

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO
PROGRAMA DE DOCTORADO EN RECURSOS HÍDRICOS**



**“TENDENCIA ESPACIO-TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN, SU
AGRESIVIDAD Y CONCENTRACIÓN EN LA REGIÓN
INTERANDINA DEL ECUADOR”**

Presentada por:

MERCY LUCILA ILBAY YUPA

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE DOCTOR
DOCTORIS PHILOSOPHIAE EN RECURSOS HÍDRICOS**

Lima – Perú

2019

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA
ESCUELA DE POSGRADO
DOCTORADO EN RECURSOS HÍDRICOS**

**“TENDENCIA ESPACIO-TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN, SU
AGRESIVIDAD Y CONCENTRACIÓN EN LA REGIÓN
INTERANDINA DEL ECUADOR”**

TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE DOCTOR
Doctoris Philosophiae (Ph.D.)

Presentada por:
MERCY LUCILA ILBAY YUPA

Sustentada y aprobada ante el siguiente jurado:

Ph.D. Eduardo Chavarri Velarde
PRESIDENTE

Dr. Waldo Lavado Casimiro
PATROCINADOR

Dr. Néstor Montalvo Arquíñigo
MIEMBRO

Dr. Abel Mejía Marcacuzco
MIEMBRO

Dr. Juan Julio Ordóñez Gálvez
MIEMBRO EXTERNO

Dedicada

A mi familia

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Agraria La Molina, por permitirme obtener el grado de Ph.D. A mi patrocinador Dr. Waldo Lavado y a los miembros del comité consejero, Ph.D. Eduardo Chavarri, Dr. Néstor Montalvo, Dr. Abel Mejía y al Dr. Julio Ordóñez por sus guías y apoyo para el desarrollo y culminación de este trabajo de investigación. Al proyecto de Recursos Hídricos de la Universidad Técnica de Cotopaxi, carrera de Ingeniería Ambiental.

Agradezco a mi familia, amigos y compañeros de estudios por su apoyo y guía durante mi etapa estudiantil. A todos los profesores del programa de doctorado en Recursos Hídricos por compartir sus conocimientos.

ÍNDICE GENERAL

I. INTRODUCCIÓN	1
II. REVISION DE LITERATURA	4
2.1. El clima en zonas tropicales	4
2.1.1 Contexto planetario	4
2.1.2 Altos subtropicales y vientos alisios	5
2.1.3 Circulación en zonas ecuatoriales	5
2.1.4 Zona ecuatorial.....	6
2.1.5 Contexto local del Ecuador	7
2.2. Precipitación.....	8
2.2.1 Regionalización de precipitaciones.....	10
2.2.2 Análisis de clústers.....	11
2.3 El Niño-Oscilación del sur	13
2.3.1 Interacciones entre el océano y la atmósfera.....	14
2.3.2 El comportamiento climático durante los eventos El Niño en el Ecuador.....	16
2.4 Agresividad de las precipitaciones	17
2.4.1 Ecuación universal de pérdida de suelo	17
2.4.2 Índices de agresividad climática	18
2.5 Método de interpolación de precipitación.....	18
2.5.1 Interpolación determinística.....	19
2.5.2 Interpolación geoestadísticos	19
III. MATERIALES Y MÉTODOS	21
3.1 Área de estudio.....	21
3.2 Datos de lluvia.....	22
3.3 Datos de temperatura de la superficie del mar e índices ENOS	23
3.4 Regionalización de las precipitaciones	24
3.5 Interpolación de datos de lluvia	26
3.6 Variabilidad de las precipitaciones y anomalías de la temperatura de la superficie del mar	27
3.7 Índice de agresividad climática.....	29
3.8 Análisis de tendencias	30
IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES	32
4.1 Homogenización de las precipitaciones	32

4.2	Regionalización y distribución espacial de la precipitación	33
4.3	Relación de la precipitación y ENOS.....	40
4.4	Agresividad climática de las precipitaciones	42
4.4.1.	Índice de Fournier.....	42
4.4.2	Índice de Fournier Modificado	43
4.4.3	Concentración de las precipitaciones	46
4.5	Análisis de tendencias	48
V.	CONCLUSIONES	53
VI.	RECOMENDACIONES	55
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	56
VIII.	ANEXOS	75

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Índices que determinan la agresividad y concentración de precipitaciones	30
Tabla 2: Características geográficas y valores de precipitación anual para las doce regiones identificadas en el Ecuador.....	34
Tabla 3: Regiones que presentan tendencias en el callejón Interandino del Ecuador, periodo y nivel de significancia.....	50

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Esquema de los cinturones planetarios de alta y baja presión y las circulaciones meridionales medias.	4
Figura 2: Esquema de los cinturones planetarios de alta y baja presión y las circulaciones meridionales medias	6
Figura 3: Posición habitual de la corriente de Humboldt y del Frente Ecuatorial	8
Figura 4: Esquema de las condiciones de La Niña y El Niño.	14
Figura 5: Ubicación de las regiones El Niño en el Pacífico Tropical	15
Figura 6: Mapa de ubicación del área de estudio y estaciones pluviométricas.....	21
Figura 7: Esquema de los pasos metodológicos para la regionalización de la serie temporal de lluvias en la región Interandina del Ecuador.	24
Figura 8: Interpolación por el método de co-kriging: (a) Histograma de datos de precipitación anuales originales y (b) transformados logarítmicamente	26
Figura 9: Semivariograma de regresión residual ajustado al modelo esférico para 1/3 de los datos para la región Interandina del Ecuador.	27
Figura 10: Criterio de Silueta para la división de clúster zona Interandina del Ecuador ...	32
Figura 11: Distribución espacial del grupo del clúster 3 a través del proceso k-means. ...	33
Figura 12: Catorce regiones homogéneas de precipitación en el callejón interandino del Ecuador, determinadas por el algoritmo K-mean y Regional.	36
Figura 13: Relación entre la precipitación media interanual y latitud, longitud, y latitud para las regiones ubicadas en los valles andinos y estribaciones orientales de los Andes.....	37
Figura 14: Regionalizaciones anteriores: (a) Pourrut et al. 1995 (b) Rossel et al. 1998 y Cedeño and Cornejo-Grunauer, 2009, c) Tobar and Wyseure, 2018	39
Figura 15: Modo 1 de DVS dominante entre precipitaciones en DEFMA en las 14 regiones y anomalías de TSM en DJF en el Pacífico tropical y el Atlántico. (a) Patrón de modo 1 para la lluvia. (b) Patrón de modo para SST (el intervalo de contorno es cada 0.2 °C).....	40
Figura 16: Modo 2 de DVS dominante entre precipitaciones en DEFMA en las 14 regiones y anomalías de TSM en DJF en el Pacífico tropical y el Atlántico. (a) Patrón de modo 2 para la lluvia. (b) Patrón de modo para SST (el intervalo de contorno es cada 0.2 °C).....	41
Figura 17: Agresividad de las precipitaciones en el callejón Interandino del Ecuador: a) Índice Fournier (IF) para la estribación occidental, b) IF para los valles andinos y c) IF para la estribación oriental.....	42

Figura 18: Agresividad de las precipitaciones en el callejón Interandino del Ecuador: a) Índice Fournier Modificado (IFM) para la estribación occidental, b) IFM para los valles andinos y c) IFM para la estribación oriental.	43
Figura 19: Relación de la precipitación acumulativa anual (P) y el Índice de Fournier Modificado (IFM) para el período 1968-2014	44
Figura 20: Distribución espacial del a) Índice de Fournier, b) Índice de Fournier Modificado, c) Pendiente, d) Cobertura vegetal y e) textura del suelo en la región Interandina.	45
Figura 21: Agresividad de las precipitaciones en el callejón Interandino del Ecuador: a) Índice de Concentración de la Precipitaciones (ICP) para la estribación occidental, b) ICP para los valles andinos y c) ICP para la estribación oriental	46
Figura 22: Índice Concentración de la Precipitaciones (ICP), a) Distribución espacial del ICP y b) Relación de la longitud y el ICP en la región Interandina, 1968-2014.	47
Figura 23: Índice Concentración de la Precipitaciones estacional (ICP) periodo de lluvia (diciembre-mayo) periodo 1968-2014.	48
Figura 24: Distribución espacial de tendencias mediante el Test de Mann-Kendall para el período 1968-2014 en la zona interandina del Ecuador a) Para la concentración de la precipitación estacional (ICP _{Estac.}) a), periodo de lluvia (diciembre-mayo), b) precipitación anual	49
Figura 25: Distribución espacial y principales características de la región interandina del Ecuador, periodo 1968-2014	52

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1.	Características de las 146 estaciones: nombre, ubicación geográfica, duración del registro y regiones del Ecuador	75
Anexo 2.	Análisis de tendencia en las catorce regiones de la zona Interandina del Ecuador mediante el test de Mann-Kendall.....	79
Anexo 3.	Análisis de tendencia en el índice de concentración de precipitaciones para la estación lluviosa en las catorce regiones de la zona Interandina del Ecuador mediante el test de Mann-Kendall	83
Anexo 4.	Análisis de tendencia en el índice de concentración de precipitaciones para la estación lluviosa en las catorce regiones de la zona Interandina del Ecuador mediante el test de Mann-Kendall	87

RESUMEN

Esta investigación presenta un análisis de tendencia espacio-temporal de la agresividad climática en la región Interandina del Ecuador para un periodo de 47 años (1968-2014). Se determinó zonas homogéneas de precipitación mensual mediante el método k-means y el método del vector regional. La variación de la precipitación y anomalías de la temperatura de la superficie del mar se realizó mediante el análisis de covarianza. El estudio de 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. Los resultados permitieron identificar catorce regiones homogéneas predominantes, las cuatro primeras ubicadas en las estribaciones occidentales, áreas con gran influencia de ENOS y propensas a erosión. Cinco regiones situadas en los valles andinos y seis regiones en las estribaciones orientales, donde la influencia de ENOS y agresividad es mínima. A mayor gradiente longitudinal mayor es la estacionalidad de las precipitaciones. La zona centro de los Andes del Ecuador presentan tendencias al incremento de precipitación anual y disminución en la zona centro sur, debido a que la precipitación se concentra en un número reducido de meses y por el contrario una muy baja cantidad de precipitación puede estar cayendo en un mayor número de meses, causando periodos de sequía e inundaciones respectivamente.

Palabras claves: Agresividad climática, regionalización, tendencias y Andes del Ecuador

ABSTRACT

This research presents a spatial-temporal trend analysis of climate aggressiveness in the Inter-Andean region of Ecuador for a period of 47 years (1968-2014). Homogeneous zones of monthly precipitation were determined using the k-means method and the regional vector method. Precipitation variation and sea surface temperature anomalies were performed by covariance analysis. The study of climatic aggressiveness by means of the Fournier index, modified Fournier and Precipitation Concentration index and the analysis of trends by means of the Mann-Kendall test. The results allowed to identify fourteen predominant homogeneous regions, the first four located in the western foothills, areas with great influence of ENSO and prone to erosion. Five regions located in the Andean valleys and six regions in the eastern foothills, where the influence of ENSO and aggressiveness is minimal. The greater the longitudinal gradient, the greater the seasonality of rainfall. The central zone of the Andes of Ecuador presents tendencies to the increase of annual precipitation and decrease in the south central zone, due to the fact that the precipitation will be concentrated in a reduced number of months and on the contrary a very low amount of precipitation can be falling in a greater number of months, causing periods of drought and floods respectively.

Key words: Climate aggressiveness, regionalization, trends and Andes of Ecuador

I. INTRODUCCIÓN

La erosión hídrica afecta la calidad y productividad del suelo, al reducir la tasa de infiltración y proporciona energía al agua de escorrentía superficial (Ellison 1947). También tiene un impacto en los servicios de los ecosistemas, como la calidad y cantidad de agua, la biodiversidad, la productividad agrícola y las actividades recreativas (Dominati et al. 2010, Dale & Polasky de 2007). La susceptibilidad de las tierras en procesos de degradación está asociada a los factores del clima, particularmente la precipitación, quizás por ser la más variable en tiempo y espacio. Grandes cantidades de lluvia puede precipitar durante varios minutos o días con un alto potencial para ocasionar erosión de suelo, deslizamientos, inestabilidad de taludes e inundaciones (Coscarelli & Caloiero 2012). Determinar la magnitud de la agresividad pluvial en una región permite planear de forma sustentable su uso presente y/o futuro, es decir zonificar áreas de acuerdo con su potencial erosivo y planificar los usos adecuados dependiendo de su riesgo a la erosión (Colotti 1998). Los procesos erosivos se caracterizan por ser lentos, recurrentes, progresivos e irreversibles y el hombre difícilmente puede modificarlos (López, V et al. 2008). La lluvia es uno de los principales impulsores de la erosión del suelo y su fuerza erosiva se expresa como erosividad de la lluvia (Panagos et al. 2015)

La erosividad de la lluvia es un factor importante para la comprensión de los procesos geomorfológicos que tienen lugar en una zona. La variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones, está relacionada con la dinámica general de la atmósfera, de la cual depende el régimen pluviométrico anual y las oscilaciones interanuales, junto con la topografía y el relieve, introducen desequilibrio muy marcado en la distribución espacial de las precipitaciones (Pourrut & Gómez 1998). La distribución estacional y anuales de las precipitaciones son extremadamente irregulares, lo que ha provocado que el Ecuador se vea afectada por eventos de inundación y sequías, acarreado pérdidas económicas. Este es el caso de los años 1982 y 1983 donde se produjo pérdidas del 3.18% y 28.63% del PIB respectivamente (520 millones de dólares) (Egas 1985). En 1997-98 se perdió 5664 km² de producción agrícola (616.5 millones de dólares) (Corporación Andina de Fomento 1998), causada por la marcada influencia del fenómeno de El Niño. En las laderas del Ecuador su

efecto provoca deslaves o caída de tierra y rocas. Este es el caso del año 1983, donde se produjo tres deslizamientos registrados en la ciudad de Quito. En 1998 en la vía Papallacta-Baeza las fuertes lluvias provocaron la caída de un puente y la vía Latacunga-Pujilí-La Mana se cerró debido a deslizamiento y aluviones que destruyeron tres puentes y en febrero del 2019 se declaró la emergencia de diez carreteras por deslizamientos (Gestión de riesgos y emergencia 2019). El estudio de las características de la precipitación es imprescindible para evaluar la estacionalidad y la agresividad de la misma. Además, es importante no sólo por su relación con la productividad, sino porque concierne al uso balanceado de los recursos y las necesidades de protección de los ecosistemas (Dominati et al. 2010).

Los índices de agresividad climática y concentración de las precipitaciones, han sido ampliamente utilizados en estudios, para evaluar erosividad de la lluvia mediante el IFM e ICP para lluvias registradas durante 29 años en Turquía (Apaydin et al. 2008). En España se analizó el ICP, basado en datos de precipitación mensual (1946–2005) (De Luis et al. 2011). En la India se estudió el ICP a escala anual y estacional para identificar el patrón de precipitación para el período 1981-2010 (Vali et al. 2013). En Bangladesh se estimó el ICP a escala anual y estacional para identificar el patrón de precipitación para el período 2000-2011 (Rasel et al. 2016). En Nigeria se evaluó la concentración y la variabilidad de las precipitaciones mediante ICP para precipitaciones mensuales durante 38 años (Ezenwaji et al. 2017). En la Península Ibérica se analizó la irregularidad temporal de la agresividad de la lluvia en grandes áreas geográficas para extraer patrones espacio temporales a través del IFM e ICP (García & Barrón et al. 2018). En Sudamérica se analizó el patrón de distribución de las precipitaciones en una cuenca de Argentina, su agresividad climática, calculada en función del IF, IFM e ICP (Besteiro & Delgado 2011). En la región andina de Venezuela se evaluó la agresividad climática y la concentración de la precipitación mensual de 56 estaciones basados en IFM e ICP (Rey et al. 2012). En la costa suroeste de América del Sur se estudió los patrones de espacio temporales de precipitación anual, mediante los IF, IFM, ICP (Valdés-Pineda et al. 2016) . En el centro sur de Chile (~ 30–46 ° S) se analizó la variabilidad espacial y temporal de la precipitación considerando 176 estaciones meteorológicas (Sarricolea et al. 2014).

La regionalización puede ayudar a revelar cantidades y patrones de precipitación similar, donde ocurren procesos similares a diversas escalas (Ballari et al. 2018). Siendo el primer paso para el desarrollo de proyectos de gestión de los recursos hídricos sobre la agricultura,

drenaje, generación de hidroeléctricas y riesgos de sequias e inundaciones (Descroix et al. 2001). La presencia de El Niño en esta zona es considerado aleatorio por eso es importante identificar los factores que influyen y de esta manera prevenir algunas situaciones de emergencia (Pourrut & Gómez 1998).

El principal objetivo del presente estudio fue evaluar la tendencia espacio temporal de la precipitación y su agresividad en la zona Interandina del Ecuador.

Los objetivos específicos propuestos fueron:

- Determinar zonas homogéneas de precipitación
- Estimar la agresividad de las precipitaciones.
- Analizar las tendencias de la precipitación y su concentración.
- Evaluar la relación de la variabilidad de la lluvia en el callejón interandino del Ecuador y anomalías de las temperaturas en la superficie del mar

II. REVISION DE LITERATURA

2.1. El clima en zonas tropicales

Para la comprensión del sistema climático global, los procesos en los trópicos merecen una atención particular. A 30°N y 30°S son límites aproximados de los trópicos, considerando la ubicación de las células subtropicales de alta presión; la prevalencia de diurno sobre el ciclo anual de radiación solar y temperatura; el dominio de la ganancia neta de calor por radiación en la parte superior de la atmósfera y la variación latitudinal del parámetro de Coriolis (Hastenrath 2015).

2.1.1 Contexto planetario

La circulación a escala planetaria promediada zonalmente de los trópicos consiste en un régimen de vientos que este delimitado por los ejes anticiclónicos de las alturas subtropicales y las dos células de circulación meridional media directa (circulación de Hadley) (Figura 1). En términos mecánicos, la atmósfera tropical, por lo tanto, es fundamental para el mantenimiento de la circulación mundial (Griffiths 1972).

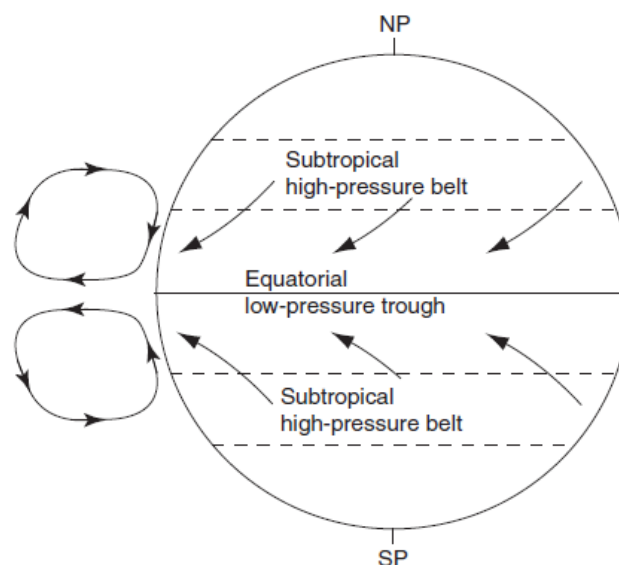


Figura 1: Esquema de los cinturones planetarios de alta y baja presión y las circulaciones meridionales medias.

FUENTE: Hastenrath 2015

El transporte de vapor de agua y calor latente en la atmósfera, está relacionado directamente con el patrón meridional de precipitación y evaporación de la superficie. En las latitudes medias, los remolinos transitorios representan la mayor parte del transporte hacia el exterior del vapor de agua atmosférico. Por el contrario, en los trópicos, la circulación meridional media transporta vapor de agua y calor latente hacia el Ecuador, y este transporte se concentra en la capa superficial. La liberación de calor latente y la precipitación se concentran en la zona ecuatorial desde donde el calor sensible y la energía geopotencial se exportan hacia la parte superior de la circulación meridional media (Hastenrath 2015, Pourrut et al. 1995).

2.1.2 Altos subtropicales y vientos alisios

Como principales centros de acción para la circulación tropical, se encuentran más alejados del ecuador durante los veranos, pero en ambos hemisferios, asumen un extremo occidental. Posición en verano boreal. Los comercios representan la porción troposférica inferior de las células de Hadley. Recogen la humedad (en menor medida, el calor sensible) de los océanos Tropicales, la acumulan por debajo de la inversión y el transporte a la zona ecuatorial, donde la lluvia y el calor latente se liberan y se concentran. Desempeñando, así un papel importante en la energía global. Este tipo de inversión es más baja y está mejor desarrollada en el sector ecuatorial oriental de los niveles subtropicales, y aumenta y debilita tanto hacia el ecuador como hacia la parte central y occidental tanto del Atlántico como del Pacífico. La subsidencia a gran escala es el factor principal en el origen y el mantenimiento de la inversión (Webster et al. 1998, Hastenrath 1997).

2.1.3 Circulación en zonas ecuatoriales

La dinámica de las células de circulación zonal en las inmediaciones del ecuador se caracteriza por la aceleración de Coriolis que desaparece, y por lo tanto el equilibrio entre el gradiente de presión y las aceleraciones por fricción. Pertinentes son la coherencia del movimiento vertical en las extremidades occidentales, oriental y la continuidad de la parte divergente del flujo zonal que sigue al movimiento. La Figura 6 ilustra la existencia de células de circulación zonal ecuatorial en el curso del ciclo anual. Una célula de circulación zonal bien desarrollada persiste a lo largo del ecuador del Pacífico durante todo el año, la llamada Circulación de Walker, con movimiento ascendente sobre el Pacífico central, divergente a flujo convergente hacia el este, en la troposfera superior, hundimiento sobre el

Pacífico oriental y compensación divergente del flujo hacia el oeste hacia la convergencia en el ámbito del chorro del este ecuatorial medio troposférico (Takahashi et al. 1981). Sobre el Océano Índico, existe una célula de circulación zonal ecuatorial distinta solo en otoño boreal, con movimiento ascendente sobre Indonesia, flujo divergente a convergente hacia el oeste en la troposfera superior, hundimiento sobre la costa de África oriental y compensación de divergente a convergente, flujo hacia el este concentrado en la troposfera media. En el sector atlántico, se encuentra una célula zonal débil en el invierno boreal, con un movimiento ascendente sobre la boca del Amazonas y una salida divergente hacia el este de la troposfera superior a un centro de hundimiento sobre el Atlántico este (Hastenrath 2015).

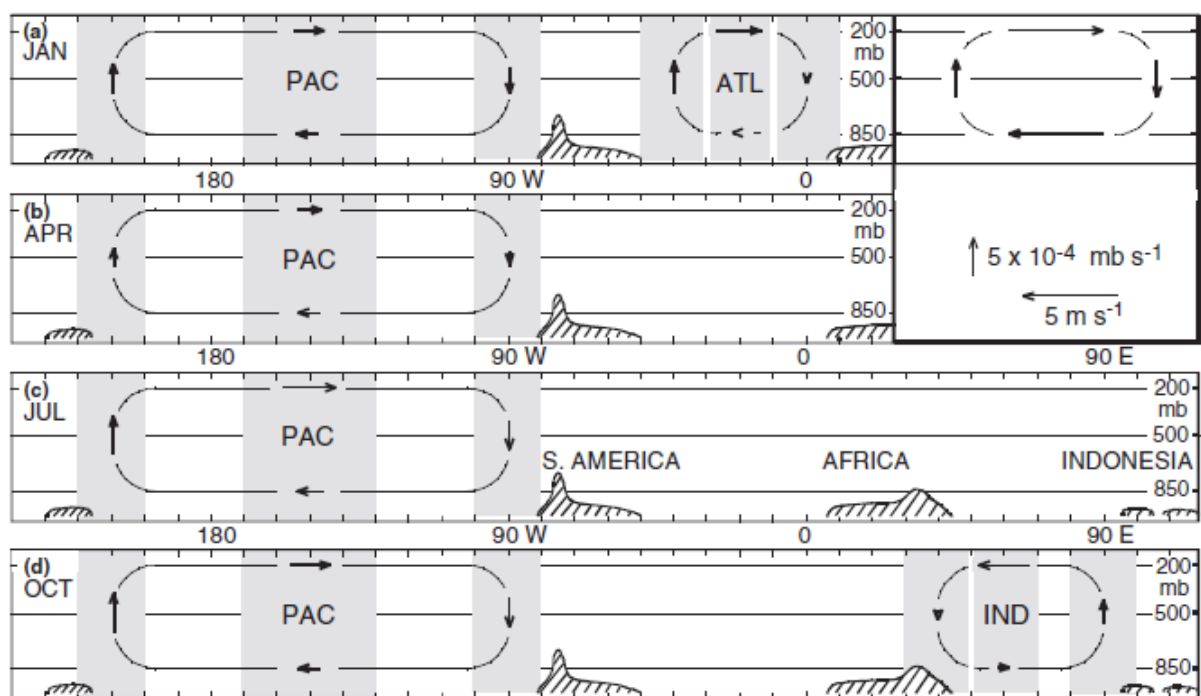


Figura 2: Esquema de los cinturones planetarios de alta y baja presión y las circulaciones meridionales medias

FUENTE: Hastenrath 2015

2.1.4 Zona ecuatorial

La dinámica del flujo ecuatorial cruzado sobre el Atlántico oriental y el Pacífico están dominados por la variación de latitud del parámetro del Coriolis. Entre las características resultantes se encuentra una repetición del flujo del sudeste al sudoeste a aproximadamente 5°N , una velocidad máxima en esa latitud, una banda de divergencia entre el ecuador y la

recurrencia de la Zona de Divergencia Intertropical (ZDIT) y una banda de polo de convergencia. La Zona Seca ecuatorial del Pacífico se extiende desde el Pacífico oriental al central tiene características ZDIT (Schwerdtfeger 1976). Los gradientes climáticos meridionales desde la Zona Seca ecuatorial del Pacífico hasta la banda de zonales de intensa convergencia-nubosidad-precipitación, la ZCIT, se encuentran entre las más pronunciadas de la Tierra en ausencia de efectos topográficos (Pourrut & Gómez 1998).

2.1.5 Contexto local del Ecuador

Los factores que influyen en los regímenes hidroclimáticos de Ecuador son:

- **Latitud y longitud**, el clima y precipitación se sujeta a condiciones de circulación atmosférica de países de baja latitud. Entre la línea ecuatorial y los trópicos, la circulación se caracteriza por la existencia de dos núcleos separados por una zona de baja presión donde se sitúa el Frente Intertropical. El sistema se desplaza periódicamente hacia el hemisferio de verano, de abril-julio hacia el hemisferio norte y de octubre-enero hacia el hemisferio sur. Esto permite el ingreso de masas de aire templado y poco húmedo para el primer caso y cálido-húmedo en el segundo. Por otro lado, la G. Walker puso en evidencia un sistema de circulación zonal transversal en los continentes que se calientan más rápidamente que las masas oceánicas. El aire asciende para luego volver a descender hacia los océanos (más fríos). Cuando el sistema está situado en el océano Pacífico, los alisios se cargan de humedad y convergen al oeste (bajas presiones) de Australia-Indonesia. Zona de inestabilidad atmosférica dando lugar a precipitaciones elevadas. En altura, el aire retorna hacia el este y vuelve a descender a la zona fría y seca de las altas presiones del Pacífico sudeste centradas en la isla de Pascua (Gerstengarbe & Werner 2008).
- **El relieve y la latitud**, la cordillera de los Andes desempeña un papel fundamental en el desplazamiento, formación y aislamiento de las masas de aire local o regional. Debido a su altura producen masas de aire frío que modifican el régimen de precipitaciones. La cordillera delimita las hoyas más secas haciendo de pantalla ante la entrada de aire húmedo e impide todo contacto entre las masas de aire provenientes de la región amazónica y del Pacífico y aquellas procedentes de la región amazónica (Pourrut et al. 1995).

- **Océano Pacífico y las corrientes oceánicas**, las masas de aire tropical del océano se ven modificadas por la influencia de las corrientes marinas. El desequilibrio entre la precipitación y evaporación del océano se compensa por los aportes de agua profunda proveniente del océano Antártico e Índico. Estas aguas frías ascienden a lo largo de la costa del Perú y sur del Ecuador, pero debido al desplazamiento de las aguas de superficie hacia el noreste y este debido a la acción de los alisios del sureste se vuelven calientes y menos densas, al ser empujadas por los vientos y desviadas por la fuerza de Coriolis que forman la corriente ecuatorial Sur (Hastenrath 1989). Esta se dirige al oeste elevando el nivel del océano y observándose una mayor profundidad de la termoclina (Pacífico occidental). Para compensar el déficit se forman contracorrientes ecuatoriales Norte y Sur. A lo largo de la costa ecuatoriana (sur) y peruana, la corriente fría de Humboldt (Figura 3), con temperatura entre ~ 15 y 19°C y salinidad $\sim 35\%$ se desplaza desde el sur al noroeste para calentarse finalmente y mezclarse con la corriente ecuatorial Sur (25°C y salinidad $< 35\%$). Esa mezcla de aguas desempeña un papel muy importante en el desarrollo de la fauna de las aguas costeras ecuatorianas y peruanas. Entre la costa norte del Perú y Galápagos existe una zona de transición de las dos corrientes denominada Frente ecuatorial, que se desplaza habitualmente hacia el Norte en los meses de julio-agosto-septiembre y hacia el sur en enero-febrero-marzo (Pourrut & Gómez 1998).

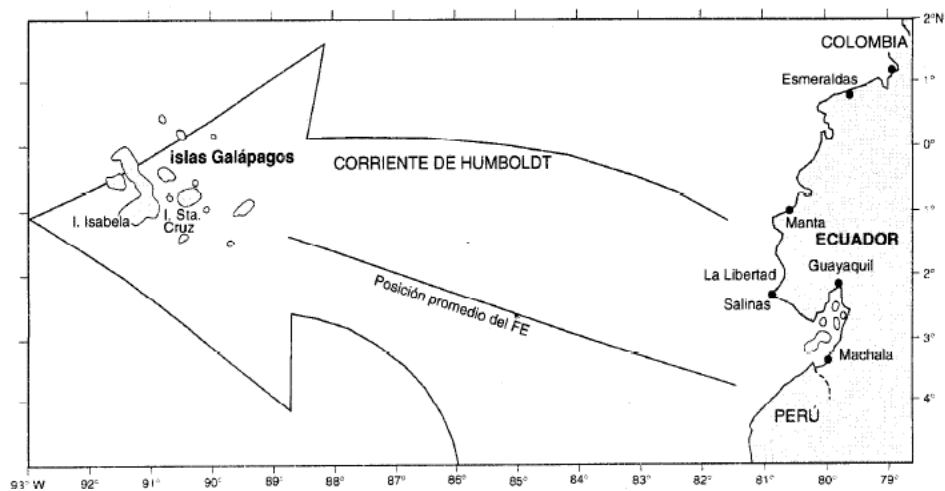


Figura 3: Posición habitual de la corriente de Humboldt y del Frente Ecuatorial

FUENTE: Pourrut et al. 1995

2.2. Precipitación

La precipitación es un conjunto de partículas sólidas o líquidas que cae a la atmósfera y llega a la superficie terrestre en forma de lluvia, llovizna, nieve, aguanieve, granizo.

La mayor parte del agua dulce disponible para la humanidad proviene de la precipitación orográfica (Schär & Frei 2005). La precipitación sobre montañas y colinas ocurre cuando los sistemas nubosos desarrollados con diferentes mecanismos como la elevación frontal, convectiva, topográfica, ayudan a condensar la humedad en forma de precipitación sólida o líquida. La nieve que se precipita se acumula en las altas montañas y sirve como un depósito de agua dulce necesario en muchas regiones del mundo. La precipitación orográfica, sin embargo, depende de muchos parámetros. Por ejemplo, de las características del terreno (altura de montaña y ancho de montaña cruzada) (Watson & Lane 2012, Roe 2005, Colle 2004, Jiang 2003), estabilidad atmosférica (Kunz 2011, Kirshbaum 2008, Colle 2004, Schneidereit 2000), velocidad ascendente y bajo contenido de agua (Watson 2012, Kunz 2011, Colle 2004, Jiang 2003, Schneidereit 2000), temperatura de la superficie (Kunz 2011, Kirshbaum 2008, Zängl 2008).

El impacto de la orografía sobre la cantidad y la distribución de la precipitación depende del valor del número de Bulk Damköhler, que es la relación de la escala de tiempo de advección (el tiempo que tarda una parcela de aire en moverse por la montaña) y las escalas de tiempo microfísicas (hasta convertir hidrometeoros de nubes a precipitación) del sistema de nubes (Miltenberger et al 2015, Jiang 2003). Las gotas de nubes toman tiempo para crecer y caer como precipitación, y la elevación y la pendiente del terreno limitan las ubicaciones de la precipitación. Por ejemplo, si la escala de tiempo de los procesos microfísicos es menor que la escala de tiempo de advección a través de la orografía, entonces, en condiciones ideales, la nube puede precipitar sobre el lado de barlovento (Choudhury et al. 2019).

La precipitación es una variable clave en estudios climáticos, con cambios en su cantidad y distribuciones espaciales y temporales que tienen un impacto importante en las actividades humanas (como la agricultura y los recursos hídricos) y los peligros naturales (como sequías e inundaciones) (Parracho et al. 2016). Por lo tanto, la cuantificación exacta de la precipitación sigue siendo un reto para muchas aplicaciones hidrológicas, especialmente en regiones con topografía complejas debida a efectos orográficos y pendiente en pequeña escala (Sevruk 2004). La delimitación de las regiones de precipitación homogénea (regionalización) es necesaria para investigar la frecuencia y la distribución espacial de las sequías meteorológicas (Satyanarayana & Srinivas 2008).

2.2.1 Regionalización de precipitaciones

La regionalización de las precipitaciones permite capturar la variabilidad a escala regional en áreas más pequeñas y manejables (Abatzoglou et al. 2009) lo que es útil para tomar decisiones basadas en información sobre gestión de recursos hídricos. También, es relevante para identificar los procesos físicos responsables de la variabilidad espacio-temporal en cada zona (Badr et al. 2015). Tales procesos son importantes para la comprensión del funcionamiento, desarrollo y vulnerabilidad de los ecosistemas.

La regionalización es la inclusión en el análisis de frecuencia de datos de sitios distintos de la zona en la que se requiere la caracterización estadística. El método asume que las distribuciones de frecuencia de otros sitios son similares al sitio de interés. La mayoría de las aplicaciones de la regionalización estadística se ocupan de reducir la incertidumbre de la estimación de cuantil extremo (González & Valdés 2008). Ouarda et al. (2008) consideran que las metodologías de regionalización involucran dos etapas principales: la identificación de grupos de cuencas hidrológicamente homogéneas y la aplicación de un método regional para cada región homogénea. La primera etapa constituye la más difícil y uno de los obstáculos más serios para obtener una solución regional satisfactoria (Gingras et al. 2008).

La regionalización hidrológica se utiliza para transferir información de cuencas aforadas a las no aforadas (Álvarez&Olguín et al. 2016), facilitando la transferencia de información de sitios con registros a otros, en los cuales se requieren mediciones, pero no existen (Nathan et al. 1990). Sin embargo, para obtener resultados confiables, las cuencas involucradas deben tener un comportamiento hidrológico semejante (Álvarez&Olguín et al. 2016).

En zonas montañosas, las características fisiográficas influyen en la distribución espacial irregular de las variables climáticas, por lo que en estos sitios la división en regiones se debe realizar en consideración a aspectos hidroclimáticos como fisiográficos, sin tomar en cuenta la continuidad geográfica de las cuencas. Nathan et al. (1990), mencionaron que regiones homogéneas definidas por la similitud hidrológica de las cuencas o las características de éstas, pueden no tener significancia geográfica.

La uniformidad e independencia requeridas en un proceso de regionalización limitan la aplicabilidad del método. La uniformidad restringe el área máxima cubierta por la base de

datos: los sitios distantes son menos probables de ser similares en sus distribuciones de frecuencia (González & Valdés 2008). Sin embargo, hay investigaciones que han demostrado que, aunque una región puede ser moderadamente heterogénea, el análisis regional todavía producirá una información mucho más precisa que estimaciones cuantitativas en el sitio (Hosking & Wallis 1988, Potter & Lettenmaier 1990, González & Valdés 2008). Por lo tanto, la regionalización se considera una herramienta poderosa para mejorar la calidad de la caracterización estadística y la estimación cuantil. La principal hipótesis es la uniformidad en los parámetros de distribución de frecuencia (González & Valdés 2008).

Un importante cuerpo de literatura ha evolucionado en las últimas cuatro décadas en materia de regionalización. Los enfoques clásicos incluyen análisis de enlace elemental (Adelekan 1998) y su variación (Gadgil et al. 1993), análisis de correlación espacial (Sumner & Bonell 1992), análisis de factores comunes (Barring 1987), análisis de la función ortogonal empírica (Kulkarni et al. 1992, Bedi & Bindra 1980,), análisis de componentes principales (ACP) (Iyengar & Basak 1994) ACP en asociación con el análisis de conglomerados (Dinpashoh et al. 2004, Baeriswyl & Rebetez 1997), L-momentos asociados con el análisis de conglomerados (Satyanarayana & Srinivas 2008); Una combinación de L-momentos (González & Valdés 2008); y técnicas de minería de datos (clúster) (García et al. 2015).

2.2.2 Análisis de clústers

El *clustering* o agrupamiento es una de las técnicas de aprendizaje no supervisado más aplicadas a la solución de problemas medio ambientales (Calcines & others 2014). Esta técnica divide un conjunto de datos (u objetos) en una serie de subclases significativas llamadas grupos (clústeres). Un buen agrupamiento produce grupos de alta calidad en los cuales la similitud dentro del grupo es alta y entre las clases es baja. La medida de similitud se define prácticamente por proximidad en un espacio multidimensional (Tello 2006).

El análisis de clúster es una técnica de análisis de datos y de minería de datos sin supervisión, que ofrece vistas refinadas y más abstractas a la estructura inherente de un conjunto de datos particionándolo en varios grupos disjuntos o superpuestos (difusos) (Äyrämö & Kärkkäinen 2006). Yashwant & Sananse (2007) consideran un método conveniente para identificar grupos homogéneos de objetos llamados clústers. Los objetos (casos u observaciones) en un

grupo específico comparten muchas características, pero son muy diferentes a los objetos que no pertenecen a ese grupo.

Las variables que se emplean en análisis de clúster deben seleccionarse considerando investigaciones anteriores, las hipótesis que se están probando y el juicio del investigador. Los procedimientos de agrupación en el análisis de agrupaciones pueden ser jerárquicos, no jerárquicos o un procedimiento de dos pasos (Abonyi & Feil 2007). El proceso jerárquico se caracteriza por el desarrollo de una estructura tipo árbol (dendograma) y puede ser aglomerante o divisivo. Un proceso no jerárquico se define con frecuencia K o agrupación en clústeres. El procedimiento de dos pasos puede determinar automáticamente el número óptimo de conglomerados comparando los valores de los criterios de elección del modelo en diferentes soluciones de agrupación (Jajuga et al. 2002).

Kaufman et al. (1990) proponen seis algoritmos de agrupamiento (PAM, CLARA, FANNY, AGNES, DIANA y MONA) que creen que cubren una parte importante de las aplicaciones.

- CLARA, que también divide un conjunto de datos con respecto a los puntos del método, se ajusta mejor a grandes conjuntos de datos que PAM, ya que el costo computacional se reduce mediante submuestreo del conjunto de datos.
- FANNY es un método de agrupación difusa, queda un grado de pertenencia a los clústeres para todos los objetos.
- AGNES (Agglomerative Nesting), un método de agrupación jerárquica aglomerante produce una jerarquía de agrupación similar a un árbol utilizando sucesivas fusiones de clústeres. AGNES es un algoritmo jerárquico que inicia considerando cada observación como un grupo y en sucesivos pasos se van uniendo, según la similitud, hasta que finalmente todos los datos están en un único conglomerado (Pathberiya et al. 2016).
- DIANA es también un método jerárquico, pero procede en un orden inverso con respecto a AGNES. Al principio, DIANA pone todos los objetos en un grupo y continúa dividiendo cada grupo hasta dos más pequeños en cada paso.
- MONA es también un algoritmo de división, pero la separación de los objetos en grupos se lleva a cabo utilizando una sola variable.

2.3 El Niño-Oscilación del sur

La Oscilación del Sur de El Niño (ENOS) es la variabilidad climática interanual más prominente en la tierra con grandes impactos ecológicos y sociales. Fase durante la cual las temperaturas de la superficie del mar en el Pacífico tropical oriental son inusualmente altas. El término El Niño se refiere al calentamiento del Océano Pacífico tropical que ocurre cada 2 a 7 años, mientras que la fase fría opuesta se conoce como La Niña, cuando las temperaturas están por debajo de lo normal. Las condiciones anormales de calentamiento o enfriamiento están asociadas con una oscilación de presión a gran escala de este a oeste a nivel del mar, denominada Oscilación del Sur, que representa la manifestación atmosférica del fenómeno ENOS acoplado. El ciclo ENOS tiene una irregularidad considerable en amplitud, duración, evolución temporal y estructura espacial (Dewitte & Takahashi 2019, Hastenrath 2015).

Los cambios en la temperatura de la superficie del mar (TSM) en el Pacífico Tropical que caracterizan a El Niño y La Niña (Figura 4) reflejan ondulaciones de la termoclina tropical, la capa delgada de grandes gradientes de temperatura que separa las aguas cálidas de la superficie del agua fría en profundidad. Las temperaturas de la superficie son altas donde la termoclina es profunda, baja donde es poco profunda. La circulación oceánica global, al mantener la termoclina en escalas de tiempo de décadas y más, prepara el escenario para las oscilaciones interanuales. Esa etapa incluye vientos alisios que impulsan las aguas cálidas de la superficie hacia el oeste a lo largo del ecuador, lo que hace que la termoclina sea poco profunda en el Pacífico ecuatorial oriental, donde las temperaturas de la superficie son bajas y en el oeste donde las temperaturas de la superficie son altas.

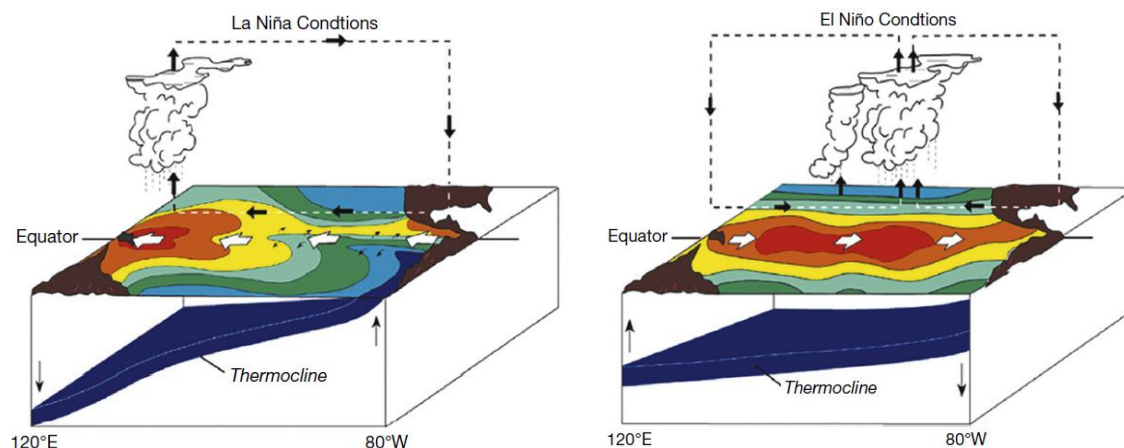


Figura 4: Esquema de las condiciones de La Niña y El Niño.

FUENTE: Philander (2019)

La intensificación interanual y la relajación de los vientos, como ocurre durante La Niña y El Niño, permiten que el agua caliente fluya de un lado a otro a través del Pacífico. Los vientos son la causa y la consecuencia de los cambios en las temperaturas de la superficie del mar. Este argumento circular sugiere que las interacciones entre el océano y la atmósfera están en el centro de la cuestión. En La Niña, los vientos alisios intensos permiten que la termoclina tenga una pendiente pronunciada, hacia el oeste, de modo que el Pacífico ecuatorial es frío en el este, cálido en el oeste, donde el aire húmedo se eleva hacia las torres de cúmulos. El aire se desploma en el este, una región de poca lluvia, excepto en el estancamiento donde convergen los comercios del sureste y noreste. En El Niño, los intercambios a lo largo del Ecuador se relajan, al igual que la pendiente de la termoclina cuando las aguas cálidas de la superficie fluyen hacia el este. El cambio en las temperaturas de la superficie está asociado con un cambio hacia el este de la región de fuertes precipitaciones (Philander 2019).

2.3.1 Interacciones entre el océano y la atmósfera

A fines de la década de 1960, Bjerknes notó que hay una circulación térmica directa en la atmósfera a lo largo del Pacífico debido al hecho de que la temperatura de la superficie del mar (TSM) en el extremo este del Pacífico es notablemente más baja que en el Pacífico occidental. El aire fresco y seco sobre las frías aguas del Pacífico ecuatorial oriental fluye hacia el oeste a lo largo de la superficie hacia el cálido Pacífico occidental. Allí, el aire se calienta y se suministra humedad del agua caliente. Esta circulación ecuatorial sistemática

asociada con el gradiente de presión zonal fue nombrada la "Circulación de Walker. Los cambios en el océano y la atmósfera están conectados. Durante La Niña, cuando los intercambios intensos conducen las aguas superficiales en el Ecuador hacia el oeste, una perturbación aleatoria provoca una ligera relajación de los intercambios. Parte del agua caliente en el oeste comienza a fluir hacia el este, disminuyendo así el gradiente de temperatura de este a oeste que mantiene los intercambios (Chen et al. 2019). Por lo tanto, el debilitamiento inicial de los vientos se refuerza, lo que hace que fluya aún más agua caliente hacia el este. Este tit-for-tat (retroalimentación positiva) lleva a la desaparición de La Niña, el auge de El Niño. El último estado puede mostrarse de manera similar como inestable a las perturbaciones aleatorias. Tales interacciones inestables (realimentaciones) entre el océano y la atmósfera permiten un amplio espectro de modos, todos dependientes de una termoclina poco profunda (Philander 2019).

El Centro de Predicción climática de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (CPC-NOAA) en 1980 determinó 4 regiones en el Pacífico Tropical. Estas regiones se denominaron: El Niño 1, El Niño 2, El Niño 3 y El Niño 4 (Figura 2). En la actualidad se monitorea la TSM como parte del fenómeno El Niño.

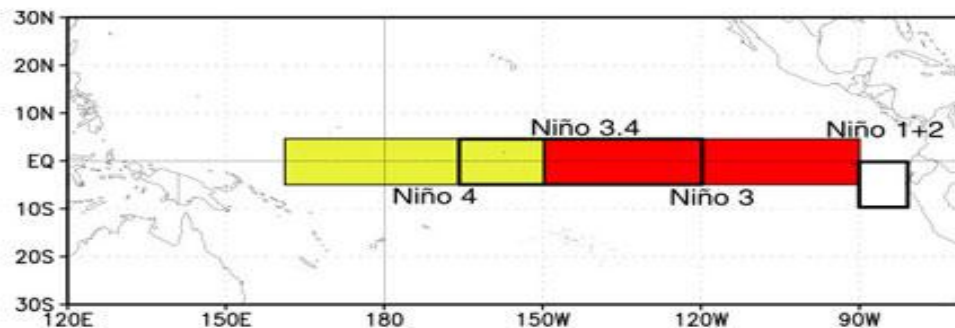


Figura 5: Ubicación de las regiones El Niño en el Pacífico Tropical

FUENTE: NOAA

La Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos (NOAA), considera que los eventos extremos de El Niño son aquellos en los cuales el índice de anomalía de la TSM en la zona de El Niño 3.4 es decir, sobre la región 170°W-120°W; 5°S–5°N, se encuentra por encima de 1.5°C. Siendo aproximadamente más del doble de la desviación estándar en las últimas seis décadas, durante al menos tres períodos consecutivos de 3 meses.

2.3.2 El comportamiento climático durante los eventos El Niño en el Ecuador

En el Ecuador los eventos hidrometeorológicos han ocasionado impactos como la sequía, inundaciones, siendo esta última la más frecuentes provocando grandes efectos económicos, sociales y ambientales. Las inundaciones se presentan periódicamente, pero el país ha sufrido episodios de intensa lluvia asociada a El Niño

En el país se presentaron cuatro eventos (1931, 1932, 1973, 1976), que generaron anomalías de temperatura acumulada entre 3° y 5°C y excesos pluviométricos comprendidos entre 100 y 390 mm, denominado eventos débiles. Los eventos 1926, 1932, 1951, 1953, 1958 y 1972 son considerados como medios o moderados con anomalías entre 5 y 12°C y excesos 400 y 790 mm. En 1957 y 1965 se presentaron episodio de El Niño fuertes con anomalías entre 12 y 20°C y excesos pluviométricos entre 1.100 y 1.500 mm (CAF 1998). Los eventos calificados como extremadamente fuertes de acuerdo a los estudios efectuados por el INAMHI, corresponden a los años 1983 y 1998, alcanzando temperaturas superiores a 35°C y excesos pluviométricos mayores a 2630 mm. En general, los eventos El Niño fueron variados, pudiendo tener una amplitud de ocurrencia de 1 año y máximo 6, como ocurrió en la década de 1931-1940. Los eventos de El Niño entre 1900 a 1980 se han presentado en ciclos de cada 3 o 2 años, lo que se interrumpe en el período 1991 al 1998 donde se presentaron cuatro eventos de El Niño. En el 2008 el país sufrió episodios de intensas lluvias, muy fuertes que afectaron a varias provincias, especialmente de la Costa y algunas de la Sierra. Las provincias del El Oro y Guayas, Santa Elena, Manabí, Los Ríos, y Esmeraldas fueron las más afectadas por las inundaciones. Sin embargo, en el callejón interandino también han sufrido de cortos periodos de inundación (FLACSO et al. 2008)

Los eventos de El Niño se asocian con anomalías positivas de la temperatura de la superficie del mar (calentamiento) en el Pacífico tropical central y oriental, durante El Niño de 1982-83, las TSM a lo largo de la costa del Ecuador aumentaron hasta 6.3 ° C (Cucalon 1987). Estos episodios ocurren aproximadamente cada 3 a 7 años (Philander 1990). El fenómeno de El Niño está altamente relacionado con precipitación por sobre la media, mientras que La Niña se asocia a valores modestos de precipitación (Sarricolea et al. 2014)

2.4 Agresividad de las precipitaciones

La erosión del suelo es un proceso de desagregación, transporte y deposición de materiales del suelo por la lluvia y el escurrimiento superficial o las inundaciones. La lluvia a través del impacto de las gotas sobre la superficie del suelo, y su humedecimiento provocan desagregación de las partículas; provoca transporte de partículas y proporciona energía al agua de la escorrentía superficial (Ellison 1947). La erosión del suelo por las aguas afecta a la calidad del suelo y la productividad mediante la reducción de la tasa de filtración, capacidad de retención de agua, nutrientes, materia orgánica, la biota del suelo y de la profundidad del suelo (Pimentel et al. 1995). Dado que la erosión del suelo es difícil de medir a grandes escalas, modelos de erosión del suelo son cruciales herramientas de estimación a nivel nacional y regional. La alta heterogeneidad de los factores causales de erosión del suelo, a menudo combinado con la escasa disponibilidad de datos, es un obstáculo para la aplicación de modelos de erosión del suelo complejas.

La agresividad climática es un fenómeno que se define como el efecto erosivo de las precipitaciones sobre los suelos. Además, está relacionado con la intensidad mensual de la lluvia que muestra para un año cualquiera. Para conocer que tan severos pueden llegar a ser estos efectos, se hace necesaria la utilización de indicadores de agresividad climática, los cuales permiten determinar los impactos de las precipitaciones sobre un área geográfica específica (Renard et al. 1997).

2.4.1 Ecuación universal de pérdida de suelo

Existen varios modelos que describen la relación entre la erosión laminar por efecto de la lluvia y los principales factores que la controlan (Pérez & Mesa 2002). El más conocido es la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE), desarrollada por Wischmeier & Smith (1958), que cuantifica la pérdida de suelo por hectárea al año. Uno de los factores de la ecuación de la USLE es el factor R o de erosividad de las precipitaciones, considerado uno de los más importantes para predecir la erosión de los suelos (Hudson 1982). El factor R define la erosividad de eventos pluviales específicos, con el fin de obtener un valor que pueda considerarse un promedio anual representativo de la erosividad.

$$R = \frac{EI_{30}}{173.6} \quad (1)$$

donde;

E es la energía cinética liberada por la lluvia,

I es la máxima intensidad de precipitación durante un intervalo de 30 minutos y

R es el índice de erosión pluvial.

Pero su cálculo es difícil ya que requiere de fajas pluviográficas diarias para calcular la energía cinética y la intensidad de las tormentas para una serie larga de años (Jordán & Bellinfante 2000), porque se han desarrollado diferentes índices.

2.4.2 Índices de agresividad climática

Existen parámetros fáciles de obtener y calcular, de una manera sencilla y aplicable a las condiciones locales como: el índice de Fournier (IF) (Fourier 1960), el índice de Fournier modificado (IFM) (Arnoldus 1978) y el índice de concentración de las precipitaciones propuesto por Oliver (1980) (ICP). El IF o índice de agresividad climática, presenta una alta correlación con la cantidad de sedimentos arrastrados por la escorrentía. El IFM considera las precipitaciones de todos los meses y el ICP, el cual ha sido utilizado muchas veces como sustituto de los anteriores (Gaspari et al. 2007).

La concentración de la precipitación se define como el comportamiento de la precipitación en cantidad anual, variación estacional y duración de la estación lluviosa de un año cualquiera. Así, si la precipitación en la época lluviosa se concentra en un periodo corto o más largo del año. Está demostrado que el IF, IFM y el ICP son buenos indicadores de la capacidad erosiva de la lluvia y de su distribución mensual (Jordán & Bellinfante 2000).

2.5 Método de interpolación de precipitación

Existen muchos métodos de interpolación espacial de la lluvia a pesar de su efectividad y las variables de facilidad de uso, las elecciones de uno u otro dependen del objetivo del estudio, pero también del contexto territorial del área (superficie, densidad de la red, etc.) (Renard 2006). En países donde la complejidad de la distribución de la lluvia se combina con las dificultades de medición, es necesario encontrar métodos para estimar la precipitación en áreas donde no se ha medido la lluvia, utilizando datos de las estaciones meteorológicas circundantes (Kebblouti et al. 2012).

La interpolación espacial se puede utilizar para estimar variables de precipitación en otras ubicaciones. Aunque hay varios métodos para realizar esto, puede ser difícil determinar cuál reproduce mejores condiciones, las ventajas y desventajas de cada método dependen en gran medida de las características del conjunto de datos: un método que se ajuste bien con algunos datos puede ser inadecuado para un conjunto diferente de datos. Por lo tanto, se deben encontrar criterios para decidir si el método elegido es adecuado para el conjunto de datos de puntos. También es importante especificar los objetivos de la interpolación, ya que diferentes objetivos pueden requerir diferentes criterios para la evaluación de la interpolación (Campling et al. 2001, Borga 1997). La interpolación es un método o función matemática que estima los valores en lugares donde no hay valores medidos disponibles (Baillargeon 2005). Existe dos métodos de interpolación: determinísticos y geoestadísticos.

2.5.1 Interpolación determinística

Las técnicas de interpolación determinística permiten crear superficies a partir de puntos medidos, en función del grado de similitud, por ejemplo, la distancia inversa ponderado (DIW) o del grado de suavizado, por ejemplo, las funciones de base radial. Una interpolación determinista puede forzar a la superficie resultante a pasar a través de los valores de los datos o no. Esta técnica de interpolación que predice un valor idéntico al valor medido en una ubicación muestreada conocida también como un interpolador exacto (Johnston et al. 2001).

2.5.2 Interpolación geoestadísticos

El segundo grupo de métodos se llama geoestadísticos o estocásticos, este método es cada vez más preferido porque capitalizan la correlación espacial entre observaciones vecinas para predecir los valores atribuidos en ubicaciones no muestreadas (Goovaerts 2000). No se basan simplemente en una estimación del valor desconocido en función de la distancia. Además de eso, implementan la función de autocorrelación espacial desconocida entre los valores de los puntos de muestra.

Kriging, un procedimiento geoestadístico avanzado que genera superficie estimada, a partir de un conjunto de datos dispersos con valores z (altura), está basado en modelos estadísticos que incluyen la autocorrelación. Es decir, las relaciones estadísticas entre los puntos medidos (datos). Gracias a esto, las técnicas de estadística geográfica no solo tienen la capacidad de producir una superficie de predicción, sino que también proporcionan alguna medida de certeza o precisión de las predicciones (Fattorelli 2011).

Co-kriging es una extensión de kriging y permite mejorar la estimación de una variable principal con pocos puntos usando una variable secundaria con mayor cantidad de información y que además este correlacionado con la principal. De esta forma se puede construir un semivariograma, que representa la varianza de una variable con respecto a la otra. La información que se obtiene puede utilizarse para las predicciones de la variable principal (Hong 2005).

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 Área de estudio

El área de estudio comprende la región Sierra o Interandina del Ecuador, que se extiende desde la frontera con Colombia hasta Perú, cubriendo un área de ~59.810 km², representa el 50% del territorio nacional. Esta área se caracteriza por una gradiente altitudinal significativa que varía desde los ~1300 a 6310 msnm (volcán Chimborazo). El ancho de la cordillera de los Andes varía entre 100 y 140 km y comprende tres unidades: 1) De norte-sur desde la frontera colombiana hasta 2°30' S, formada por dos cordilleras bien definidas (cordillera Real y la cordillera Occidental) y una serie de hoyas separadas por relieves transversales denominados “nudos”. 2) Desde 2°30' S a 3°40' S, los volcanes son reemplazados progresivamente por vastos relieves tabulares que se extienden entre 3 000 y 4 300 msnm; 3) Al sur de 3°40' S, las dos cordilleras se unen y la altura es <3 500 m.s.n.m. La región Interandina abarca diez divisiones administrativas (provincias): Pichincha, Carchi, Tungurahua, Chimborazo, Cañar, Azuay, Loja, Imbabura, Bolívar y Cotopaxi.

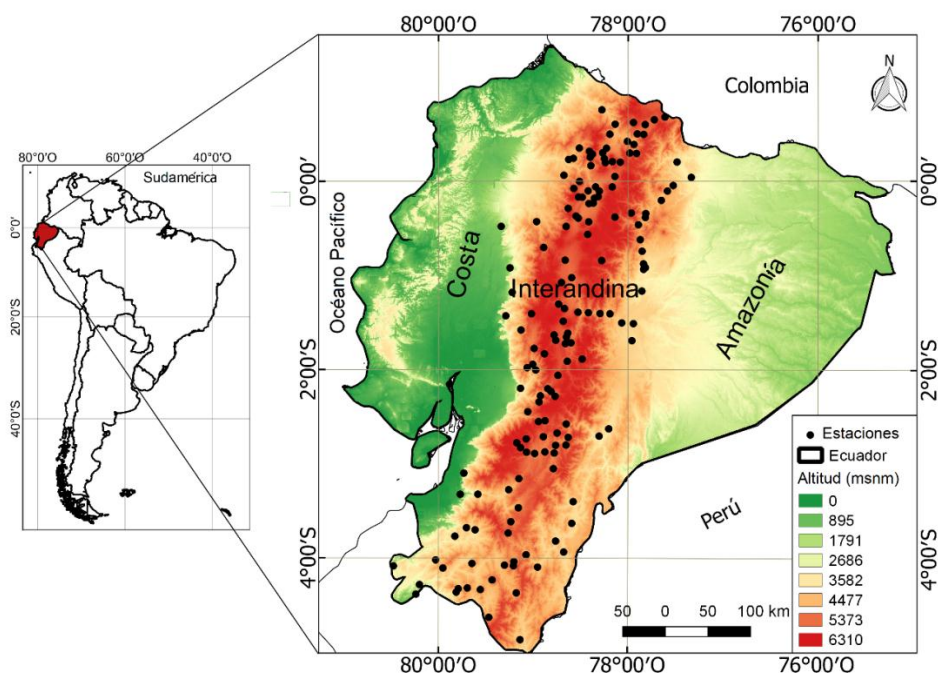


Figura 6: Mapa de ubicación del área de estudio y estaciones pluviométricas

La región Interandina en su conjunto se encuentra bajo la influencia alterna de masas de aire tropical marítimo y tropical continental. A inicios de septiembre el frente intertropical (FIT), después de rechazar los alisios SE, se moviliza hacia el continente las masas de aire tropical marítimo, que al sumarse a los alisios NE dan lugar a la estación lluviosa. El FIT a fines de diciembre comienza su migración hacia el norte y se detiene el movimiento anterior, y sin que haya mayor ingreso de aire marítimo húmedo, provoca una ligera recesión de la pluviometría que corresponde al llamado "veranillo de El Niño", fenómeno que ocurre hasta enero. Mientras tanto, debido a las fuertes temperaturas, las "masas de aire tropical continental" de la llanura amazónica siguen reforzándose; al verse luego empujadas hacia la cordillera, ingresan en parte al callejón interandino y dan lugar a un segundo pico lluvioso a partir de marzo (Pourrut 1983). La región interandina presenta dos regiones ecológicas, la primera ubicada al norte-centro, con presencia de nevados y con mayor humedad, la segunda a menor altitud y humedad, esto incide en la distribución de animales y plantas. Además, en esta zona se desarrolla el ecosistema páramo que cubre unos 12.600 km² del territorio nacional, con alrededor de 1500 especies de plantas (Hofstede 2002).

3.2 Datos de lluvia

En la zona de estudio hay registros de precipitación de 324 estaciones meteorológicas provenientes de Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) (Figura 6), cada una de ellas con diferentes periodos (1962-2016). Sin embargo, con el fin de asegurar la mayor disponibilidad de datos mensuales, se seleccionó 146 estaciones, para un periodo en común (1968-2014), series con menor cantidad de datos faltantes (Anexo 1). Del conjunto de estaciones el 58 % corresponde a la vertiente del Pacífico y 42 % drenan al Amazonas. La evaluación de la calidad y la completación de datos de precipitación mensual se realizaron por el método del vector regional (MVR), utilizando el software HYDRACCESS (Vauchel 2005).

El MVR se basa en el cálculo de un vector de lluvia extendido dentro del período de estudio. Este concepto se refiere al cálculo de un promedio ponderado de anomalías de lluvia para cada estación, superando los efectos de estaciones con valores extremos y bajos de lluvia. Luego, se encuentran las técnicas de interposición anual Z_i y la precipitación pluvial de P_j , que se extienden por medio de la técnica de mínimos cuadrados. Esto podría obtenerse minimizando la suma de la ecuación (Espinoza et al. 2009, Rau et al. 2017).

$$\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \left(\frac{P_{ij}}{P_j} - Z_i \right) \quad (2)$$

Donde i es el índice de años, j el índice de estaciones, N el número de años y M el número de estaciones. P_{ij} representa la precipitación anual en la estación j , año i ; P_j es el período de lluvia promedio extendido de N años; y finalmente, Z_i es el índice pluviométrico regional del año i . El conjunto completo de valores Z_i durante todo el período se conoce como ‘vector anual de índices pluviométricos regionales’. Al ser un proceso iterativo, este método permite calcular el vector de cada una de las regiones predefinidas, luego proporciona una comparación de variabilidad interanual de estaciones - vector, para finalmente descartar aquellas que no son consistentes con el vector regional (VR). Este proceso se repite tanto como sea necesario.

3.3 Datos de temperatura de la superficie del mar e índices ENOS

Se utilizó valores globales mensuales de la temperatura de la superficie del mar (TSM) in situ obtenidos del conjunto de datos del Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST) (Rayner et al. 2003), para el periodo 1968 al 2014. En el intervalo de $10^{\circ}\text{O} - 180^{\circ}\text{E}$ y $30^{\circ}\text{N} - 30^{\circ}\text{S}$ de las cuencas del Pacífico y Atlántico, disponibles en: <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/data/download.html>, para una cuadrícula de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Las tendencias recientes de los ENOS se pueden describir como un aumento en la variabilidad del Pacífico central (C) que se asocia con eventos de frío más fuertes, así como una reducción en la variabilidad del Pacífico Oriental (E) dentro del régimen de frío / moderada. Es así, que la evaluación de la relación entre la variabilidad de la lluvia y la TSM en el Pacífico tropical se realizó mediante el uso de los índices oceánicos (índices E y C) (Takahashi et al. 2011). Estos índices son independientes de la construcción (ortogonales) y describen los dos modos principales de ENOS relacionados con la variabilidad en la región ecuatorial oriental.

El análisis de tendencia espacio-temporal de la precipitación, su agresividad y concentración en la región interandina del Ecuador comprende cinco fases (Figura 7): 1) Evaluación de los datos de precipitación mensual, su homogenización y completación, 2) Proceso de regionalización incluye el agrupamiento de k -medias y el MVR, 3) Variación de la precipitación y anomalías de TSM realizado mediante el análisis de covarianza,

4) Determinación de la agresividad climática y 5) Análisis de Tendencias. La segunda y tercera fase se desarrolló en el lenguaje de programación R v.3.4.

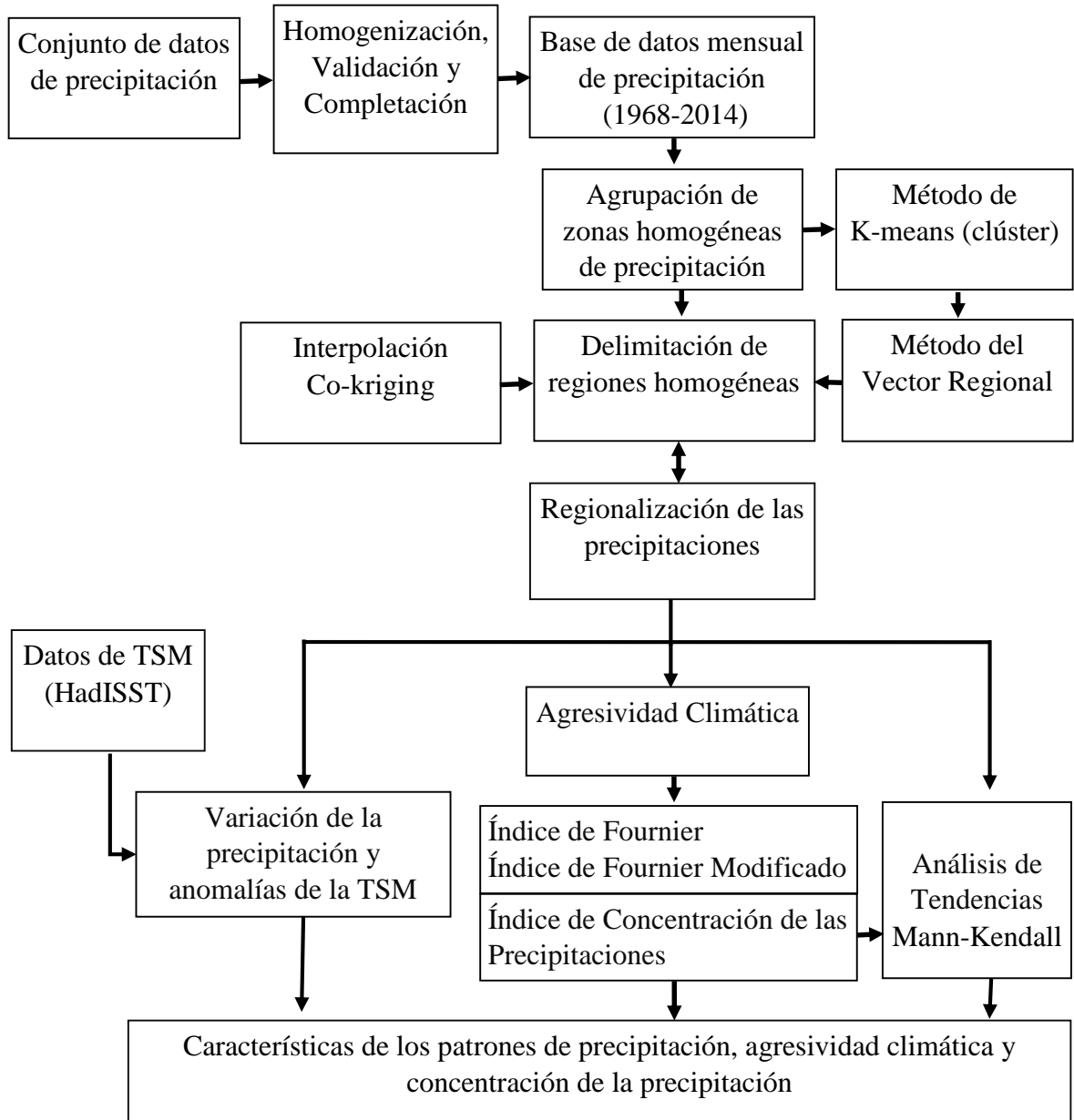


Figura 7: Esquema de los pasos metodológicos para la regionalización de la serie temporal de lluvias en la región Interandina del Ecuador.

3.4 Regionalización de las precipitaciones

Las variables consideradas para la regionalización fueron la ubicación geográfica (latitud, longitud y altitud), precipitación mensual y anual. Para eliminar el efecto de escala de las diferentes variables se procedió a estandarizar los datos de las variables de ingreso. La

regionalización se realizó mediante clúster, técnica de minería de datos que identifica de forma automática agrupaciones o clústeres de elementos de acuerdo a una medida de similitud (García et al. 2015), utilizando K -means, algoritmo particional no supervisado, que divide al conjunto de observaciones en un número K (agrupación) de clúster. Este método comienza calculando los centroides para cada grupo y luego calcula las distancias entre el vector de datos actual y cada uno de los centroides, asignando el vector al grupo cuyo centroide está más cerca de él. La agrupación funciona de manera iterativa, para asignar cada punto de datos a uno de los grupos K , considerando las características que se proporcionan (variables de ingreso) (Fernández & Murillo, 2010). La condición matemática para el grupo C_k y los k centroides μ_k se puede expresar a continuación:

$$\text{Minimización} = \sum_{k=1}^K \sum_{x_n \in C_k} \|x^i - \mu_k\|^2 \quad (3)$$

La robustez de cada clúster fue estudiada a través del coeficiente de Silueta (S), que se basa en las medidas de cohesión intraclúster y separación interclúster (Yang & Lau 2004). El coeficiente mide la calidad del agrupamiento y es bastante independiente del número de puntos de corte (k) su valor varía en el rango $(-1, 1)$, y la partición será mejor cuanto más cercano esté a $+1$ (Kaufman & Rousseeuw 2005). Para cada objeto i introduciremos un cierto valor $S(i)$, y luego estos números se combinan en una gráfica, el número $S(i)$ se obtiene combinando $a(i)$ y $b(i)$ de la siguiente manera:

$$S_{(i)} = \begin{cases} 1 - \frac{a_i}{b_i} & \text{si } a_i < b_i, \\ 0 & \text{si } a_i = b_i, \\ \frac{b_i}{a_i} - 1 & \text{si } a_i > b_i, \end{cases} \quad (4)$$

Esto se puede resumir en la siguiente fórmula:

$$S_{(i)} = \frac{b_{(i)} - a_{(i)}}{\max[a_{(i)}, b_{(i)}]} \quad (5)$$

donde, b_i es la distancia entre i y su centroide más cercano y a_i , la distancia promedio entre i y todos los otros puntos de su propio grupo.

Todo este proceso se realizó en el entorno R. Posteriormente se aplicó el MVR, que analiza la correlación del vector regional (estación ficticia) con las estaciones, considerando una misma zona climática, la cual experimenta un mismo régimen pluviométrico y donde la lluvia muestra proporcionalidad entre las estaciones (Hiez 1977, Brunet-Moret 1979). La agrupación en cada región fue evaluada por la desviación estándar entre los índices de precipitación y los índices del VR; y el coeficiente de correlación entre el VR y valores pluviométricos de las estaciones (Rau et al. 2017).

3.5 Interpolación de datos de lluvia

La delimitación de las zonas se realizó con el método co-kriging, considerando un enfoque estadístico y geométrico. Este método es una extensión del kriging que involucra múltiples variables (Goovaerts 1997), ampliamente utilizado para predecir variable hidrometeorológicas (Joyner et al, Shen et al. 2012). Debido al sesgo a la derecha y al amplio rango numérico de los valores de precipitación anual se trabajó con la variable transformada logarítmicamente (Figura 8a y 8b).

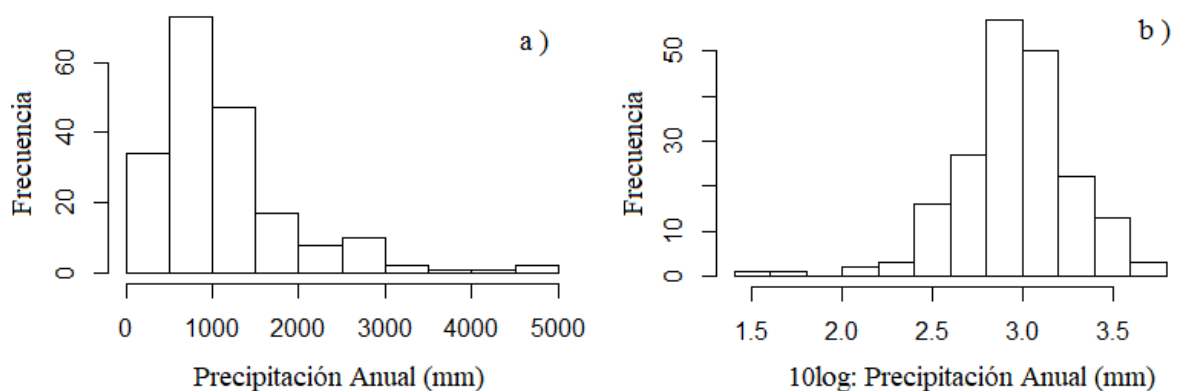


Figura 8: Interpolación por el método de co-kriging: (a) Histograma de datos de precipitación anuales originales y (b) transformados logarítmicamente

La creación del mapa de la superficie de predicción se realizó en dos etapas: en la primera se estimó la auto correlación espacial de datos y en la segunda las predicciones. Para el modelo espacial estructural se desarrolló el semivariograma empírico, posteriormente se seleccionó el modelo esférico (spherical model) (Figura 9) debido al mayor ajuste presentado (Alidoost et al. 2018, Stoyan et al. 2017, Chiveron et al. 2015). Se consideró 1/3 de la distancia total; porque a medida que la distancia aumenta, también lo hace la semivarianza, pero a una distancia determinada (1/3) la semivarianza se estabiliza.

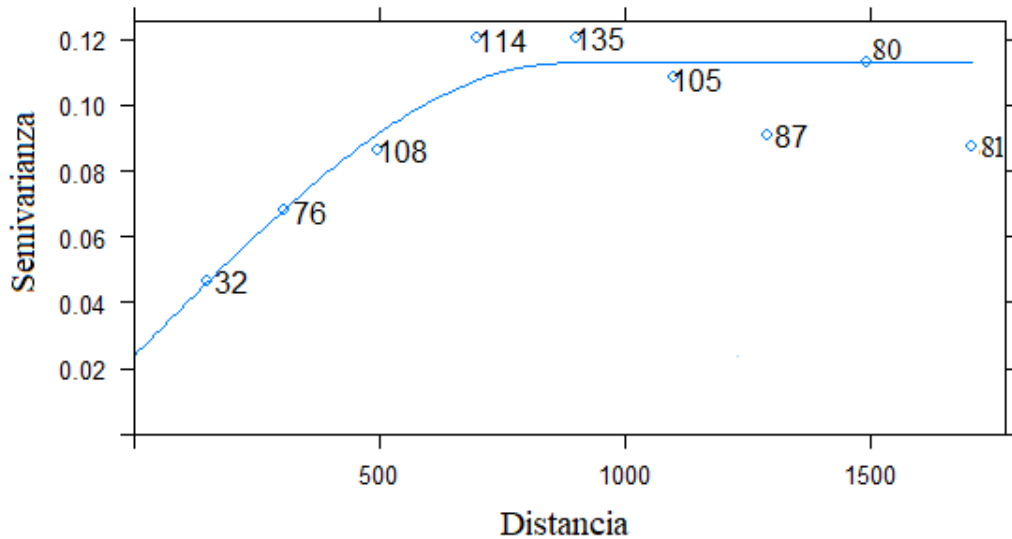


Figura 9: Semivariograma de regresión residual ajustado al modelo esférico para 1/3 de los datos para la región Interandina del Ecuador.

3.6 Variabilidad de las precipitaciones y anomalías de la temperatura de la superficie del mar

La Descomposición de Valores Singulares (DVS) de la matriz de covarianza se utilizó para investigar la relación entre la lluvia del callejón interandino y ENOS. Este análisis consiste en derivar los vectores propios y los valores de la matriz de covarianza entre las anomalías de la precipitación promedio de diciembre-enero-febrero-marzo-abril (DEFMA) del callejón interandino del Ecuador y las anomalías promedia de la TSM de diciembre-enero-febrero (DEF) del Pacífico y Atlántico, para maximizar la fracción de la covarianza acumulada al cuadrado (Yang & Lau 2004).

El método de descomposición de valores singulares es utilizado para detectar patrones espaciales temporalmente sincronizados. El objetivo de la DVS es encontrar combinaciones lineales de dos conjuntos de variables de manera que las combinaciones lineales tengan la máxima covarianza posible. La maximización se lleva a cabo bajo restricciones de ortogonalidad sobre los coeficientes de las combinaciones lineales. El método se basa en una descomposición de valor singular de la matriz cuyos elementos son covarianzas entre las observaciones realizadas en diferentes puntos de la cuadrícula en dos campos geofísicos (Cherry 1997, Wallace et al. 1992). Sea X y Y una matriz de datos de $n \times p$ y $n \times q$, se asumirá además que la media de las columnas de X y Y son todos iguales a cero. Sea $C_{xy} = (1/n) X^T Y$ sea la matriz $p \times q$, cuyos elementos son las covarianzas entre las series de tiempo

en los dos campos. El objetivo de la DVS es encontrar combinaciones lineales de los datos X_{ai} y Y_{bi} [$i=1, \dots, r$; $r=\min(p, q)$], con la covarianza máxima, sujeta a los vectores a_i de $p \times 1$ y el vector b_i de $q \times 1$, satisfaciendo las restricciones de ortogonalidad.

$$a_i' a_j = b_i' b_j = \begin{pmatrix} 1 & \text{si } i = j \\ 0 & \text{si } i \neq j \end{pmatrix} \quad (6)$$

La solución se encuentra tomando la descomposición de valor singular de C_{xy} , indicada aquí por $C_{xy} = ADB'$; A es matriz semiortogonal de $p \times r$, D es una matriz diagonal $r \times r$, y B es una matriz semiortogonal de $q \times r$. Las columnas de A y B contienen peso izquierdo y derecho (singular) de los vectores a_i y b_i , y el elemento i de D (valor singular) es la covarianza de X_{ai} e Y_{bi} . Los vectores X_{ai} e Y_{bi} se conocen como la pareja i de los coeficientes de expansión DVS. Los dos conjuntos de coeficientes de expansión, tenderán a correlacionarse entre sí porque:

$$\text{cov}(X_{ai}, Y_{bi}) = \text{corr}(X_{ai}, Y_{bi}) [\text{var}(Y_{ai}) \text{var}(Y_{bi})]^{1/2} \quad (7)$$

Así, encontrando a_i y b_i para maximizar la covarianza de los coeficientes de expansión tenderán a producir pares de coeficientes de expansión que están correlacionados. La esperanza entonces es que los pares de patrones vistos en los mapas de contorno son geofísicamente significativos y sincronizados en el tiempo.

Con el fin de proporcionar una estimación de la significancia estadística de los modos DSV, se realizó la prueba de Montecarlo, que consiste en crear datos sustitutos de un conjunto aleatorio de datos de lluvia y temperatura de la superficie del mar mediante la codificación con mapas anuales entre los 47 años. La DVS se realiza luego en el conjunto de datos codificados, el mismo procedimiento de aleatorizar al conjunto de datos y realizar el análisis se repite 500 veces, manteniendo el valor de la covarianza explicada de los dos primeros modos dominantes y comparando los modos DVS del conjunto de datos originales y los del conjunto de datos fragmentados (Björnsson & Venegas 1997). El nivel de confianza del 90% de los patrones de modo se define de manera que los percentiles 10 y 90% del conjunto correspondan a un valor que difiera del modo estimado en menos de 0,5 veces la desviación estándar del conjunto.

3.7 Índice de agresividad climática

El análisis de la agresividad y concentración puede ser calculada mediante diferentes índices. Fournier (1960) crea un Índice de Agresividad Climática o Índice de Fournier (IF), que estima las características erosivas (agresividad) basadas en el mes más lluvioso de cada año dentro de un período de tiempo dado. El IF muestra una alta correlación con la cantidad de sedimentos arrastrados por la escorrentía, para el cálculo de IF se utilizó la siguiente expresión:

$$IF_j = \frac{P_{\max j}^2}{P} \quad (8)$$

donde IF: Índice de Fournier para el año j, P_{\max} : precipitación correspondiente al mes más lluvioso (mm) y P: Precipitación media anual (mm).

Sin embargo, es necesario considerar zonas que presentan más de una máxima mensual o zonas donde los valores pluviométricos presentan valores elevados (Jordán & Bellinfante 2000). Arnoldus (1978), para corregir esos errores propuso una modificación del IF original utilizando la precipitación acumulada, denominado Índice de Fournier Modificado (IFM). Este índice considera la lluvia de todos los meses del año y no sólo la del mes más húmedo. Este índice se realiza también con precipitaciones mensuales y anuales, siendo una aproximación rápida al establecimiento de un factor de agresividad de la lluvia. Su cálculo relaciona las precipitaciones mensuales con las anuales:

$$IFM_j = \frac{\sum_{i=1}^{12} (p_{ij})^2}{P_m} \quad (9)$$

donde: IFM_j: índice de agresividad de la lluvia, para el año j, p_{ij} : precipitación mensual del mes i (mm) del año j y P_m : precipitación media anual.

La concentración de la precipitación se estimó por medio del Índice de Concentración de Precipitación (ICP) propuesto por Oliver (1980), siendo un poderoso indicador de la distribución de la precipitación temporal y utilizado como un estimador del comportamiento extremo de la precipitación (Zubieta et al. 2017, Sarricolea & Martin-Vide 2014). Tradicionalmente se ha aplicado en una escala anual y describe si la precipitación anual se concentra temporalmente en un solo mes o si se distribuye uniformemente a lo largo del año. El ICP se obtiene a partir de la siguiente expresión:

$$ICP_j = 100 \frac{\sum_{i=j}^{12} p_{ij}^2}{P_j^2} \quad (10)$$

donde ICP_j : índice de concentración de las precipitaciones (%), para el año j , p_{ij} : precipitación del mes i en el año j , P_j : precipitación anual del año j . La diferencia principal entre estos índices son los rangos de valores de clasificación (Tabla 1).

Pero también, se analizó el ICP a escala estacional ($ICP_{estac.}$), para los periodos de lluvia (diciembre a mayo), considerando la siguiente expresión (De Luis et al. 2011):

$$ICP_{estac.} = 100 \frac{\sum_{i=j}^6 p_{ij}^2}{(\sum_{i=j}^6 P_{ij})^2} \quad (11)$$

Tabla 1: Índices que determinan la agresividad y concentración de precipitaciones

Índice	Clasificación	
Índice de Fournier (IF)	< 50	Muy bajo
	50 – 100	Bajo
	100 – 150	Moderado
	150 – 200	Alto
	> 200	Muy alto
Índice de Fournier modificado (IFM)	<100	Muy bajo
	100–200	Bajo
	200–300	Moderado
	300–400	Alto
	>400	Muy alto
Índice de concentración de precipitación (ICP)	8.3%–10%	Uniforme
	10%–15%	Moderadamente estacional
	15%–20%	Estacional
	20%–50%	Fuertemente estacional
	50%–100%	Irregular

Las clasificaciones para los índices se extrajeron de Fournier 1960, Arnoldus 1978 y Oliver 1980.

3.8 Análisis de tendencias

La tendencia de la precipitación y el patrón estacional de la concentración de las precipitaciones, se determinó mediante la prueba estadísticas no paramétricas de Mann-Kendall (MK) (Mann 1945, Kendall 1948), a tres niveles de significancia (90%, 95% y 99%). El análisis de MK es una prueba robusta cuando los datos difieren de la

“normalidad” y menos sensibles a valores atípicos. Además, es la más utilizada para identificación de tendencia en series de variables hidrometeorológicas (Kumar et al 2019, Sarricolea et al 2019, Güçlü 2018, Zeleňáková et al 2016, Hermida et al 2015, Gocic & Trajkovic 2013) y evalúa la existencia de una tendencia creciente o decreciente (tendencia monótonas). Las hipótesis para las pruebas de tendencia son generalmente:

$$H_0: \tau = 0 \quad \text{y} \quad H_1: \tau \neq 0$$

La hipótesis nula (H_0), cuando no hay tendencia en los datos e hipótesis alternante (H_1), si hay tendencia, sea creciente o decreciente. La prueba se fundamenta en la siguiente expresión:

$$C = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(X_i - X_j) \quad (12)$$

donde: τ , es el estadístico del test de Kendall, $\text{sgn}(X)$ es la función signo sea negativo o positivo (-1 a 1).

Cuando la duración del conjunto de datos n es de 9 años o menos, el valor absoluto del estadístico S se compara directamente con la distribución teórica de S derivada por Mann y Kendall (Gilbert 1987). Pero si n es al menos 10, se usa la aproximación normal (estadística Z). La varianza de τ de la hipótesis nula, se expresa a continuación:

$$\text{var}(\tau) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (13)$$

La distribución de τ puede ser evaluada con la siguiente expresión:

$$\tau' = \tau - \text{sgn}(\tau) \quad (14)$$

La variable normalizada:

$$Z = \frac{\tau'}{\sqrt{\text{var}(\tau)'}} \quad (15)$$

La ventaja de esta prueba es que no depende de la forma de distribución. Para el análisis se utilizó el software TREND V1.0.2 (<https://toolkit.ewater.org.au/trend>).

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

4.1 Homogenización de las precipitaciones

El análisis de la precipitación mensual aplicando la técnica de k-mean determinó que los valores máximos de Silueta (S) se presentaron en los grupos de clúster 3 ($S=0.36$), grupo de clúster 4 ($S=0.33$) y grupo de clúster 5 ($S=0.30$) (Figura 10). No se consideró valores menores de 0.25, porque los valores por debajo de 0.25 se hace prácticamente imposible encontrar centros de agrupación significativos y asignar definitivamente la mayoría de los puntos de datos (Kaufman and Rousseeuw 2005).

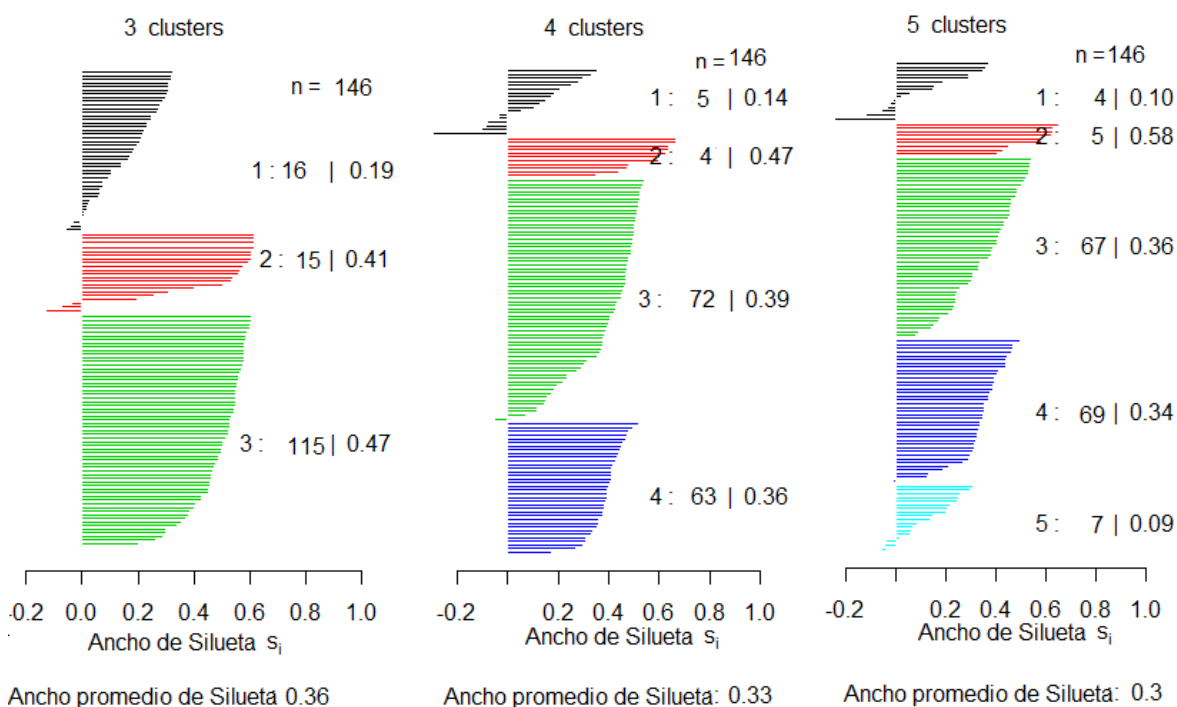


Figura 10: Criterio de Silueta para la división de clúster zona Interandina del Ecuador

En base a disposición de estaciones pluviométricas, variación topográfica, latitudinal y longitudinal y mayor S (Figura 11), se seleccionó el grupo de conglomerado tres (K-means (4)), en comparación con el grupo cuatro y cinco. En el grupo tres, las estaciones pluviométricas exhiben una distribución longitudinal a lo largo del Ecuador definiendo tres regiones.

El clúster uno a lo largo de las estribaciones occidentales de los Andes (círculos negros), el clúster dos ubicado en la cordillera oriental de los Andes (triángulos rojos) y el clúster dos en lo largo de la región Andina (círculos verdes) (Figura 11). El grupo K-means (3) permitió encontrar tres zonas, aunque existe un considerable "ruido", por ello se aplicó el MVR, considerando un mínimo de cuatro estaciones. El agrupamiento de las estaciones en regiones dentro de cada zona homogénea se validó por correlaciones ≥ 0.5 entre el vector regional y las estaciones.

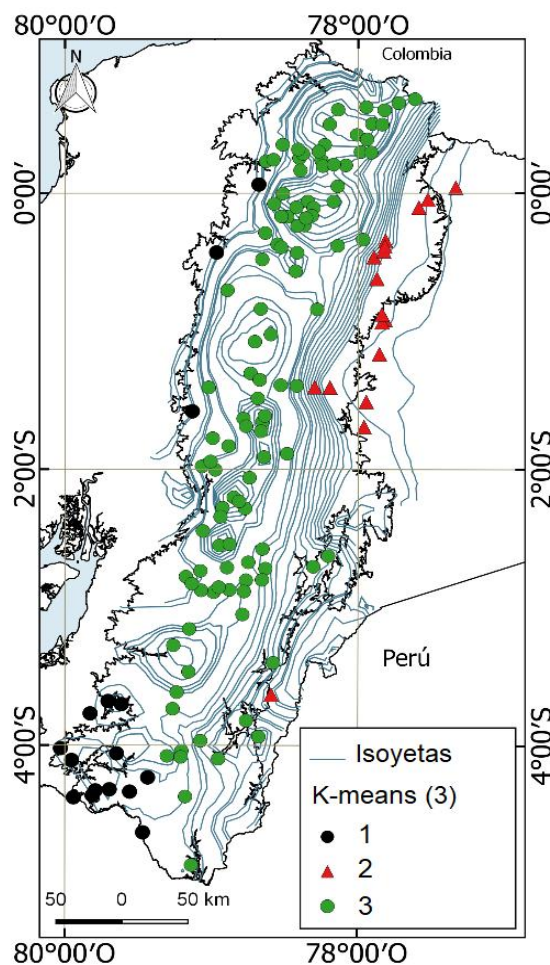


Figura 11: Distribución espacial del grupo del clúster 3 a través del proceso k-means.

4.2 Regionalización y distribución espacial de la precipitación

A partir de los grupos de conglomerados iniciales derivados de k-medias (3) se identificaron catorce regiones de precipitación en el callejón interandino del Ecuador, mediante el empleo del MVR. La delimitación de las catorce regiones se realizó considerando la isoyetas a escala anual mediante el método de co-kriging (Figura 12 e).

En la zona Interandina se identificaron catorce regiones a partir del grupo de clúster tres. La región uno (R1) se desarrolla en las estribaciones nor-occidentales de la cordillera de los Andes (Figura 12e). La distribución de la precipitación tiene una tendencia bimodal el primer pico se presenta de octubre a diciembre, seguida de febrero a mayo y cinco meses de menor precipitación (Figura 12a). La precipitación promedio fue 1406 mm año⁻¹ y un coeficiente de variación anual (CV) de 0.33. La región dos (R2) se ubica en las estribaciones sur-occidentales de la cordillera de los Andes (Figura 12 e), desde los 650 hasta 3400 msnm En esta zona la precipitación promedio interanual fue 1003 mm año⁻¹, la distribución es unimodal, cuyo pico de precipitación se prolonga desde diciembre hasta mayo (Figura 12 b) y un CV anual de 0.38. La mayor cantidad de lluvias que caen en los sectores occidentales de los Andes (R1 y R2), se encuentran influenciados por la lluvia orográfica y al calentamiento local (lluvias de convección) (Fries et al. 2014, Rollenbeck & Bendix 2011, Hastenrath 1997).

Tabla 2: Características geográficas y valores de precipitación anual para las doce regiones identificadas en el Ecuador

Región	Área	Altitud	Latitudinal		Rango de Precipitación	Precipitación media anual	CV	Correl. /Vector
	(km ²)	Rango (m.s.n.m)	Rango (°)	Rango (°W)	mm año ⁻¹	(mm año ⁻¹)		
1	15132	1400-4200	0.79 - 2.1 S	77.7-79.17	950-2000	1406	0.33	0.50
2	6263	1400-3400	1.91-3.71 S	78.90-79.73	450-1100	852	0.38	0.61
3	8071	1300-2500	3.53-4.65 S	79.20-80.20	850-1500	1207	0.37	0.62
4	5644	1400-3200	3.36-5.01S	78.86-79.80	900-1300	1115	0.20	0.59
5	13858	1750-6310	0.7N-3.89 S	77.60-79.43	550-1400	1064	0.31	0.55
6	1692	2250-3150	2.65-3.23 S	78.51-79.15	750-1050	884	0.22	0.58
7	3071	2350-3700	1.5-2.64 S	78.52-79.05	450-800	565	0.36	0.64
8	2160	2450-3500	0.62-1.46 S	78.43-78.85	450-800	662	0.26	0.63
9	1902	2000-3500	0.12 N- 0.5 S	78.03-78.56	500-1000	744	0.33	0.61
10	2558	1350-3900	0.14-0.78N	77.86-78.43	450-1100	746	0.36	0.59
11	5431	1950-4000	0.68 N-3 S	77.00- 78.67	1000-2000	1338	0.15	0.60
12	12634	1450-2750	2.43-4.68 S	77.84-79.22	1500-2600	2068	0.17	0.57
13	10229	1400-3450	0.66 N-3S	77.44-78.39	2000-3900	3051	0.26	0.54
14	12535	1400-2350	0.44 N-2.5 S	77.23-78.19	3800-5800	4507	0.18	0.52

La región tres (R3) se encuentra en la depresión interandina, al sur del país (Figura 12 e), la precipitación es unimodal: concentra el 89% de la precipitación en los meses de diciembre a mayo y de julio a septiembre los meses más secos (Figura 12 c). El promedio anual fue 1207 mm y una variación interanual de 0.37. La precipitación de esta zona depende de la velocidad del viento y dirección, la cual es modificada por condiciones topográficas, que forman barreras y vías de transporte de humedad (Fries et al. 2014). La región cuatro (R4) desde los 1400-3200 msnm, la precipitación es regular, concentrándose la temporada lluviosa desde noviembre a mayo abarcando el 81% de la precipitación anual y una disminución de julio a septiembre (Figura 12 d).

La R3 y R4 comprende una gran parte de las estribaciones del sur de la cordillera de los Andes, que cubre las cuencas fluviales binacionales de Ecuador y Perú. La distribución de la precipitación es estacional con una estación seca y otra lluviosa (Rollenbeck et al. 2007; Crespo et al. 2011). La estación lluviosa ocurre durante el verano austral, cuando los vientos del oeste transportan humedad desde el Océano Pacífico (Pineda et al. 2013) También, se ven influenciado por varios flujos catabático de micro y meso-escala (López & Howell 1967) y por los vientos del este tropical, prevalecen en la estación seca, debido a la cordillera Oriental que forma una barrera, bloqueando el transporte de humedad desde la amazonía (Rütger Rollenbeck & Bendix 2011). Además, esta región se encuentra entre los límites propuestos por Minga-León et al. (2018), para cuencas hidrográficas al lado sur del Pacífico de los Andes ecuatorianos.

La región cinco (R5) se ubica en las zonas de mayor altura de la cordillera de los Andes (Tabla 2). El patrón estacional resultante es bimodal, con una estación seca (corta) de agosto-septiembre y dos estaciones lluviosas de octubre a diciembre, pero menos pronunciada que de febrero a mayo (Figura 12 f). La precipitación promedio anual fue 1064 mm año⁻¹, valor que coincide con lo propuesto por Minga-León et al. (2018) (~ 1000 a 2400 mm / año) para cuencas del lado del Amazonas de los Andes.

La región seis (R6) se ubica en un valle andino al sur de país, enmarcada por la cuenca amazónica (Figura 12 e). La R6 experimenta dos períodos húmedos, de octubre a diciembre que no es muy pronunciado en comparación con la temporada húmeda principal de febrero a mayo y una disminución de la precipitación de junio a septiembre (Figura 12 g). La precipitación promedio interanual fue 884 mm, asociada con las masas de aire

húmedo de la cuenca del Amazonas transportadas por los vientos del tropicales del este (Rollenbeck & Bendix 2011).

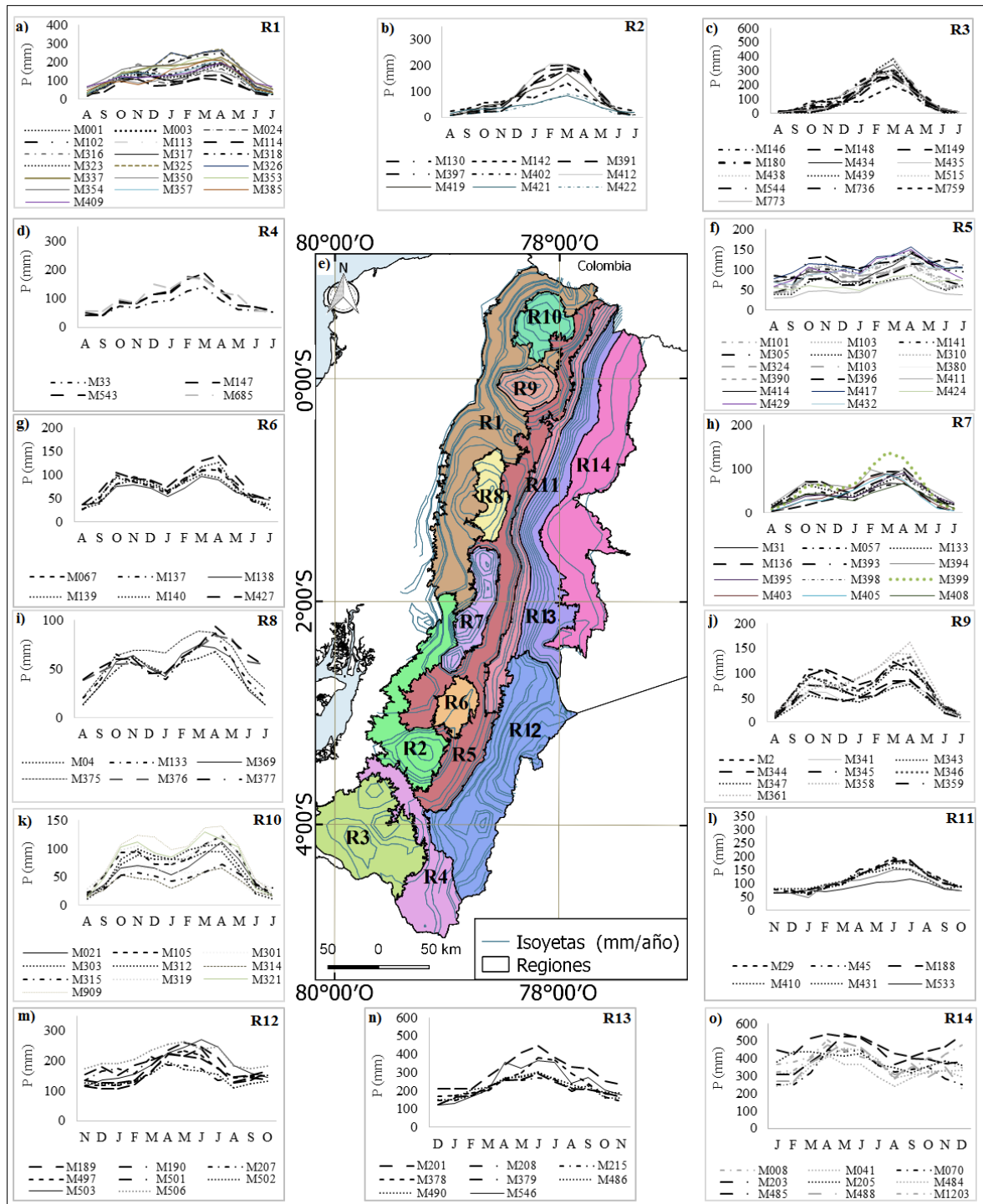


Figura 12: Catorce regiones homogéneas de precipitación en el callejón interandino del Ecuador, determinadas por el algoritmo K-mean y Regional.

La región siete (R7), ocho (R8), nueve (R9) y diez (R10), se encuentra en los valles interandinos del centro y norte del país, rodeados por los ramales oriental y occidental de la cordillera de los Andes (Figura 12 e). La precipitación en estas regiones es bimodal: la lluvia se concentra de febrero a mayo seguida de octubre a diciembre y una época seca (junio-septiembre) (Figura 12 h, i, j, k). La precipitación en la R7, R8, R9 y R10 fueron 565, 662, 744 y 746 mm año⁻¹ (Tabla 2) respectivamente, con una disminución ($r=0.9$, $p<0.01$) que va de norte a sur (Figura 13 a) y de este a oeste ($r=0.82$, $p<0.01$) (Figura 13 b). Regiones que se encuentran influenciadas por el régimen costero del Pacífico (Vuille et al. 2000) y del amazonas. También se observa la disminución de la precipitación con la altura ($r=0.79$, $p<0.01$) (Figura 13 c) debido al efecto barrera de la cadena montañosa andina (Bendix & Lauer 1992).

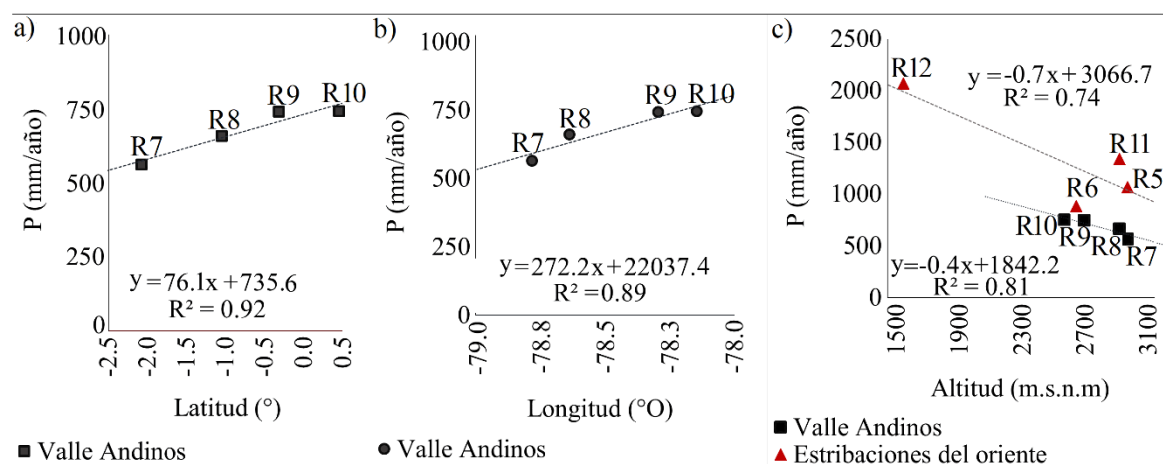


Figura 13: Relación entre la precipitación media interanual y latitud, longitud, y latitud para las regiones ubicadas en los valles andinos y estribaciones orientales de los Andes.

En las seis regiones ubicadas en la zona centro del callejón Interandino el régimen de precipitación es bimodal, debido a la influencia alterna de masas de aire del Pacífico (enero-mayo) (Pineda et al. 2013) y al ingreso de las masas de aire amazónico (octubre y noviembre) (Proaño 2017, Buytaert et al. 2006). También, en estas regiones, agosto es el mes en el que se observa los valores mínimos de precipitación.

El clúster dos y tres forman la región once (R11) y doce (R12). La R11 está ubicada en una zona de transición entre las tierras altas de la cordillera de los Andes y la Amazonia (Figura 12 f). Los totales anuales superan los 1000 mm e inferiores a 2000 mm, distribución unimodal y con menor variación interanual (Tabla 2), la máxima lluvia se presenta de abril

a agosto, pero la precipitación mínima mensual nunca es inferior a 40 mm (Figura 12 l). La R12 situada al sur, desde los 1450 a 2750 msnm, la precipitación anual fue de 2068 mm y un CV de 0.17 (Tabla 2), El régimen de precipitación es notablemente regular concentrándose mayoritariamente en los meses de marzo a julio (Figura 12 m) y la precipitación mínima mensual fue mayor a 90 mm. En la R11 y R12 el mes en el que se observa los valores mínimos de precipitación es noviembre (Figura 12 l y m). También se observa una disminución de la precipitación con la altitud de la cordillera orientada de los Andes (Figura 13 c). La región trece (R13) se forma a partir del clúster dos, ubicada desde los 700 a 3450 msnm (Tabla 2). El régimen de precipitación es notablemente regular concentrándose mayoritariamente en los meses de abril a julio (Figura 12 n) y el mes de menor precipitación fue diciembre. La R11, R12 y R13 presenta características similares como su ubicación a lo largo de los flancos externos de la cordillera de los Andes, la estación húmeda va desde abril a agosto (unimodal) (Fleischbein et al. 2005), pero a mayor altitud en la zona sub-andina la precipitación disminuye (Rütger Rollenbeck 2006).

La región R14 se caracteriza por tener un régimen bimodal con una temporada lluviosa bien marcada de marzo a junio seguida de octubre a diciembre (Figura 12 o), los totales anuales generalmente fueron superiores a 3000 e inferiores a 6000 mm. Datos que se encuentran dentro del rango encontrado por Crespo et al. (2011) para laderas de la cuenca del Amazonas. Esta zona cubre un área de 12534.7 km², ubicada desde 200-23000 msnm y un CV anual de 0.18 (Tabla 2).

La alta precipitación media anual y la distribución interanual en las últimas tres regiones se debe a la influencia durante todo el año de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) entre marzo y agosto y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZAC) de septiembre a marzo (Villacís et al. 2008, Vimeux et al. 2005, Hastenrath 1997). La variabilidad en las diferentes regiones se debe a la extensión en la latitud, longitud y presencia de la cordillera de los Andes (Espinoza et al. 2009).

Al no existir una regionalización de la zona Interandina del Ecuador, se procedió a comparar con la regionalización del Ecuador. La regionalización propuesta por Pourrut et al. (1995) no divide a la zona Andina ya que la considera una sola zona con características similares. Cedeño & Cornejo (2009), Rossel et al. (1998), determinan zonas puntuales en el callejón Interandino como la zona: 15, 16 y 17 (Figura 14 b y c), zonas que concuerdan con la R9,

R8, R6 respectivamente, ubicados en los valles andinos. La regionalización propuesta por (Tobar & Wyseure 2018) (Figura 14 d) es para todo el Ecuador y coincide con la agrupación derivada de k-means (4), correspondiente a la primera etapa de este estudio (Figura 14).

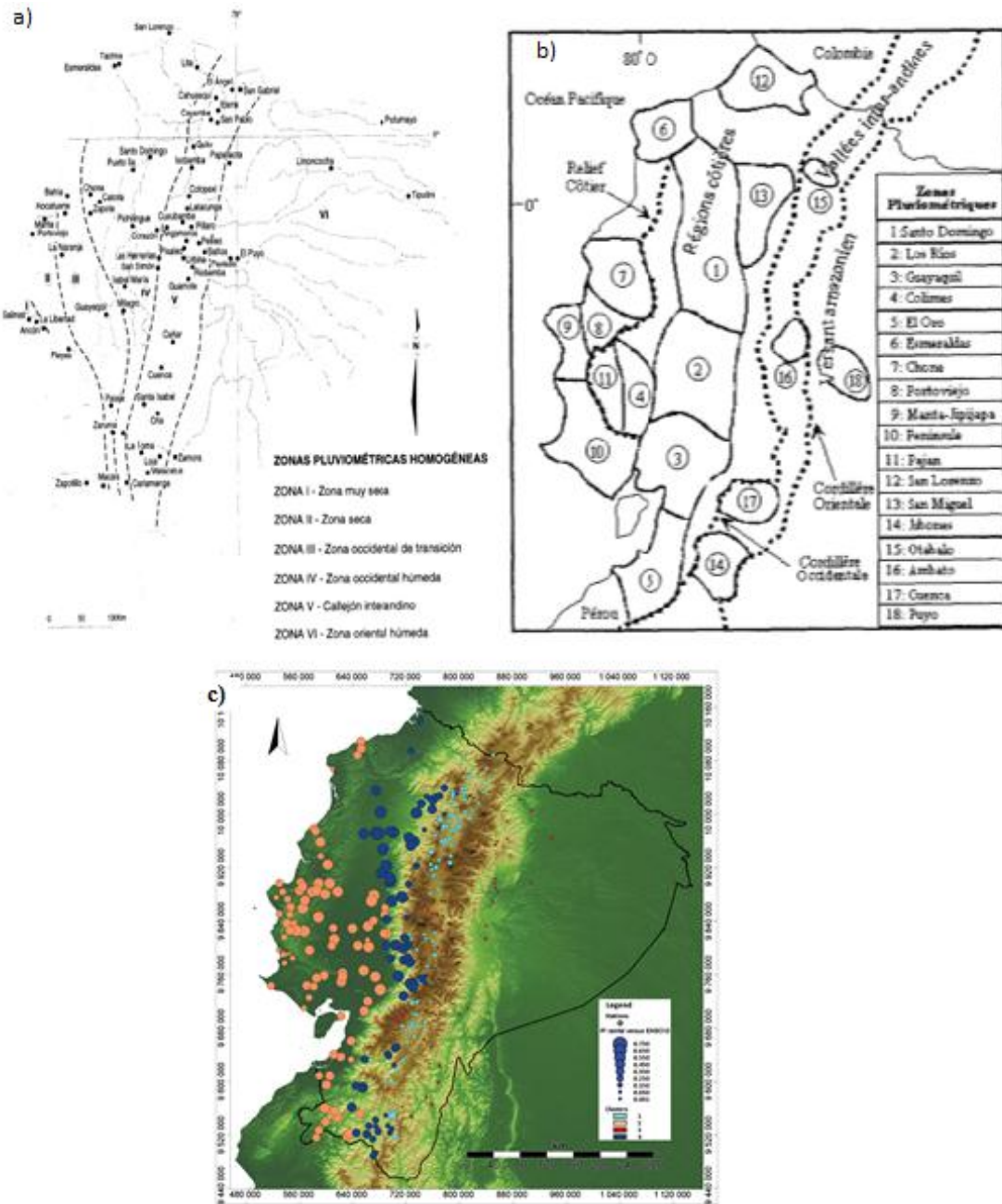


Figura 14: Regionalizaciones anteriores: (a) Pourrut et al. 1995 (b) Rossel et al. 1998 y Cedeño and Cornejo-Grunauer, 2009, c) Tobar and Wyseure, 2018

4.3 Relación de la precipitación y ENOS

En esta sección se identificaron ciertos vínculos entre los dos principales modos de la DVS de la TSM sobre la precipitación en las catorce regiones homogéneas del callejón Interandino del Ecuador:

El primer modo se puede observar anomalías de la TSM: negativas en el Pacífico Tropical oriental y positivas en el Pacífico Tropical central y occidental (Figura 15). Este modo explica el 31,4% de varianza total de precipitación local de diciembre a abril (Figura 15 a) y una correlación de 30,4 % sobre las catorce regiones (Figura 15 b). Esto implica que las regiones de la cordillera occidente de los Andes (R1, R2 y R3) se encuentren vinculados a un modo típico de ENOS. Sin embargo, para las regiones ubicadas en la cordillera sur occidental (R13), valles andinos (R7, R8, R9 y R10) y regiones de las estribaciones de la Amazonía (R5, R6, R11, R12 y R14) del Ecuador no es claro su efecto (Figura 15 b).

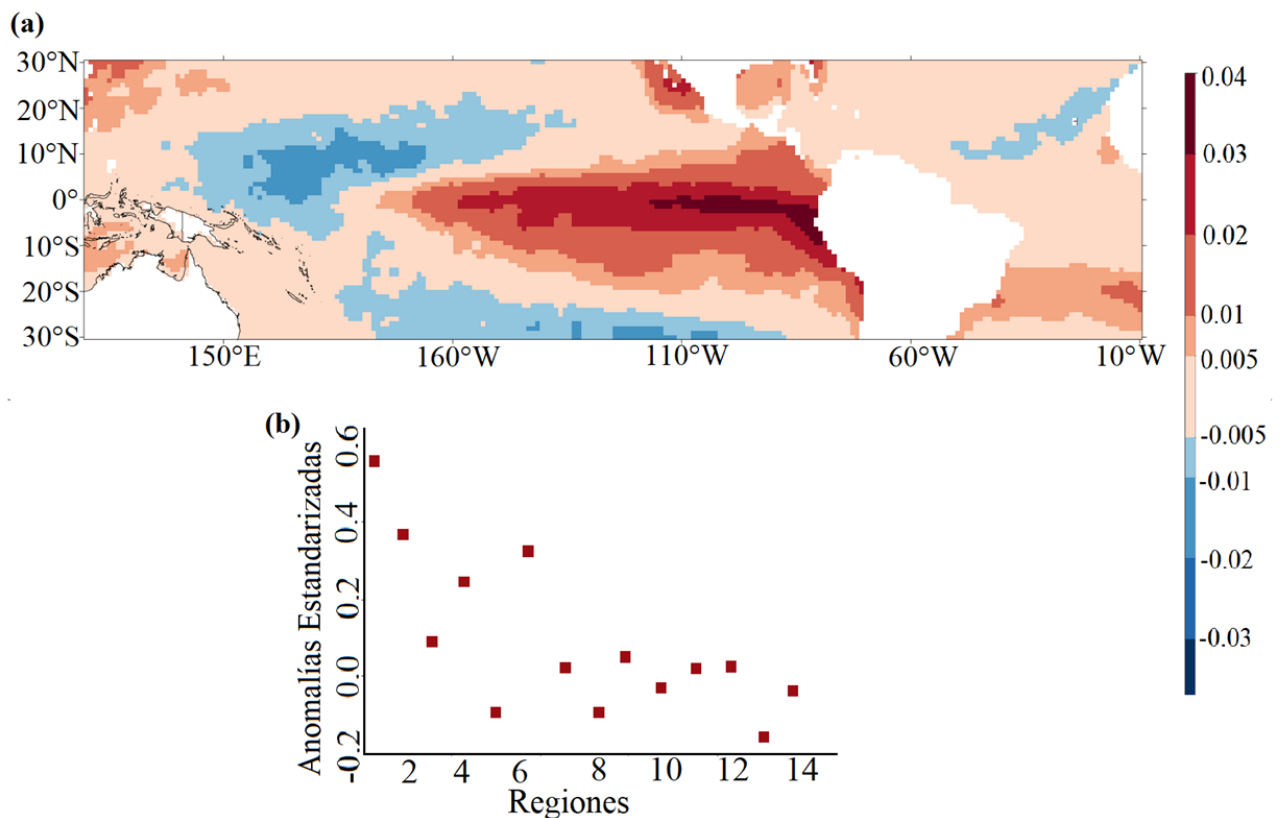


Figura 15: Modo 1 de DVS dominante entre precipitaciones en DEFMA en las 14 regiones y anomalías de TSM en DJF en el Pacífico tropical y el Atlántico. (a) Patrón de modo 1 para la lluvia. (b) Patrón de modo para SST (el intervalo de contorno es cada 0.2 °C

El segundo modo DVS de TSM explica el 20.3% de la varianza de la precipitación de diciembre a abril (Figura 16 a) y una correlación 19.2% con las catorce regiones homogéneas de los Andes del Ecuador (Figura 16 b). Es decir, las anomalías positivas (calentamiento) en la zona El Niño1+2 y negativas (enfriamiento) en el Niño 4 podrían tener un efecto de incremento de precipitación para la mayoría de las regiones, a excepción de R6 donde la influencia es mínima.

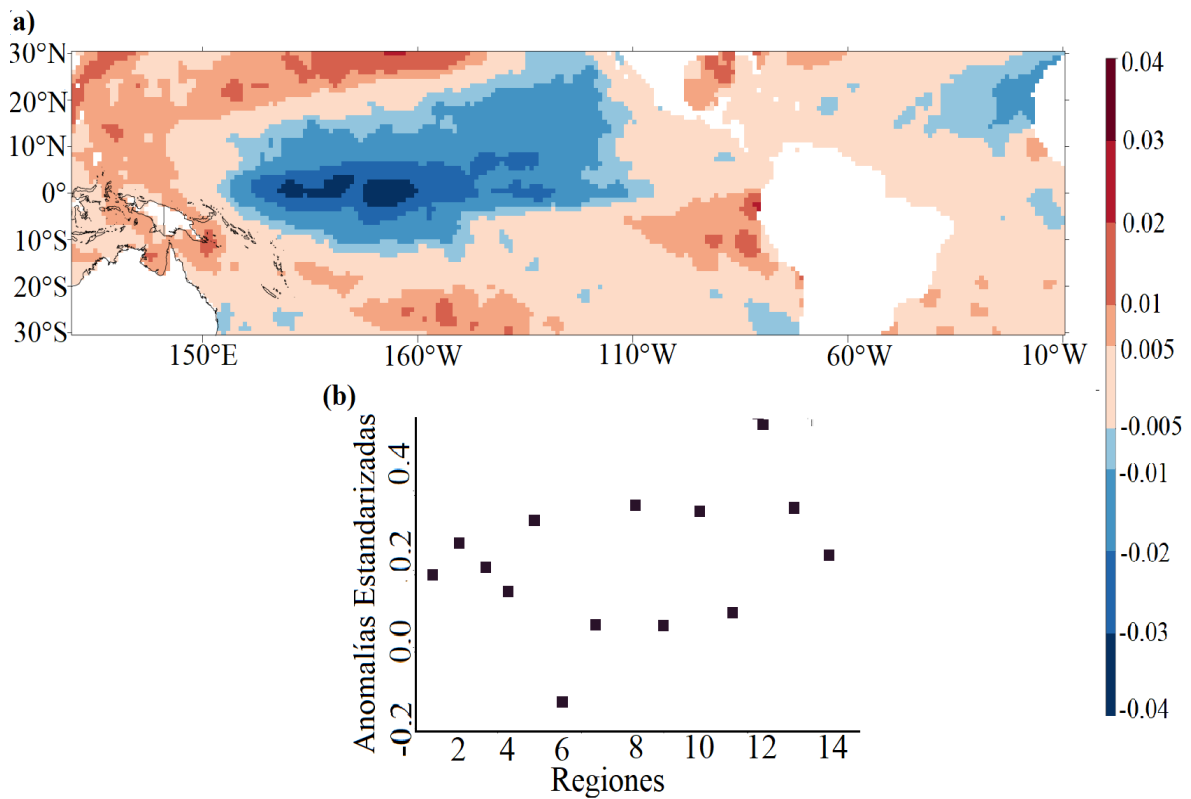


Figura 16: Modo 2 de DVS dominante entre precipitaciones en DEFMA en las 14 regiones y anomalías de TSM en DJF en el Pacífico tropical y el Atlántico. (a) Patrón de modo 2 para la lluvia. (b) Patrón de modo para SST (el intervalo de contorno es cada 0.2 °C).

Los principales modos de precipitación en los Andes ecuatoriales están correlacionados con TSM en el Pacífico Tropical. Esto sugiere, que el ENOS es el primer forzante en las precipitaciones de diciembre a abril en la mayoría de las regiones ubicadas en la cordillera occidental del Ecuador, pero un débil vínculo con la precipitación de las regiones ubicadas en la zona interandinas y amazonia, resultados que son consistentes en términos generales con hallazgos previos (Vicente-Serrano et al. 2016, Morán-Tejeda et al. 2016, Seidel et al. 2015, Campozano et al. 2014).

En las estribaciones de la cordillera suroccidental de los andes la influencia fue moderada, debido a que la distancia hacia el interior y la elevación controlan parcialmente el forzamiento del océano y la atmósfera (Pineda et al. 2013). La débil relación entre los andes orientales se debe a que estas regiones se ven influenciadas también por el Dipolo del Atlántico Sur (SAOD), que generan un calentamiento al noreste (fase positiva) y el enfriamiento de la zona sudoeste del Atlántico tropical sur (Nnamchi et al. 2011, Vuille et al. 2000).

4.4 Agresividad climática de las precipitaciones

4.4.1. Índice de Fournier

Las estaciones de la R5, R3, R7 y parte de la R6 presentaron valores promedios anuales del IF superior a 100, lo que sugiere la ocurrencia de lluvias de moderado a alta erosividad (Figura 17 a, b y c). Regiones ubicadas en zonas de mayor altitud de la cordillera de los andes.

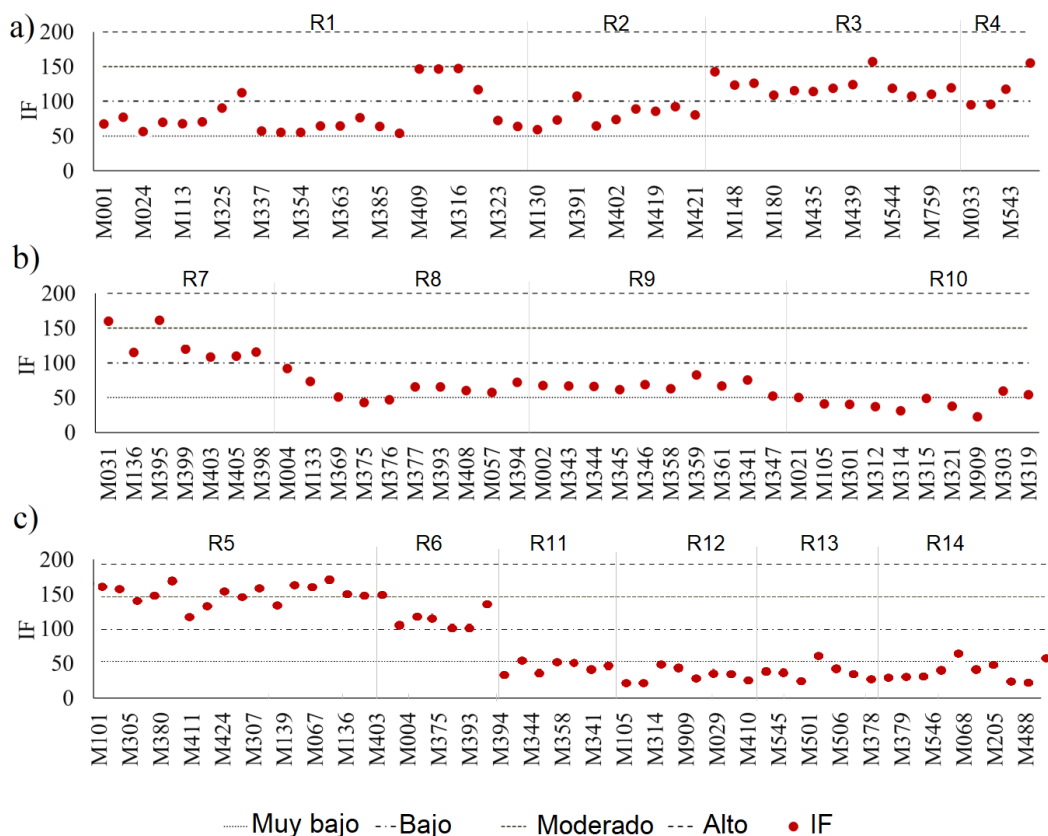


Figura 17: Agresividad de las precipitaciones en el callejón Interandino del Ecuador: a) Índice Fournier (IF) para la estribación occidental, b) IF para los valles andinos y c) IF para la estribación oriental.

El 57% y 30% de las estaciones ubicadas en los valles andinos muestran valores promedios anuales inferiores de 100, considerados como lluvia de baja a muy baja erosividad respectivamente (Figura 17 b). En las estribaciones occidentales el 56% de las estaciones también, exhiben una erosividad baja (Figura 17 b) y 53% de las estaciones ubicadas en las estribaciones orientales presentaron lluvia de muy baja erosividad (Figura 17 c).

4.4.2 Índice de Fournier Modificado

En la región R14 el 43% de las estaciones presentaron valores promedios anuales del IFM superiores a 400, y el 29% de las estaciones de la R13 presentaron IFM mayores a 300; esto sugiere la ocurrencia de lluvia de muy alta y alta erosividad respectivamente (Figura 18 c). En las estribaciones occidentales el 56% de las estaciones exhibieron una agresividad climática baja y 31% moderada (Figura 18 a).

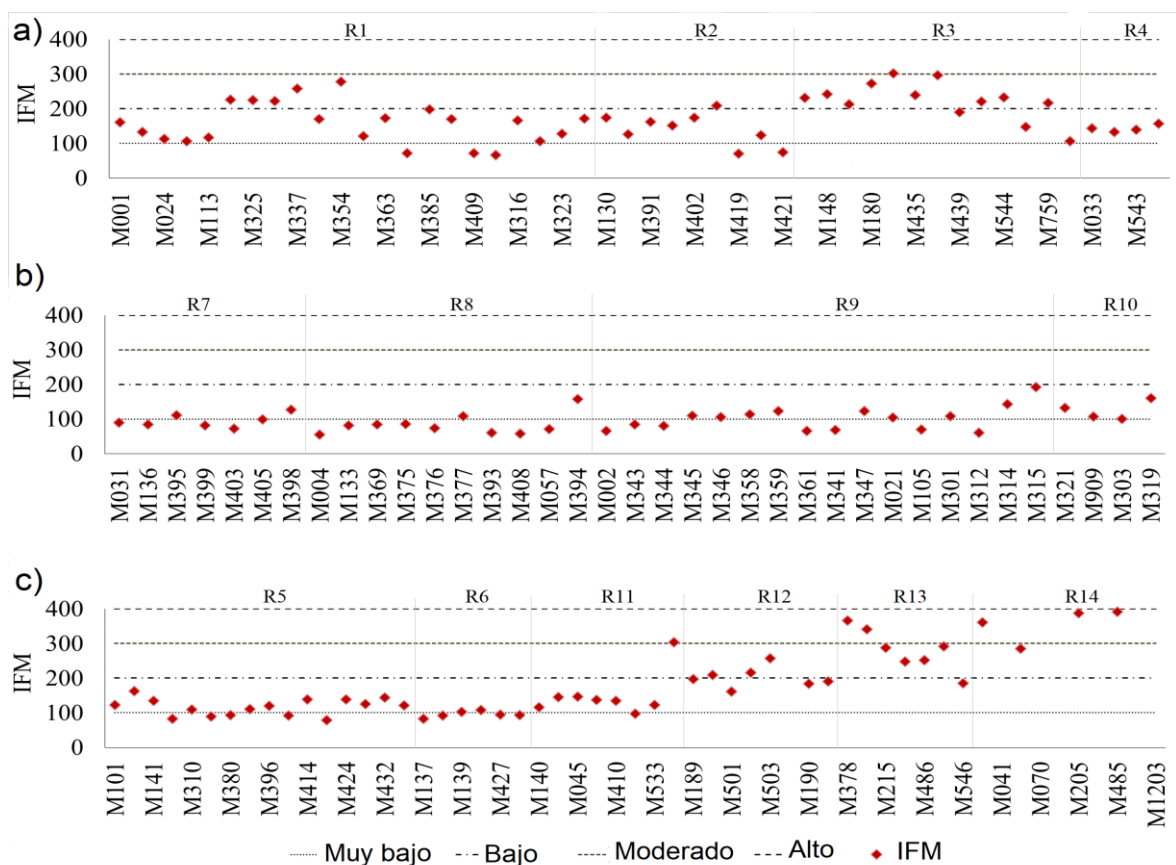


Figura 18: Agresividad de las precipitaciones en el callejón Interandino del Ecuador: a) Índice Fournier Modificado (IFM) para la estribación occidental, b) IFM para los valles andinos y c) IFM para la estribación oriental.

Las regiones de los valles andinos muestran una agresividad de lluvia muy baja (57%) y baja (43%) (Figura 16 c). Sin embargo, el 24% de las estaciones ubicadas en las estribaciones orientales de los Andes del Ecuador presentan agresividad alta y 15% moderada (Figura 18 c).

Las diferencias del IF y el IFM estimados para las catorce regiones pueden estar asociados a la distribución espacial de la lluvia promedio anual (Figura 19), lo que sugiere una alta influencia de la precipitación anual sobre el IFM. Esto puede ser debido a que el IFM considera la lluvia de todos los meses y no sólo la del mes más lluvioso del año. Por lo que esta metodología podría ser más apropiada para caracterizar la severidad de las lluvias de la zona en estudio (Castelan et al. 2015).

Es importante destacar que los resultados de agresividad (IFM), coincide con la mayor precipitación anual, lo cual presenta una buena correlación y nivel de significancia entre el patrón de precipitación media anual (mm) con el IFM ($r=0.8$, $p<0.01$) (Figura 19). A mayor precipitación anual le corresponde una mayor agresividad de precipitaciones (Besteiro & Delgado 2011), en zona donde la precipitación anual es superior a 900 mm (Jordán and Bellinfante 2000, Rey et al. 2012). No obstante, no se encontró correlación entre los patrones espaciales de agresividad climática con la latitud, longitud y altitud.

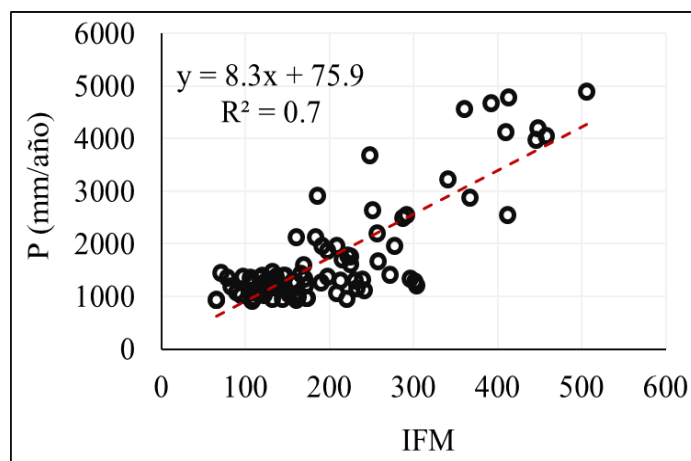


Figura 19: Relación de la precipitación acumulativa anual (P) y el Índice de Fournier Modificado (IFM) para el período 1968-2014

Al considerar las variables como textura (permeabilidad), cobertura vegetal (uso) y pendiente. Las regiones: 5, 6, 7, 8, 9 y 10, zonas con poco sensibles a la erosión, debido a que el suelo es arenoso (muy permeables) (Figura 20e), con relieve irregular (12-25%)

(Figura 20c) y con cobertura vegetal debido al desarrollo del sector agrícola (Figura 20d), información que coincide con las zonas de agresividad moderada para el índice de Fournier Modificado (Figura 20d).

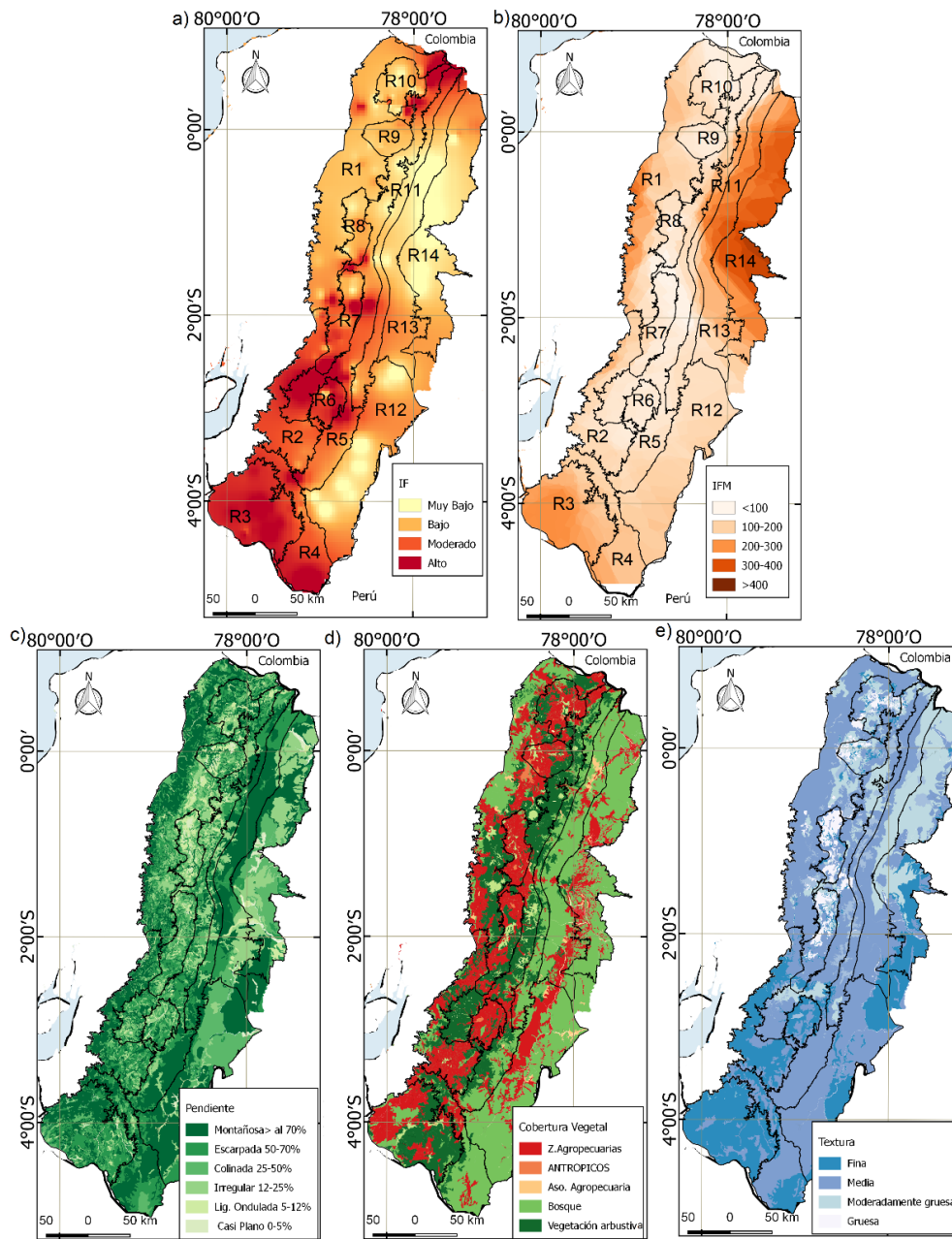


Figura 20: Distribución espacial del a) Índice de Fournier, b) Índice de Fournier Modificado, c) Pendiente, d) Cobertura vegetal y e) textura del suelo en la región Interandina.

La R11, R13, R14 ubicada en la estribación oriental donde la precipitación es mayor y por ende el IFM (Figura 20 b), zonas donde se evidencio que la lluvia fue de muy alta a alta erosividad, esta información se respalda con zonas de textura media y fina (permeabilidad

media) (Figura 20e), pendiente de moderada a fuerte (escarpada y montañosa) (Figura 20c) pero con presencia de cobertura vegetal (bosques) (Figura 20 d).

En las R1, R2, R3 y R4 la pendiente va desde colinada a montañosa (25-70%), suelos con cobertura vegetal debido a la presencia de vegetación arbustiva, bosque natura y zonas agropecuarias, permeabilidad media a baja debido a que su textura va de media (R1 y R4) a fina (R2 y R3) (Figura 20e), correspondiente a una agresividad moderada (Figura 20 b).

4.4.3 Concentración de las precipitaciones

La concentración media anual histórica observada en las estribaciones occidentales de los Andes del Ecuador fue superior a 10 e inferior a 24 por ciento: 5, 14 y 29 estaciones muestran una distribución fuertemente estacional, estacional y moderadamente estacional respectivamente (Figura 21 a).

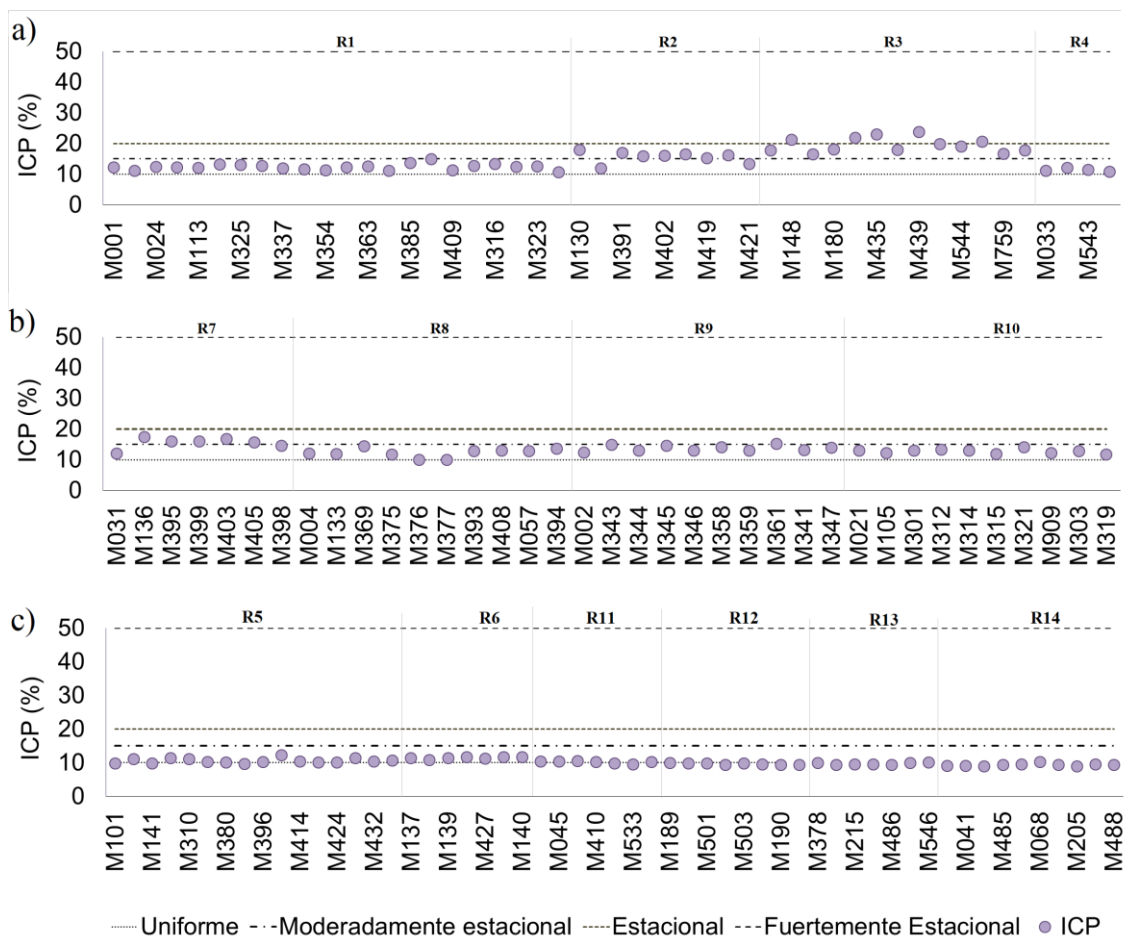


Figura 21: Agresividad de las precipitaciones en el callejón Interandino del Ecuador: a) Índice de Concentración de la Precipitaciones (ICP) para la estribación occidental, b) ICP para los valles andinos y c) ICP para la estribación oriental

Por otra parte, 85 por ciento de las estaciones de los valles andinos presentan una distribución moderadamente estacional y 15 por ciento de las estaciones a lo largo del año (Figura 21 b). Sin embargo, el 75 por ciento de las estaciones en las estribaciones orientales se distribuyó de manera uniforme, con valores que oscilan entre 8-10 por ciento, seguida de una distribución moderadamente estacional (Figura 21 c), La concentración media anual histórica observada en la mayoría de las regiones de alta montaña fue predominantemente con una concentración estacional y moderadamente estacional a lo largo del año, estos resultados concuerdan con Valdés-Pineda et al. (2016).

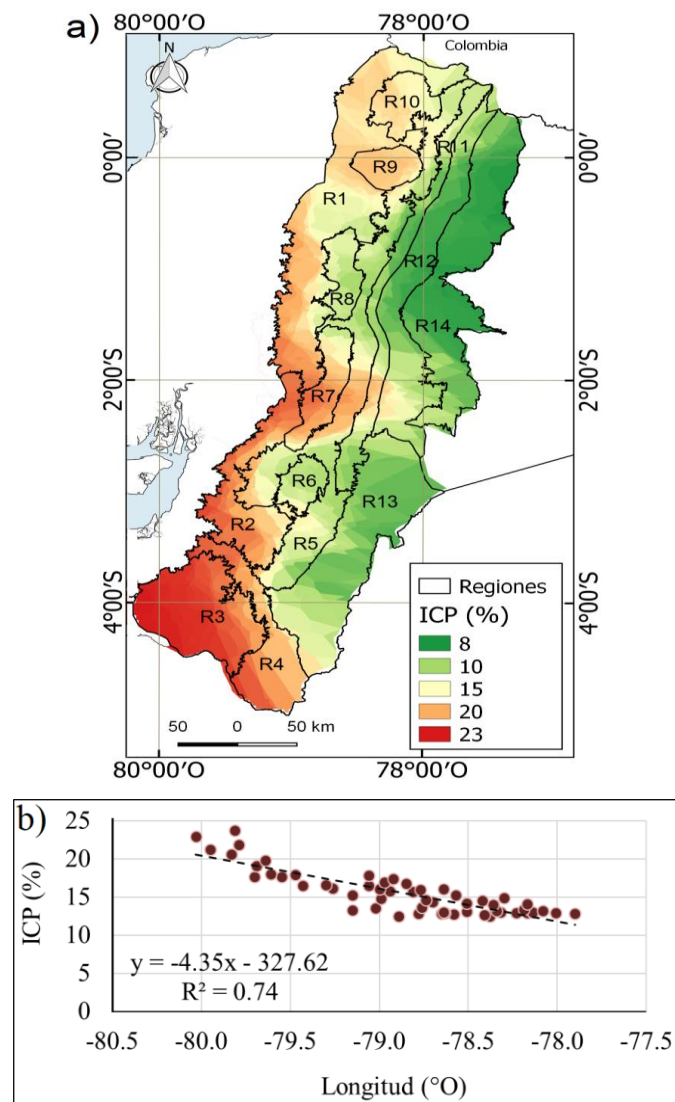


Figura 22: Índice Concentración de la Precipitaciones (ICP), a) Distribución espacial del ICP y b) Relación de la longitud y el ICP en la región Interandina, 1968-2014.

Las regiones que tienen influencia del Pacífico ecuatorial presentan una concentración de lluvia desde fuertemente estacional a moderadamente estacional, las regiones centrales entre

estacional y moderadamente estacional y las estribaciones del Amazonas entre moderadamente estacional y uniforme (Figura 22 a). Esto sugiere una fuerte asociación con la longitud ($r = 0.88$, $p < 0.01$) a partir de los 77.7°O (Figura 22 b). A lo largo de la gradiente longitudinal, la estacionalidad aumenta, lo que conlleva a una concentración más uniforme de precipitación anual. Los cambios en el ICP son complejos, posiblemente relacionados con las características atmosféricas globales y con factores locales y sinópticos que afectan la precipitación. Sin embargo, no se encontró correlación entre el ICP con la latitud y la precipitación media anual, lo que sugiere que los años con mayor precipitación anual no están relacionados con la concentración de precipitación.

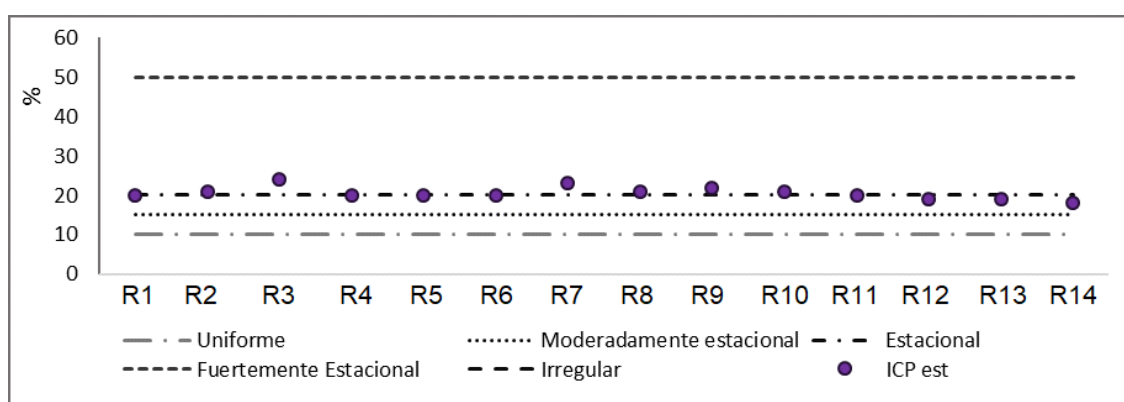


Figura 23: Índice Concentración de la Precipitaciones estacional (ICP) periodo de lluvia (diciembre-mayo) periodo 1968-2014.

El índice de concentración estacional para el periodo de lluvias permitió identificar que las regiones: R1, R4, R5, R6, R11, R12, R13 y R14 (Figura 23) la precipitación se distribuye de manera estacional y las restantes regiones presentan distribución fuertemente estacional. Esto permite evidenciar la concentración de grandes precipitaciones en pocos meses, lo que podría provocar inundaciones.

4.5 Análisis de tendencias

El Test de Mann–Kendall dio como resultado que la serie de concentración de precipitaciones estacionales para el periodo de lluvia, presenta tendencia significativa (90, 95 y 99 por ciento) en 47 años, en el callejón Interandino del Ecuador (Figura 24a). Al norte (R1 y R10) y centro-este de la cordillera de los Andes (R13) (Figura 24a) la tendencia fue positiva (época de lluvia). Áreas donde la lluvia se concentra en un número reducido de meses, esto es relevante para la ocurrencia de erosión en las estribaciones de los Andes (R1),

que pueden ser fuertemente afectadas por lluvia estacional durante el período de avenidas. Al centro y sur-occidente de la cordillera se observa una disminución de la concentración de la precipitación estacional (Figura 24a). Sin embargo, el 72% de las estaciones no presenta tendencias de ICP estacional. Estos resultados, permiten afirmar, que una gran cantidad de lluvia puede precipitar en pocos meses, esto puede estar asociado a eventos de inundación, que puede afectar cultivos de secano.

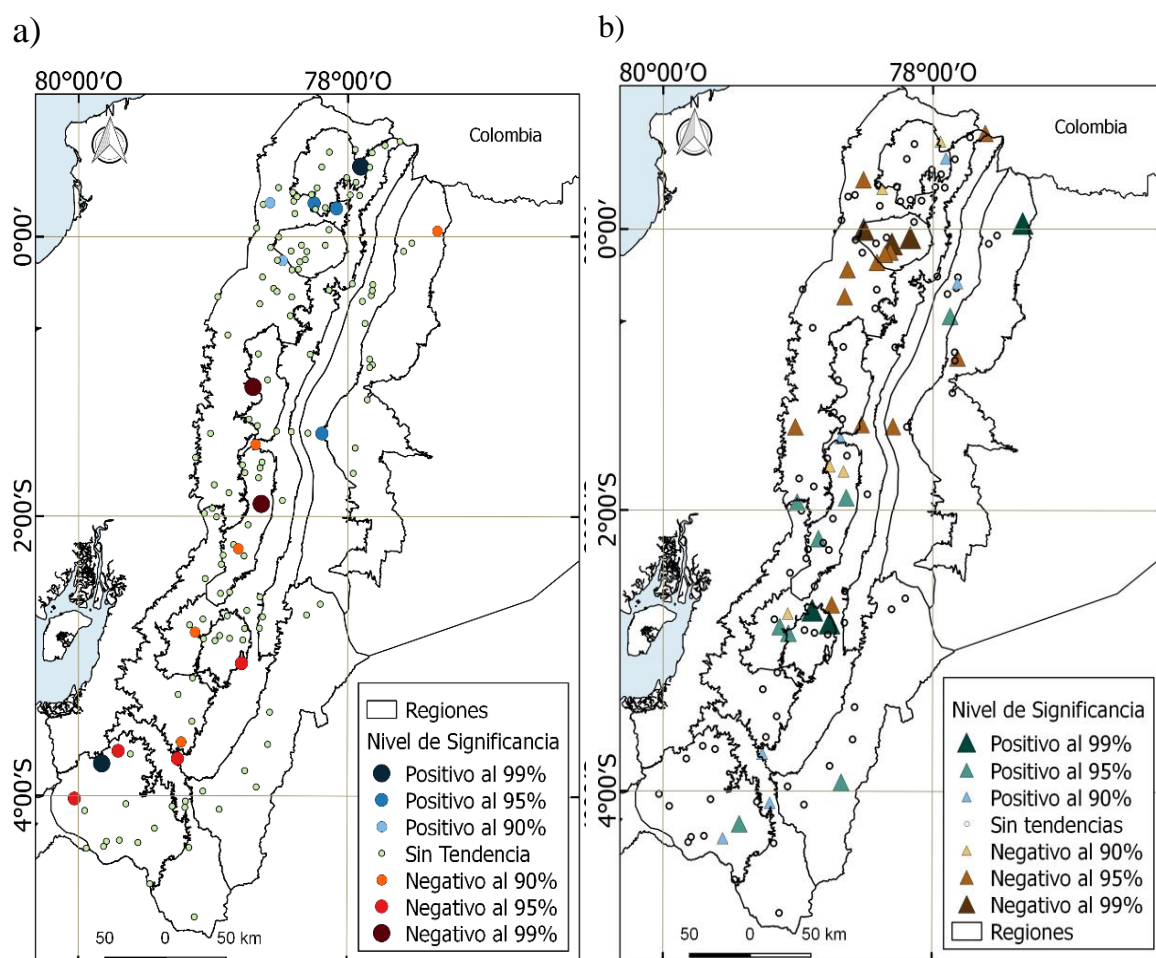


Figura 24: Distribución espacial de tendencias mediante el Test de Mann-Kendall para el período 1968-2014 en la zona interandina del Ecuador a) Para la concentración de la precipitación estacional (ICP_{Estac.}) a), periodo de lluvia (diciembre-mayo), b) precipitación anual

El análisis de tendencias para la región Interandina del Ecuador, permitió identificar que el 25.4 por ciento del territorio presenta tendencias significativas (Figura 24b), el número de estaciones que presentan dicha tendencia se puede observar en la Tabla 3. Así, tenemos que la zona centro y norte presentan tendencias positivas (18 estaciones) y la mayoría de las

tendencias negativas se ubican al centro y al sur (13 estaciones) (anexo 2). No se encontró tendencias para el IF e IFM.

Tabla 3: Regiones que presentan tendencias en el callejón Interandino del Ecuador, periodo y nivel de significancia

Regiones	Estaciones	Test Z	Significancia (α)	Período
	M0102	-1.74	0.10	1968-2014
	M0114	-2.31	0.05	1968-2003
	M0318	-2.27	0.05	1968-2014
R1	M0323	-1.74	0.10	1968-1997
	M0350	-2.29	0.05	1968-1992
	M0354	-1.98	0.05	1968-2014
	M0385	2.38	0.05	1969-2014
	M0402	1.72	0.05	1968-2014
	M0146	-2.07	0.10	1973-2014
R3	M0149	-1.81	0.05	1968-2014
	M0101	-2.42	0.05	1968-2014
	M0141	-1.81	0.10	1968-2014
R5	M0380	-2.42	0.05	1968-2014
	M0414	-2.29	0.05	1968-2014
	M0429	2.42	0.05	1968-2014
	M0432	1.78	0.10	1968-2014
	M0137	4.60	0.01	1976-2014
R6	M0138	4.20	0.01	1968-2014
	M0427	2.40	0.05	1968-2014
	M0133	-1.77	0.10	1968-2014
R7	M0394	-1.89	0.10	1968-2014
	M0395	3.76	0.01	1968-2014
	M0403	2.31	0.05	1968-2014
	M0343	-4.64	0.01	1968-2014
	M0344	-2.95	0.01	1968-2014
R9	M0346	-2.20	0.05	1968-2014
	M0347	-2.49	0.05	1968-2014
	M0358	-3.65	0.01	1976-2014
R10	M0303	1.70	0.10	1968-1998
	M0189	-2.21	0.05	1977-2014
R12	M0502	3.17	0.01	1978-2014
	M378	-2.36	0.05	1968-2014
R13	M490	1.71	0.10	1968-2014
	M546	1.96	0.05	1972-2014
R14	M070	-2.46	0.05	1968-2000
	M1203	2.80	0.01	1997-2014

La distribución espacial de tendencias de precipitación anual en las regiones homogéneas de precipitación es diversa, donde se identificó que la distribución de la lluvia se incrementa en un nueve por ciento en la zona central (R3, R5, R6 y R7) y cinco por ciento a lado oriental (R12, R13 y R14) de la cordillera de los Andes (Figura 23). Mientras que al norte (R1 y R9) existe una disminución del once por ciento de precipitación acumulativa, datos que coinciden con Recalde et al. (2014) (Figura 23). Sin embargo, la mayor parte de las estaciones no presenta tendencias (Anexo2).

El mayor incremento de la precipitación en las estaciones ubicadas en la cuenca del Pastaza (R7), también fue encontrado por Calahorrano et al. (2017). El incremento de precipitación total anual en estaciones ubicadas en Sucumbíos y el Oro (Cuenca del Santiago) (R5), fue observada por Armenta (2016), de igual manera Oñate & Bosque (2011), identificaron un incremento en la cuenca del río Chira (R4), información que coincide con esta investigación. Millán et al. (2008) también encontraron un incremento de precipitación en las estribaciones de la Amazonia (R13 y R14).

Usando el procedimiento de esta investigación, se identificó catorce regiones que representan sintéticamente la relación entre la variabilidad de la lluvia, la latitud, longitud y la altitud. En particular, la variabilidad de la lluvia es mayor en las latitudes del norte y disminuye hacia el sur en la parte central de los Andes de Ecuador. Las cuatro regiones en las estribaciones occidentales presentan influencias del fenómeno El Niño y la agresividad de la lluvia va de baja a moderada. Los cinco valles andinos no presentan la influencias de los ENOS y su agresividad va de muy baja a moderada. Las cinco regiones de las estribaciones orientales de los Andes muestran la mayor precipitación y su distribución es uniforme (Figura 25).

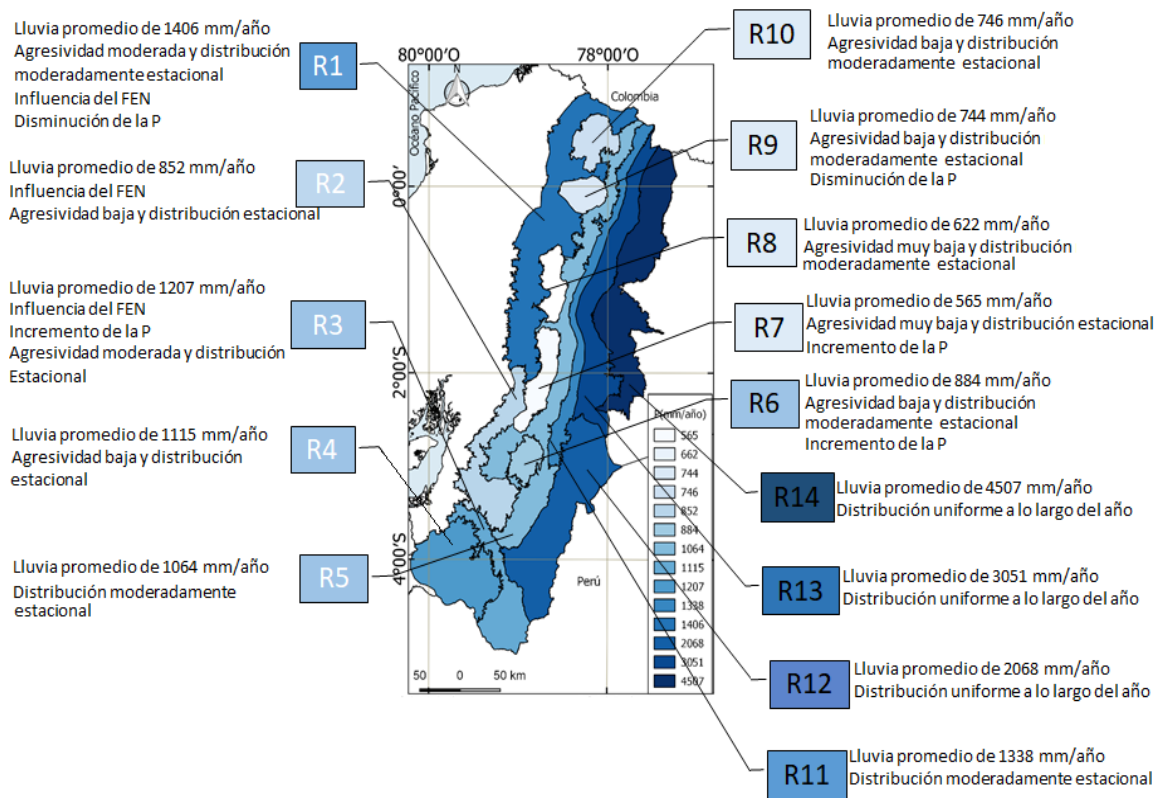


Figura 25: Distribución espacial y principales características de la región interandina del Ecuador, periodo 1968-2014

V. CONCLUSIONES

1. El análisis de clúster (K-mean) mensual permitió la identificación de tres zonas homogéneas de precipitación, este análisis constituye un agrupamiento preliminar de la regionalización que debe ser complementado con el MVR. A partir del MVR se identificaron catorce regiones homogéneas de precipitación; cuatro regiones ubicadas en las estribaciones occidentales, cinco valles andinos, una zona de transición entre las cordilleras orientales y occidentales y cuatro regiones en las estribaciones orientales de los Andes.
2. Las variabilidades de la precipitación en el callejón Interandino de Ecuador en cierta medida están relacionadas con la temperatura de la superficie del mar sobre el Océano Pacífico Tropical, pero también son independientes de él. Los eventos de ENOS y las temporadas de precipitación extrema no coinciden con los 47 años de estudio, pero sus efectos en las anomalías de las precipitaciones de las estribaciones occidentales de los Andes son concluyentes. Sin embargo, en la zona centro y oriental su influencia es mínima.
3. El índice de agresividad de la lluvia estimado para las catorce regiones puede estar asociado a la distribución espacial de la lluvia promedio anual (>800mm), a mayor precipitación anual le corresponde una mayor agresividad de precipitaciones. La concentración media anual en la mayoría de las regiones de alta montaña fue predominantemente, con una concentración estacional a moderadamente estacional, en las regiones centrales y estribaciones occidentales de los Andes y una distribución uniforme a moderadamente estacional a lo largo de las estribaciones orientales, existiendo una fuerte asociación con la gradiente longitudinal.
4. El análisis de tendencia del índice de concentración estacional permitió identificar una tendencia al incremento del periodo de estiaje para las regiones ubicadas al centro sur de la cordillera de los Andes, lo que sugieren la presencia de eventos lluviosos cada vez ligeros y el consecuente descenso de los valores máximos estacionales. Esto es

congruente con la tendencia a disminución de la precipitación anual. Sin embargo, en las regiones del norte la precipitación se concentró en un número reducido de meses y por el contrario una muy baja cantidad de precipitación puede estar cayendo en un mayor número de meses, causando periodos de sequía que puede afectar cultivos de secano durante estiaje.

VI. RECOMENDACIONES

Los resultados de este estudio proponen nuevos aspectos a la investigación, así como recomendaciones que son detalladas a continuación:

- Probar otros índices climáticos que permitan explicar la variabilidad de la precipitación en la región interandina del Ecuador como por ejemplo la temperatura superficial del mar en el Atlántico Tropical.
- Realizar mediciones en campo para poder determinar la agresividad climática de la precipitación en la región interandina del Ecuador.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abatzoglou, JT; Redmond, KT; and Edwards, LM. 2009. Classification of regional climate variability in the state of California. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 48(8): 1527–1541.
- Abonyi, J; Feil, B. 2007. *Análisis de clúster para minería de datos e identificación de sistemas*. Boston, MA: Birkhäuser Basel.
- Arnoldus, H. 1978. An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. In: M. De Boodst and D. Gabriels, eds. *Assessment of erosion*. Chichester, England: John Wiley and Sons, Inc.
- Adelekan, IO. 1998. Variaciones espacio-temporales en la precipitación de tormentas eléctricas sobre Nigeria. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*. 18 (11): 1273-1284.
- Álvarez-Olguín, G; Sustaita-Rivera, F; Bautista-Sánchez, G; Pedro-Santos, G. 2016. Ordenamiento ecológico territorial de Guadalupe Cuautepec, San Juan Bautista Suchitepec, Oaxaca, desde una perspectiva técnica y comunitaria. *Madera y Bosques*. 22(1):155-167
- Alidoost, F; Stein, A; Su, Z. 2018. Copula-based interpolation methods for air temperature data using collocated covariates. *Spat. Stat.* 28: 128–140. <https://doi.org/10.1016/j.spasta.2018.08.003>.
- Apaydin, H; Erpul, G; Bayramin, I; Gabriels, D. 2008. Evaluation of indices for characterizing the distribution and concentration of precipitation: A case for the region of Southeastern Anatolia Project, Turkey. *J. Hydrol.* 328: 726–732.

- Arnoldus, H. 1977. Methodology used to determine the maximum potential average annual soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco. In: FAO Soils Bulletins. FAO.
- Äyrämö, S., & Kärkkäinen, T. 2006. Introduction to partitioning-based clustering methods with a robust example. Reports of the Department of Mathematical Information Technology. Series C, Software engineering and computational intelligence, (1/2006).
- Barring, L. 1987. Spatial patterns of daily rainfall in central Kenya: Application of principal component analysis, common factor analysis and spatial correlation. 7: 267-289.
- Baillargeon.S. 2005. Kriging review of the theory and application to the interpolation of precipitation data. Thesis University of Laval. 1: 137.
- Badr, HS; Zaitchik, BF, and Dezfuli, AK. 2015. A tool for hierarchical climate regionalization. Earth Science Informatics. 8(4): 949–958.
- Ballari, D; Giraldo, R; Campozano, L; Samaniego, E. 2018. Spatial functional data analysis for regionalizing precipitation seasonality and intensity in a sparsely monitored region: Unveiling the spatio-temporal dependencies of precipitation in Ecuador. Int. J. Climatol. 38: 3337–3354. <https://doi.org/10.1002/joc.5504>
- Baeriswyl, P.A; y Rebetez, M. 1997, Dinpashoh et al., 2004. Regionalization of Precipitation in Switzerland by Means of Principal Component Analysis. Theoretical and Applied Climatology, 58, 31-41.
- Bendix, J; Lauer, W. 1992. Die Niederschlags jahreszeiten in Ecuador und ihre klima dynamische Interpretation. ERDKUNDE 46(2). <https://doi.org/10.3112/erdkunde.1992.02.04>.
- Bedi, HS; Bindra, MMS. 1980. Principales componentes de la lluvia monzónica, Tellus. 32: 296–298.

- Besteiro, SI; Delgado, MI. 2011. Evaluación de la agresividad de las precipitaciones en la cuenca del Arroyo El Pescado, provincia de Buenos Aires (Argentina). 110:9.
- Björnsson, H; Venegas, S. 1997. A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. CCGCR Report. 97(1):112-134.
- Borga M, 1997. Vizzaccaro a on the interpolation of hydrologic variables: formal equivalence of multiquadratic surface fitting and kriging. J Hydrol 1997, 195:160-171.
- Brunet-Moret, Y. 1979. Homogénéisation des précipitations. Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie, 16:3-4
- Buytaert, W; Celleri, R; Willems, P; Bièvre, BD; Wyseure, G. 2006. Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. Journal of Hydrology. 329(3-4):413-421. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.031>
- CAF (Corporación Andina de Fomento). 1998. El Fenómeno El Niño 1997-1998. Memorias, Retos y Soluciones. 4(1): 72-73.
- Calcines, A. V. 2014. Algoritmos de aprendizaje automático: aplicación en la solución a problemas medioambientales. Cuadernos de Educación y Desarrollo, (49)
- Calahorrano, J; Manzano, M; Gualli, D; Silva, F; Audelo. M; Tingo, J.2017. Análisis de tendencia en la precipitación anual (1964 – 2011) en la cuenca del Pastaza-ecuador. Aqua-LAC. 9 (2): 73 - 84
- Campling, P; Gobin, A; Feyen, J. 2001. Temporal and spatial rainfall analysis across a humid tropical catchment. Hydrol Process 2001. 15:359-375.
- Campozano, L; Ballari, D; Celleri, R. 2014. Imágenes TRMM para identificar patrones de precipitación e índices ENSO en Ecuador. 7.

- Castelan, R; Tamariz, V; Linares, G; Cruz, A. 2015. Agresividad de las precipitaciones en la subcuenca del río San Marcos, Puebla, México. *Invest. Geog[online]*. 2015. 83: 28-40. ISSN 2448-7279. <http://dx.doi.org/10.14350/rig.33480>.
- Cedeño, J; Cornejo&Grunauer; MP. 2009. Regionalización de la precipitación en el Ecuador usando EOFs. 5.
- Chen, N; Thual, S; Hu, S. 2019. El Niño and the Southern Oscillation: Observation (en línea). s.l. Elsevier. B978012409548911766X DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11766-X>.
- Cherry, S. 1997. Some Comments on Singular Value Decomposition Analysis. 3.
- Chiverton, A; Hannaford, J; Holman, IP; Corstanje, R; Prudhomme, C; Hess, TM, Bloomfield, JP. 2015. Using variograms to detect and attribute hydrological change. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 2395–2408. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2395-2015>
- Choudhury, G; Tyagi, B; Singh, J; Sarangi, C; Tripathi, SN. 2019. Aerosol-orography-precipitation – A critical assessment. *Atmospheric Environment* 116831. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.116831>.
- Colotti, E. 1998. Determinación de la energía cinética de la lluvia con datos horarios. *Terra*. XIV (23): 55-11 de enero 2005 [<http://revele.com.ve/programas/indice/ria.php?id=11283&rev=terra>].
- Colle, BA. 2004. Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling perspective. *Journal of the atmospheric sciences*. 61(5): 588-606.
- Corporación Andina de Fomento. 1998. El Fenómeno El Niño 1997-1998. *Memorias, Retos y Soluciones*. IV: 72-73.

- Cortez, A; Rodríguez, MF; Rey, JC; Lobo, D; Parra, RM; Ovalles, F; Gabriels, D. 2011. Análisis de la agresividad y concentración de las precipitaciones en Venezuela. II. Región Noroccidental. *Bioagro* 23.

- Coscarelli, R; Caloiero, T. 2012. Análisis de la concentración de lluvia diaria y mensual en el sur de Italia. *Journal of Hydrology*. 416-417. 145-156. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.047>

- Cucional, E. 1987. Oceanographic variability off Ecuador associated with an El Nino event in 1982–1983. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92(C13): 14309-14322.

- Crespo, PJ; Feyen, J; Buytaert, W; Bücker, A; Breuer, L; Frede, H; Ramírez, M. 2011. Identifying controls of the rainfall–runoff response of small catchments in the tropical Andes (Ecuador). *J. Hydrol.* 407: 164–174. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.07.021>

- Dale, V; Polasky, S. 2007. Measures of the effects of agricultural practices on ecosystem services. *Ecol. Econ.* 64 (2): 286–296.

- De Luis, M; Gonzalez, J; Brunetti, M; Longares, L. 2011. Precipitation concentration changes in Spain 1946-2005. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11: 1259-65

- Descroix, L; Viramontes, D; Vauclin, M; Barrios, J; Esteves, M. 2001. Influence of soil surface features and vegetation on runoff and erosion in the Western Sierra Madre (Durango, Northwest Mexico). *Catena*, 43(2): 115-135.

- Dewitte, B; Takahashi, K. 2019. Extreme El Niño Events, in: *Tropical Extremes*. Elsevier: 165–201. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809248-4.00006-6>

- Dinpashoh, Y; Fakheri, A; Moghaddam, M; Jahanbakhsh, S; Mirnia, M. 2004. Selection of variables for the purpose of regionalization of Iran's precipitation climate using multivariate methods. *Journal of Hydrology*, 297(1-4): 109-123.

- Dominati, E; Patterson, M; Mackay, A. 2010. A framework for classifying and quantifying the natural capital and ecosystem services of soils. *Ecol. Econ.* 69 (9): 1858–1868.
- Egas, R. 1985. Ecuador, inundaciones 1982 – 1983 en la Cuenca baja del Guayas: Procesos de organizacion de los campesinos para hacer frente al desastre, Sri Lanka. *Desastres Naturales y Sociedad en America Latina*, in J. Hardoy, et al. (eds), Grupo Editora Latinoamericana.
- Ellison, W. 1947. Soil Erosion. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Madison, 12: 479-84.
- Espinoza, J; Ronchail, J; Guyot J; Cochonneau, G; Naziano, F; Lavado, W; De Oliveira, E; Pombosa, R; Vauchel, P. 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *Int. J. Climatol.* 29: 1574–1594. <https://doi.org/10.1002/joc.1791>.
- Ezenwaji, E; Nzoiwu, C; Chima, G. 2017. Análisis de Índice de concentración de precipitación (PCI) para el área urbana de Awka , Nigeria. *HydroCurrent Res* 8: 287. doi: 10.4172 / 2157-7587.1000287
- Fattorelli, S; Fernandez, P. 2011. “Diseño Hidrológico Edición Digital”, Libro Digital, Zaragoza, España.
- Jiménez, F; Murillo, A. 2010. Clasificación automática simbólica por medio de algoritmos genéticos. *Revista de Matemática: Teoría y Aplicaciones.* 16: 283. <https://doi.org/10.15517/rmta.v16i2.307>
- FLACSO (Facultad Latinoamericana de Ciencias Sociales sede Ecuador); MAE (Ministerio del Ambiente del Ecuador); PNUMA (Programa de Naciones Unidas para el Ambiente). 2008. *Geo Ecuador 2008. Informe sobre el estado del medio ambiente. Ecuador-Quito: 78-93.*

- Fleischbein, K; Wilcke, W; Goller, R; Boy, J; Valarezo, C; Zech, W; Knoblich, K. 2005. Rainfall interception in a lower montane forest in Ecuador: effects of canopy properties. *Hydrol. Process.* 19: 1355–1371. <https://doi.org/10.1002/hyp.5562>
- Fournier, F. 1960. *Climat et erosion; la relation entre l'erosion du sol par l'eau et les precipitations atmospheriques.* Paris: Presses universitaires de France.
- Fries, A; Rollenbeck, R; Bayer, F; Gonzalez, V; Oñate, F; Peters, T; Bendix, J. 2014. Catchment precipitation processes in the San Francisco valley in southern Ecuador: combined approach using high-resolution radar images and in situ observations. *Meteorol. Atmospheric Phys.* 126: 13–29. <https://doi.org/10.1007/s00703-014-0335-3>
- Gadgil, M; Folke, C. 1993. Indigenous Knowledge for Biodiversity Conservation, 1993.22: 2/3. *Biodiversity: Ecology, Economics, Policy* (May, 1993), pp. 151-156
- García-Barrón; Morales, J; Sousa, A. 2018. A new methodology for estimating rainfall aggressive-ness risk based on daily rainfall records for multi-decennial periods. *Science of the Total Environment.* 615:564-571.
- García, S; Luengo, J; Herrera, F. 2015. *Data Preprocessing in Data Mining, Intelligent Systems Reference Library.* Springer International Publishing.
- Gaspari, S; Azzellino, A; Hoelzel, R. 2007. Social kin associations and genetic structuring of striped dolphin populations (*Stenella coeruleoalba*) in the Mediterranean Sea. *Molecular Ecology* 16: 2922–2933. <https://doi.org/10.1111/j.1365-294X.2007.03295.x>
- Gerstengarbe, F; Werner, P. 2004. *Katalogo del Grossewetterlarge Europas (1881-2004).* PIK Repor 100. Postdam- Institut für Klimafolgenfaschung. 153: 2005-3.
- Gestión de riesgos y emergencia. 2019. Nuestra seguridad. *Revista del Ministerio de Coodinador de seguridad.* 3: 134-176

- Gingras, Y; Lariviere, V; Macaluso, B; Robitaille, J. 2008. The effects of aging on researchers' publication and citation patterns. *PloS one*, 3(12):e4048.
- Gilbert, R. 1987. *Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring*. Nova York, Van Nostrand Reinhold.
- Gocic, M; Trajkovic, S. 2013. Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change* 100:172-182. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.014>.
- González, J; Valdés, J. 2008. A regional monthly precipitation simulation model based on an L-moment smoothed statistical regionalization approach. *J. Hydrol.* 348: 27–39. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.059>.
- Goovaerts, P. 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *J HydroI* 2000. 228:113-129.
- Goovaerts, P. 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press, New York, USA.
- Griffiths, J. 1972. *Climates of Africa*. World Survey of Climatology.10. Elsevier, Amsterdam.
- Güçlü, Y. 2018. Multiple Şen-innovative trend analyses and partial Mann-Kendall test. *Journal of Hydrology* 566:685-704. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.09.034>.
- Hastenrath, S; Lamb, P; Greischar, L.1989. *Climatic Atlas of the Indian Ocean: Part I: Surface Climate and Atmospheric Circulation; Part II: The Oceanic Heat Budget; Part III: Upper-Ocean Structure*. University of Wisconsin Press, Madison.
- Hastenrath, S. 1997. Annual cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical Americas. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102(D4):4267-4274. DOI: <https://doi.org/10.1029/96JD03122>.

- Hastenrath, S. 2015. Tropical meteorology and climate | Tropical Climates, in: Encyclopedia of Atmospheric Sciences. Elsevier: 170–176. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-382225-3.00416-3>.

- Hermida, L; López, L; Merino, A; Berthet, C; García-Ortega, E; Sánchez, JL; Dessens, J. 2015. Hailfall in southwest France: Relationship with precipitation, trends and wavelet analysis. Atmospheric Research 156:174-188. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.01.005>.

- Hiez, G. 1977. L'homogénéité des données pluviométriques. Cahiers ORSTOM, série Hydrologie. 14:129-172.

- Hofstede, R; Albán. 2002. Pymment for hydrological services in the Ecuadorian Andes: WATER TAXES AND WATER FUNDS AT Municipal level. ETFRN News 35: 45-47
Mena P. 2000. Los beneficios escondidos de los páramos: Servicios ecológicos e impactos humanos. Rechar.

- Hong, Y; Nix, HA; Hutchinson, MF; Booth, T. 2005. Spatial interpolation of monthly mean climate data for China. International Journal of Climatology. 25:1369–1379.

- Hosking, J; Wallis, J. 1988: The effect of intersite dependence on regional flood frequency analysis, Water Resour. Res., 24(4): 588-600

- Hudson, N. 1982. Conservación del suelo. Barcelona. Ed. Reverté S. A: 335.

- Iyengar, R; Basak, P. 1994 Regionalization of indian monsoon rainfall and long-term variability signals, Int. Jour. Of climatology. 14: 1095-1114.

- Jajuga, K; Sokolowski, A; & Bock, H. 2002. Classification, clustering and data analysis. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 463-486.

- Jiang, Q; and Smith, R. 2003. Cloud timescales and orographic precipitation. Journal of the atmospheric sciences, 60(13):1543-1559

- Johnston, K; Hoef, J, Krivoruchko K; Lucas N Using ArcGIS Geostatistical Analyst. ESRI, Redlands, CA Kitanidis PK 2001.

- Jordán, A; Bellinfante, N. 2000. Cartografía de la erosividad de la lluvia estimada a partir de datos pluviométricos mensuales en el Campo de Gibraltar (Cádiz). Edafología 7-3:83-92.

- Joyner, T; Friedland, C; Rohli, R; Treviño, A; Massarra, C; Paulus, G. 2015. Cross-correlation modeling of European windstorms: A cokriging approach for optimizing surface wind estimates. Spat. Stat. 13: 62–75. <https://doi.org/10.1016/j.spasta.2015.05.003>

- Kaufman, L; Rousseeuw, P. 2005. Finding groups in data: an introduction to cluster analysis, Wiley series in probability and mathematical statistics. Wiley, Hoboken, N.J.

- Kaufman, A. (1990). *Kaufman brief intelligence test: KBIT*. Circle Pines, MN: AGS, American Guidance Service.

- Koblouti, M; Ouerdachi, L; Boutaghane, H. 2012. Spatial Interpolation of Annual Precipitation in Annaba-Algeria - Comparison and Evaluation of Methods. Energy Procedia 18:468-475. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2012.05.058>.

- Kendall, M. G. 1975. Rank Correlation Methods. Griffin, London, UK.

- Kirshbaum, D; Smith, R.2008. Temperature and moist-stability effects on midlatitude orographic precipitation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography, 134(634):1183- 1199.

- Kulkarni. 1992. Robust estimation and hypothesis tests for first-order threshold autoregressive models. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1467842X.1992.tb01047>.

- Kumar, S; Silva, Y; Moya, A; Martínez, D. 2019. Effect of the surface wind flow and topography on precipitating cloud systems over the Andes and associated Amazon basin: GPM observations. *Atmospheric Research* 225:193-208. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.03.027>.
- Kunz, M; Wassermann, S. 2011. Sensitivity of flow dynamics and orographic precipitation to changing ambient conditions in idealised model simulations. *Meteorologische Zeitschrift*, 20(2):199-215.
- Li, W; Fu, R; Juarez, R; Fernandes, K. 2008. Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 363(1498).
- López, M; Navas, A; Machín, J. 2008. "Identifying erosive periods by using RUSLE factors in mountain fields of the Central Spanish Pyrenees", *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, no. 12: 523-535.
- López, M; Howell, W. 1967. Katabatic Winds in the Equatorial Andes. *J. Atmospheric Sci.* 24: 29–35. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1967\)024<0029:KWITEA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1967)024<0029:KWITEA>2.0.CO;2)
- Mann, H. 1945. "Nonparametric tests against trend". *Journal of the Econometric Society*, 13:245-259.
- Miltenberger, A; Seifert, A; Joos, H; Wernli, H. 2015. A scaling relation for warm-phase 1478 orographic precipitation: a Lagrangian analysis for 2D mountains. *Quarterly Journal of the Royal 1479 Meteorological Society*, 141(691):2185-2198
- Minga, S; Gómez, M; Bâ, K; Balcázar, L; Manzano, L; Cuervo, A; Mastachi, C. 2018. Estimation of water yield in the hydrographic basins of southern Ecuador. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*:1-18. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-2018-529>.

- Millán, H; Kalauzi, A; Llerena, G; Sucoshañay, J; Piedra, D. 2008 Climatic trends in the Amazonian area of Ecuador: Classical and multifractal analyses, *Atmospheric Research*, Volume 88, Issues 3–4: 355-366. ISSN 0169-8095.
- Morán, E; Bazo, J; López, J; Aguilar, E; Azorín, C; Sanchez, A; Martínez, R; Nieto, J; Mejía, R; Martín, N; Vicente, S. 2016. Climate trends and variability in Ecuador (1966-2011): Climate Trends and variability in Ecuador. *International Journal of Climatology* 36(11):3839-3855. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.4597>.
- Nathan, R; McMahon, T. 1990. Identification of Homogeneous Regions for the Purposes of Regionalization. *Journal of Hydrology*. 121:217–238. Diciembre de 1990. ISSN: 0022–1694.
- Nnamchi, H; Li, J; Anyadike, R. 2011. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? *Journal of Geophysical Research* 116(D15):D15104. DOI: <https://doi.org/10.1029/2010JD015579>.
- NOAA. 2017. National Weather Service: Cold & Warm Episodes by Season, Climate Prediction Center [WWW Document].
- Oliver, J. 1980. Monthly precipitation distribution: a comparative index. *The Professional Geographer* 32 (3): 300– 309. Disponible en <https://doi.org/10.1111/j.0033-0124.1980.00300.x>
- Ouarda, T; Bâ, K; Diaz, C; Cârsteanu, A; Chokmani, K; Gingras, H; Quentin, E; Trujillo, E; Bobée, B .2008. Intercomparison of regional flood frequency estimation methods at ungauged sites for a Mexican case study. *J. Hydrol.* 348: 40–58. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.031>
- Panagos, P; Meusburger, K; Van Liedekerke, M; Alewell, C; Hiederer, R; Montanarella, L. 2014. Assessing soil erosion in Europe based on data collected through a European Network. *Soil Sci. Plant Nutr.* 60 (1): 15–29.

- Panagos, P; Ballabio, C; Borrelli, P; Meusburger, K; Klik, A; Rouseva, S; Alewell, C. 2015. Rainfall erosivity in Europe. *Science of the Total Environment*. 511: 801–814. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.01.008>

- Parracho, A; Melo, P; Rocha, A. 2016. Regionalisation of precipitation for the Iberian Peninsula and climate change. *Phys. Chem. Earth Parts ABC* 94: 146–154. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.07.004>

- Pathberiya, H; Liyanage, L; Tilakaratne, C; Lokupitiya, R. 2016. A comparison of clustering algorithms in categorizing economic events based on the behavior of exchange rates. *Global Science & Technology Forum (GSTF)*. https://doi.org/10.5176/2251-1938_OR16.7

- Pérez, A; J. D. & O. J; Mesa S. 2002. Estimación del factor de erosividad de la lluvia en Colombia. *Simposio Latinoamericano de Control de Erosión*. Corporación Autónoma Regional para la Defensa de la Meseta de Bucaramanga-Sociedad Colombiana de Geotecnia: 18 - 22.

- Philander, S. 2019. El Niño Southern Oscillation Models, in: *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Elsevier: 475–478. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11656-2>

- Pimentel, D; Harvey, C; Resosudarmo, P; Sinclair, K; Kurz, D; McNair, M; Crist, S; Blair, R.1995. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science* 267 (5201): 1117–1123. Jiang, Q; Smith, R. 2003. Cloud timescales and orographic precipitation. *Journal of the atmospheric sciences*. 60(13):1543-1559.

- Philander, S.1990. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, San Diego.

- Pineda, L; Ntegeka, V; Willems, P. 2013. Rainfall variability related to sea surface temperature anomalies in a Pacific–Andean basin into Ecuador and Peru. *Adv. Geosci.* 33: 53–62. <https://doi.org/10.5194/adgeo-33-53-2013>

- Pourrut, P. 1983. El agua en el Ecuador: clima, precipitaciones, escorrentía, Estudios de geografía. Colegio de Geógrafos del Ecuador: Corporación Editora Nacional, Quito.
- Pourrut P; Róvero O; Romo I, Villacrés H. 1995. El agua en el Ecuador: clima, precipitaciones, escorrentía, Estudios de geografía. Colegio de Geógrafos del Ecuador: Corporación Editora Nacional Artículo III. Editado por Purrut. L'Institut Francais de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération ORSTOM. Quito.
- Pourrut, P; Gómez, G. 1998. El Ecuador al cruce de varias influencias climáticas. Una situación estratégica para el estudio del fenómeno El Niño. Bulletin de l'Institut français d'études andines. 27(3).
- Potter, K; Lettnmaines, D.1990. Comparison of regional flood frequency estimation method using a resampling método. Water Resource Research. Resources Research. 26 (3) 1990: 415-424.
- Proaño, M. 2017. Variabilidad climática interanual sobre el Ecuador asociada a ENOS :6.
- Rasel, A; Islam, M; Keramat, M. 2016. Analysis of Annual and Seasonal Precipitation Concentration Index of North-Western Region of Bangladesh 5.
- Rau, P; Bourrel, L; Labat, D; Melo, P; Dewitte, B; Frappart, F; Lavado, W; Felipe, O. 2017. Regionalization of rainfall over the Peruvian Pacific slope and coast: Regionalization of Rainfall (Peruvian Coast). Int. J. Climatol. 37: 143–158. <https://doi.org/10.1002/joc.4693>
- Rayner, N; Parker, D; Horton, E; Folland, C; Alexander, L; Rowell, D; Kent, E; Kaplan, A. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. J. Geophys. Res. 108(D14): 4407.
- Recalde, G; Barnston, A; Muñoz, Á. 2014. Predictability of December–April rainfall in coastal and Andean Ecuador. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 53(6): 1471-1493.

- Renard, K.G.1997. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) (Agricultural Handbook 703). US Department of Agriculture, Washington, DC: 404.
- Renard, F.2006. Comby Evaluation of rainfall spatial interpolation methods in urban area for a better management of extreme rainy events: the case of the urban area of Greater Lyon. *The houile Blanche*. 06:75-78.
- Rey, J; Rodríguez, M; Cortez, A; Lobo, D; Ovalles, F; Gabriels, D. 2012. Análisis de la agresividad y concentración de las precipitaciones en Venezuela. IV. región los Andes.
- Roe, G. 2005: Orographic precipitation. *An. Rev. Earth Planet. Sci.*33:645-671.
- Rollenbeck, R; Bendix, J. 2011. Rainfall distribution in the Andes of southern Ecuador derived from blending weather radar data and meteorological field observations. *Atmospheric Res* 99: 277–289. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.10.018>
- Rollenbeck, R; Bendix, J; Fabian, P; Boy, J; Wilcke, W; Dalitz, H; Oesker, M.; Emck, P. 2007. Comparison of Different Techniques for the Measurement of Precipitation in Tropical Montane Rain Forest Regions. *J. Atmospheric Ocean. Technol.* 24: 156–168. <https://doi.org/10.1175/JTECH1970.1>
- Rossel, F; Mejía, R.; Ontaneda, G; Pombosa, R.; Roura, J; Goulven, P; Calvez, R. 1998. Régionalisation de l'influence du El Nino sur les précipitations de l'Equateur. *27 (3):* 643–654.
- Rollenbeck, R; Bendix, J. 2006. Experimental calibration of a cost-effective X-band weather radar for climate ecological studies in southern Ecuador. *Atmospheric Research* 79(3-4):296-316.
- Sarricolea, P; Meseguer, Ó; Serrano, R; Soto, M; Martin, J. 2019. Trends of daily precipitation concentration in Central-Southern Chile. *Atmospheric Res.* 215: 85–98. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.09.005>

- Sarricolea, Pablo; Martín, J. 2014. Spatail analysis of rainfall daily trends and concentration in Chile. *Investigaciones Geográficas*. (47):53-57. 5)
- Satyanarayana, P; Srinivas, V. 2008. Regional frequency analysis of precipitation using large-scale atmospheric variables. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres* 113, D24110. doi:10.1029/2008JD010412.
- Schneidereit, M. y Schär, C. *Meteorol Atmos Phys* 2000 72: 233. <https://doi.org/10.1007/s007030050018>
- Schär, C; Frei, C. 2005. Precipitación orográfica y cambio climático. *El Cambio global y regiones montañosas* (pp. 255-266). Springer, Dordrecht.
- Seidel, H; Perugachi, C; García, I; González, M. 2015. La relación entre la precipitación en Ecuador y la temperatura superficial del mar en el océano Pacífico. 20(1):12.
- Sevruk, B. 2004. Niederschlag als Wasserkreislauf element. *Theorie und Praxis der Niederschlagsmessung.. Zurich-Nitra: Eigenverlag ETH Zurich*.
- Schwerdtfeger, W. 1976. *Climates of Central and South America. World Survey of Climatology*.12. Elsevier, Amsterdam
- Shen, Z; Chen, L; Liao, Q; Liu, R.; Hong, Q. 2012. Impact of spatial rainfall variability on hydrology and nonpoint source pollution modeling. *J. Hydrol*: 472–473, 205–215. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.09.01>.
- Stoyan, D; Rodríguez, F; Mateu, J; Gille, W. 2017. Mark variograms for spatio-temporal point processes. *Spat. Stat.* 20: 125–147. <https://doi.org/10.1016/j.spasta.2017.02.006>
- Sumner & Bonell, M. 1992. Autumn and winter daily precipitation areas in Wales, 1982-1983 to 1986-1987. *Int. Climatol.* 12:77-102. Doi: 10.1002/joc.3370120108
- Takahashi, K; Arakawa, H. 1981. *Climates of Southern and Western Asia. World Survey of Climatology*. 9. Elsevier, Amsterdam.

- Takahashi, K; Montecinos, A; Goubanova, K; Dewitte, B. 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño: Reinterpreting ENSO MODES. *Geophysical Research Letters* 38(10):n/a-n/a. DOI: <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>.

- Tobar, V; Wyseure, G. 2018. Seasonal rainfall patterns classification, relationship to ENSO and rainfall trends in Ecuador: Seasonal rainfall patterns, relationship to ENSO and rainfall trends. *Int. J. Climatol.* 38: 1808–1819. <https://doi.org/10.1002/joc.5297>

- Tello, E. 2006. La transformación del territorio, antes y después de 1950: un lugar de encuentro transdisciplinar para el estudio del paisaje. *AREAS. Revista Internacional de Ciencias Sociales.*25: 5-11.

- Vauchel, P. 2005. Hydraccess: Logiciel de gestion et traitement de données hydro météorologiques, version 2.1.4. Downloadable at <http://www.mpl.ird.fr/hybam.01/01/2011>.

- Valdés, R; Pizarro, R; Valdés, J; Carrasco, J; García, P; Olivares, C. 2016. Spatio-temporal trends of precipitation, its aggressiveness and concentration, along the Pacific coast of South America (36–49°S). *Hydrol. Sci. J.* 61: 2110–2132. <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1085989>

- Valli, M; Sree, K; Krishna, I. 2013. Analysis of Precipitation Concentration Index and Rainfall Prediction in various Agro-Climatic Zones of Andhra Pradesh, India 2. 9.

- Vicente, S; Aguilar, E; Martínez, R; Martín, N; Azorin, C; Sanchez, A; El Kenawy, A; Tomás, M; Moran, E; López, J; Revuelto, J; Beguería, S; Nieto, J; Drumond, A; Gimeno, L; Nieto, R. 2016. The complex influence of ENSO on droughts in Ecuador. *Climate Dynamics* 48(1-2):405-427. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3082-y>.

- Villacís, M; Vimeux, F; Taupin, J. 2008. Analysis of the climate controls on the isotopic composition of precipitation ($\delta^{18}O$) at Nuevo Rocafuerte, 74.5 W, 0.9 S, 250 m, Ecuador. *Comptes Rendus Geoscience* 340(1): 1-9.

- Vimeux, F; Gallaire, R; Bony, S; Hoffmann, G; Chiang, J. 2005. What are the climate controls on δD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters* 240(2):205-220.
- Vuille, M; Bradley, R; Keimig, F. 2000. Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies. *JOURNAL OF CLIMATE* 13:16.
- Wallace, J; Smith, C; Bretherton, C. 1992: Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. *J. Climate* 5: 561–576.
- Watson, C; Lane, T. 2012. Sensitivities of orographic precipitation to terrain geometry and upstream conditions in idealized simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences* 69(4). 1609:1208-1231
- Webster, P; Magana, V; Palmer, T; Shukla, J; Tomas, R; Yanai, M; Yasunari, T. 1998. Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103 (C7): 14451–14510.
- Wischmeier, W; Smith, D. 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans. Amer. Geophys Union.* 39: 285-291.
- Yashwant, S; Sananse, S. 2007. Comparisons of Different Methods of Cluster Analysis with Application to Rainfall Data 4: 12.
- Yang, F; Lau, K. 2004. Trend and variability of China precipitation in spring and summer: linkage to sea-surface temperatures. *International Journal of Climatology* 24(13):1625-1644. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.1094>.
- Zangl, G. 2008. The temperature dependence of small-scale orographic precipitation enhancement. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography* 1653 134(634):1167- 1181.

- Zeleňáková, M; Purcz, P; Poórová, Z; Alkhalaf, I; Hlavatá, H; Portela, M. 2016. Monthly Trends of Precipitation in Gauging Stations in Slovakia. *Procedia Engineering* 162:106-111. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2016.11.023>.
- Zubieta, R; Saavedra, M; Silva, Y; Giraldez, L.2017. Spatial analysis and temporal trends of daily precipitation concentration in the Mantaro River basin – Central Andes of Peru, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. 31: 1305–1318, <https://doi.org/10.1007/s00477-016-1235-5>, 2017.

VIII. ANEXOS

Anexo 1. Características de las 146 estaciones: nombre, ubicación geográfica, duración del registro y regiones del Ecuador

Código	Nombre	Latitud	Longitud	Altitud	% Datos Faltantes	Periodo	Años	Precipitación media anual
M001	Inguincho	0.26	-78.40	3140	1.3	1977-2014	38	1388
M003	Izobamba	-0.37	-78.55	3058	0.2	1968-2014	47	1490
M024	Quito INAMHI I.	-0.17	-78.48	2789	2.3	1975-2014	40	1043
M102	El Ángel	0.63	-77.94	3000	4.2	1968-2014	47	1091
M113	Uyumbicho	-0.39	-78.53	2740	6.4	1968-2014	46	1426
M318	Apuela-Intag	0.36	-78.51	1620	5.0	1968-2014	47	1606
M325	Garcia Moreno	0.23	-78.63	1950	3.2	1968-2014	39	1753
M326	Selva Alegre-Imb.	0.25	-78.58	1800	4.0	1977-2014	38	1775
M337	San José de Minas	0.17	-78.39	2440	1.2	1968-2014	47	1677
M353	Rumipamba-Pich.	-0.43	-78.42	2940	4.9	1968-2014	47	1587
M354	San Juan-Pich.	-0.28	-78.63	3440	8.2	1968-2014	47	1958
M357	Canal 10 Tv.	-0.16	-78.52	3780	2.8	1976-2014	39	1394
M363	Sigchos	-0.70	-78.89	2880	14.5	1968-2014	47	969
M364	Loreto Pedregal	-0.56	-78.43	3620	1.6	1968-2014	47	1590
M385	Salinas-Bolívar	-1.40	-79.02	3600	10.1	1969-2014	46	1382
M404	Cañ-limbe	-1.77	-78.99	2800	6.0	1969-2014	46	1335
M409	Pangor-J.de V.	-1.83	-78.88	3109	11.0	1970-2014	45	1440
M114	Tumbaco	-0.23	-78.41	2348	4.6	1968-2003	36	1026
M316	Zuleta	0.21	-78.08	2910	7.1	1968-1995	28	1436
M317	Cotacachi-Hda.Est.	0.31	-78.27	2410	4.6	1968-2014	47	1403
M323	Achupallas-Imb.	0.29	-78.38	3205	6.1	1968-1997	30	1282
M350	Hda.la Granja-A.	-0.48	-78.65	3100	10.0	1968-1992	25	1203
M130	Chillanes	-1.98	-79.06	2330	4.2	1968-2014	47	884
M142	Saraguro	-3.61	-79.23	2525	6.8	1968-2014	47	789
M391	Pallatanga	-2.00	-78.97	1523	9.4	1968-2014	47	1055
M397	Compud	-2.34	-78.94	2402	8.9	1968-2014	47	1044
M402	Chimbo Dj Pangor	-1.94	-79.00	1452	9.9	1968-2014	47	970
M412	Suscalpamba	-2.46	-79.06	2763	5.3	1968-2014	47	1066
M419	Girón	-3.15	-79.15	2130	3.5	1968-2014	47	825
M422	Hda.Sta.Lucia	-3.27	-79.26	1310	5.0	1968-2014	47	454
M421	Oña	-3.46	-79.15	2320	2.7	1968-2007	40	529
M146	Cariamanga	-4.33	-79.55	1950	7.1	1973-2014	42	1307

<<CONTINUACIÓN>>

M148	Celica	-4.10	-79.95	1904	10.0	1972-2014	43	1127
M149	Gonzanama	-4.23	-79.43	2042	5.3	1968-2014	47	1302
M180	Zaruma	-3.70	-79.61	1100	7.2	1969-2011	43	1415
M434	Sozoranga	-4.32	-79.79	1427	1.7	1971-2014	44	1275
M435	Alamor	-4.02	-80.03	1250	2.5	1968-2014	47	1322
M438	Jimbura	-4.63	-79.47	2100	7.9	1975-2014	40	1342
M439	Sabiango	-4.36	-79.81	700	4.8	1972-2014	43	1272
M515	Catacocha	-4.06	-79.64	1808	3.9	1968-2014	47	956
M544	Colaisaca	-4.32	-79.69	2410	6.0	1968-2014	47	1148
M736	Balsas	-3.77	-79.83	700	10.4	1975-1990	16	1136
M759	El tambo-Loja	-4.07	-79.30	1580	11.0	1974-2014	41	878
M773	Piñas	-3.68	-79.70	1126	13.9	1984-2014	31	1277
M033	La Argelia-Loja	-4.04	-79.20	2160	1.1	1968-2014	47	949
M147	Yangana	-4.37	-79.17	1835	2.5	1968-2014	47	1180
M543	Cajanuma	-4.08	-79.21	2267	4.5	1971-2007	37	1167
M685	Zumba	-4.86	-79.13	1200	20.7	1978-1992	14	1277
M101	El Carmelo	0.68	-77.61	2955	5.0	1968-2014	47	1266
M103	San Gabriel	0.60	-77.82	2860	2.5	1968-2014	47	967
M141	El labrado	-2.73	-79.07	3335	3.4	1968-2014	47	1261
M305	Julio Andrade	0.66	-77.72	2890	4.6	1968-2014	47	1198
M310	Mariano Acosta	0.30	-77.98	2980	7.2	1968-2014	47	1100
M324	San Francisco de Sigsipamba	0.30	-77.91	2230	5.7	1968-2014	47	1086
M380	Huambalo	-1.39	-78.53	2880	3.6	1968-2014	47	890
M390	Urbina	-1.48	-78.68	3610	22	68-1983; 96-2014	41	973
M396	Alao	-1.88	-78.48	3200	5.0	1968-2014	47	1088
M411	Ingapirca	-2.54	-78.87	3100	12.0	1968-2014	47	586
M414	Chanin	-2.67	-78.75	3270	6.2	1968-2014	47	1154
M417	Piscicola Chirimichay	-2.77	-79.17	3270	7.6	1968-2014	47	1365
M424	Sigsig	-3.05	-78.79	2600	4.1	1968-2014	47	775
M429	Surucucho	-2.83	-79.13	2800	6.7	1968-2014	47	1229
M432	San Lucas	-3.73	-79.26	2525	5.0	1968-2014	47	1203
M307	Gruta La Paz	0.50	-77.84	2470	6.7	1968-2002	35	783
M137	Biblian	-2.71	-78.89	2640	17.8	1976-2014	39	891
M138	Paute	-2.80	-78.76	2194	7.0	1968-2014	47	770
M139	Gualaceo	-2.88	-78.78	2230	6.9	1968-2014	47	812
M426	Ricaurte-Cuenca	-2.85	-78.95	2545	3.2	1968-2014	47	888
M427	Sayausi	-2.88	-79.07	2711	5.1	1968-2014	47	1030
M067	Cuenca aeropuerto	-2.89	-78.98	2516	2.4	1968-1998	31	857
M140	Ucubamba	-2.87	-78.87	2510	13.9	1969-2005	37	877
M031	Cañar	-2.55	-78.95	3083	1.1	1968-2014	47	477
M136	Chunchi	-2.28	-78.92	2177	3.2	1968-2014	47	487
M395	Cebadas	-1.91	-78.64	2930	3.4	1968-2014	47	543
M399	Achupallas-Chimborazo	-2.28	-78.77	3178	9.8	1968-2014	47	761

<<CONTINUACIÓN>>

M403	Alausi	-2.20	-78.85	2267	11.6	1968-2014	47	455
M405	Guasuntos	-2.23	-78.81	2438	1.7	1975-2014	40	493
M398	Palmira	-2.06	-78.74	3180	3.8	1968-1991	24	701
M004	Rumipamba	-1.02	-78.59	2685	1.3	1976-2014	39	518
M133	Guaslan	-1.72	-78.66	2850	9.7	1968-2014	47	641
M369	Cusubamba	-1.07	-78.70	3175	1.4	1968-2014	47	635
M375	Saquisili	-0.83	-78.66	2892	5.7	1980-2014	35	689
M376	Pilahuin	-1.30	-78.73	3314	0.9	1968-2014	47	711
M377	Tisaleo	-1.35	-78.67	3266	5.7	1968-2014	47	736
M393	San Juan-Chimborazo	-1.63	-78.78	3220	1.4	1968-2014	47	693
M408	Guano	-1.61	-78.64	2620	1.7	1980-2014	35	469
M057	Riobamba aeropuerto	-1.65	-78.65	2760	7.5	1968-1998	31	470
M394	Cajabamba	-1.68	-78.76	3160	10.2	1968-2001	34	746
M002	La Tola	-0.23	-78.37	2480	0.7	1980-2014	35	950
M343	El quinche-pichincha	-0.10	-78.30	2605	1.1	1968-2014	47	516
M344	Cangahua	-0.06	-78.17	3140	5.3	68- 1994; 032014	39	664
M345	Calderon	-0.10	-78.42	2645	3.0	1968-2014	47	599
M346	Yaruqui	-0.16	-78.32	2600	1.1	1968-2014	47	917
M358	Calacali	0.00	-78.51	2810	0.4	1976-2014	39	869
M359	Cayambe	0.05	-78.14	2840	8.9	1976-2014	39	877
M361	Nono	-0.07	-78.57	2710	2.1	1976-2014	39	942
M341	Guayllabamba	-0.06	-78.34	2150	3.1	1968-1999	32	572
M347	Puembo	-0.18	-78.36	2460	2.9	1968-1996	29	863
M021	Atuntaqui	0.35	-78.23	2200	6.4	1968-2014	47	709
M105	Otavalo	0.24	-78.25	2550	1.2	1968-2014	47	861
M301	Ff Cc Carchi	0.61	-78.14	1280	2.3	1968-2014	47	540
M312	Pablo Arenas	0.50	-78.19	2340	0.5	1968-2014	47	756
M314	Ambuqui	0.43	-78.01	1880	3.2	1968-2014	47	467
M315	Pimampiro	0.39	-77.94	2090	1.6	1968-2014	47	555
M321	Topo-Imbabura	0.21	-78.17	2860	6.9	1968-2014	47	946
M909	Gualsaqui	0.32	-78.41	2710	5.3	1985-2014	30	1076
M303	Bolivar-Carchi	0.51	-77.90	2800	1.9	1968-1998	31	809
M319	San Rafael del Lago	0.20	-78.24	2790	2.6	1968-2002	35	930
M029	Baños	-1.39	-78.42	1695	7.6	1968-2014	47	1387
M045	Palmas-Azuay	-2.72	-78.63	2400	1.3	1974-2014	41	1399
M188	Papallacta	-0.37	-78.14	3150	12.0	1968-2014	47	1375
M410	Río Mazar-Rivera	-2.57	-78.65	2450	4.6	1968-2014	47	1342
M431	Sevilla de Oro	-2.80	-78.65	2360	0.8	1982-2014	32	1377
M533	Chalupas	-0.84	-78.28	3520	7.6	1972-1985	14	1022
M545	Oyacachi	-0.33	-77.97	3130	29.0	1974-1992	19	1202
M189	Gualaquiza	-3.40	-78.58	851	2.6	1977-2014	38	1879
M497	Logroño	-2.62	-78.20	612	1.5	1977-2014	38	1959
M501	Mendez	-2.70	-78.30	665	14.5	1971-2014	44	2126

<<CONTINUACIÓN>>

M502	El Pangui	-3.93	-78.67	820	4.7	1978-2014	37	1713
M503	San Francisco-San Ramón	-3.96	-79.07	1620	8.7	1968-2014	47	2207
M506	Paquisha	-3.63	-78.59	650	15.0	1982-2014	33	2548
M190	Yanzatza	-3.82	-78.76	830	28.0	1976-2014	39	2122
M207	Zamora	-4.09	-78.95	970	3.9	1968-1993	26	1965
M378	Río Verde	-1.40	-78.30	1529	10.4	1968-2014	47	2883
M201	El Chaco Inecel	-0.33	-77.67	1570	12.0	1976-1993	18	3234
M215	Baeza	-0.63	-77.87	1960	16.6	1974-1993	20	2500
M379	El Topo-Tungurahua	-1.40	-78.19	1270	20.6	1986-1992	25	3676
M486	Borja-Misión Josefina	-0.42	-77.83	1500	8.4	1968-2000	33	2648
M490	Sardinas	-0.39	-77.82	1615	24.0	1972-2014	43	2554
M546	Cosanga	-0.62	-77.87	1930	28.0	1972-1992	21	2920
M008	Puyo	-1.51	-77.94	960	0.4	1968-2014	47	4562
M041	Sangay	-1.69	-77.96	880	9.4	1968-2013	46	3970
M203	Reventador	-0.42	-77.97	1145	19.4	73-1993; 06-2014	30	5871
M485	Zatzayacu	-1.17	-77.86	628	11.8	1968-2014	47	4894
M1203	Lumbaqui	0.04	-77.33	580	20.0	1997-2014	18	4792
M068	Tiputini Aeropuerto	-0.77	-75.53	219	6.3	1968-1988	21	4912
M070	Tena-Hcda. Chaupishungo	-0.92	-77.82	665	21.0	1968-2000	33	4434
M205	San Rafael-Napo	0.09	-77.58	1353	23.0	1975-1993	19	4723
M484	Archidona	-0.93	-77.84	630	4.2	1968-2007	39	4117
M488	Cotundo	-0.87	-77.84	790	27.0	1972-2002	31	4244

Anexo 2. Análisis de tendencia en las catorce regiones de la zona Interandina del Ecuador mediante el test de Mann-Kendall

Región	Mann-Kendall	Z calculado	Z de Tabla			Significancia
			a=0.1	a=0.05	a=0.01	
R1	M001	-1433	1645	2	2576	NS
	M003	-0.22	1645	1.96	2576	NS
	M024	0.967	1645	1.96	2576	NS
	M0102	-1742	1645	1.96	2576	S(0.1)
	M0113	-0.624	1645	1.96	2576	NS
	M0114	-2316	1645	1.96	2576	S (0.05)
	M0316	1363	1645	1.96	2576	N.S
	M0317	-0.486	1645	1.96	2576	N.S
	M0318	-2274	1645	1.96	2576	S (0.5)
	M0323	-1748	1645	1.96	2576	S (0.1)
	M0325	-0.594	1645	1.96	2.576	N.S
	M0326	-0.289	1645	1.96	2.576	N.S
	M0337	-1431	1645	1.96	2.576	N.S
	M0350	-2293	1645	1.96	2576	S (0.05)
	M0353	1174	1645	1.96	2576	NS
	M0354	-2256	1645	1.96	2576	S (0.05)
	M0357	0.496	1,645	1.96	2,576	NS
	M0363	0.605	1645	1.96	2576	NS
	M0364	-0.624	1645	1.96	2576	NS
	M0385	-1988	1645	1.96	2576	S (0.05)
M0404	0.025	1645	1.96	2576	NS	
M0409	-0.246	1645	1.96	2576	NS	
R2	M0130	-0.339	1645	1.96	2576	NS
	M0142	-0.514	1645	1.96	2576	NS
	M0391	0.734	1645	1.96	2576	NS
	M0397	1045	1645	1.96	2576	NS
	M0402	2384	1645	1.96	2576	S (0.05)
	M0412	0	1645	1.96	2576	NS
	M0419	0.981	1645	1.96	2576	NS
	M0421	-0.128	1645	1.96	2576	NS
	M0422	0.935	1645	1.96	2576	NS
	M0146	1724	1645	1.96	2576	S (0.1)
	M0148	0.624	1645	1.96	2576	NS
	M0149	2017	1645	1.96	2576	S (0.05)
R3	M0180	1119	1645	1.96	2576	NS
	M0434	1082	1645	1.96	2576	NS
	M0435	0.954	1645	1.96	2576	NS
	M0438	0.734	1645	1.96	2576	NS
	M0439	0.356	1645	1.96	2576	NS
	M0515	0.954	1645	1.96	2576	NS

<<CONTINUACIÓN>>

	M0544	0.825	1645	1.96	2576 NS
	M0736	-0.135	1234	1.47	1932 NS
	M0759	-1067	1645	1.96	2576 NS
	M0773	1173	1645	1.96	2576 NS
R4	M033	0.88	1645	1.96	2576 NS
	M0147	0.88	1645	1.96	2576 NS
	M0543	0.698	1645	1.96	2576 NS
	M0685	-0.99	1152	1372	1803 NS
R5	M0101	-2.073	1.645	1.96	2.576 S (0.05)
	M0103	0.348	1.645	1.96	2.576 NS
	M0141	-1.816	1.645	1.96	2.576 S (0.1)
	M0305	-1.559	1.645	1.96	2.576 NS
	M0307	-0.667	1.645	1.96	2.576 NS
	M0310	-0.734	1.645	1.96	2.576 NS
	M0324	-1.064	1.645	1.96	2.576 NS
	M0380	-2.421	1.645	1.96	2.576 S (0.05)
	M0390	0.596	1.645	1.96	2.576 NS
	M0396	0.77	1.645	1.96	2.576 NS
	M0411	-1.256	1.645	1.96	2.576 NS
	M0414	-2.293	1.645	1.96	2.576 S (0.05)
	M0417	0.935	1.645	1.96	2.576 NS
	M0424	-1.027	1.645	1.96	2.576 NS
	M0429	2.421	1.645	1.96	2.576 S (0.05)
M0432	1.871	1.645	1.96	2.576 S (0.1)	
R6	M067	-0.136	1645	1.96	2576 NS
	M0137	4601	1645	1.96	2576 S (0.01)
	M0138	4209	1645	1.96	2576 S (0.01)
	M0138	1137	1645	1.96	2576 NS
	M0140	-0.275	1645	1.96	2576 NS
	M0426	1027	1645	1.96	2576 NS
	M0427	2403	1645	1.96	2576 S (0.05)
R7	M031	0.394	1645	1.96	2576 NS
	M057	0.442	1645	1.96	2576 NS
	M0133	-1.77	1645	1.96	2576 S (0.1)
	M0136	-0.037	1645	1.96	2576 NS
	M0393	-0.321	1.645	1.96	2.576 NS
	M0394	-1.898	1.645	1.96	2.576 S (0.1)
	M0395	3.76	1.645	1.96	2.576 S (0.01)
	M0398	-0.304	1.645	1.96	2.576 NS
	M0399	1.064	1.645	1.96	2.576 NS
	M0403	2.311	1.645	1.96	2.576 S (0.05)
	M0405	0.691	1.645	1.96	2.576 NS
M0405	-0.64	1.645	1.96	2.576 NS	
R8	M004	0.798	1645	1.96	2576 NS
	M0369	-0.22	1645	1.96	2576 NS

<<CONTINUACIÓN>>

	M0375	0.885	1645	1.96	2576 NS
	M0376	1.1	1645	1.96	2576 NS
	M0377	-0.385	1645	1.96	2576 NS
R9	M002	-0.738	1.645	1.96	2.576 NS
	M0341	-1.054	1.645	1.96	2.576 NS
	M0343	-4.64	1.645	1.96	2.576 S (0.01)
	M0344	-2.953	1.645	1.96	2.576 S (0.01)
	M0345	-0.578	1.645	1.96	2.576 NS
	M0346	-2.201	1.645	1.96	2.576 S (0.05)
	M0347	-2.495	1.645	1.96	2.576 S (0.05)
	M0358	-3.653	1.645	1.96	2.576 S (0.01)
	M0359	1.084	1.645	1.96	2.576 NS
	M0361	0.548	1.645	1.96	2.576 NS
R10	M021	-0.257	1645	1.96	2576 NS
	M0105	1045	1645	1.96	2576 NS
	M0301	0.651	1645	1.96	2576 NS
	M0303	1706	1645	1.96	2576 S (0.1)
	M0312	-0.422	1645	1.96	2576 NS
	M0314	-1.266	1.645	1.96	2.576 NS
	M0315	-0.625	1.645	1.96	2.576 NS
	M0319	-0.625	1.645	1.96	2.576 NS
	M0321	0.55	1.645	1.96	2.576 NS
M0909	1.213	1.645	1.96	2.576 NS	
R11	M029	-1064	1645	1.96	2576 NS
	M045	-0.82	1645	1.96	2576 NS
	M0188	-0.22	1645	1.96	2576 NS
	M0410	-0.33	1645	1.96	2576 NS
	M0431	-1271	1645	1.96	2576 NS
	M0533	0.766	1069	1274	1674 NS
R12	M0189	-2213	1645	1.96	2576 S (0.05)
	M0190	0.411	1645	1.96	2576 NS
	M0207	-0.573	1645	1.96	2576 NS
	M0497	0.578	1645	1.96	2576 NS
	M0501	0.152	1645	1.96	2576 NS
	M0502	3178	1645	1.96	2576 S (0.01)
	M0503	0.55	1645	1.96	2576 NS
	M0506	-0.232	1645	1.96	2576 NS
R13	M201	-0.227	1398	1666	2.19 NS
	M215	-0.162	1563	1862	2447 NS
	M378	-2366	1645	1.96	2576 S (0.05)
	M379	0.023	1645	1.96	2576 NS
	M486	-1097	1645	1.96	2576 NS
	M490	1716	1645	1.96	2576 S (0.1)
	M546	1963	1645	1.96	2576 S (0.05)

<<CONTINUACIÓN>>

	M008	1.1	1645	1.96	2576 NS
	M041	-1.1	1645	1.96	2576 NS
	M070	-2464	1645	1.96	2576 S (0.05)
	M203	-1389	1645	1.96	2576 NS
R14	M205	-1.12	1481	1764	2318 NS
	M484	-0.676	1645	1.96	2576 NS
	M485	1504	1645	1.96	2576 NS
	M488	-0.816	1645	1.96	2576 NS
	M1203	2803	1398	1666	2.19 S (0.01)

Anexo 3. Análisis de tendencia en el índice de concentración de precipitaciones para la estación lluviosa en las catorce regiones de la zona Interandina del Ecuador mediante el test de Mann-Kendall

Estación	Z calculado	(Statistical table)			Significancia
		a=0.1	a=0.05	a=0.01	
M001_lluv	0.654	1,645	1.96	2,576	NS
M003_lluv	0.917	1,645	1.96	2,576	NS
M024_lluv	1.783	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M0102_lluv	-1.000	1,645	1.96	2,576	NS
M0113_lluv	0.028	1,645	1.96	2,576	NS
M114_lluv	-0.272	1,645	1.96	2,576	NS
M316_lluv	2.193	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M317_lluv	1.284	1,645	1.96	2,576	NS
M318_lluv	0.440	1,645	1.96	2,576	NS
M323_lluv	-1.035	1,645	1.96	2,576	NS
M325_lluv	1.177	1,645	1.96	2,576	NS
M326_lluv	1.760	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M337_lluv	1.495	1,645	1.96	2,576	NS
M350_lluv	0.750	1,645	1.96	2,576	NS
M354_lluv	0.908	1,645	1.96	2,576	NS
M363_lluv	0.165	1,645	1.96	2,576	NS
M364_lluv	-0.257	1,645	1.96	2,576	NS
M385_lluv	0.672	1,645	1.96	2,576	NS
M404_lluv	-0.742	1,645	1.96	2,576	NS
M409_lluv	-0.445	1,645	1.96	2,576	NS
M130_lluv	-1.036	1,645	1.96	2,576	NS
M142_lluv	-1.660	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M391_lluv	0.202	1,645	1.96	2,576	NS
M397_lluv	-1.284	1,645	1.96	2,576	NS
M402_lluv	-0.092	1,645	1.96	2,576	NS
M412_lluv	-0.385	1,645	1.96	2,576	NS
M419_lluv	0.871	1,645	1.96	2,576	NS
M421_lluv	-0.408	1,645	1.96	2,576	NS
M422_lluv	-0.679	1,645	1.96	2,576	NS
M146_lluv	-1.100	1,645	1.96	2,576	NS
M148_lluv	0.211	1,645	1.96	2,576	NS
M149_lluv	-0.312	1,645	1.96	2,576	NS
M180_lluv	-0.083	1,645	1.96	2,576	NS
M434_lluv	-0.162	1,645	1.96	2,576	NS
M435_lluv	-2.192	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M438_lluv	0.070	1,645	1.96	2,576	NS
M439_lluv	-0.314	1,645	1.96	2,576	NS
M515_lluv	-0.284	1,645	1.96	2,576	NS
M544_lluv	0.339	1,645	1.96	2,576	NS
M736_1_lluv	1.261	1,234	1.47	1,932	S (0.1)

<<CONTINUACIÓN>>

M736_2_IIuv	0.939	0.411	0.49	0.644	S (0.01)
M736_3_IIuv	-1.359	0.247	0.294	0.386	S (0.01)
M759_IIuv	0.270	1,645	1.96	2,576	NS
M773_IIuv	-2.159	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M33_IIuv	-1.495	1,645	1.96	2,576	NS
M147_IIuv	0.963	1,645	1.96	2,576	NS
M543_IIuv	-1.558	1,645	1.96	2,576	NS
M685_IIuv	-0.742	1.152	1.372	1.803	NS
M101_IIuv	0.890	1,645	1.96	2,576	NS
M103_IIuv	-0.734	1,645	1.96	2,576	NS
M141_IIuv	-0.110	1,645	1.96	2,576	NS
M305_IIuv	-0.578	1,645	1.96	2,576	NS
M307_IIuv	-1.207	1,645	1.96	2,576	NS
M310_IIuv	-0.495	1,645	1.96	2,576	NS
M324_IIuv	-0.376	1,645	1.96	2,576	NS
M380_IIuv	-1.128	1,645	1.96	2,576	NS
M390_IIuv	-1.880	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M396_IIuv	-1.586	1,645	1.96	2,576	NS
M411_IIuv	0.257	1,645	1.96	2,576	NS
M414_IIuv	1.486	1,645	1.96	2,576	NS
M417_IIuv	-1.293	1,645	1.96	2,576	NS
M424_IIuv	-2.100	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M429_IIuv	-1.669	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M432_IIuv	-2.210	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M067_IIuv	-2.159	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M137_IIuv	-0.930	1,645	1.96	2,576	NS
M138_IIuv	-1.155	1,645	1.96	2,576	NS
M139_IIuv	-0.963	1,645	1.96	2,576	NS
M140_IIuv	-0.759	1,645	1.96	2,576	NS
M426_IIuv	1.137	1,645	1.96	2,576	NS
M427_IIuv	-0.541	1,645	1.96	2,576	NS
M31_IIuv	-0.128	1,645	1.96	2,576	NS
M57_IIuv	0.187	1,645	1.96	2,576	NS
M133_IIuv	-0.862	1,645	1.96	2,576	NS
M136_IIuv	0.523	1,645	1.96	2,576	NS
M393_IIuv	0.248	1,645	1.96	2,576	NS
M394_IIuv	-1.557	1,645	1.96	2,576	NS
M395_IIuv	-3.830	1,645	1.96	2,576	S (0.01)
M398_IIuv	-1.121	1,645	1.96	2,576	NS
M399_IIuv	0.238	1,645	1.96	2,576	NS
M403_IIuv	-1.403	1,645	1.96	2,576	NS
M405_IIuv	-1.936	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M408_IIuv	0.558	1,645	1.96	2,576	NS
M004_IIuv	0.092	1,645	1.96	2,576	NS

<<CONTINUACIÓN>>

M369_lluv	-3.870	1.645	1.96	2.576	S (0.01)
M375_lluv	-0.627	1.645	1.96	2.576	NS
M376_lluv	-0.348	1.645	1.96	2.576	NS
M377_lluv	-0.587	1.645	1.96	2.576	NS
M002_lluv	0.241	1,645	1.96	2,576	NS
M341_lluv	-1.200	1,645	1.96	2,576	NS
M343_lluv	0.266	1,645	1.96	2,576	NS
M344_lluv	1.311	1,645	1.96	2,576	NS
M345_lluv	-0.816	1,645	1.96	2,576	NS
M346_lluv	-0.743	1,645	1.96	2,576	NS
M347_lluv	0.000	1,645	1.96	2,576	NS
M358_lluv	-0.230	1,645	1.96	2,576	NS
M359_lluv	1.573	1,645	1.96	2,576	NS
M361_lluv	0.979	1,645	1.96	2,576	NS
M021_lluv	-0.009	1.645	1.96	2.576	NS
M105_lluv	2.192	1.645	1.96	2.576	S (0.05)
M301_lluv	-0.284	1.645	1.96	2.576	NS
M303_lluv	0.156	1.645	1.96	2.576	NS
M312_lluv	-0.064	1.645	1.96	2.576	NS
M314_lluv	0.009	1.645	1.96	2.576	NS
M315_lluv	-0.257	1.645	1.96	2.576	NS
M319_lluv	0.256	1.645	1.96	2.576	NS
M321_lluv	1.045	1.645	1.96	2.576	NS
M909_lluv	2.194	1.645	1.96	2.576	S (0.05)
M909_sec	-0.036	1.645	1.96	2.576	NS
M029_lluv	-0.972	1,645	1.96	2,576	NS
M029_SEC	0.679	1,645	1.96	2,576	NS
M045_lluv	-1.000	1,645	1.96	2,576	NS
M045_sec	-0.539	1,645	1.96	2,576	NS
M188_lluv	0.752	1,645	1.96	2,576	NS
M188_sec	1.697	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M410_lluv	0.422	1,645	1.96	2,576	NS
M410_sec	0.871	1,645	1.96	2,576	NS
M431_lluv	0.155	1,645	1.96	2,576	NS
M431_sec	-0.682	1,645	1.96	2,576	NS
M533_lluv	0.000	1,152	1,372	1,803	NS
M533_lluv	-0.891	1,152	1,372	1,803	NS
M545_lluv	0.162	1,563	1,862	2,447	NS
M189_lluv	-1.144	1.645	1.96	2.576	NS
M190_lluv	0.423	1.645	1.96	2.576	NS
M207_lluv	-0.816	1.645	1.96	2.576	NS
M497_lluv	-0.038	1.645	1.96	2.576	NS
M501_lluv	-0.131	1.645	1.96	2.576	NS
M502_lluv	0.235	1.645	1.96	2.576	NS
M503_lluv	0.935	1.645	1.96	2.576	NS
M506_lluv	-1.007	1.645	1.96	2.576	NS

<<CONTINUACIÓN>>

M201_IIuv	-1.098	1,398	1,666	2.19	NS
M215_IIuv	1.168	1,563	1,862	2,447	NS
M378_IIuv	-1.779	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M379_IIuv	2.219	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M486_IIuv	0.637	1,645	1.96	2,576	NS
M490_IIuv	-1.193	1,645	1.96	2,576	NS
M546_IIuv	0.846	1,645	1.96	2,576	NS
M008_IIuv	0.000	1,645	1.96	2,576	NS
M041_IIuv	-0.422	1,645	1.96	2,576	NS
M203_IIuv	-0.423	1,645	1.96	2,576	NS
M484_IIuv	-0.874	1,645	1.96	2,576	NS
M488_IIuv	-0.623	1,645	1.96	2,576	NS

Anexo 4. Análisis de tendencia en el índice de concentración de precipitaciones para la estación lluviosa en las catorce regiones de la zona Interandina del Ecuador mediante el test de Mann-Kendall

Estaciones	Z calculado	(Statistical table)			Significancia
		a=0.1	a=0.05	a=0.01	
M001_sec	0.654	1,645	1.96	2576	NS
M003_sec	1,632	1,645	1.96	2,576	NS
M024_sec	1,783	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M0102_sec	0.816	1,645	1.96	2,576	NS
M0113_sec	1,284	1,645	1.96	2,576	NS
M114_sec	1,621	1,645	1.96	2,576	NS
M316_sec	2,213	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M317_sec	0.899	1,645	1.96	2,576	NS
M318_sec	2,017	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M323_sec	1,106	1,645	1.96	2,576	NS
M325_sec	1,515	1,645	1.96	2,576	NS
M326_sec	0.377	1,645	1.96	2,576	NS
M337_sec	2,283	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M350_sec	1,084	1,645	1.96	2,576	NS
M354_sec	1,605	1,645	1.96	2,576	NS
M363_sec	1,348	1,645	1.96	2,576	NS
M364_sec	2,338	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M385_sec	0.682	1,645	1.96	2,576	NS
M404_sec	-0.553	1,645	1.96	2,576	NS
M409_sec	1,297	1,645	1.96	2,576	NS
M130_sec	0.055	1,645	1.96	2,576	NS
M142_sec	0.468	1,645	1.96	2,576	NS
M391_sec	1,009	1,645	1.96	2,576	NS
M397_sec	-0.376	1,645	1.96	2,576	NS
M402_sec	1,229	1,645	1.96	2,576	NS
M412_sec	1,229	1,645	1.96	2,576	NS
M419_sec	1,898	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M421_sec	1,678	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M422_sec	1,412	1,645	1.96	2,576	NS
M146_sec	1,779	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M148_sec	2,687	1,645	1.96	2,576	S (0.01)
M149_sec	1.44	1,645	1.96	2,576	NS
M180_sec	0.807	1,645	1.96	2,576	NS
M434_sec	-0.91	1,645	1.96	2,576	NS
M435_sec	2,091	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M438_sec	1,806	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M439_sec	-1,319	1,645	1.96	2,576	NS
M515_sec	0.963	1,645	1.96	2,576	NS
M544_sec	-0.798	1,645	1.96	2,576	NS
M736_1_sec	1,036	1,234	1.47	1,932	NS

<<CONTINUACIÓN>>

M736_2_sec	-0.188	0.411	0.49	0.644	NS
M736_3_sec	0	0.247	0.294	0.386	NS
M759_sec	2.28	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M773_sec	-0.578	1,645	1.96	2,576	NS
M33_sec	0.266	1,645	1.96	2,576	NS
M147_sec	-0.073	1,645	1.96	2,576	NS
M543_sec	0.789	1,645	1.96	2,576	NS
M685_sec	-1.188	1.152	1.372	1.803	S (0.1)
M101_sec	2,357	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M103_sec	1,036	1,645	1.96	2,576	NS
M141_sec	2,522	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M305_sec	-0.77	1,645	1.96	2,576	NS
M307_sec	-0.142	1,645	1.96	2,576	NS
M310_sec	0.477	1,645	1.96	2,576	NS
M324_sec	1,348	1,645	1.96	2,576	NS
M380_sec	0.559	1,645	1.96	2,576	NS
M390_sec	-0.523	1,645	1.96	2,576	NS
M396_sec	-1,009	1,645	1.96	2,576	NS
M411_sec	2,797	1,645	1.96	2,576	S (0.01)
M414_sec	1.88	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M417_sec	-0.321	1,645	1.96	2,576	NS
M424_sec	0.073	1,645	1.96	2,576	NS
M429_sec	1,045	1,645	1.96	2,576	NS
M432_sec	-0.431	1,645	1.96	2,576	NS
M067_sec	2.363	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M137_sec	-0.226	1,645	1.96	2,576	NS
M138_sec	1.871	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M139_sec	2.421	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M140_sec	-0.235	1,645	1.96	2,576	NS
M426_sec	0.559	1,645	1.96	2,576	NS
M427_sec	2.302	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M31_sec	0.866	1,645	1.96	2,576	NS
M57_sec	0.68	1,645	1.96	2,576	NS
M133_sec	1,889	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M136_sec	3,237	1,645	1.96	2,576	S (0.01)
M393_sec	1,091	1,645	1.96	2,576	NS
M394_sec	-0.074	1,645	1.96	2,576	NS
M395_sec	-1,981	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M398_sec	0.747	1,645	1.96	2,576	NS
M399_sec	0.303	1,645	1.96	2,576	NS
M403_sec	0.468	1,645	1.96	2,576	NS
M405_sec	-0.042	1,645	1.96	2,576	NS
M408_sec	0.708	1,645	1.96	2,576	NS
M004_sec	-1.036	1,645	1.96	2,576	NS
M369_sec	-1.687	1,645	1.96	2,576	S (0.1)

<<CONTINUACIÓN>>

M375_sec	-0.354	1,645	1.96	2,576	NS
M376_sec	0.504	1,645	1.96	2,576	NS
M377_sec	-0.339	1,645	1.96	2,576	NS
M002_sec	0.057	1,645	1.96	2,576	NS
M341_sec	1,103	1,645	1.96	2,576	NS
M343_sec	0.257	1,645	1.96	2,576	NS
M344_sec	1,889	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M345_sec	1,385	1,645	1.96	2,576	NS
M346_sec	0.587	1,645	1.96	2,576	NS
M347_sec	1,163	1,645	1.96	2,576	NS
M358_sec	-0.556	1,645	1.96	2,576	NS
M359_sec	0.618	1,645	1.96	2,576	NS
M361_sec	0.932	1,645	1.96	2,576	NS
M021_sec	1.302	1,645	1.96	2,576	NS
M105_sec	0.706	1,645	1.96	2,576	NS
M301_sec	0.816	1,645	1.96	2,576	NS
M303_sec	3.283	1,645	1.96	2,576	S (0.01)
M312_sec	1.531	1,645	1.96	2,576	NS
M314_sec	2.054	1,645	1.96	2,576	S (0.05)
M315_sec	-0.138	1,645	1.96	2,576	NS
M319_sec	1.292	1,645	1.96	2,576	NS
M321_sec	0.77	1,645	1.96	2,576	NS
M909_sec	-0.036	1,645	1.96	2,576	NS
M029_SEC	0.679	1,645	1.96	2,576	NS
M045_sec	-0.539	1,645	1.96	2,576	NS
M188_sec	1,697	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M410_sec	0.871	1,645	1.96	2,576	NS
M431_sec	-0.682	1,645	1.96	2,576	NS
M545_sec	-1,363	1,563	1,862	2,447	NS
M189_sec	1.798	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M190_sec	0.69	1,645	1.96	2,576	NS
M207_sec	-0.176	1,645	1.96	2,576	NS
M497_sec	0.214	1,645	1.96	2,576	NS
M501_sec	0.839	1,645	1.96	2,576	NS
M502_sec	1.465	1,645	1.96	2,576	NS
M503_sec	-0.669	1,645	1.96	2,576	NS
M506_sec	-0.248	1,645	1.96	2,576	NS
M201_sec	-1,061	1,398	1,666	2.19	NS
M215_sec	0.292	1,563	1,862	2,447	NS
M378_sec	-0.22	1,645	1.96	2,576	NS
M379_sec	-1,728	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M486_sec	0.178	1,645	1.96	2,576	NS
M490_sec	-1,758	1,645	1.96	2,576	S (0.1)
M546_sec	-1,147	1,645	1.96	2,576	NS
M008_sec	-0.422	1,645	1.96	2,576	NS

<<CONTINUACIÓN>>

M041_sec	1,366	1,645	1.96	2,576	NS
M070_sec	0.651	1,645	1.96	2,576	NS
M203_sec	0.755	1,645	1.96	2,576	NS
M205_sec	0.385	1,481	1,764	2,318	NS
M484_sec	-0.513	1,645	1.96	2,576	NS
M485_sec	-0.935	1,645	1.96	2,576	NS
M488_sec	0.904	1,645	1.96	2,576	NS
M1203_sec	-0.379	1,398	1,666	2.19	NS
