
- Zhang, K., Yao, Y., Qian, X., & Wang, J. (2019). Various characteristics of precipitation concentration index and its cause analysis in China between 1960 and 2016. *International Journal of Climatology*, 39(12), 4648-4658. doi:<https://doi.org/10.1002/joc.6092>
- Zhu, D., Xiong, K., Xiao, H., & Gu, X. (2019). Variation characteristics of rainfall erosivity in Guizhou Province and the correlation with the El Niño Southern Oscillation. *Science of the Total Environment*, 691, 835-847.
- Zubieta, R., & Saavedra, M. (2013). Distribución espacial del índice de concentración de precipitación diaria en los Andes centrales peruanos: valle del río Mantaro. *ECIPerú*, 9(2), 61-70. Obtenido de <https://revistas.eciperu.net/index.php/ECIPERU/article/view/181/172>
- Zubieta, R., Saavedra, M., Espinoza, J. C., Ronchail, J. S., Drapeau, G., & Martin-Vide, J. (2019). Concentración de lluvia diaria y su asociación con eventos hidroclimáticos extremos en la cuenca amazónica. *Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú*, 7(2), 4-10.

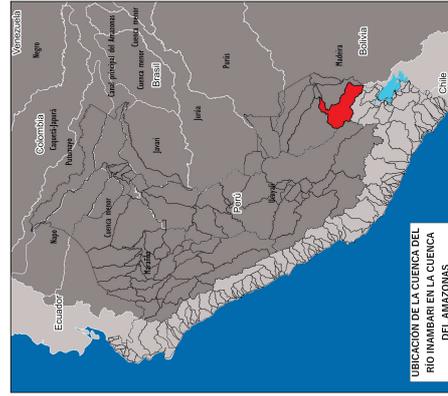
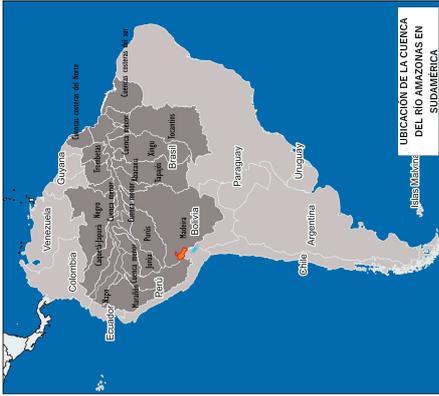


ANEXOS

Anexo 1. Mapa de distribución espacial del Índice de Erosividad



Anexo 2. Mapa de distribución espacial del Índice Erosividad Total



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
ESCUELA DE POSGRADO
INGENIERIA DE LOS RECURSOS HIDRICOS

TESIS: ANALISIS ESPACIO TEMPORAL DE LA AGRESIVIDAD CLIMATICA DE PRECIPITACIONES Y SU RELACION CON PARAMETROS GEOGRAFICOS EN LA AMAZONIA ANDINA DE LA CUENCA DEL RIO INMBARI, PERU

MAPA: MAPA DE DISTRIBUCION ESPACIAL DEL INDICE DE EROSIVIDAD TOTAL

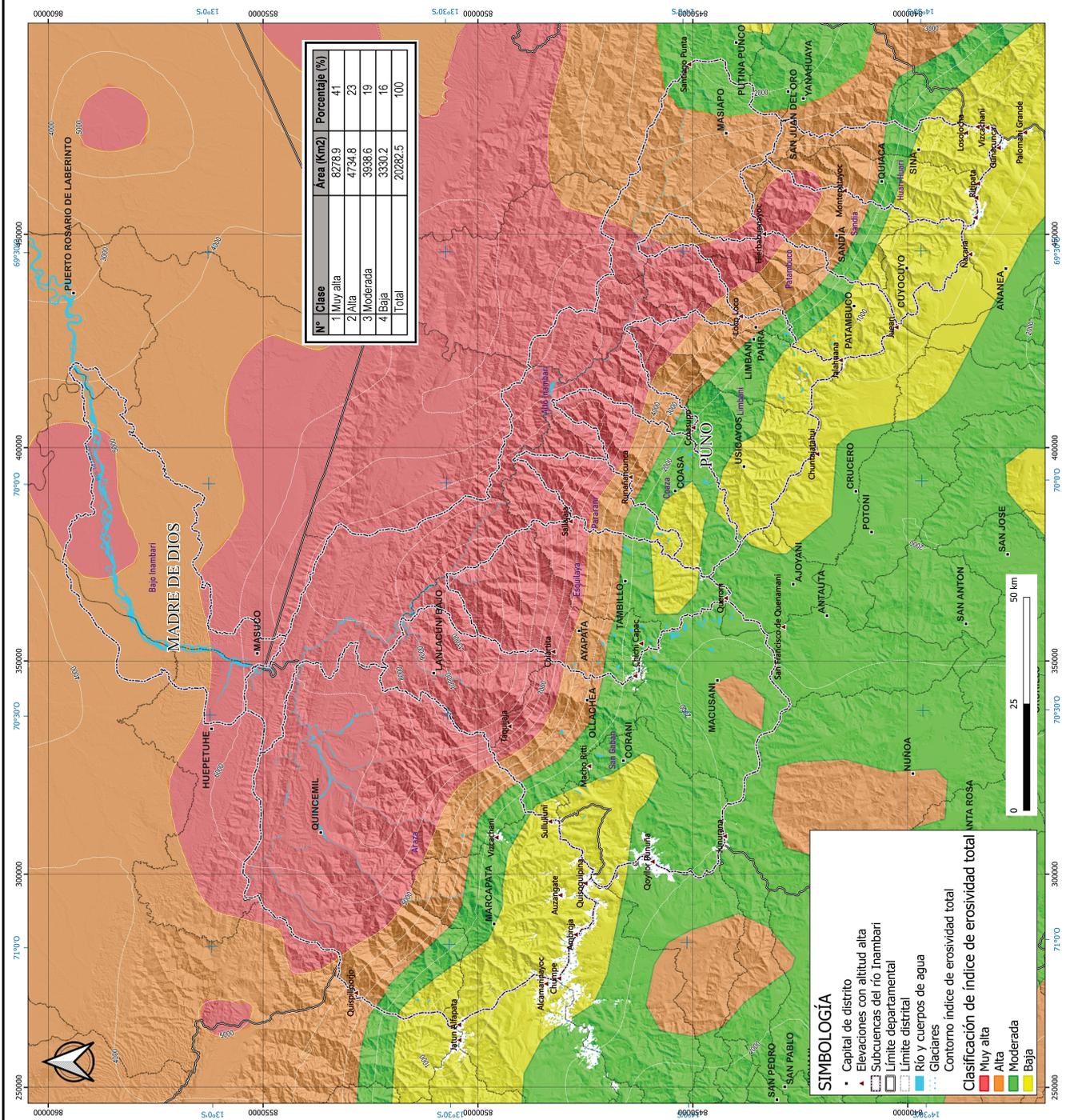
PAIS: PERU
PROYECCION Y DATUM: Transversa Universal
DPTO: CUSCO, MADRE DE DIOS, PUNO
DISTRITOS: CAMANTI, MARIKAPTA, MANU, CABANAYA Y SANDIA
SISTEMA DE COORDENADAS: UTM
PROYECCION: Mercator (UTM)
DATUM: World Geodetic System 1984 (WGS84)

PROCESADO Y DISEÑADO POR:
ALAIN ALATA MOLLO

FUENTE: IGN, MINEDU, ANA, SEMAMHI, Wildlife Conservation Society Perú, DEM TAMDEN

ESCALA DE TRABAJO: 1:500,000
FECHA: JUNIO, 2023
CODIGO: RH18AAMB02

LÁMINA: 02



Anexo 3. Declaración jurada de autenticidad de tesis



Universidad Nacional
del Altiplano Puno



Vicerrectorado
de Investigación



Repositorio
Institucional

DECLARACIÓN JURADA DE AUTENTICIDAD DE TESIS

Por el presente documento, Yo Alain Alata Mollo
identificado con DNI 47392601 en mi condición de egresado de:

Escuela Profesional, Programa de Segunda Especialidad, Programa de Maestría o Doctorado
En ciencias de la Ingeniería Agrícola - Mención Ingeniería de Recursos Hídricos

informo que he elaborado el/la Tesis o Trabajo de Investigación denominada:
" Análisis espacio temporal de la agresividad climática de
Precipitaciones y su relación con los parámetros geográficos en la
amazonia andina de la cuenca del Río Inambari, Perú "

Es un tema original.

Declaro que el presente trabajo de tesis es elaborado por mi persona y **no existe plagio/copia** de ninguna naturaleza, en especial de otro documento de investigación (tesis, revista, texto, congreso, o similar) presentado por persona natural o jurídica alguna ante instituciones académicas, profesionales, de investigación o similares, en el país o en el extranjero.

Dejo constancia que las citas de otros autores han sido debidamente identificadas en el trabajo de investigación, por lo que no asumiré como tuyas las opiniones vertidas por terceros, ya sea de fuentes encontradas en medios escritos, digitales o Internet.

Asimismo, ratifico que soy plenamente consciente de todo el contenido de la tesis y asumo la responsabilidad de cualquier error u omisión en el documento, así como de las connotaciones éticas y legales involucradas.

En caso de incumplimiento de esta declaración, me someto a las disposiciones legales vigentes y a las sanciones correspondientes de igual forma me someto a las sanciones establecidas en las Directivas y otras normas internas, así como las que me alcancen del Código Civil y Normas Legales conexas por el incumplimiento del presente compromiso

Puno 21 de Agosto del 2023



FIRMA (obligatoria)



Huella

Anexo 4. Autorización para el depósito de tesis o trabajo de investigación en el repositorio institucional



Universidad Nacional
del Altiplano Puno



Vicerrectorado
de Investigación



Repositorio
Institucional

AUTORIZACIÓN PARA EL DEPÓSITO DE TESIS O TRABAJO DE INVESTIGACIÓN EN EL REPOSITORIO INSTITUCIONAL

Por el presente documento, Yo Alain Alata Mollo
identificado con DNI 41392601 en mi condición de egresado de:

Escuela Profesional, Programa de Segunda Especialidad, Programa de Maestría o Doctorado

Enciencias de la Ingeniería Agrícola - Mención Ingeniería de Recursos Hídricos,
informo que he elaborado el/la Tesis o Trabajo de Investigación denominada:

“ Análisis espacio temporal de la agresividad climática de precipitaciones
y su relación con los parámetros geográficos en la
amazonia andina de la cuenca del Río Inambari ”

para la obtención de Grado, Título Profesional o Segunda Especialidad.

Por medio del presente documento, afirmo y garantizo ser el legítimo, único y exclusivo titular de todos los derechos de propiedad intelectual sobre los documentos arriba mencionados, las obras, los contenidos, los productos y/o las creaciones en general (en adelante, los “Contenidos”) que serán incluidos en el repositorio institucional de la Universidad Nacional del Altiplano de Puno.

También, doy seguridad de que los contenidos entregados se encuentran libres de toda contraseña, restricción o medida tecnológica de protección, con la finalidad de permitir que se puedan leer, descargar, reproducir, distribuir, imprimir, buscar y enlazar los textos completos, sin limitación alguna.

Autorizo a la Universidad Nacional del Altiplano de Puno a publicar los Contenidos en el Repositorio Institucional y, en consecuencia, en el Repositorio Nacional Digital de Ciencia, Tecnología e Innovación de Acceso Abierto, sobre la base de lo establecido en la Ley N° 30035, sus normas reglamentarias, modificatorias, sustitutorias y conexas, y de acuerdo con las políticas de acceso abierto que la Universidad aplique en relación con sus Repositorios Institucionales. Autorizo expresamente toda consulta y uso de los Contenidos, por parte de cualquier persona, por el tiempo de duración de los derechos patrimoniales de autor y derechos conexos, a título gratuito y a nivel mundial.

En consecuencia, la Universidad tendrá la posibilidad de divulgar y difundir los Contenidos, de manera total o parcial, sin limitación alguna y sin derecho a pago de contraprestación, remuneración ni regalía alguna a favor mío; en los medios, canales y plataformas que la Universidad y/o el Estado de la República del Perú determinen, a nivel mundial, sin restricción geográfica alguna y de manera indefinida, pudiendo crear y/o extraer los metadatos sobre los Contenidos, e incluir los Contenidos en los índices y buscadores que estimen necesarios para promover su difusión.

Autorizo que los Contenidos sean puestos a disposición del público a través de la siguiente licencia:

Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional. Para ver una copia de esta licencia, visita: <https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

En señal de conformidad, suscribo el presente documento.

Puno 21 de Agosto del 2023

FIRMA (obligatoria)

