

**UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA**

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA HIDRAULICA Y MEDIOAMBIENTAL



**INCORPORACIÓN DE LOS EFECTOS DE ERUPCIONES  
VOLCÁNICAS EN MODELOS ESTOCÁSTICOS DE  
PRECIPITACIÓN EN CUENCAS HIDROGRÁFICAS**

**CASO DEL VOLCAN TUNGURAHUA EN LA MICROCUENCA  
DEL RÍO AMBATO**

TESIS DOCTORAL

POR  
IVÁN RÍOS GARCÍA

DIRECTOR  
DR. ABEL SOLERA SOLERA

VALENCIA, ENERO DE 2016

TESIS DOCTORAL

INCORPORACIÓN DE LOS EFECTOS DE ERUPCIONES  
VOLCÁNICAS EN MODELOS ESTOCÁSTICOS DE  
PRECIPITACIÓN EN CUENCAS HIDROGRÁFICAS

CASO DEL VOLCÁN TUNGURAHUA EN LA MICROCUENCA  
DEL RÍO AMBATO

Iván Ríos García

Director

Dr. D. Abel Solera Solera

Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente  
Universidad Politécnica de Valencia  
Valencia – España

Enero de 2016

# **Agradecimientos**

El autor de esta tesis agradece:

Al profesor Abel Solera, por la confianza depositada, el apoyo permanente y la colaboración prestada a lo largo de este tiempo.

A la Secretaría Nacional de Educación Superior Ciencia y Tecnología del Ecuador por financiar mis estudios de doctorado.

A la Universidad Nacional de Chimborazo por su auspicio y apoyo.

A todos los profesores del Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia.

## Resumen

El agua es un factor determinante en todos los aspectos de la vida del ser humano y en el equilibrio e integridad del entorno natural. El agua es un recurso natural vital y resulta imperativo profundizar en investigaciones que nos permitan comprender qué factores pueden afectar su disponibilidad en el planeta. Particularmente, nos planteamos a través de la presente tesis doctoral, identificar la relación directa entre los efectos del proceso eruptivo de un volcán y el comportamiento de las precipitaciones en una cuenca hidrográfica y, a partir de estos datos, construir una metodología estocástica de series temporales de precipitación que incorpore la variable de efectos de la erupción volcánica.

Referencias históricas y estudios especializados plantean conclusiones preliminares sobre los efectos de grandes erupciones volcánicas a nivel global e incluso impactos a nivel regional como resultado de la expulsión de extensas plumas de ceniza sobre la atmósfera que logran modificar no solo su temperatura sino que provocan variaciones en los patrones de precipitación. A nivel local, sin embargo, existen pocos estudios que plantean la relación entre estos dos fenómenos naturales.

En el Ecuador, su diversidad climática, geográfica y disponibilidad de recursos hídricos recibe una influencia directa de la Cordillera de los Andes que constituye un factor determinante en su topografía y el clima en las tres regiones. En la cordillera coexisten varios volcanes que han presentado actividad eventual o continua afectando no solo la vida de la población, sino provocando efectos importantes para el entorno y para las condiciones meteorológicas del territorio. En el caso concreto del volcán Tungurahua, su actividad se reinicia en 1993, luego de 80 años de reposo. Este fenómeno natural marca un hito histórico en el campo de la vulcanología y la geología ecuatoriana, por la información y resultados técnicos alcanzados y que son utilizados para precautelar vidas humanas a través de las respectivas alertas de evacuación.

El proceso continuo de erupción del Tungurahua se convierte en el escenario ideal para la aplicación de una investigación sobre la relación entre precipitación y efectos de actividad volcánica, pues permite contar con abundantes registros de monitoreo generados a lo largo de más de quince años de actividad permanente, lo que proporciona validez al análisis estadístico, tanto de las series pluviométricas como las series de concentración de  $\text{SO}_2$ .

La presente investigación se desarrolla en seis capítulos que describen los dos fenómenos naturales y plantea una metodología para identificar una relación a través de un modelo estocástico de series de precipitación que incorpore la variable del efecto de erupción volcánica.

En el capítulo 1 se explica la motivación y objetivos propuestos en la investigación, así como la metodología de estudio. El capítulo 2, que corresponde al estado del arte, presenta una síntesis de la revisión bibliográfica respecto a temas que son fundamentales como paso previo al desarrollo de la investigación. Se resumen conceptos y enfoques que orientan este estudio respecto a la importancia del agua en la vida del planeta, el ciclo hidrológico y particularmente el fenómeno de precipitación como eje principal de la presente investigación. A partir de este resumen conceptual se analizan dos temas que sustentan el estudio, esto es, la existencia de eventos naturales singulares, particularmente erupciones volcánicas como potenciales factores que modifican el clima, y los patrones de precipitación. Se recogen conclusiones, avances y aportes de estudios similares que constituyen un punto de partida para la presente tesis doctoral.

En este capítulo, se recogen además, conceptos sobre la modelación de series temporales como herramienta de análisis del comportamiento de la precipitación. En este punto el investigador establece la necesidad de construir un modelo estocástico que incorpore la variable del efecto de erupción volcánica con el fin de proporcionar una herramienta técnica para estudiar este tema, y que se detalla en el capítulo 4.

En el capítulo 3, se describen las herramientas estadísticas que se requieren para comprender cada una de las fases de construcción del modelo, así como los pasos previos que necesita ejecutar el investigador. Se explican conceptos sobre parámetros básicos y herramientas estadísticas que se emplean a nivel de análisis exploratorio, así como pruebas estadísticas de mayor robustez para la detección de cambios repentinos en series temporales y que proporcionan al investigador mayor certeza en las conclusiones. Finalmente se resume la teoría del análisis y la simulación estocástica de series temporales hidrometeorológicas.

El capítulo 4 constituye el eje central de la presente tesis, donde se explica cada uno de los pasos de la metodología que incorpora la variable de una erupción volcánica en un modelo estocástico de series temporales de precipitación. Este capítulo es el principal aporte científico desarrollado por el investigador por cuanto desarrolla una serie de pasos y aplicación de herramientas técnicas para el análisis de la información sobre precipitación y logra construir un indicador que representa el efecto de erupción volcánica, con el fin de contar con dos series temporales, precipitación y concentración  $SO_2$ , que pueden ser comparadas.

El objetivo del modelo propuesto es aportar con información, datos y resultados concluyentes para la toma de decisiones por parte de los administradores de los sistemas hídricos en localidades y regiones expuestas a los efectos de actividad volcánica.

En el capítulo 5 se realiza la aplicación de la metodología propuesta en el estudio de caso en la microcuenca del río Ambato, como zona de influencia del proceso eruptivo del volcán Tungurahua en el Ecuador. El estudio de caso permite validar el modelo y obtener resultados concluyentes sobre la relación entre precipitación y erupción volcánica, que se espera se conviertan en punto de partida para profundizar en el estudio del tema,

considerando principalmente que en el Ecuador y la zona del Pacífico la actividad volcánica es una amenaza latente.

Finalmente el capítulo 6, recoge las principales conclusiones e identifica posibles líneas de investigación que pueden surgir a partir de los resultados de esta investigación, posiblemente una de las más interesantes relacionada a actuales propuestas para mitigar el calentamiento global a través de la experimentación con volcanes artificiales, basados en los datos sobre el enfriamiento que producen las erupciones volcánicas en la atmósfera.

# Summary

Water is a determining factor in all aspects of human life and the balance and integrity of the natural environment. Water is a vital natural resource and it is imperative to deepen research that allow us to understand what factors could affect its availability on the planet. In particular, we considered through this thesis, identify the direct relationship between the effects of a volcanic eruption process and behavior of rainfall in a watershed and, from these data, construct a stochastic time series methodology precipitation to incorporate the variable effects of the volcanic eruption.

Historical references and specialized studies raise preliminary findings on the effects of large volcanic eruptions and even global impacts at regional level as a result of the expulsion of large ash plumes on the atmosphere that achieve change not only the temperature but also cause variations in the precipitation patterns. Locally, however, there are few studies that suggest the relationship between these two natural phenomena.

Cordillera of the Andes has a great influence of Ecuador's climate and geographic diversity, as well as the the availability of the water resources. Within the Andes, several volcanoes that exist and have constant activity, has been affecting people lives health and causing significant effects on the environment and weather conditions of the territory. As a specific case, Tungurahua volcano restarted its volcanic activity in 1993 after 80 years of rest. This natural phenomenon marks a milestone in the field of volcanology and geology in Ecuador for the information and discoveries achieved that have been used for evacuation alerts of the citizens living near the regions.

The continuous process of eruption of Tungurahua volcano reflects a good case-scenario for this research to assess the relationship between precipitation and the effects of volcanic activity levels. The constant activity allowed the ability to monitor Tungurahua over more than fifteen years, and also to provide enough data to perform statistical analysis of both rainfall series and sulfur dioxide SO<sub>2</sub> concentration levels series. This research consists of six chapters describing the two natural phenomena, precipitation and volcanic eruption. A method is proposed to assess a relationship between variable volcanic eruption stochastic models from a precipitation time series.

In the first chapter, the justification and motivation to conduct this research is explained. Chapter 2, which corresponds to the state of the art of this research, presents a synthesis of the literature review on issues that are fundamental and prior to the development of research step. Concepts and approaches that guide this study regarding the importance of water for life on the planet, the hydrological cycle and particularly the phenomenon of precipitation as the main focus of this research are summarized . From this conceptual short two themes underlying the study are discussed, namely the existence of unusual

natural events, particularly volcanic eruptions as potential factors affecting the climate and rainfall patterns. Conclusions, progress and contributions of similar studies provide a starting point for this thesis are collected.

This chapter reviews the concepts of time series modeling as a tool for analyzing the precipitation response. At this point the researcher establishes the need to build a stochastic model that incorporates variable effect of volcanic eruption in order to provide a technical tool to assess the effects with respect to precipitation as explained in Chapter 4.

In Chapter 3, the statistical tools required to understand each of the construction phases of the model are presented. A review of basic parameters and statistical tools used for the analysis is discussed and also, the statistical tests use to detect sudden changes in a time series are considered to provide better agreement on the research findings. Finally, a summary of the stochastic simulation and analysis for hydro-forecasts time series is presented.

Chapter 4 discusses the proposed methodology which is to obtain variable volcanic eruptions from an stochastic model of a precipitation time series. This chapter is the main scientific contribution which includes the development and a step-by-step implementation of technical tools for the analysis of precipitation. This will lead to develop an indicator that demonstrate the effect of volcanic eruption. Consequently, two-time series are constructed for comparison, the precipitation series and sulfur dioxide SO<sub>2</sub> concentration series. The objective of the proposed model is to provide from the information and collected data, results that lead to take effective decisions making by the managers in charge of the supply water systems in regions where they might be expose to the effects by volcanic activities.

In Chapter 5, the proposed methodology discussed in Chapter 4 is applied as case study in Ambato river watershed to assess the influence of the volcanic eruptions from Tungurahua volcano within this zone. This study will validate the proposed model and also the conclusions between the relationship of precipitation and volcanic eruptions. Furthermore, these conclusions will lead to become a starting point for further studies, especially considering that the volcanic activities in Ecuador and the Pacific region are a threat.

Finally, Chapter 6 presents the main conclusions and identifies possible lines of inquiry that may arise from the results of this research, possibly one of the most interesting related to current proposals to mitigate global warming through experimentation with artificial volcanoes based on the data on the cooling produced by volcanic eruptions in the atmosphere.

# Resum

L'aigua és un factor determinant en tots els aspectes de la vida del ser humà i en l'equilibri i integritat de l'entorn natural. L'aigua és un recurs natural vital i resulta imperatiu aprofundir en investigacions que ens permeten comprendre quins factors poden afectar la seua disponibilitat en el planeta. Particularment, ens plantejem a través de la present tesi doctoral, identificar la relació directa entre els efectes del procés eruptiu d'un volcà i el comportament de les precipitacions en una conca hidrogràfica i, a partir d'estes dades, construir una metodologia estocàstica de sèries temporals de precipitació que incorpore la variable d'efectes de l'erupció volcànica.

Referències històriques i estudis especialitzats plantegen conclusions preliminars sobre els efectes de grans erupcions volcàniques a nivell global i inclús impactes a nivell regional com resultat de l'expulsió d'extenses plomes de cendra sobre l'atmosfera que aconseguixen modificar no sols la seua temperatura sinó que provoquen variacions en els patrons de precipitació. A nivell local, no obstant això, hi ha pocs estudis que plantegen la relació entre estos dos fenòmens naturals.

En l'Equador, la seua diversitat climàtica, geogràfica i disponibilitat de recursos hídrics rep una influència directa de la Serralada dels Andes que constituïx un factor determinant en la seua topografia i el clima en les tres regions. En la serralada coexistixen uns quants volcans que han presentat activitat eventual o contínua afectant no sols la vida de la població, sinó provocant efectes importants per a l'entorn i per a les condicions meteorològiques del territori. En el cas concret del volcà Tungurahua, la seua activitat es reinicia en 1993, després de 80 anys de repòs. Este fenomen natural marca una fita històrica en el camp de la vulcanologia i la geologia equatoriana, per la informació i resultats tècnics aconseguits i que són utilitzats per a precaucionar vides humanes a través de les respectives alertes d'evacuació.

El procés continu d'erupció del Tungurahua es convertix en l'escenari ideal per a l'aplicació d'una investigació sobre la relació entre precipitació i efectes d'activitat volcànica, perquè permet comptar amb abundants registres de monitoreo generats al llarg de més de quinze anys d'activitat permanent, la qual cosa proporciona validesa a l'anàlisi estadística, tant de les sèries pluviomètriques com les sèries de concentració de SO<sub>2</sub>.

La present investigació es desenrotlla en sis capítols que descriuen els dos fenòmens naturals i planteja una metodologia per a identificar una relació a través d'un model estocàstico de sèries de precipitació que incorpore la variable de l'efecte d'erupció volcànica.

En el capítol 1 s'explica la motivació i objectius proposats en la investigació, així com la metodologia d'estudi. El capítol 2, que correspon a l'estat de l'art, presenta una síntesi de la revisió bibliogràfica respecte a temes que són fonamentals com a pas previ al desenrotllament de la investigació. Es resumixen conceptes i enfocaments que orienten este estudi respecte a la importància de l'aigua en la vida del planeta, el cicle hidrològicament i particularment el fenomen de precipitació com a eix principal de la present investigació. A partir d'este resum conceptual s'analitzen dos temes que sustenten l'estudi, açò és, l'existència d'esdeveniments naturals singulars, particularment erupcions volcàniques com a potencials factors que modifiquen el clima, i els patrons de precipitació. S'arreguen conclusions, avanços i aportacions d'estudis semblants que constitueixen un punt de partida per a la present tesi doctoral.

En este capítol, s'arreguen a més conceptes sobre la modelació de sèries temporals com a ferramenta d'anàlisi del comportament de la precipitació. En este punt l'investigador estableix la necessitat de construir un model estocàstic que incorpore la variable de l'efecte d'erupció volcànica a fi de proporcionar una ferramenta tècnica per a estudiar este tema, i que es detalla en el capítol 4.

En el capítol 3, es descriuen les ferramentes estadístiques que es requerixen per a comprendre cada una de les fases de construcció del model, així com els passos previs que necessita executar l'investigador. S'expliquen conceptes sobre paràmetres bàsics i ferramentes estadístiques que s'empren a nivell d'anàlisi exploradora, així com proves estadístiques de major robustesa per a la detecció de canvis sobtats en sèries temporals i que proporcionen a l'investigador major certesa en les conclusions. Finalment es resumix la teoria de l'anàlisi i la simulació estocàstica de sèries temporals hidrometeorològiques.

El capítol 4 constituïx l'eix central de la present tesi, on s'explica cada un dels passos de la metodologia que incorpora la variable d'una erupció volcànica en un model estocàstic de sèries temporals de precipitació. Este capítol és la principal aportació científic desenrotllat per l'investigador per quant desenrotlla una sèrie de passos i aplicació de ferramentes tècniques per a l'anàlisi de la informació sobre precipitació i aconseguix construir un indicador que representa l'efecte d'erupció volcànica, a fi de comptar amb dos sèries temporals, precipitació i concentració  $SO_2$ , que poden ser comparades.

L'objectiu del model proposat és aportar amb informació, dades i resultats concloents per a la presa de decisions per part dels administradors dels sistemes hídrics en localitats i regions exposades a l'efecte d'activitat volcànica.

En el capítol 5 es realitza l'aplicació de la metodologia proposada en l'estudi de cas en la microconca del riu Ambato, com a zona d'influència del procés eruptiu del volcà Tungurahua en l'Equador. L'estudi de cas permet validar el model i obtindre resultats concloents sobre la relació entre precipitació i erupció volcànica, que s'espera es convertisquen en punt de partida per a aprofundir en l'estudi del tema, considerant principalment que en l'Equador i la zona del Pacífic l'activitat volcànica és una amenaça latent.

Finalment el capítol 6, arreplega les principals conclusions i identifica possibles línies d'investigació que poden sorgir a partir dels resultats d'esta investigació, possiblement una de les més interessants relacionada a actuals propostes per a mitigar el calfament global a través de l'experimentació amb volcans artificials, basats en les dades sobre el refredament que produïxen les erupcions volcàniques en l'atmosfera.

# Índice General

<b>1</b>	<b>Introducción</b>	<b>1</b>
1.1	Motivo	1
1.2	Objetivo	2
1.3	Contribuciones	2
1.4	Metodología	3
<b>2</b>	<b>Estado del arte</b>	<b>4</b>
2.1	El recurso hídrico	4
2.1.1	Importancia del recurso hídrico	4
2.1.2	Impactos climáticos en el ciclo hidrológico y en la precipitación	7
2.1.3	Variabilidad de las precipitaciones en el contexto global	9
2.1.4	Variabilidad de las precipitaciones en Sudamérica	10
2.1.5	Variabilidad de las precipitaciones en Ecuador	12
2.2	Erupciones volcánicas como factores que modifican el clima	16
2.2.1	Erupciones volcánicas	16
2.2.2	Efectos en la atmósfera por erupciones volcánicas	18
2.2.3	Volcanismo y efectos sobre el clima	23
2.2.4	Cambios temporales en temperatura y precipitación por erupción volcánica	25
2.2.5	Erupciones volcánicas en el Ecuador	30
2.3	Modelación de series temporales	32
2.4	Resumen	38
<b>3</b>	<b>Estudio de las series temporales hidrometeorológicas</b>	<b>41</b>
3.1	Parámetros estadísticos	42
3.2	Análisis exploratorio de datos	43
3.3	Análisis de homogeneidad	44
3.4	Análisis de independencia	46
3.5	Estadística para la detección de cambios en series de precipitación	48
3.6	Normalización y estacionarización de las series	51
3.7	Modelos Box – Jenkins	52
3.8	Procedimiento de elaboración de los modelos Box-Jenkins	55
3.9	Análisis de intervención	60
<b>4</b>	<b>Metodología que incorpora la variable de una erupción volcánica en un modelo estocástico de series precipitación</b>	<b>63</b>
4.1	Modelación hidrológica	64
4.2	Construcción de la metodología	65
4.3	Fase 1: Variabilidad de series de precipitación asociadas a una erupción volcánica	66
4.3.1	Selección de área de estudio y estaciones meteorológicas	67
4.3.2	Definición de período de estudio	68
4.3.3	Análisis exploratorio de datos	69
4.3.4	Análisis de consistencia	80
4.3.5	Análisis de valores atípicos	81
4.3.6	Análisis gráfico del comportamiento de la precipitación	82
4.3.7	Análisis de homogeneidad	82
4.3.8	Detección de cambios estructurales en las series de precipitación	84
4.4	Fase 2: Modelo estocástico de precipitación que incorpora los efectos de una erupción volcánica en una microcuenca	85
4.4.1	Modelación estocástica	86
4.4.2	Estimación de la componente exógena	87
4.4.3	Cointegración de la serie temporal de precipitación y concentración de SO <sub>2</sub>	87
4.4.4	Estimación de la componente estocástica	88
4.4.5	Normalización de las series de precipitación	88

4.4.6	Identificación del modelo .....	88
4.4.7	Estimación de parámetros del modelo .....	89
4.4.8	Validación del modelo.....	90
4.5	Resumen de la metodología.....	90
<b>5</b>	<b>Caso de estudio.....</b>	<b>93</b>
5.1	Ubicación de la microcuenca del río ambato .....	93
5.2	Volcán tungurahua.....	94
5.3	Aplicación de la metodología .....	97
5.4	Variabilidad de series de precipitación anual asociadas a la erupción del volcán Tungurahua.....	97
5.4.1	Selección del área de estudio y estaciones meteorológicas .....	97
5.4.2	Definición de período de estudio.....	98
5.4.3	Análisis exploratorio de las series de precipitación anual.....	98
5.4.4	Análisis de consistencia de las precipitaciones anuales.....	101
5.4.5	Análisis de valores atípicos de las series de precipitación anual.....	101
5.4.6	Análisis gráfico del comportamiento de la precipitación anual.....	103
5.4.7	Análisis de homogeneidad de las series de precipitación anual.....	103
5.4.8	Detección de cambios estructurales en las series de precipitación anual.....	104
5.5	Metodología fase 1: Variabilidad de las series de precipitación mensual asociadas a la erupción del volcán Tungurahua.....	111
5.5.1	Análisis exploratorio de las series de precipitación mensual .....	111
5.5.2	Análisis de consistencia de las precipitaciones mensuales.....	126
5.5.3	Análisis de valores atípicos de las series de precipitación mensual.....	127
5.5.4	Análisis gráfico del comportamiento de la precipitación mensual.....	129
5.5.5	Análisis de homogeneidad de las series de precipitación mensual.....	133
5.5.6	Detección de cambios estructurales en las series de precipitación mensual.....	134
5.6	Metodología fase 2: modelo estocastico de precipitación que incorpora la variable del proceso eruptivo del volcán tungurahua en la microcuenca del río ambato .....	157
5.6.1	Estimación de la componente exógena.....	157
5.6.2	Estimación de la componente estocástica.....	159
<b>6</b>	<b>Conclusiones y líneas futuras de investigación .....</b>	<b>166</b>
6.1	Conclusiones .....	166
6.2	Líneas futuras de investigación .....	169
	<b>Referencias.....</b>	<b>172</b>
	<b>Apéndices.....</b>	<b>184</b>
A	Series de precipitación .....	185
B	Pruebas de consistencia serie precipitación anual.....	190
C	Estadística descriptiva mensual.....	193
D	Valores de concentración SO <sub>2</sub> .....	197
E	Figuras de curva de doble masa precipitación mensual.....	200
F	Prueba valores atípicos series de precipitación mensual .....	206
G	Análisis gráfico del comportamiento de la precipitación mensual.....	208
H	Pruebas de homogeneidad de las series de precipitación mensual.....	212
I	Estadísticos cambios precipitación mensual microcuenca del río ambato .....	215
J	Tendencias y anomalías relativas mensuales .....	219
K	Series de precipitación modelo que incorpora efectos erupción volcánica .....	224

# Índice de Tablas

2.1	Sudamérica: recursos hídricos renovables totales y disponibilidad media por habitante.	6
2.2	Índice de explosividad volcánica (VEI).....	18
2.3	Distribución granulométrica de la ceniza volcánica.....	18
2.4	Características composición de los gases por erupción volcán.....	19
2.5	Efectos de erupciones volcánicas explosivas en el clima.....	25
3.1	Distribución tc de Student.....	45
3.2	Modelos AR(p), MA(q) y ARMA(p,q) generalizados a un modelo ARIMA (p,d,q)...	54
3.3	Condiciones de estacionaridad e invertibilidad para algunos modelos.....	57
3.4	Valores referenciales del Criterio Nash-Sutcliffe.....	60
4.1	Modelo concentración SO <sub>2</sub> por erupción volcánica.....	79
5.1	Estadística descriptiva series de precipitación anual microcuenca del río Ambato...	100
5.2	Pruebas de consistencia series anuales de precipitación anual.....	104
5.3	Cambios bruscos precipitación anual microcuenca río Ambato.....	105
5.4	Estadísticos de tendencia precipitación anual.....	106
5.5	Años con cambios series de precipitación anual.....	108
5.6	Valores de VEI eventos explosivos volcán Tungurahua.....	119
5.7	Parámetros cálculo concentración de SO <sub>2</sub> .....	120
5.8	Pruebas de homogeneidad series de precipitación mes de abril.....	133
5.9	Pruebas de homogeneidad series de precipitación mes de septiembre.....	133
5.10	Pruebas de homogeneidad series de precipitación mes de diciembre.....	134
5.11	Años con cambios series de precipitación mes enero.....	135
5.12	Años con cambios series de precipitación mes abril.....	139
5.13	Años con cambios series de precipitación mes mayo.....	142
5.14	Años con cambios series de precipitación mes julio.....	146
5.15	Años con cambios series de precipitación mes septiembre.....	149
5.16	Años con cambios series de precipitación mes diciembre.....	152
5.17	Meses con cambios significativos en las series de precipitación.....	156
5.18	Estadísticos de cointegración precipitación y concentración de SO <sub>2</sub> .....	157
5.19	Pruebas estadísticas modelo de regresión.....	159
5.20	Estadísticos de estacionariedad de las series de precipitación.....	159
5.21	Estadísticos de estacionariedad de series de precipitación integradas de orden uno..	160
5.22	Estimación del modelo ARIMA de las series de precipitación.....	161
5.23	Estadístico de Nash-Sutcliffe series de precipitación modeladas.....	165

# Índice de Figuras

2.1	Balance de radiación debido a aerosoles de sulfato por erupción volcánica.....	22
2.2	División del arco volcánico ecuatoriano se divide en tres alineaciones de volcanes...	31
2.3	Amenazas volcánicas potenciales en el Ecuador Continental.....	31
3.1	Procedimiento interactivo de modelos ARIMA.....	55
3.2	Ejemplos de intervenciones tipo impulso para una erupción volcánica en un período..	62
3.3	Ejemplos de intervenciones tipo escalón.....	62
4.1	Procedimiento Fase 1 de la metodología.....	67
4.2	Ejemplo ilustrativo de isópacas de distribución de ceniza volcánica.....	68
4.3	Erupción estromboliana. VEI=1-2.....	74
4.4	Erupción vulcaniana VEI=3.....	74
4.5	Erupción subpliniana VEI=4.....	74
4.6	Erupción pliniana VEI=4-5.....	74
4.7	Balance de masas carga de SO <sub>2</sub> .....	75
4.8	Ejemplo ilustrativo serie temporal de precipitación.....	80
4.9	Ejemplo ilustrativo serie temporal de concentración SO <sub>2</sub> .....	80
4.10	Ejemplo ilustrativo precipitación en los sub-períodos.....	82
4.11	Ejemplo ilustrativo de cambios en tendencia y saltos series de precipitación.....	84
4.12	Procedimiento Fase 2 de la metodología.....	86
5.1	Ubicación microcuenca río Ambato.....	94
5.2	Estaciones meteorológicas.....	94
5.3	Erupción volcán Tungurahua 2010.....	95
5.4	Isópacas erupción volcán Tungurahua octubre 1999.....	96
5.5	Isópacas erupción volcán Tungurahua 14 de julio 2006.....	96
5.6	Isópacas erupción volcán Tungurahua 16 de agosto 2006.....	96
5.7	Isópacas erupción volcán Tungurahua junio 2007.....	96
5.8	Isópacas erupción volcán Tungurahua enero de 2010.....	96
5.9	Curva de doble masa precipitación anual microcuenca río Ambato.....	101
5.10	Valores atípicos series de precipitación anual.....	102
5.11	Comportamiento precipitación anual sub-períodos.....	103
5.12	Años con cambios series de precipitación anual.....	108
5.13	Tendencias precipitación anual microcuenca río Ambato.....	109
5.14	Anomalías relativas anuales microcuenca río Ambato.....	110
5.15	Precipitación mensual - concentración SO <sub>2</sub> nor-este microcuenca río Ambato.....	121
5.16	Precipitación mensual - concentración SO <sub>2</sub> centro microcuenca río Ambato.....	122
5.17	Precipitación mensual - concentración SO <sub>2</sub> sur microcuenca río Ambato.....	125
5.18	Valores atípicos precipitación mensual microcuenca río Ambato.....	128
5.19	Comportamiento precipitación abril sub-períodos.....	129
5.20	Comportamiento precipitación mayo sub-períodos.....	130
5.21	Comportamiento precipitación junio sub-períodos.....	131
5.22	Comportamiento precipitación septiembre sub-períodos.....	131
5.23	Comportamiento precipitación diciembre sub-períodos.....	132
5.24	Años con cambios series de precipitación enero.....	135
5.25	Tendencias precipitación enero microcuenca río Ambato.....	136
5.26	Anomalías relativas enero microcuenca río Ambato.....	137
5.27	Años con cambios series de precipitación abril.....	139
5.28	Tendencias precipitación abril microcuenca río Ambato.....	140

5.29	Anomalías relativas abril microcuenca río Ambato.....	141
5.30	Años con cambios series de precipitación mayo.....	142
5.31	Tendencias precipitación mayo microcuenca río Ambato.....	144
5.32	Anomalías relativas mayo microcuenca río Ambato.....	145
5.33	Años con cambios series de precipitación julio.....	146
5.34	Tendencias precipitación julio microcuenca río Ambato.....	147
5.35	Anomalías relativas julio microcuenca río Ambato.....	148
5.36	Años con cambios series de precipitación septiembre.....	149
5.37	Tendencias precipitación septiembre microcuenca río Ambato.....	150
5.38	Anomalías relativas septiembre microcuenca río Ambato.....	151
5.39	Años con cambios series de precipitación diciembre.....	152
5.40	Tendencias precipitación diciembre microcuenca río Ambato.....	154
5.41	Anomalías relativas diciembre microcuenca río Ambato.....	155
5.42	Modelos de regresión series de precipitación mensual-concentración SO <sub>2</sub> .....	158
5.43	Modelo precipitación sector norte microcuenca río Ambato.....	162
5.44	Modelo precipitación sector centro microcuenca río Ambato.....	163
5.45	Modelo precipitación sector sur microcuenca río Ambato.....	164

# Capítulo 1

## INTRODUCCIÓN

Este capítulo está dedicado exclusivamente a la descripción de los aspectos metodológicos y procedimientos aplicados en la investigación, así como los objetivos planteados por el doctorando y el aporte que los resultados de la tesis representan para el estado del conocimiento.

### 1.1 MOTIVO

En el Ecuador, existen cuencas y microcuencas hidrográficas que presentan un alto grado de vulnerabilidad y riesgo debido a la presencia de volcanes con diferentes niveles de actividad eruptiva. En los últimos veinte años se han realizado grandes esfuerzos por identificar y mitigar los impactos que el proceso eruptivo de un volcán provoca en la salud humana y en la industria agrícola principalmente, sin embargo poco o nada se conoce de los impactos que los procesos eruptivos provocan en el cambio y la variabilidad climática a nivel local, o sobre los cambios provocados en los regímenes de precipitaciones en el corto plazo y a nivel de una microcuenca hidrográfica. Esto ha motivado la presente investigación.

El tema del presente trabajo de investigación se desarrolla con la expectativa de contribuir con metodologías que identifiquen y analicen las modificaciones de la variable climática precipitación a nivel de microcuenca hidrográfica, en el corto plazo, por efectos de una erupción volcánica.

Una segunda motivación es generar información que se convierta en insumo técnico en el debate sobre cómo evitar y mitigar las consecuencias del cambio climático. En el Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007), se planteó como medida urgente establecer políticas que promuevan la reducción de las emisiones de carbono a través del aumento de la eficiencia energética y el cambio de combustibles fósiles por fuentes renovables de energía, como la eólica, solar, geotérmica y los biocombustibles, posiblemente complementando con el uso a gran escala de la energía nuclear. A falta de progresos visibles en la disminución de las emisiones, los científicos discuten enfoques de emergencia para mitigar el calentamiento planetario. Por esta razón, se desarrollan técnicas que se fundamentan en los efectos provocados por las erupciones volcánicas con el objetivo de incrementar los niveles naturales de aerosoles de sulfato de manera artificial, causando un aumento en el albedo planetario, reduciendo la entrada de radiación solar y logrando la disminución de la temperatura media.

Bajo estas consideraciones, es evidente la importancia de realizar estudios que demuestren técnicamente la presencia de posibles modificaciones en los patrones de

temperatura y precipitación, así como los impactos positivos y negativos relacionados a la erupción de un volcán a nivel de microcuenca hidrográfica.

## **1.2 OBJETIVO**

El objetivo principal de esta tesis es aportar en el desarrollo de métodos globales e integrados capaces de analizar y proporcionar predicciones locales de precipitación, considerando parámetros que identifiquen fenómenos singulares como las erupciones de un volcán que puedan alterar las series de tiempo de lluvia en el corto plazo. Para alcanzar este objetivo es necesario superar las siguientes metas.

- Identificar los principales métodos de modelación estocástica que permitan analizar y predecir fenómenos complejos como la precipitación.
- Determinar a través de métodos de modelación estocástica la existencia de una variabilidad de la precipitación de acuerdo a la evidencia histórica que tiene la microcuenca del río Ambato.
- Establecer el procedimiento y la metodología para integrar en un modelo estocástico de análisis y predicción local de precipitación, parámetros que determinen las variaciones de las series de lluvia en el corto plazo, debido a los eventos eruptivos explosivos de un volcán.

## **1.3 CONTRIBUCIONES**

El aporte original de esta tesis al conocimiento consiste específicamente en el desarrollo de una metodología que incorpora en un modelo estocástico de precipitación la variable de los efectos del proceso eruptivo de un volcán.

La principal fortaleza de la metodología es su adaptabilidad a similares investigaciones en este campo. Se espera que la metodología y particularmente el estudio de caso desarrollado en esta tesis sobre los efectos del proceso eruptivo del volcán Tungurahua en los patrones de precipitación de la microcuenca del río Ambato, pueda ser aplicado en los procesos eruptivos de los volcanes Cotopaxi, Reventador y otros del país y de la región.

Otra contribución de la metodología es la generación de sinergias institucionales en la construcción de políticas y estrategias integrales sobre manejo de riesgos de eventos extremos de precipitación que pueden ocurrir en las microcuencas debido al proceso eruptivo de un volcán.

Un aporte final es que el presente estudio se constituya en el inicio de un proceso investigativo que involucre a instituciones públicas y privadas de educación superior en el estudio de los principales efectos sobre el ambiente de los procesos eruptivos de los volcanes activos del Ecuador.

## 1.4 METODOLOGÍA

La presente investigación mantiene un enfoque que integra técnicas de carácter cuantitativa y cualitativa. Los datos cuantitativos provienen de dos tipos de datos: el análisis estadístico de las series temporales de precipitación y la serie de concentración de SO<sub>2</sub>, elaborada a partir de los datos de emisión carga de monóxido de azufre durante la erupción volcánica. Estos datos se combinan con información obtenida por métodos cualitativos sobre el proceso eruptivo de un volcán. La dinámica de determinados procesos o los motivos que expliquen algunos resultados se obtendrán por medio de métodos cuantitativos.

La metodología que se empleará en el desarrollo de la tesis responde al esquema clásico del método científico, adaptado al problema particular que se trata en ella, y consta de los siguientes resultados y actividades.

*Análisis y sistematización* de los antecedentes investigativos relacionados con las erupciones volcánicas y la variabilidad climática y en particular de los patrones de precipitación.

*Identificación* de la variabilidad de los patrones de precipitación en una microcuenca asociados al proceso eruptivo de un volcán.

*Construcción de la metodología* para integrar en un modelo estocástico de predicción local, parámetros que simulan las modificaciones de los patrones de lluvia, debido a la erupción de un volcán.

*Aplicación de la metodología* en la que se incorporan los efectos de erupciones volcánicas en modelos estocásticos de precipitación en una microcuenca ecuatoriana con presencia de un volcán activo.

*Presentación de conclusiones* a partir de resultados obtenidos en el caso de estudio.

Siguiendo la metodología planteada y con el propósito de alcanzar el objetivo principal, se desarrollaron las siguientes actividades.

Revisión del estado del arte sobre los recursos hídricos y cambio climático, y de las amenazas naturales como las erupciones volcánicas y sus efectos potenciales en la variación climática a nivel global y local (Capítulo 2).

Estudio del marco teórico de los modelos Box-Jenkins o Modelos ARIMA, utilizados en el análisis de series temporales de precipitación (Capítulo 3).

Desarrollo de una metodología para la aplicación de un modelo estocástico de análisis de series de precipitación asociados a una erupción volcánica (Capítulo 4).

Aplicación de la metodología planteada en un estudio de caso en la microcuenca del río Ambato asociado al proceso eruptivo del volcán Tungurahua en Ecuador (Capítulo 5).

Presentación de conclusiones y líneas futuras de investigación (Capítulo 6).

# Capítulo 2

## ESTADO DEL ARTE

La construcción del estado del arte requirió la revisión de bibliografía especializada e información actual relacionada al tema de la presente investigación. Sin embargo, la descripción y problemática del recurso hídrico es extensa y ha sido ampliamente abordada desde diferentes enfoques.

El presente capítulo resume datos y conclusiones de reconocidos estudios respecto a la importancia del agua en la vida del planeta, la definición del ciclo hidrológico y particularmente aportes relativos al tema de la precipitación como eje principal de la presente investigación.

A partir de esta información se analizan dos temas que sustentan el estudio, esto es, la existencia de eventos naturales singulares, particularmente erupciones volcánicas como potenciales factores que modifican el clima y las precipitaciones; e información sobre la modelación de series temporales como una herramienta que permite conocer a escala local el comportamiento de las precipitaciones.

### 2.1 EL RECURSO HÍDRICO

El agua es un recurso finito, vital para el ser humano y esencial para el desarrollo social, económico y ambiental. Sin embargo, a pesar de la importancia para la vida del hombre, solo en las últimas décadas se empieza a tomar conciencia pública de su escasez y el riesgo de una disminución de las fuentes de agua dulce. En la actualidad existe gran cantidad de información relacionada con el recurso hídrico, algunos estudios son de particular interés en el ámbito de esta tesis: la importancia cada vez mayor del recurso hídrico, los impactos climáticos sobre el ciclo hidrológico y las precipitaciones, y la variabilidad de los patrones de precipitación a nivel local.

#### 2.1.1 Importancia del recurso hídrico

En el último siglo, el uso del recurso hídrico se incrementa de forma acelerada incluso a un ritmo superior a la tasa de crecimiento demográfico. En algunas regiones del planeta son perceptibles los desequilibrios entre la disponibilidad de agua dulce y la población, sin embargo, técnicamente aún no es posible afirmar que existe escasez global de agua. A medida que transcurre el tiempo y el agua dulce se convierte en un recurso escaso, se generan continuos conflictos y restricciones para el acceso.

El Informe sobre Desarrollo Mundial del Agua 2009 reveló que aproximadamente la mitad de la población mundial vivirá en regiones de alto estrés hídrico en 2030. Connor

(2010) señala que esta proyección es particularmente desalentadora tomando en cuenta que en el año 2000 cerca de 508 millones de personas habitaron regiones con escasez de agua, lo que indica que el porcentaje de la población mundial afectada podría dispararse del 8% a 47% en apenas tres décadas. La población mundial crece en 80 millones de personas cada año, mientras que el aumento de la demanda de agua dulce se calcula en alrededor de 64 mil millones de metros cúbicos de agua al año. En el informe de Vital Water Graphics (2008), se concluye que existe una disminución en el suministro de agua subterránea, y se estima que un 20% de los acuíferos del planeta están sobreexplotados, algunos de manera extrema, indica que a nivel mundial, el acelerado crecimiento poblacional ocasionó que las extracciones de agua dulce se tripliquen en los últimos 50 años, provocando que la disponibilidad de potencial mundial del agua disminuya de 12.900 m<sup>3</sup> por habitante y por año en 1970, a 9.000 m<sup>3</sup> en 1990, y a cerca de 7.000 m<sup>3</sup> en el 2000. Según la UNESCO (2006), aproximadamente 1.100 millones de personas en el mundo viven con serias limitaciones de acceso al agua potable, mientras que dos de cada cinco personas carecen de infraestructura de saneamiento básico. Para el año 2025 alrededor de 1.800 millones de personas vivirán en países o regiones con una dramática escasez de agua.

La actividad que utiliza alrededor del 70% del agua dulce es la agricultura, 20% industria y 10% agua para consumo doméstico. También Onda (2012) basándose en informes de la OMS indica que se prevé que la demanda mundial de extracciones de agua aumenten en un 55% para el 2050, debido a la creciente demanda por parte de la industria, la generación de energía eléctrica, la agricultura y el uso doméstico.

En Sudamérica el escenario hídrico es diverso y contrastante, que va desde la abundancia, con el río más grande del mundo en la cuenca del Amazonas, hasta la escasez extrema, en uno de los desiertos más áridos, el Atacama en Chile. La cuenca del Amazonas cubre aproximadamente una tercera parte de Sudamérica y descarga el 20% del agua superficial que vierten en conjunto todos los ríos del mundo. La descarga anual del Amazonas 6.700 millones de hm<sup>3</sup> equivale a cinco veces al del río Congo, el segundo más grande del mundo. Sin embargo, a pesar de la aparente abundancia, dos terceras partes de la región se clasifican como áridas o semiáridas, el 30% de la zona recibe menos de 300 mm de lluvia al año (Global Water Partnership, 2005). La principal característica de este territorio es la presencia de La Cordillera de los Andes como la columna vertebral de la región y el origen de los fenómenos que hacen que cuente con un ciclo del agua con gran dinamismo y abundancia, además genera la variedad climática y ecosistémica que la caracteriza. Debido a su gran altitud y extensión, los Andes están coronados por el complejo de glaciares tropicales de alta montaña más extenso del mundo y por ecosistemas alto andino endémicos, como los páramos, de los que dependen para el suministro de agua, cerca de 50 millones de personas en la región (Global Water Partnership, 2005). La FAO (2014) en sus reportes explica que la disponibilidad media anual del agua dulce para el año 2013 en Sudamérica, fue del orden de 43.800 m<sup>3</sup> por habitante, con fuertes variaciones en el tiempo y en el espacio entre los nueve países considerados. Puede verse en la Tabla 2.1

que Argentina cuenta con sólo 21.141 m<sup>3</sup>/habitante/año, mientras Perú alcanza los 62.352 m<sup>3</sup>/habitante/año.

**Tabla 2.1.** Sudamérica: recursos hídricos renovables totales y disponibilidad media por habitante (FAO,2014)

<b>País</b>	<b>Superficie (miles Km<sup>2</sup>)</b>	<b>Población (mill. Hab.)</b>	<b>Rec. Hídricos renovables totales (hm<sup>3</sup>/año)</b>	<b>Disponibilidad media por habitante (m<sup>3</sup>/hab./año)</b>
Argentina	2.780	41,4	876.00	21.141
Bolivia	1.099	10,7	574.000	53.791
Chile	756	17,6	923.000	52.389
Colombia	1.142	48,3	2360.000	48.840
Ecuador	256	15,7	457.000	29.063
Paraguay	407	6,8	388.000	57.013
Perú	1.285	30,4	1894.000	62.352
Uruguay	176	3,4	172.000	50.543
Venezuela	912	30,4	1325.000	43.578
<b>Total</b>	<b>8.813</b>	<b>204,7</b>	<b>8969.000</b>	<b>49.717</b>

De la Tabla 2.1 es interesante destacar que en el Ecuador continental la disponibilidad de agua superficial por habitante en condiciones de régimen natural y con una garantía del 90%, es de 29.063 m<sup>3</sup>/habitante/año. El 96% de la población ocupa la región Sierra y la Costa en donde el potencial hídrico es de 3.487 m<sup>3</sup> por habitante/año, que corresponde al 12% de la disponibilidad de agua, mientras que el mayor potencial hídrico del país 88%, que corresponde a 25.575,44 m<sup>3</sup> por habitante/año se ubica en la vertiente Amazónica, en donde vive solamente el 4% de la población nacional.

En conclusión podemos decir que la disponibilidad de los recursos hídricos a nivel mundial, regional y local presenta características y particularidades propias que necesitan ser analizadas con profundidad. Existen temas concretos que en la actualidad cobran interés por su relacionamiento con el recurso hídrico como los forzantes naturales y

antropogénicos y sus principales impactos climáticos sobre el ciclo hidrológico y particularmente sobre la precipitación.

### **2.1.2 Impactos climáticos en el ciclo hidrológico y en la precipitación**

El agua es esencial para los ecosistemas y todas las formas de vida, además de ser un elemento clave para la salud humana, la agricultura y la industria. Su importancia plantea la necesidad de estudiar el sistema climático, los cambios actuales y futuros que afectan la composición de la atmósfera de la Tierra, la comprensión de las causas y los mecanismos pasados y presentes, naturales y antrópicos, que producen variaciones en el clima, en el ciclo hidrológico, en las precipitaciones y consecuentemente en la disponibilidad del recurso hídrico.

Ordoñez (2011), explica el conocido ciclo hidrológico como un fenómeno de circulación global del agua producido fundamentalmente por la energía solar, e influenciado por las fuerzas de gravedad y la rotación de la Tierra. Con este concepto se establece que a partir de la recepción de energía solar se puede describir el ciclo del agua con la generación de vapor de agua hacia la atmósfera por evaporación del agua líquida desde lagos, ríos, océanos, mares y por evapo-transpiración desde suelos y vegetación. Luego, bajo determinadas condiciones meteorológicas este vapor se condensa formando microgotas de agua líquida que se mantienen suspendidas en el aire debido a la turbulencia natural. El agrupamiento de estas microgotas da lugar a los aerosoles y sucesivamente a la formación de nubes. A través de la dinámica de masas de aire se concreta la principal transferencia de agua atmosférica hacia las masas continentales en forma de precipitación. El agua proveniente de la precipitación en estado sólido y/o líquido sigue distintos caminos cuando llega a la superficie terrestre en función de las características edáficas, topográficas, fitográficas, urbanas etc. Puede ser interceptada por la vegetación, convertirse en un flujo superficial sobre el terreno o infiltrarse en el suelo dando lugar a la formación de acuíferos que eventualmente gracias al escurrimiento subterráneo, alimentan ríos, lagos, humedales o descargan directamente en el mar.

En su estudio, Zurich (2012), realiza un análisis a nivel global de los principales impactos sobre el ciclo hidrológico en el largo plazo, que provocan los forzantes climáticos naturales y antropogénicos. En relación a los tres forzantes naturales explica que (1) La Irradiancia Solar Total, con un ciclo solar de 11 años no tiene un impacto significativo en el ciclo hidrológico. (2) Las erupciones volcánicas afectan el ciclo hidrológico a través de su inyección de gases de azufre en la estratósfera, que se convierten en aerosoles de sulfato con un tiempo de residencia de aproximadamente 1 año (Robock, 2000). A su criterio este tiempo de permanencia permite que las partículas se propaguen a nivel mundial y afecte el clima a escala global. En la estratósfera los aerosoles volcánicos dispersan parte de la radiación solar hacia el espacio, enfriando la superficie de la Tierra y absorben la radiación solar y terrestre, calentando así la capa de aerosol. Ambos efectos perturban el equilibrio radiativo y, por tanto la precipitación. (3) Temperatura de la Superficie del Mar, es considerada como una condición de frontera, y por lo tanto, causa una perturbación del sistema climático. Hoerling y Kumar (2008), explica que las

variaciones de la Temperatura de la Superficie del Mar, son importantes para la precipitación, ya que son una fuente importante para la evaporación y afectan fuertemente la circulación atmosférica. Sobre los tres forzantes antropogénicos indica que (1) Los gases de efecto invernadero en la tropósfera absorben la radiación de onda larga ascendente y vuelven a emitir la mayoría de nuevo a la superficie, estos flujos de calor sensible y latente aumentan la temperatura superficial y la evaporación. En sus estudios Yu y Weller (2007), atribuye el calentamiento global observado en el siglo pasado al aumento de las concentraciones de gases antropogénicos. Este calentamiento intensificó el ciclo hidrológico debido al aumento resultante de la evaporación. (2) Aerosoles troposféricos que se dispersan y absorben la onda corta de la radiación, lo que reduce la cantidad de radiación solar absorbida en la superficie, estos aerosoles actúan como núcleos de condensación de hielo. Si la humedad condensada dentro de la nube no se ve afectada por el aumento de los aerosoles, la precipitación disminuye, en general con el aumento de los aerosoles se ralentiza el ciclo hidrológico. (3) Uso del suelo, los cambios en los usos de la tierra afectan principalmente a la hidrología superficial y las características de transpiración de la vegetación.

Estas consideraciones nos permiten reflexionar que a pesar de que el volumen total de agua en el ciclo hidrológico global permanece constante, existen factores que producen cambios continuos en la distribución del agua en océanos y continentes, en regiones y cuencas. Además, a medida que la población crece y progresa las actividades humanas introducen modificaciones a este movimiento cíclico y alteran el equilibrio dinámico del ciclo natural del agua. Huntington (2006), explica que en los últimos años se observa una intensificación del ciclo hidrológico, razón por la cual establece la importancia de conocer el efecto de los factores naturales y antrópicos sobre el ciclo hidrológico, expone que un ejemplo claro son los cambios en la cantidad así como la variación espacial y temporal de la precipitación.

La intensidad de las precipitaciones aumenta en muchas áreas y la frecuencia de fenómenos extremos, tales como inundaciones, sequías y ciclones es cada vez más frecuente. Según Notaro (2007), el calentamiento de la atmósfera acrecenta su capacidad para contener más vapor de agua por lo que aumenta la evaporación y consecuentemente la cantidad de precipitación. Esto explica las tendencias crecientes de la precipitación y temperatura superficial. Trenberth (2011), concuerda que la intensificación del ciclo hidrológico puede generar muchos problemas para los seres humanos, plantea la necesidad de entender el ciclo hidrológico, sus riesgos e incertidumbres. Expone que si la cantidad de precipitación recibida es alta, puede causar amenazas como inundaciones, erosión del suelo y deslizamiento de tierra. Además explica que varios modelos climáticos han sugerido que las zonas húmedas son cada vez más húmedas y áreas secas son cada vez más secas. Esto también aumentará el problema de escasez de agua si la distribución de la precipitación ya no es uniforme en el tiempo y en el espacio. La agricultura también será afectada, el valor de la tierra y los asentamientos humanos.

En los informes del IPCC (2007), también se identifican algunos factores que pueden conducir a un aumento de la precipitación, la temperatura y la humedad en algunas zonas

concretas. Un factor importante identificado y que en la actualidad es motivo de estudios e investigaciones es el incremento de la cantidad de dióxido de carbono en la atmósfera producto de las actividades antropogénicas, que producen variaciones de la radiación solar dentro de la atmósfera y del vapor de agua, variables que modifican el ciclo hidrológico. Existen estudios que se centran en el análisis del aumento de la frecuencia, la intensidad y severidad de eventos extremos de precipitación y que son relacionados con el calentamiento global. Allan (2010) señala que se ha observado que existe un incremento en los eventos de lluvia intensa en períodos cálidos y disminución durante los períodos fríos. En algunas zonas se verifica el aumento en el número anual de días húmedos y secos extremos, y se confirma que la irregularidad temporal y espacial también es más frecuente.

En general los temas relacionados con las emisiones antrópicas de gases invernadero son los que concitan mayor atención de la sociedad y preocupación en la comunidad científica. La escala y tipos de cambios provocados en el ciclo hidrológico y particularmente en la variabilidad de precipitaciones debido a estos factores dependerán de los tipos y la intensidad de actividades humanas que se desarrollen.

### **2.1.3 Variabilidad de las precipitaciones en el contexto global**

En la actualidad desde varios foros y plataformas institucionales a nivel mundial, se analiza de forma permanente la variabilidad climática concebida como el resultado de cambios naturales o antropogénicos en el forzamiento del sistema climático, las variaciones de intensidad de la radiación solar entrante y cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero y de aerosoles, que actualmente son los más analizados y estudiados. En su investigación Jaramillo (2005), concluye que el análisis de la variabilidad climática es un tema en el cual se desarrollan gran cantidad de investigaciones, gracias a la obtención de más y mejores registros de variables climatológicas a lo largo del tiempo, y a la disponibilidad de herramientas matemáticas e informáticas para el análisis de grandes bases de datos meteorológicos. Ahora es posible conocer con mayor precisión los cambios en la frecuencia de eventos extremos tales como lluvias intensas, oleadas de calor e incendios forestales y fenómenos hidroclimáticos como sequías e inundaciones.

La variabilidad climática se comprende como las fluctuaciones observadas en el clima durante períodos de tiempo relativamente cortos. Boshell y León (2013), explica que la normal climatológica o valor normal, se utiliza para comparar el clima y se representa como el valor promedio de una serie continua de mediciones de la variable precipitación, durante un período de por lo menos 30 años. Indica que la diferencia entre el valor registrado de la variable durante un año en particular y su promedio se le conoce como anomalía, y a través del tiempo, el valor de la variable climatológica precipitación fluctúa por encima o por debajo de lo normal.

Conocer como es la distribución de las lluvias y sus patrones de variabilidad es importante. Las anomalías positivas y negativas de la precipitación generan impactos severos en la disponibilidad de agua de consumo humano, en la agricultura y en la

producción de energía eléctrica principalmente. Pall et al. (2007) indican que junto al proyectado calentamiento global futuro se desarrollan cambios en la circulación atmosférica y en ciclo hidrológico, lo que conduce a la alteración de patrones de precipitación, como consecuencia directa de temperaturas más cálidas. La evaporación aumenta con el calentamiento porque una atmósfera más cálida puede contener más humedad, y las temperaturas más altas aumentan la tasa de la evaporación. Sin embargo aclara que un aumento en la precipitación media global no significa necesariamente más humedad por todas partes y en todas las temporadas. De hecho los modelos climáticos simulados muestran patrones complejos de cambio en la precipitación, con algunas regiones que reciben menos y otras que reciben más precipitación de lo que reciben en la actualidad.

Autores como Watson y Rao (2012), plantean dos conclusiones interesantes en su estudio sobre los impactos regionales en la variabilidad de las lluvias, con un particular enfoque en la evaluación de territorios de acuerdo a condiciones particulares de vulnerabilidad. Watson y Rao (2012) concluyen que actualmente 2.400 millones de personas no tienen acceso a servicios de agua adecuados, y que en 19 países, principalmente del Medio Oriente y norte y sur de África, enfrentan severas deficiencias de este recurso. Su primera conclusión plantea que esto se debe en gran parte al incremento de la demanda causada por el acelerado crecimiento económico y demográfico. Y la segunda conclusión explica que muchos países en vías de desarrollo particularmente de Sudamérica son especialmente vulnerables a la variabilidad de las precipitaciones, porque muchos de ellos ya experimentan insuficiencias de agua, por estar ubicados en regiones áridas y semiáridas. Su estudio concluye afirmando que las inundaciones probablemente puedan llegar a convertirse en un mayor problema en muchas regiones templadas y húmedas de todo el mundo.

Esto exige plantear un proceso de readaptación no sólo frente a riesgos de sequías y escasez de agua, sino también a inundaciones y daños asociados. Además obliga a instancias de gobiernos a tomar decisiones respecto a la previsión a través de la construcción de diques y sistemas de almacenamiento. Finalmente, plantea la hipótesis de que el calentamiento de la atmósfera podría incrementar en varias regiones la intensidad de las precipitaciones y reducir su frecuencia, que sería particularmente problemático en países que presenten cambios acelerados en el uso del suelo.

#### **2.1.4 Variabilidad de las precipitaciones en Sudamérica**

Sudamérica recibe especial atención por parte de instituciones meteorológicas del mundo, debido a su fisiografía y a sus particulares características climatológicas. En los últimos años se realizan grandes esfuerzos por comprender la variabilidad de los patrones de precipitación en la región. El estudio de Grimm (2011) demuestra las interacciones entre la Oscilación del Sur conocido como el fenómeno El Niño y las anomalías en la precipitación en Sudamérica. En las dos últimas décadas se desarrollan importantes estudios sobre el Sistema del Monzón Sudamericano. Marengo (2012), explica que la característica principal de este sistema es la actividad convectiva y fuertes precipitaciones

en la zona tropical en el centro-este de Sudamérica, que normalmente comienza en octubre y noviembre, se desarrolla completamente durante diciembre-febrero, y termina a finales de abril o principios de mayo. El sistema está asociado con una intensa liberación de calor latente en la región con fuertes precipitaciones, la circulación atmosférica de nivel superior se caracteriza por la intensificación de una alta presión sobre Bolivia y la formación de presiones bajas en las zonas de convergencia del Atlántico Sur.

El fenómeno Oscilación del Sur, la función del Sistema Monzón Sudamericano, la función del Sistema de Convergencia del Atlántico Sur, la topografía de los Andes, el Altiplano, las tierra altas de Brasil, modulan la variabilidad de las precipitaciones sobre América del Sur. Muchos estudios describen climatologías y analizan las precipitaciones en el corto plazo. Marengo (2012), explica que en función de la distribución anual de las lluvias, la región con la mayor precipitación se encuentra en pequeñas regiones al occidente de Colombia con un valor de precipitación que supera los 7.000 mm por año. La climatología sobre la cuenca del Amazonas muestra precipitaciones continuas que varían entre 1.500 a 3.500 mm por año. Las regiones con precipitación superior a los 3.500 mm por año se identifican a través de una amplia área en el nor-este de la Amazonía y en la desembocadura del río Amazonas. La distribución estacional en la región muestra precipitaciones máximas en zonas ubicadas al sur-este de la Amazonía durante diciembre-febrero, en tanto que al nor-este de la Amazonía se presenta las precipitaciones máximas durante marzo-mayo. Las precipitaciones máximas giran hacia la Amazonía central durante septiembre-noviembre. Esta información es confirmada por los resultados obtenidos por Marengo et al. (2004), quienes señalan que en la región existe una gran variabilidad espacial de las precipitaciones. Los resultados obtenidos a esa fecha indican que en el nor-este de la Amazonía brasileña se presenta la máxima precipitación con valores que superan los 3.000 mm por año, que es el 50% más alto con relación a la que se registra en el sur. También se identifican zonas que no reciben precipitaciones en la misma proporción que la Amazonía, regiones semiáridas como la zona centro del Ecuador y norte de Perú que reciben entre 100 y 500 mm por año más o menos.

En su investigación Urrutia y Vuille (2009), considera consistente la idea de que las montañas tropicales de gran altitud serán afectadas por el calentamiento de la atmósfera. Uno de los principales impactos de este calentamiento es el retroceso de los glaciares, un proceso que puede afectar la disponibilidad de agua para consumo humano, el riego y la producción de energía. Este estudio presenta como resultados cambios importantes en el clima en la zona tropical de Sudamérica, particularmente en los Andes tropicales. Las conclusiones se obtienen mediante la comparación de dos modelos de simulación climática regional basada en el Sistema de Modelado de Hadley y el Centro Climático Regional. Los resultados muestran una tendencia clara al calentamiento sobre Sudamérica y una disminución de las precipitaciones y la nubosidad.

En conclusión podemos decir que en la actualidad Sudamérica ya experimenta manifestaciones de cambios importantes en la precipitación, con presencia de fuertes sequías en zonas donde históricamente la pluviosidad era constante. Se han observado incrementos en las precipitaciones totales anuales en la zona costera de Ecuador,

Colombia y Perú y un decremento de precipitaciones en la zona de montaña de Ecuador, Colombia y Bolivia y el sur de Perú (McGray et al., 2007). Son claras las conclusiones de varios estudios en relación a que un aumento en la precipitación media global no significa necesariamente más humedad por todas partes y en todas las temporadas. Destacar que los efectos sobre la oferta del agua están acompañados de graves consecuencias sociales, pues en muchos casos la población se ve forzada a migrar en busca de mejores condiciones de vida. Los escenarios de los modelos climáticos globales de lo que pueda ocurrir a futuro están llenos de incertidumbre y todavía no alcanzan una resolución que los convierta en herramientas útiles para la planificación hídrica local.

### **2.1.5 Variabilidad de las precipitaciones en Ecuador**

Como hemos mencionado una de las consecuencias de un sistema de clima más cálido es probablemente la intensificación del ciclo hidrológico, y consecuentemente modificaciones en los patrones de precipitación. Sin embargo estos cambios que se registran a nivel global tienen intensidades y frecuencias diferentes a escala local.

El Ecuador se ubica en la parte noroeste de América del Sur, su clima es muy variado, tanto a lo largo de su territorio como en su escala temporal. Esta diversidad climática está determinada en gran medida por la ubicación geográfica y por las características fisiográficas del país. El clima, en general está determinado por su ubicación geográfica (en la zona intertropical) y por la influencia de algunos factores como la circulación atmosférica, el relieve, la influencia del océano Pacífico, el contraste entre el continente y el mar, la influencia de áreas selváticas o boscosas, entre otros. Además la posición geográfica del país en la zona ecuatorial influye directamente en la distribución de la mayor parte de las variables climatológicas (radiación, temperatura del aire, presión atmosférica, vientos, humedad del aire, precipitación). Las variaciones espaciales y temporales del clima juegan un papel determinante en las diferentes formas de actividad humana en el territorio. La variabilidad climática interanual, como la causada por el ciclo El Niño, La Niña, Oscilación del Sur, es una de las que afecta considerablemente a la zona costera (Zevallos, 2007).

En la región Litoral el clima es cálido, entre los meses de diciembre a mayo se presenta la mayor cantidad de lluvia. En la región Sierra las temperaturas son bajas, el clima de esta zona varía en función de la altitud y presencia de montañas, en la Amazonía el clima es cálido, húmedo y lluvioso, y en la región Insular el clima es cálido y seco en todo el año. En el caso de las precipitaciones, la gama de rangos anuales de lluvias es extensa, puesto que varía de menos de 100 milímetros a más de 3.000 milímetros. La región amazónica y el norte de la provincia de Esmeraldas son las zonas con mayor precipitación. Los totales anuales superan los 3.000 milímetros y los valores mensuales generalmente superiores a 200 milímetros, y pueden llegar a más de 500 milímetros. Las lluvias se reparten uniformemente a todo el largo del año, salvo una ligera disminución de diciembre a febrero.

Desde la margen litoral hasta el lado externo de la cordillera Occidental, las precipitaciones aumentan del Oeste hacia el Este con una cierta irregularidad debida a

los relieves locales. Los menores valores, inferiores a 200 mm, se observan en la punta de la península de Santa Elena (Salinas) y en el cabo San Lorenzo (sur-oeste de Manta), los valores máximos, superiores a 3.000 milímetros, corresponden a una altura del orden de 1.000 a 1.200 metros sobre el nivel del mar. La distribución de las lluvias es similar en toda la región, un período lluvioso único entre diciembre y abril y una estación seca muy marcada todo el resto del año.

En la zona Sierra Centro del Ecuador se distinguen tres zonas según la distribución temporal de la precipitación, (1) la parte oriental, alrededor de la cordillera oriental, recibe las masas húmedas provenientes de la región amazónica, por lo que esta zona presenta una sola época lluviosa que se prolonga de abril a agosto-septiembre, con un veranillo que a veces se presenta en mayo con junio como el mes más lluvioso. (2) la zona interandina en donde se observa que la región occidental recibe las masas húmedas provenientes del Pacífico, y presenta dos estaciones lluviosas, correspondientes a un régimen ecuatorial, la temporada más lluviosa se presenta entre enero y junio, generalmente con abril como el mes más lluvioso, y la segunda temporada lluviosa se presenta en octubre a noviembre. (3) entre las dos zonas mencionadas, se presenta adicionalmente una tercera franja que corresponde a zona de estudio de esta investigación, que recibe aquellos restos de humedad provenientes tanto de la Amazonía como del Pacífico, que antes no han precipitado. En esta zona, la temporada más lluviosa se presenta entre marzo y julio (HCPT, 2004).

En el Ecuador el nivel de información sobre las diferentes fases del ciclo hidrológico presenta dos problemas fundamentales. El primero tiene que ver con la dispersión de información, la variedad de formato de registro y la falta de integración de la misma. El otro problema se refiere a la falta de un sistema de cobertura más detallado de información de los recursos hídricos. El mayor registro y patrimonio para el análisis del ciclo del agua está relacionado con la información meteorológica.

En la actualidad en muchas investigaciones y estudios se utilizan modelos de circulación global para determinar los cambios en la cantidad, intensidad y variabilidad de la precipitación a nivel local y en el largo plazo. Sin embargo Hulme (2002) plantea algunas dificultades importantes como la resolución y la demanda computacional para procesar la información. En el estudio de Muñoz et al. (2010), verifican la existencia de dos modelos climáticos globales utilizados, el PRECIS desarrollado por el Centro Hadley del Reino Unido y el modelo japonés de circulación general de la atmósfera de muy alta resolución TL959. Neira (2010), indica que de los experimentos realizados con el PRECIS, y el acople de dos modelos climáticos el HAdCM3P y el modelo Echam4, para el período de 1991-2099, los resultados obtenidos indican una tendencia al incremento de las precipitaciones en valores de 18,5% y 63% en el territorio ecuatoriano. En la zona de la Amazonía, ambos modelos establecen un incremento menor en lluvia en el rango 5 a 30%. Adicionalmente, en este trabajo se obtuvo los resultados del modelo TL959, observándose que los cambios de precipitación varían entre -20% y 40%.

En la zona de la Amazonía se aprecia una reducción del 5% al 20% durante casi todo el año, con la excepción del trimestre marzo-mayo, en el cual se producen incrementos marginales. En la región Sierra Centro se produce el predominio de áreas de incremento futuro de las precipitaciones en el orden del 20%, con pequeñas zonas donde las magnitudes son superiores principalmente en el trimestre marzo-mayo, en este mismo período para el área Litoral hay un incremento entre el 20% y 40%. Muñoz et al. (2010), concluye que los resultados obtenidos se presentan por medias trimestrales, el análisis de estos productos debe entenderse desde el punto de vista estadístico, esto significa que aun cuando presenta salidas a escala diaria, no es posible indicar a ciencia cierta qué va a ocurrir en un mes o año en particular. Señala que es importante entender esta aproximación, con sus ventajas y limitaciones a la hora de la toma de decisión. Estos productos deben usarse como una muestra de lo que pudiera ocurrir en términos medios, y no para un año en particular.

Los productos de satélites también se han convertido en una valiosa herramienta para determinar la variabilidad de las precipitaciones, ya que poseen datos continuos espacialmente y a intervalos temporales regulares. Además son fundamentales para obtener estimaciones en donde se cuenta con pluviómetros y en períodos de tiempo de los que no se cuenta con registros. Uno de los productos más utilizados de este tipo es el TRMM3B43 Multisatelite Precipitation Analysis, que combina estimaciones de precipitación de múltiples satélites así como con pluviómetros de control. Esta combinación de información de varios sensores es lo que aventaja este producto frente a los otros (Ceccato y Dinku, 2010). Su resolución espacial es de 0,25° x 0,25° (27 km x 27 km) con una cobertura casi global. Su resolución temporal es cada 3 horas.

La zona que será tomada como área de estudio de la presente investigación es la cuenca hidrográfica del Río Ambato en la provincia de Tungurahua en Ecuador, donde según el estudio de Hunink et al. (2013), obtienen como resultado datos de la distribución espacial de las precipitaciones y las tendencias en la provincia de Tungurahua, a partir de un refinamiento de métodos científicamente probados. Combina datos de las estaciones meteorológicas del período 1999-2011, con datos de teledetección para mejorar la cuantificación de la distribución espacial de la precipitación en las zonas donde se carece de observaciones directas. Establece que la cantidad total de precipitaciones en la Provincia varía desde 500 mm/año en zonas cercanas a Ambato hasta 4000 mm/año en el sur-este de la provincia cercanas a Pastaza, concluye que tanto la variabilidad temporal como espacial son significativas. La zona más seca es también la zona con mayor variabilidad en el tiempo, coincidiendo con la principal zona agrícola. El análisis de tendencia muestra que existe en general una tendencia leve a la baja en todas las subcuencas consideradas, con una disminución media de casi 40 mm en 10 años. Los meses de junio a septiembre han mostrado una tendencia ligeramente más húmeda durante los últimos 10 años, en términos de clima indica que tres subcuencas revelan tendencias particularmente secas en marzo y abril.

La metodología comúnmente empleada para determinar la variabilidad de las precipitaciones, es la detección de cambios a través de métodos estadísticos, a lo largo de

un período de estudio en una cuenca hidrográfica, estos cambios se presentan de diferentes formas, de manera repentina o gradual, y pueden adoptar formas más complejas. Los cambios son detectados en los valores medios, en la variabilidad de la varianza, o en la distribución interanual. Las principales etapas en un análisis de estadísticos de cambios en series temporales se resumen en la recolección y procesamiento de series temporales, un análisis exploratorio, la aplicación de test estadísticos y la interpretación de resultados. En su estudio Ontaneda et al. (2002), indica que las tendencias a nivel del territorio ecuatoriano para el período 1962-2000, muestra una distribución irregular a través del tiempo pero presenta una tendencia con un valor de cambio de +34%.

Del estudio exploratorio Ríos (2014), las precipitaciones en la microcuenca del río Ambato se caracterizan con valores medios anuales de 626 mm, la precipitación media mínima registra un valor de medio anual de 429 mm, y la precipitación media máxima anual se anota con un valor de 900 mm. Los valores de precipitación media corresponden a la región interandina de clima tropical megatérmico seco a semi húmedo, para el período analizado se observa que en todas estaciones seleccionadas las tendencias son positivas es decir se presentan incrementos en la lluvia con valores que van entre 0,72 mm/año en la estación Ambato, hasta 1,27 mm/año en la estación Tisaleo.

Sin embargo, al analizar las tendencias por totales trimestrales se observa que se presentan tendencias negativas para el trimestre julio, agosto y septiembre (JAS), las disminuciones de precipitación van entre -0,86 mm/año en la estación Ambato y -1,28 mm/año. El trimestre abril, mayo y junio (AMJ), presenta las tendencias positivas más significativas con registros que van entre 0,26 mm/año en la estación Ambato y 1,89 mm/año en la estación Tisaleo.

Del análisis exploratorio realizado se puede evidenciar que a partir del año 1990 disminuyen las etapas de escasez de agua para los trimestres octubre, noviembre y diciembre (OND), enero, febrero y marzo (EFM) y abril, mayo y junio (AMJ), en tanto que aumentan las etapas de escasez de agua para el trimestre julio, agosto y septiembre (JAS). Estos cambios en los patrones de lluvia producen efectos sobre los sistemas de agua de riego y consecuentemente sobre los sistemas locales de producción, obligando a los agricultores a realizar ajustes y cambios en la planificación del calendario agrícola, ya que las estaciones y períodos de siembra dejaron de ser predeterminados, hoy en día se puede sembrar en cualquier época y los riesgos de obtener buenas cosechas son altos, la reducción de las precipitaciones afectan a varios cultivos que se reducen o desaparecen.

El presente trabajo de investigación intenta recoger como información de apoyo los conocimientos tradicionales de los campesinos y agricultores de la zona, sobre los cambios observados o percibidos en los fenómenos climáticos extremos como sequías heladas, granizos y nevadas, pero también cambios paulatinos en el clima como el rango de la variación de la temperatura diurna. En los países andinos como el Ecuador existe muy poca información cuantitativa climática que sirva para obtener conclusiones referentes a la variabilidad climática a nivel local, sin embargo existe una gran

información cualitativa propia. Lo importante radica en cómo codificar esta información para aportar en la generación de modelos sobre escenarios locales necesarios para hacer frente a la variabilidad climática.

Los grupos campesinos e indígenas tienen estrecha interrelación y conocimiento con el clima y paisaje de los lugares que habitan. Reconocen al clima como parte de su visión del mundo y organizan sus actividades cotidianas en función del mismo. En esta diaria convivencia con el clima y con los fenómenos meteorológicos, han desarrollado continuamente diferentes respuestas y adaptaciones ante la variabilidad climática, en particular las relaciones con la agricultura. Desde este punto de vista los grupos indígenas tienen mucho que aportar al conocimiento del clima local y a los cambios observados en los últimos años. Por otra parte, existen pocos estudios a nivel local enfocados a conocer la visión, experiencia y respuesta de los grupos indígenas a la variabilidad climática y los impactos socioeconómicos en sus vidas (Lammel et al., 2008).

El estudio de Sánchez y Lazos (2012), se enfocó a conocer qué se percibe por la variabilidad climática, quiénes lo perciben, así como las explicaciones y respuestas otorgadas a los cambios detectados. Los campesinos perciben disminución en las lluvias e incremento en la temperatura, componentes climáticos que se relacionan con una menor humedad del suelo agrícola. Estos aspectos han orientado a la modificación de la temporada de siembra de maíz y a la introducción de cultivos de regiones más cálidas.

Según el estudio de Doornbos (2008), los agricultores de la zona Sierra Centro del Ecuador reflexionaron sobre el calendario de cultivos de su zona y los cambios percibidos sobre fenómenos climáticos, impactos sobre la producción agropecuaria y los ajustes que se han realizado en el calendario de siembra de cultivos y reorientación productiva.

En general el territorio ecuatoriano y en particular la zona Sierra Centro presentan características diversas debido a su topografía y la presencia de la Cordillera de los Andes, lo cual determina la presencia de potenciales amenazas climáticas en la región, como intensas lluvias, sequías y heladas y erupciones volcánicas que requieren ser estudiadas para conocer los posibles efectos en la vida económica y social de la población y especialmente sus efectos en la variación de las precipitaciones.

## **2.2 ERUPCIONES VOLCÁNICAS COMO FACTORES QUE MODIFICAN EL CLIMA**

### **2.2.1 Erupciones volcánicas**

Las erupciones volcánicas consisten en la evacuación de magma o roca fundida muy caliente, expulsada desde el interior de la corteza terrestre de un volcán hasta la superficie. El origen del vulcanismo se debe al movimiento de las placas tectónicas, que ocasionan una ruptura en la corteza. A través de esta ruptura y generalmente en erupciones potencialmente destructoras, ascienden tres clases de materiales, los gaseosos como el vapor y los gases diversos, los líquidos como el magma y los sólidos como las rocas.

Entre los productos expulsados por un volcán se puede encontrar cenizas volcánicas, producto de las rocas fundidas, lava que es el magma que al salir al exterior cambia su nombre, flujos piroclásticos, que son las rocas fragmentadas que se forman durante la erupción (son nubes de cenizas ardientes que se mueven a gran velocidad), y también se emiten gases, que en algunos casos pueden ser tóxicos (Rivadeneira, 2007).

En sus investigaciones Amigo (2006), destaca que a lo largo de las distintas épocas geológicas, los volcanes han sido la principal fuente de gases y partículas a la atmósfera. Luego de que la atmósfera primitiva, compuesta principalmente de H y He, escapó al espacio y la temperatura terrestre disminuyó, el vapor de agua se condensó dando origen a los océanos. Posteriormente una parte del CO<sub>2</sub> ha sido transformado por las plantas en O<sub>2</sub> con una proporción de carbono remanente en los actuales combustibles fósiles. Las erupciones volcánicas pueden inyectar a la atmósfera decenas de teragramos activos química y microfísicamente, además de diversas partículas sólidas que afectan en el balance radiativo terrestre y el clima.

Los tipos de erupciones volcánicas son descritas por Halmer y Schmincker (2003), señalan que en general existen erupciones volcánicas explosivas y no explosivas. Existen varias unidades de medición para determinar el tipo de erupción, el más utilizado es el índice de explosividad volcánica (VEI) (Tabla 2.2), que registra la cantidad de material emitido, la altura de penacho de ceniza y cuánto tiempo dura, el índice varía entre 0 y 8 (Pyle, 2000), siendo una erupción no explosiva, y una erupción mega-colosal respectivamente.

La erupción del Monte Pinatubo en 1991 fue una erupción categoría 6 denominada la colosal. Para las erupciones no explosivas, la altura de la inyección puede ser de unos pocos cientos de metros y está dominado por elevación de la pluma térmica. Las erupciones explosivas tienen una considerable velocidad de salida inicial, seguido por un proceso de convección debido al arrastre y el calentamiento del aire por la ceniza caliente. La energía térmica en los penachos de erupción explosiva les permite llegar rápidamente a grandes alturas. Generalmente, la altura de inyección depende de la clase de la erupción y los parámetros meteorológicos tales como el viento, la humedad y la estratificación. Para erupciones explosivas de escala moderada, el 20% de los penachos volcánicos alcanzan alturas superiores a los 15 kilómetros, el 60% de los penachos volcánicos están por encima de los 10 kilómetros, y el 80% están por encima de los 6 kilómetros.

**Tabla 2.2:** Índice de explosividad volcánica (VEI) (Adaptada de Newhall y Self, 1982 y Modificado de Pyle, 2000)

VEI índice	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción general	No explosivo	Pequeña	Moderada	Moderada-Larga	Larga		Muy Larga		
Descripción cualitativa	Suave	Efusivo	Explosivo			Cataclismo			
Volumen máximo de ceniza (m <sup>3</sup> )	10 <sup>4</sup>	10 <sup>6</sup>	10 <sup>7</sup>	10 <sup>8</sup>	10 <sup>9</sup>	10 <sup>10</sup>	10 <sup>11</sup>	10 <sup>12</sup>	10 <sup>13</sup>
Altura de la columna de ceniza (Km)	<0,1	0,1-1	1-5	3-15	10-25		>25		

Adicionalmente a los gases expulsados por el volcán, Robock (2000), indica que el tephra es el material volcánico más abundante inyectado durante una erupción. Tephra es un término general empleado para identificar fragmentos de roca volcánica y lava con diámetros menores a 2 mm, que generalmente se conoce como ceniza volcánica. Stix y Gaonach (2000), explican que luego de las erupciones volcánicas, la ceniza puede viajar desde unos pocos kilómetros hasta varios cientos de kilómetros, dependiendo de la velocidad del viento y de la textura de la ceniza.

**Tabla 2.3.** Distribución granulométrica de la ceniza volcánica (Bursik, 1999)

Tamaño del grano (um)	Peso %	Tiempo de residencia
1400	9,0	9,3 min
710	10,8	13,0 min
355	12,4	26,0 min
171	10,8	43,0 min
90	9,0	2,2 h
44	7,2	9,3 h
22	5,4	1,1 d
11	3,6	4,8 d
5.5	1,8	23,1 d

En la Tabla 2.3 se puede observar que de su estudio Bursik (1999) indica que el tiempo de residencia de las partículas en la columna de ceniza es menor mientras aumenta el tamaño de la partícula. En general la granulometría disminuye exponencialmente al aumentar la distancia al volcán.

### 2.2.2 Efectos en la atmósfera por erupciones volcánicas

Se han realizado múltiples esfuerzos para caracterizar la carga de aerosoles en la atmósfera y a partir de esto disponer de un indicador del potencial efecto climático de las

erupciones volcánicas. En tal sentido se han descrito en la literatura científica sobre el tema varios índices, cada uno de ellos con sus ventajas y desventajas. El principal problema radica en la falta de información cuantitativa sobre las características de erupciones volcánicas y sus efectos en tiempos remotos, pues la información que se dispone proviene de referencias en documentos y grabados contemporáneos a la erupción que se hace referencia a la misma, con diferentes niveles de detalle respecto a un mismo evento.

En la actualidad para monitorear el SO<sub>2</sub> y conocer una medida directa de la inyección de gases se utiliza el Espectrómetro de Cartografía de Ozono Total, el componente mayoritario de las erupciones volcánicas corresponde al material magmático, denominado ceniza o tefra, el cual emerge como sólido, estas partículas abandonan la atmósfera rápidamente, en escalas de tiempo que van desde minutos hasta unas pocas semanas en la tropósfera, pequeñas cantidades pueden permanecer por un par de meses en estratósfera, peros tienen efectos climáticos mínimos.

En la Tabla 2.4, se aprecia, según datos de Textor et al. (2003), en el gas volcánico el vapor de agua es típicamente más abundante, seguido por el dióxido de carbono CO<sub>2</sub>, nitrógeno N<sub>2</sub> y dióxido de azufre SO<sub>2</sub>. Las descargas masivas de una erupción volcánica varía de una erupción a otra, la duración de una erupción volcánica difiere sustancialmente, existen pocos volcanes con erupciones continuas, la mayoría son volcanes con erupciones que terminan en menos de tres meses y máximo en tres años (Smithsonian, 2008).

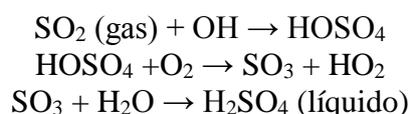
**Tabla 2.4** : Características de la composición de los gases por erupción del volcán (Textor et al., 2003)

Especies	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	COS	CS <sub>2</sub>	HCl	HBr	HF
% Vol	50-90	1-40	1-25	1-10	10-4-10-2	10-4-10-2	1-10		< 10-3
Tg/yr		75	1,5-50	1-2,8	0,006-0,1	0,007-0,096	0,4-11	0,0078-0,1	0,06-6

De la investigación de Fuster (2000), se conoce que las erupciones con VEI= 3 o superior son capaces de inyectar en la estratósfera columnas y nubes eruptivas formadas por gases que si son condensables pasan a pequeñas gotículas líquidas de dimensiones inicialmente muy reducidas (0,1 — 1 mm). Los gases, junto con el polvo volcánico, de granulometría también muy fina, forman aerosoles que constituyen nubes volcánicas muy diluidas que se extienden por la alta atmósfera siguiendo pautas de circulación global.

Después del estudio de los efectos atmosféricos globales de la célebre erupción del Krakatoa (Indonesia) en 1883, se pensó que el polvo volcánico en suspensión podía ser la causa principal de la disminución en superficie de la radiación solar, con la consiguiente disminución de luminosidad y de la temperatura durante períodos prolongados. Sin embargo, estudios de erupciones más recientes ponen de manifiesto que el período de

residencia del polvo volcánico suele ser menor de un año, pues los procesos de agregación electrostática entre partículas de pequeño tamaño permiten una sedimentación gravitatoria relativamente rápida. Con todo, los efectos del polvo volcánico en la atmósfera tienen una influencia climática local. Sin embargo, no se puede olvidar que en las hipótesis de extinción global causada por impactos meteóricos fue el polvo originado por el choque meteórico el que impidió la llegada de las radiaciones solares a la superficie, creando unas condiciones incompatibles con la vida de determinados grupos de seres vivos. Hoy sabemos que los efectos climáticos de las erupciones volcánicas se deben a los aerosoles finamente divididos formados por gotas líquidas de H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> que se originan en la estratósfera por reacciones fotoquímicas entre el SO<sub>2</sub> y los grupos OH, según la siguiente cadena de reacción:



El período de residencia de los aerosoles de ácido sulfúrico formado en la estratósfera es de tres o más años. Su vida media, es decir, el período de tiempo necesario para que la proporción de aerosoles quede reducida a la mitad, es de nueve a doce meses. De todos estos datos resulta que en la estratósfera existe una proporción permanente y renovada de aerosoles de H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> con modificaciones periódicas debidas a la inyección de nuevas nubes eruptivas y con eliminación parcial de la dotación global de aerosoles por agregación y sedimentación lenta de las gotículas o por neutralización del aerosol por reacción con partículas de otras procedencias (polvo desértico, partículas meteóricas, etc.).

Según Pyle (2000), la probabilidad de que a la estratósfera terrestre lleguen nuevas nubes de aerosoles en un período de tres años es del 82 %, teniendo en cuenta que el período de retorno de las erupciones VEI= 4 o superior que llegan a la estratósfera es de 1,8 años, esto sin contar la eventualidad de que tenga lugar alguna erupción explosiva de VEI= 6 o 7. Considerando exclusivamente las erupciones de VEI superior a 3 e inferior a 7 y sus períodos de recurrencia, se puede evaluar para todo el planeta que a la estratósfera llegan cada año 1 Megatonelada de dióxido de azufre. La proporción de material piroclástico (tefra) en megatoneladas es unas mil veces superior, pero sus efectos en la atmósfera son mucho menos duraderos.

Aparte de esta dotación cuasi permanente de SO<sub>2</sub> en la estratósfera, existen picos de inyección por erupciones con elevado contenido de SO<sub>2</sub> que superan ampliamente los valores medios. Por ejemplo, la erupción del Pinatubo (Filipinas) de 1991, supuso la penetración de 2 x 10<sup>10</sup> kg de SO<sub>2</sub>; la del Chichón, de 1982, aportó a la estratósfera 1 x 10<sup>12</sup> kg de SO<sub>2</sub>; la erupción del Tambora en Indonesia (1815) representó la entrada de 2,6 x 10<sup>13</sup> kg de SO<sub>2</sub> (determinado por métodos indirectos). La distribución de las nubes de aerosoles mezcladas eventualmente con partículas sólidas es hoy objeto de constante escrutinio tanto desde el punto de vista de su extensión superficial como del de la concentración del SO<sub>2</sub> y otros gases en su distribución por la atmósfera (Fuster,2000).

Aunque las emisiones gaseosas precisas de cada volcán son particulares, a partir de observaciones y análisis de muchas erupciones se creó un modelo que establece la composición de gases debido a una erupción hipotética promedio (Tabla 2.2), publicado por Textor et al., (2003), en donde se muestra una visión general de las mediciones de una serie de erupciones volcánicas y proporciona estimaciones de masas de los diferentes gases liberados. Si bien no es necesariamente una amplia gama de volúmenes relativos que pueden aplicarse a los gases de una erupción volcánica, es claro que la constitución de los gases en su mayor parte son vapor de agua y dióxido de carbono.

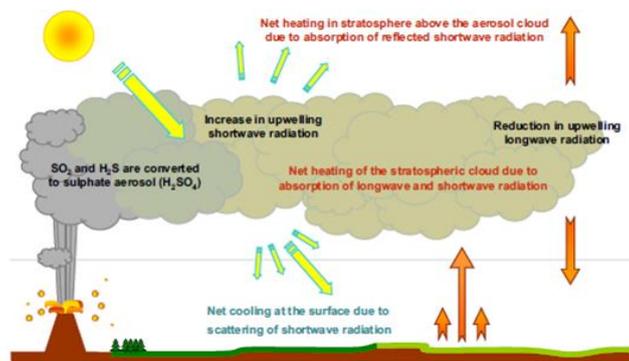
La emisiones de estos dos gases se producen relativamente sin cambios en diferentes tipos de erupción volcánica (Pinto et al., 1989) y su efecto en el clima actual de la Tierra es insignificante (Textor et al., 2003). Los siguientes gases más abundantes liberados entre el 2% y el 35%, son los gases sulfurosos  $\text{SO}_2$  y  $\text{H}_2\text{S}$ , las abundancias relativas de estos dos gases generalmente disminuyen con el aumento de contenido de sílice y, por tanto, por una aproximación con el aumento de la energía de erupción. A pesar de esto, el azufre estratosférico está dominado por las contribuciones de las más grandes erupciones explosivas, que representan alrededor del 60% del balance total.

Grainger y Highwood (2003), explica que debido a su baja presión de vapor, la mayoría de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  se condensa para formar partículas de aerosol líquidas de  $\text{H}_2\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ . A raíz de la erupción del Pinatubo en 1991 se observó que el  $\text{SO}_2$  se retira de la atmósfera en un tiempo de 35 días (Bluth et al., 2002). Se cree que el  $\text{H}_2\text{S}$  de la erupción es convertido en  $\text{SO}_2$  en la columna de la erupción a una velocidad superior que la formación de aerosoles de sulfatos y como tal es otra fuente de  $\text{SO}_2$  (Grainger y Highwood 2003). Con el fin de producir un efecto global, es esencial que se formen aerosoles de sulfato en la estratósfera estable, en la que se extiende rápidamente por los fuertes vientos y puede residir durante 2-3 años antes de descender en la tropósfera y ser lavada en cuestión de días, esta es la razón por la cual, a pesar de que hay decenas de erupciones volcánicas en un año, sólo las erupciones más grandes y más violentas tienen un impacto global digno de mencionar. Los 30 Mt de aerosoles de sulfato producidos en la erupción del Pinatubo dieron la vuelta al mundo en 22 días y posteriormente se retiraron de la atmósfera en aproximadamente un año, además se observó que en los dos años y medio después de la erupción del Pinatubo, aproximadamente 5 millones de toneladas de aerosoles de sulfatos se mantuvieron en la atmósfera (Bluth et al., 2002).

En sus estudios Timmreck y Graft (2006), indican que las tasas de eliminación de aerosoles de sulfato observadas después de la erupción del Pinatubo no pueden ser aplicables a otras erupciones volcánicas particularmente erupciones mucho más grandes, debido a que los procesos microfísicos alteran el curso de vida de la nube de aerosol. Con el aumento de las concentraciones de  $\text{SO}_2$ , aumenta el proceso de coagulación que produce gotas de aerosol más grande y esto a su vez conduce a la generación de tasas más rápidas de sedimentación de la atmósfera. Pinto et al. (1989) modela este proceso, mostrando que las gotas de aerosol son más pequeñas y de crecimiento más lento para inyecciones más pequeñas y de concentraciones más bajas de  $\text{SO}_2$ .

La sugerencia de Timmreck y Graft (2006), respecto a la formación de aerosoles de sulfatos, es que éstos requieren vapor de agua y por lo tanto se deshidrata la estratósfera ya que es una región muy seca, donde se forma la nube de aerosol. Si la deshidratación es extrema la eliminación de  $\text{SO}_2$ , se ralentiza hasta que ingrese más vapor de agua en la estratósfera, reduciendo el tamaño de la gota y prolongando el tiempo necesario para formar el aerosol que extiende su tiempo de vida en la estratósfera, estos efectos microfísicos se están incorporando en los modelos de aerosoles estratosféricos, y se espera que pueden ser plenamente incluidos en los modelos de circulación global con el tiempo.

Las investigaciones y estudios iniciales sobre los efectos que producen las erupciones volcánicas en la atmósfera concluyen que la presencia de una capa volcánica de aerosoles de sulfato en la estratósfera durante 2 a 3 años, junto con las fuertes interacciones radiativas de esa capa, conducen a cambios de gran escala en la transmisión de la radiación a través de la atmósfera, ya sea por debajo de la radiación de onda corta del sol o por encima de la radiación de onda larga. La Figura 2.1, es un esquema adaptado de Robock (2000), que resume los cambios de la dispersión de la radiación debido a una erupción volcánica. Por debajo de la nube de aerosol, la radiación de onda corta se dispersa fuera del haz del disco del sol, produciendo un oscurecimiento, ya que esta dispersión se produce principalmente en la dirección de avance de la radiación difusa, se produce un aligeramiento del cielo sin nubes dándole un aspecto más lechoso. Dentro de la nube de aerosol la dispersión de la radiación de onda corta aumenta su tiempo de residencia y por lo tanto existe el potencial para que sea absorbida por la capa de ozono y vapor de agua. Por encima de la nube hay un aumento de la radiación que a través de múltiples procesos se dispersa hacia el espacio.



**Figura 2.1:** Balance de radiación debido a aerosoles de sulfato por erupción volcánica (Robock, 2000).

El proceso volcánico actúa mediante estos mecanismos como un factor antagónico al de los gases que, como el  $\text{CO}_2$ , pueden contribuir a incrementar las temperaturas troposféricas. Conviene tener presente, para juzgar los efectos en la atmósfera y en el clima de estos factores antagónicos, que el aumento de los gases de efecto invernadero debido a la actividad humana es un proceso continuo y por ahora creciente, en tanto que las modificaciones causadas por la actividad volcánica son intermitentes, aunque sus

efectos puedan contrarrestar ampliamente en un determinado período a los debidos al incremento del dióxido de carbono en la atmósfera.

### **2.2.3 Volcanismo y efectos sobre el clima**

Los impactos de las grandes erupciones volcánicas pueden ser en muchos casos devastadores, en la base de datos elaborada por Witham (2005), muestra que durante el último siglo (1900-1999) se registraron 91.724 muertos, 16.013 heridos y 291.457 personas que se quedaron sin hogar como consecuencia directa de las erupciones volcánicas en todo el mundo. Otras 5,28 millones de personas fueron evacuadas o de alguna manera afectados por erupciones volcánicas en el siglo pasado.

La base de datos registra diferentes impactos en dos procesos eruptivos individuales: la erupción del Pelée en Martinica, en 1902 con 29.000 víctimas y el Nevado Ruiz en Colombia, América del Sur, en 1985 con 23.080 muertos. En el período de 1600 – 1899, se produjeron 60 muertos como resultado de los fenómenos descritos como “efectos atmosféricos” (Blong, 1984), estos fenómenos comprendían los cambios globales de la temperatura causados por las erupciones volcánicas más violentas, sin embargo durante 1900-1999, no se registraron muertes relacionadas a “efectos atmosféricos”, lo que se explica en parte por el desarrollo de nuevas tecnologías e instrumentos para prevenir los efectos de las temperaturas extremas bajas, y en parte debido al calentamiento global por aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero que mitiga el enfriamiento producido, así como debido a la escases relativa de estas erupciones muy grandes (Bethan, 2009).

A lo largo de la historia se han producido numerosas erupciones volcánicas cuyos impactos han sido fácilmente percibidos por el ser humano, entre los más importantes están los períodos de oscurecimiento o al menos de atenuación de la luz solar luego de la erupción. Con frecuencia, estos períodos de oscurecimiento, que en general son de corta duración, dan paso a períodos de varios meses o algunos años con temperaturas menores que lo normal, durante las cuales la producción agrícola se pierde. En regiones muy dependientes de esta actividad, la reducción de rendimientos es a menudo suficiente para provocar hambrunas y disturbios sociales que muchas veces podrían ser más mortíferos que los causados directamente por las erupciones volcánicas.

En un análisis histórico realizado, Amigo (2006), señala que los primeros reportes registrados en la historia escrita sobre los efectos climáticos de las erupciones volcánicas corresponden a la erupción del Etna, en Italia, en el año 44 A.C. atribuido a Plutarco y sus colaboradores, que reportaron el oscurecimiento del sol (Forsyth, 1998) y la erupción de Laki en 1783 en Islandia, la que produjo notables efectos en algunas regiones del Hemisferio Norte. En su estudio Benjamín Franklin hace notar la presencia de una bruma constante sobre toda Europa y parte de Norte América durante varios meses del verano de 1783, así como un invierno 1783-1784, más severo que los ocurridos en muchos años (Grattan et al., 1998). El análisis de los fenómenos climáticos relacionados con la erupción del Laky puede ser complicado, pues en el mismo año 1783 existió una importante erupción en el volcán Asama (Japón) en la que se produjo una importante

emisión de productos volcánicos a la alta atmósfera, de todas formas la deducción de Franklin es el punto de partida científico sobre las relaciones vulcanismo-clima (Grattan et al. 1998).

La erupción del Tambora 8°S, en la isla Sumbawa, Indonesia, en abril de 1815 produjo el llamado “Año sin Verano” en 1816. Se ha estimado que la nube de aerosoles producidos por esta erupción alcanzó los 50 km de altura. En pocos meses la nube se expandió globalmente, observándose sus efectos en Europa, el Nordeste de América y Canadá. En nueva Inglaterra las cosechas se vieron afectadas por inusuales temperaturas inferiores a 0°C en la primavera y verano de 1816, así como una nevada de 15,24 cm en la segunda semana de junio. En Europa también las inusuales bajas temperaturas provocaron la pérdida de cosechas. En consecuencia, en estas regiones se produjo una gran hambruna que más tarde desató una epidemia de tifus a fines de 1816, que se extendió desde Irlanda hasta las Islas Británicas, afectando 1,5 millones de personas y causando la muerte de 65.000 personas. Se considera que la hambruna, producida por las deficientes cosechas fue la causa de la epidemia (Stothers, 1984).

Probablemente la erupción más sonora de la historia fue la del volcán Krakatoa, ubicado en la isla del mismo nombre, en Indonesia, en agosto de 1883, con explosiones de alrededor de 20 kilómetros de piroclastos de composición dacítica y material volcánico pulverizado que se dispersó por la estratósfera de todo el mundo. El polvo y gases volcánicos en suspensión en la atmósfera fueron la causa de fenómenos ópticos anormales que se observaron en todo el mundo incluso muchos meses después de la erupción. Tras la erupción inicial la nube eruptiva, emplaza en la estratósfera, se desplaza en dirección oeste dando la vuelta al mundo en poco más de diez días. Inicialmente asignada a la zona ecuatorial, se fue diluyendo y difundiendo hacia las latitudes del hemisferio norte afectando la mayor parte de Europa y la mitad inferior de Norteamérica, dio varias vueltas al mundo. Todos estos fenómenos fueron estudiados por una comisión nombrada por la Royal Society.

Los efectos climáticos de la erupción del Krakatoa, que inicialmente se pensaban eran debidos al filtrado de las radiaciones solares por el polvo volcánico, no fueron excesivamente severos. Su evaluación, como la de cualquier erupción producida en épocas pasadas, es aproximada considerando la escasez y diferencias de calidad de los registros meteorológicos de la época. Aun así, se supone que el descenso térmico debido a la erupción del Krakatoa debió ser de unas décimas de grado centígrado.

De los registros de algunas erupciones volcánicas explosivas como, Santa María en Guatemala, Novarupta en Alaska, El Chichón en México y el Pinatubo en Filipinas se contabilizaron anomalías de temperatura de -0,17; -0,39; -0,30; y -0,30 °C respectivamente. El forzado climático debido al SO<sub>2</sub> de las erupciones que se ha calculado corresponde a un enfriamiento equivalente a 4W/m<sup>2</sup>, magnitud superior a los 2-2,5 W/m<sup>2</sup> de calentamiento que se atribuye a los gases invernadero de origen antrópico.

## 2.2.4 Cambios temporales en temperatura y precipitación por erupción volcánica

En los últimos años se han desarrollado varias investigaciones para relacionar los efectos de una erupción volcánica en la temperatura en el largo plazo. Czopak (2012) en su estudio indica que cuando se produce una erupción, (1) el volcán emite a la atmósfera gases y partículas que son transportados por la circulación atmosférica y sometidos a transformaciones fisicoquímicas y procesos de deposición seca y húmeda, (2) el volcán se convierte en un mecanismo que acciona un forzado radiativo, (3) hay una respuesta y reacción en el clima y en el tiempo. Un resumen de los posibles efectos de las erupciones volcánicas sobre el clima se presenta en la Tabla 2.5.

**Tabla 2.5:** Efectos de erupciones volcánicas explosivas en el clima (Czopak,2012)

Efectos	Mecanismo	Comienzo	Duración
Reducción ciclo diurno	Bloqueo de radiación solar y emisiones IR	Inmediatamente	1-4 días
Reducción precipitación tropical	Bloqueo radiación solar, reducción de la evaporación	1-3 meses	3-6 meses
Veranos fríos	Bloqueo de radiación solar	1-3 meses	1-2 años
Calentamiento estratosférico	Absorción estratosférica de radiación solar y terrestre	1-3 meses	1-2 años
Inviernos cálidos	Absorción estratosférica de radiación solar y terrestre, dinámica	Medio año	1 o 2 años
Enfriamiento global	Bloqueo de radiación solar	Inmediatamente	1-3 años
Enfriamiento global (múltiples erupciones)	Bloqueo de radiación solar	Inmediatamente	10-100 años
Destrucción del ozono	Dilución, química heterogénea de los aerosoles	1 día	1-2 años

Según Robock et al. (2008), las erupciones volcánicas emiten gran cantidad de partículas y gases a la atmósfera, las partículas y el material sólido como las cenizas caen a la superficie del terreno muy rápidamente debido a su gran tamaño sin causar mayor impacto en el efecto invernadero, mientras que los gases volcánicos que se quedan en la atmósfera podrían causar mayor impacto en el efecto invernadero. Tanto las partículas como los gases volcánicos producen un efecto directo en el balance de radiación de la Tierra, y un efecto indirecto en la circulación atmosférica, por lo que las temperaturas de la superficie se ven afectadas en rangos que van desde 0,1°C a 0,2°C.

De las investigaciones de Canty et al. (2013), la aplicación de un análisis empírico para comprender efectos en el cambio climático global por actividad volcánica, concluye que existe reducción en la temperatura superficial de la Tierra luego de erupciones explosivas.

Determina que la Tierra se enfría después de grandes erupciones debido a un aumento en la reflexión de la luz solar causada por un aumento de la carga de aerosol de sulfato estratosférico. Un enfriamiento global significativo se observó en períodos posteriores a cuatro erupciones importantes desde 1900: Santa María, Monte Agung, El Chichón y el Pinatubo. Como resultado de estas grandes erupciones se produjo un descenso de la temperatura media de la superficie mundial de alrededor de 0,5°C que duró meses e incluso años.

En los estudios realizados por Spencer et al., (2006), se señala que la actividad volcánica es constante en todo el mundo con una media docena de volcanes activos en un momento dado. La mayoría de estos producen erupciones pequeñas con efectos leves de corta duración y confinados en la atmósfera más baja en la zona cercana al volcán. Las grandes erupciones son mucho más raras que se produzca en forma permanente, estas erupciones expulsan ceniza y gases como el dióxido de azufre en la atmósfera alta alcanzan una altura de 24 kilómetros o más. Explica que gran parte de la ceniza puede caer dentro de los 6 meses a un año, el dióxido de azufre se convierte rápidamente en aerosoles de sulfato, que pueden residir durante dos o más años en la atmósfera alta estable. Los aerosoles bloquean parte de la radiación solar entrante. El resultado neto es un enfriamiento global de 0,2 a 0,5 °C, durante un período de 2 a 3 años debido a una gran erupción volcánica. Cabe indicar que Robock (2000), y otros han demostrado que las grandes erupciones volcánicas parecen tener su mayor efecto de enfriamiento en los meses de verano, la ubicación del volcán determina si los inviernos son más fríos o más calientes en las grandes zonas de América del Norte, Europa y Asia. A pesar de las diferencias regionales en el invierno, a nivel mundial sobre la base anual, las erupciones volcánicas conducen a un enfriamiento neto sin tener en cuenta la latitud en la que se encuentra el volcán.

Kravitz y Robock (2011), explican, mediante un modelo de circulación general del clima de la Tierra, que luego de grandes erupciones volcánicas en el Ártico, con expulsión de 3 Tg de SO<sub>2</sub> en la estratósfera inferior, no se detecta ningún efecto climático, no importa la temporada de la erupción del volcán. Erupciones con 5 Tg de SO<sub>2</sub>, durante el verano podría causar efectos climáticos detectables, mientras que una erupción en otras épocas del año, provocaría consecuencias insignificantes. En todos los casos los aerosoles de sulfato que se forman se eliminan de la atmósfera dentro de un año después de la erupción por deposición a gran escala. De los resultados obtenidos se establece que para las erupciones de 3 Tg de junio se muestra una disminución más fuerte en relación a la erupción de 5 Tg de agosto, con un factor de 2, lo que confirma fuertemente la hipótesis de que es fundamental considerar la época del año de una erupción volcánica en la estimación del impacto climático. Por otra parte, hay muy poca diferencia entre el impacto climático de las erupciones de los 3 y 5 Tg en agosto, lo que sugiere que las erupciones de agosto son demasiado tarde en el año para causar un impacto climático. No se detectó ninguna señal significativa en la precipitación promedio global de cualquiera de las dos erupciones, esto no es razonable, por la alta variabilidad natural que tienen las precipitaciones. Se analizaron los mapas espaciales de precipitación global de verano, para estas erupciones, pero no se encontraron patrones que sugieran una reducción de las

precipitaciones a nivel global. Sin embargo para el mes de marzo durante el período de los monzones se muestran anomalías en temperaturas y cambios en las precipitaciones.

Las conclusiones a las que llega Kravitz y Robock (2011), en relación a su modelo del clima global, indica que la época del año de una gran erupción volcánica de alta latitud, es crítico para la determinación de los efectos climáticos. De las erupciones investigadas, las de verano fueron las únicas que causaron efectos en el clima, a un nivel con suficiente significación estadística. Explorando los resultados una erupción de alta latitud tendrá efectos climáticos más grandes si se produce en el verano, y es poco probable que tenga efectos climáticos si entra en erupción en invierno, a menos que la erupción sea particularmente grande. Sin importar la época del año, una erupción de alta latitud de las magnitudes simuladas es poco probable que puedan causar perturbaciones dinámicas significativas o cambiar la circulación general. A partir de estos resultados, el tiempo óptimo para que una erupción volcánica produzca mayores efectos sobre el clima parece ser finales de primavera hasta principios de verano.

Youbing et al. (2009), enfoca sus estudios sobre los efectos de grandes erupciones volcánicas sobre el clima regional del este de China. El modelo que presenta a través de simulaciones mundiales del clima, plantea algunas respuestas de las precipitaciones de verano, y sugiere que existen reducciones de la precipitación que pueden atribuirse a un debilitamiento del monzón de verano y una disminución de la humedad del vapor sobre los océanos tropicales causados por grandes erupciones volcánicas.

Como conclusión establecen que los procesos climáticos asociados a las erupciones volcánicas son mucho más complejos que una simple reducción de la radiación solar global, por otra parte las series de tiempo y el forzamiento volcánico presentan limitada información, por tanto es difícil establecer una conexión estadística significativa entre las erupciones volcánicas explosivas de baja latitud y las sequías en el este de China, así como las conexiones significativas entre la precipitación y las erupciones volcánicas explosivas, sugieren que sus conclusiones deben tomarse como una guía conceptual hacia una comprensión de los efectos de la erupción volcánica en materia de cambio climático regional.

En 2011 un amplio sector de la Patagonia fue afectado por dos eventos extraordinarios; la erupción del Volcán Puyehue, con su consecuente deposición de cenizas, y una sequía determinada por precipitaciones 30-50% por debajo de la media (Irisarri et al., 2012), el objetivo de su informe era brindar un panorama cuantitativo del estado de la producción de materia seca en áreas directamente afectadas por la deposición de cenizas y el déficit en las precipitaciones. A partir de datos satelitales, evaluaron en qué medida la deposición de cenizas volcánicas y el déficit en las precipitaciones afectó la producción de materia seca del sur-oeste de la provincia de Río Negro. La deposición de ceniza conduce a una disminución directa de la luz solar absorbida por la vegetación presente. La sequía limita numerosos procesos ecosistémicos. En el segundo semestre de 2011 las cenizas depositadas sobre la vegetación interceptaron luz solar y la sequía impidió que se

desarrollaran adecuadamente los órganos que captan la luz solar. Como consecuencia de ello, el crecimiento de la vegetación se vio afectado en forma significativa.

Los análisis realizados por Gillett y Weaver (2004), con un modelo climático global, compara en paralelo observaciones de precipitación terrestre y simulaciones en un período correspondiente a la mitad del siglo 20, y determina la influencia detectable sobre la precipitación de los forzamientos naturales externos, la señal volcánica es detectable a través de una regresión múltiple, estos resultados son consistentes con la hipótesis de que los forzamientos de onda corta ejercen una mayor influencia en la precipitación que los forzamientos de onda larga. Las conclusiones de sus análisis indican que hay evidencia de influencia volcánica en la precipitación terrestre durante los últimos 50 años, pero no hay evidencia de la influencia antropológica o solar utilizando esta metodología. Estos hallazgos son consistentes con los de Robock et al. (2008), que demuestran que después de la erupción del Pinatubo se producen reducciones en la precipitación global. Confirman en este estudio que los cambios de precipitación son controlados por el balance de calor de la atmósfera, no simplemente por un incremento en la evaporación y la humedad específica, además la precipitación global está controlada en gran parte por el balance energético de la tropósfera, con enfriamiento radiativo al espacio equilibrada por el calor latente de condensación.

Mientras que cualquier forzamiento radiativo positivo aumentará el enfriamiento radiativo por el aumento de temperatura de la tropósfera, en el caso de un aumento de CO<sub>2</sub> este efecto es compensado en parte por un aumento en la profundidad óptica de la tropósfera. Una disminución en la precipitación, con un aumento de CO<sub>2</sub> provocaría una disminución en la eficiencia de enfriamiento radiativo de la tropósfera. Sostienen además que este efecto es responsable de las disminuciones en las precipitaciones observadas en respuesta al aumento de CO<sub>2</sub> en algunos modelos acoplados con baja sensibilidad climática.

Allen e Ingram (2002), sostienen que los forzamientos de onda corta, como aerosoles volcánicos, son más eficaces en la modificación de la precipitación que los cambios por gases de efecto invernadero. Esta hipótesis está apoyada por los resultados de Lambert (2004), que explica que las variaciones de forzamiento de onda corta son detectables en las mediciones de la precipitación, mientras que las variaciones de onda larga no lo son. Los resultados de investigaciones indican que se registran cambios en las precipitaciones a escala global por efecto de los aerosoles volcánicos en los últimos 50 años.

Con el fin de identificar los efectos de las erupciones volcánicas explosivas en el clima global, se desarrolló un modelo global, que considera erupciones entre los años 1600 y 2005, los datos analizados garantizan una alta significación estadística. Los resultados obtenidos corresponden a períodos con y sin forzamiento volcánico, lo que permite identificar cambios en el clima, en casi todas las series temporales estudiadas. Una de las señales más fuertes se encuentra en la temperatura con calentamientos notables en la estratósfera después de la erupción de volcanes y en particular luego de la erupción del Pinatubo, además se encontró enfriamientos de aproximadamente 3,5 °C en la tropósfera

con una anomalía de clima negativo correspondiente a 2-3 W/m<sup>2</sup>. Se encontró que la erupción volcánica explosiva puede tener impactos sustanciales sobre los patrones climáticos estacionales. Las regiones tropicales se ven afectadas por una disminución de la fuerza del ciclo del agua, con una reducción de la precipitación, la evaporación y la cubierta de nubes. Estas anomalías siguen el movimiento de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT, en verano las anomalías son más fuertes en magnitud y extensión, en consecuencia los sistemas de monzón se ven afectadas por las erupciones volcánicas.

En general las regiones tropicales se ven gravemente afectadas por el bloqueo solar, las anomalías se explican por la fuerza del forzado volcánico. A pesar de las deficiencias del modelo, se espera que sus resultados contribuyan considerablemente en el campo de la investigación de los efectos en el clima después de las erupciones volcánicas, nuevas ideas son siempre preocupantes en relación a los efectos particulares que se tienen en las distintas regiones, pero particularmente es preocupante las anomalías en el ciclo del agua (Wegmann, 2012).

Prohom (2003), señala que luego de grandes erupciones volcánicas a escala global se detecta una refrigeración en los dos o tres años siguientes, mientras que las erupciones volcánicas individuales muestran una gran variabilidad en el tiempo de enfriamiento, en parte debido a que las erupciones ocurren en diferentes momentos del año. En general, se comprueba un enfriamiento significativo en diversos meses durante los tres años posteriores a los eventos eruptivos. La técnica aplicada en la investigación es el Análisis de Épocas Superpuestas, que permite comparar los resultados con los obtenidos en diferentes zonas con el uso de la misma metodología. Para erupciones tropicales, la longitud total de la refrigeración es de tres años, muy similar a la respuesta en escala global y hemisférica. Sin embargo las anomalías negativas no son continuas en el tiempo, mostrando algunos períodos con la máxima refrigeración y otros períodos con efecto nulo o incluso un signo opuesto. Las principales salidas negativas se registran en la temporada de otoño en el año de erupción, por lo tanto la proximidad temporal al mes de erupción parece ser un factor clave, las mediciones de la dispersión mundial de las nubes de grandes erupciones volcánicas tropicales fijan la llegada de los aerosoles volcánicos a latitudes en alrededor de dos a tres meses después de la erupción principal.

Un análisis de la respuesta individual de una erupción volcánica sobre la temperatura vincula a la magnitud de la erupción, la distribución geográfica de la nube de aerosol, el tamaño, la química, el volumen y la profundidad óptica de los aerosoles. En el caso de la erupción de los volcanes, Krakatoa, Santa María y Pinatubo, tuvieron un impacto radiativo intenso, y la respuesta de la temperatura más notable. Otras erupciones con la misma intensidad pero con distinta dispersión de aerosoles como el caso de la erupción del volcán Agung, provocó una respuesta diferente en la temperatura.

En cuanto a las precipitaciones Prohom (2003), establece que de los estudios realizados a nivel global se registra una reducción de la precipitación total durante el primer año luego de una gran erupción volcánica. La incidencia principal se detecta en el primer invierno después de grandes eventos volcánicos tropicales, cuando las anomalías

negativas se detectan en toda zona, se presentan reducciones de precipitación a nivel global del 40% aproximadamente, este período de déficit de lluvias puede estar asociado con una persistencia por encima de lo normal de un patrón anticiclónica sobre Europa.

Las investigaciones realizadas por el Instituto de la Tierra en la Universidad de Columbia, indican que las erupciones volcánicas explosivas, tales como el Merapi de Indonesia tienen el potencial para cambiar y desplazar de posición los patrones de la lluvia. Sus resultados muestran que luego de grandes explosiones volcánicas pueden afectar al clima arrojando partículas que bloquean la energía solar y disminuyen la temperatura superficial, ahora también existen sospechas de que las erupciones también afectan a la precipitación sobre regiones como la asiática monzónica, donde las tormentas estacionales riegan las cosechas de casi la mitad de la población de la Tierra. Los investigadores de los anillos de los árboles en Lamont-Doherty de la Universidad de Columbia demostraron que las grandes erupciones tienden a secar muchas áreas del Asia Central, pero traen lluvias a los países asiáticos surorientales incluyendo Vietnam, Laos, Camboya, Tailandia y Myanmar. Los anillos de crecimiento de ciertas especies de árboles se pueden correlacionar con la precipitación, y el Tree Ring Lab (Laboratorio de los Anillos de los Árboles), utilizó los anillos de unos 300 sitios a través de Asia para medir los efectos de 54 erupciones que se mostraron en el pasado, en cerca de 800 años. Los datos vinieron del nuevo atlas de anillos de árboles 1000 años de Lamont del tiempo asiático, que ha producido ya la evidencia de sequías largas. Se destaca la necesidad de considerar la Tierra y atmósfera como un sistema interconectado (Anchukaitis, 2011).

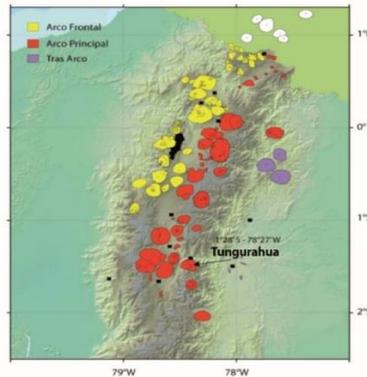
### **2.2.5 Erupciones volcánicas en el Ecuador**

Según el Instituto Geofísico de la Politécnica Nacional dentro del territorio continental del Ecuador emergen 84 volcanes, de los cuales 60 están inactivos o dormidos, 16 son potencialmente activos, 5 se encuentran activos y 3 se hallan en etapa de erupción. Los volcanes continentales Cayambe, Reventador, Guagua Pichincha, Cotopaxi, Tungurahua, Sangay y Potrerillos-Chancana, erupcionaron en tiempos históricos registrados desde el año 1532. Se considera que el potencial de riesgo de erupciones volcánicas en el país es elevado y exige investigaciones profundas en diversos campos, entre ellos el análisis de los efectos del proceso eruptivo en otros fenómenos naturales como la precipitación.

El arco volcánico ecuatoriano (Figura 2.2), forma parte de la Zona Volcánica Norte de los Andes (NVZ), que se extiende desde los 5° N volcán Cerro Bravo, Colombia, hasta los 2° S volcán Sangay, Ecuador. Este arco es el resultado de la subducción de la placa oceánica Nazca bajo la placa continental de América del Sur. La corteza oceánica subducida, de edad entre 12 y 20 M.a., es portadora de la Cordillera submarina de Carnegie, la cual constituyen los productos volcánicos de la actividad del punto caliente de Galápagos sobre la placa Nazca y que está siendo subducida desde al menos 6 M.a., (Gutscher et al., 2000).

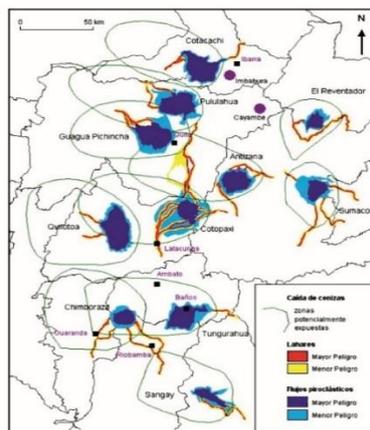
Los desastres asociados directamente a la actividad volcánica se concentran en las provincias andinas de Imbabura, Pichincha, Cotopaxi, Tungurahua, y en la región Amazónica en la frontera de las provincias de Napo y Sucumbíos en el área de El

Reventador, y en Morona Santiago en el área del volcán Sangay. Dentro de esta franja, los volcanes que están en mayor actividad son el Tungurahua, El Reventador, Sangay, Cotopaxi y el Pichincha.



**Figura 2.2:** División del arco volcánico ecuatoriano se divide en tres alineaciones de volcanes, de Oeste a Este: Frente volcánico, Arco Principal y Tras-Arco, según el punto vista geoquímico (Modificado de Monzier et al., 2003).

La influencia de la actividad volcánica se produce principalmente en la zona 2 en las provincias de la Sierra. Históricamente las erupciones volcánicas más significativas son la del Guagua Pichincha en 1660 y 1999 con daños materiales, la del Cotopaxi en 1742, 1768 y 1877, donde se produjeron como consecuencia daños materiales y humanos; las del Tungurahua 1886, 1918, y 1999 que dejaron como saldo varias personas fallecidas e importante daños materiales. En la zona 1 (Figura 2.3), se encuentran los volcanes: Reventador, Sumaco, y Antisana, que son considerados por el IGM como volcanes potencialmente activos en Ecuador. La zona 3 no recibe influencia de erupciones volcánicas (CELEC, 2013).



**Figura 2.3:** Amenazas volcánicas potenciales en el Ecuador Continental (INFOPLAN, IGM, 2001).

En conclusión, existen evidencias de que la actividad volcánica genera impactos en la variabilidad temporal de las precipitaciones, sin embargo los estudios descritos

anteriormente analizan los efectos a nivel global pero no existen investigaciones que demuestren su influencia a nivel local.

### **2.3 MODELACIÓN DE SERIES TEMPORALES**

La proyección hacia el futuro se basa en la combinación de la estadística y la teoría de la probabilidad. Con la estadística se realiza el análisis de frecuencias de los eventos históricos y se definen los parámetros que determinan el patrón general de comportamiento. Con estos parámetros y con la aplicación de la teoría de la probabilidad se establece un pronóstico de lo que puede esperarse en el futuro, dentro de cierto nivel de riesgo.

Es importante disponer de las herramientas necesarias que nos permitan conocer a escala local el comportamiento de una variable climática fundamental, como es la precipitación. Los modelos matemáticos para representar la precipitación dependen de la escala de tiempo considerada. Para escalas de tiempo como anuales o mensuales, inicialmente se podía asumir que la autocorrelación de la precipitación era despreciable (Roesner y Yevjevich, 1966). En este caso, era necesario encontrar una distribución de probabilidad que sea capaz de reproducir la variabilidad de la precipitación en la escala de tiempo considerada. Con el pasar de los años la autocorrelación de la precipitación ya no es despreciable, ahora se utilizan modelos más complejos que tienen en cuenta no sólo la periodicidad anual sino también la dependencia en el tiempo. Modelos estocásticos, como las cadenas de Markov, se han utilizado con éxito para modelar más eficientemente la precipitación (Katz, 1977). Dichos modelos reproducen los estados de ocurrencia y no ocurrencia de la precipitación mediante una matriz de transición de probabilidad y la cantidad de lluvia, o intensidad, con una cierta función de probabilidad sesgada (generalmente lognormal o gamma), así mismo un proceso de Markov describe la dependencia paso a paso, llamada proceso de primer orden o correlación serial de un paso de exhibición, Viessman (1989), es decir, un evento no depende de otros procesos pasados. Estos procesos permiten la generación de series sintéticas de variables hidrológicas y son definidos en términos de probabilidades discretas.

La mayoría de los modelos empíricos utilizados actualmente son modelos estocásticos (Fortin et al., 1995) que están basados en la teoría de la probabilidad para realizar la representación de la incertidumbre, claro está que estos modelos se vienen utilizando desde el año 1926; Yule en el año 1926 fue quien describió los modelos lineales autoregresivos (AR), para que continuara Slutsky en 1937 y propusiera los modelos lineales de promedios móviles (MA); posteriormente en 1954, Wold explica los modelos mixtos ARMA que integran modelos auto regresivos y de promedios móviles.

(Box y Jenkins, 1976) continúa con el desarrollo y aplicación de esta gama de modelos estocásticos, los cuales han sido ampliamente utilizados en la hidrología, estos modelos comprenden los modelos (AR), los modelos lineales de promedios móviles (MA), los modelos lineales autorregresivos de promedios móviles (ARMA), los modelos periódicos ARMA (PARMA) y los modelos ARMA con entradas auxiliares (ARMAX), que permiten generar grandes series sintéticas temporales.

Debido a lo anterior, una de las herramientas más utilizadas en la modelación hidrológica y en la mayoría de los procesos del ciclo hidrológico es sin duda el uso de modelos estocásticos del tipo autorregresivos ARMA (p,q). Los modelos autorregresivos de medias móviles (ARMA) se han aplicado fundamentalmente a procesos hidrológicos estacionales univariados (Salas et al., 1980). Estos modelos univariados se basan en el análisis de la estructura estocástica de una serie temporal con el objeto de pronosticar a corto plazo, completar datos y generar series sintéticas que conserven los principales estadísticos y la correlación temporal de la serie original.

En algunos países latinoamericanos se utilizan modelos autorregresivos para estudiar diversos fenómenos y componentes hidrológicos y algunos relacionados con el fenómeno del Niño, ya que este evento conecta globalmente el clima, los ecosistemas y las actividades socioeconómicas. Desde la década de los 80 se intenta predecir este evento, pero hasta la fecha los modelos estadísticos y dinámicos aún son insuficientes. Quispe (2007), estudió mediante modelos autorregresivos el efecto del fenómeno del Niño en la temperatura superficial del mar (TSM) frente a la costa peruana, dicho trabajo comprendió 5 etapas: identificación, estimación, verificación diagnóstica, previsión y validación; logrando simular condiciones mensuales similares a las observadas en el litoral peruano, condiciones frías a fines del 2004, y condiciones neutrales a inicios del 2005.

En Colombia, Carvajal y Marco (2005), realizaron las teleconexiones lineales entre el fenómeno del Niño-Oscilación del Sur y los caudales mensuales del Río Cauca (Valle del Cauca-Colombia), utilizando dos técnicas estadísticas multivariadas. El análisis de funciones ortogonales empíricas (FOES) y el análisis de correlación canónica (ACC), ajustando modelos ARMAX, para predecir los caudales, utilizando las primeras componentes principales y coeficientes canónicos de las variables macroclimáticas, como variables auxiliares en los modelos de caudal, obteniéndose mejoras en la predicción, en este mismo país, Domínguez (2004), aplicó la ecuación de Fokker-Planck-Kolmogorov y realizó comparaciones con modelos autorregresivos para el pronóstico de afluencias a embalses hidroeléctricos, finalmente obtuvo un modelo para pronosticar las curvas de densidad de probabilidad de los caudales que representan las afluencias mensuales de la represa de Betania en Colombia.

En Centro América, Alfaro (1999), Estudió las condiciones anómalas de la temperatura superficial del mar (ATSM) de los océanos Pacífico y Atlántico Tropical, ajustando un modelo Vectorial Autorregresivo de Medias Móviles (VARMA), con el objetivo de cuantificar la interacción océano – atmósfera entre distintos índices oceanográficos en el Pacífico y Atlántico Tropical y los regímenes de precipitación en Centroamérica, encontrando que las ASTM en el Atlántico Tropical Norte influyen más fuertemente sobre la precipitación que aquellas del Pacífico Tropical Este.

En México, Gómez (2006) determinó los niveles de aguas máximas ordinarias (NAMO) de la presa el zapotillo, mediante el pronóstico de series de escurrimiento, precipitación y evaporación elaboradas con modelos estocásticos, utilizando la traza de escurrimientos

en el sitio El Zapotillo los cuales se calcularon a partir de los registros históricos de la estación hidrométrica la Cuña proyectados a futuro, contra el NAMO obtenido con el funcionamiento que utiliza los registros sintéticos de las variables mencionadas. En este mismo año, Moreno y Roldán (1999), propusieron un método de interpolación para estimar los coeficientes del modelo estocástico Cadena de Markov-Mixta Exponencial, ponderando los valores de las variables geográficas y climáticas elegidas, teniendo en cuenta su proximidad al valor en el punto sin registros de lluvia, logrando reproducir los datos observados con gran exactitud.

Por otro lado los modelos autorregresivos de promedios móviles (ARMA), se han utilizado para el desarrollo y estudio de modelos multivariados que han permitido modelar series de tiempo de precipitaciones mensuales, anuales y diarias pudiendo estudiar el comportamiento de las variaciones (Srikanthan y McMahon, 2001), los modelos clásicos multivariados han sido diseñados para preservar la autocorrelación y autocorrelación cruzada (Salas et al., 1980).

En este sentido, Martínez y Mera (2004), analizaron y simularon lluvias horarias mediante un modelo periódico discreto autorregresivo de orden 1, denominado PDAR, así mismo desarrollaron un modelo estacionario autorregresivo AR de orden 1 con la finalidad de generar las intensidades. La estimación de parámetros de modelo PDAR se realizó por el método de momentos mientras que para la estimación del modelo AR se utilizaron dos métodos, en el método 1, las medias y desviaciones típicas horarias de la variable transformada se estimaron a fin de preservar las medias y las desviaciones típicas horarias obtenidas de la muestra histórica, mientras que en el modelo 2, las medias y desviaciones típicas horarias de la variable transformada se estimaron directamente a partir de la muestra transformada, finalmente demostraron que el modelo PDAR-AR con el método 1 de estimación era capaz de reproducir razonablemente bien las estadísticas históricas de las lluvias para varias escalas de tiempo.

Paris et al. (2003), presentaron una metodología para la cuantificación de la recarga natural de acuíferos en Santa Fe, Argentina. El análisis estocástico de las series temporales de precipitación y temperatura se realizó mediante la interpretación de gráficos de evolución temporal y comportamiento temporal medio, funciones de autocorrelación y autocorrelación parcial, periodograma y periodograma integrado. Esto permitió evaluar la homogeneidad de las series, caracterizar su estacionaridad, identificar la estructura autorregresiva y estacional de las mismas y ajustar los parámetros de modelos ARIMA (Box y Jenkins, 1976; Arensburg y Seoane, 2001; Seoane y Arensburg, 1995) con fines de obtener el pronóstico de dichas variables en el período de interés a paso mensual.

Así mismo Unal et al. (2004), generaron series sintéticas de precipitación anuales y mensuales, mediante la utilización de procesos autorregresivos (AR), el modelo de Tomas – Fiering (TF), método de fragmentos (F) y su versión modificada (MF), método de dos colas (TT) y el modelo reciente basado en el acercamiento de ondas (W), encontrando mejores resultados en la correlación al usar el método (W), por tal motivo, los modelos

estocásticos pueden ser relacionados con características morfológicas, variables y fenómenos atmosféricos de manera espacial y temporal, haciendo especial énfasis en la precipitación, para la construcción de un modelo estocástico de predicción de precipitaciones.

Es conocido que las bondades de estos modelos permiten analizar la ocurrencia de eventos extremos, incertidumbres, posibles cambios climáticos y estrategias para determinar incluso, las políticas de operación en presas. Asimismo, el modelo Thomas-Fiering ARMA se utiliza para caracterizar el cambio mensual de las elevaciones de los niveles de agua en lagos y embalses (Somlyódy y Honti, 2005). En la actualidad, el estudio de los modelos conceptuales de los procesos lluvia-escurrimiento desarrollados para diversos escenarios climáticos puede estudiarse con modelos autorregresivos (Lidén y Harlin, 2000). Respecto al cambio climático, Piwowar y Ledrew, (2002) utilizaron modelos ARMA para modelar series de tiempo correspondientes a imágenes de sensores remotos, con la finalidad de estudiar el cambio climático y determinar los impactos y cambios en las concentraciones de hielo en el océano ártico, convirtiéndose el análisis de sensibilidad remota en una herramienta muy importante en este tipo de estudios. También se han desarrollado y documentado métodos de generación estocástica de datos climáticos para escala de tiempo anual, mensual y diaria (Srikanthan y McMahon, 2001).

También es necesario destacar que los modelos autorregresivos se han utilizado de manera satisfactoria para la generación de caudales diarios, semanales, mensuales y anuales; de igual forma para predecir caudales e inundaciones en tiempo real utilizando el método de mínimos cuadrados ponderados (Chao et al., 2008; Mohammadi et al., 2006). Los modelos han sido utilizados para estudiar y modelar el comportamiento de los escurrimientos superficiales a través del modelo conceptual de dos reservorios lineales en series, obteniendo estabilidad y buen desarrollo del modelo (Spolia, 1973; Spolia y Chander, 1980).

Los modelos ARMA (p,q), han permitido desde hace más de una década, el estudio de diversas funciones de autocorrelación de las variables hidroclimatológicas que los hidrólogos utilizan para describir los procesos del ciclo hidrológico. Sin embargo se pueden encontrar toda una gama de modelos y de adecuaciones a los procedimientos tradicionalmente utilizados. Por ejemplo, empleando modelos empíricos basados en series con valores diarios y que permiten evaluar variaciones lineales cuando dependen de 2 factores autorregresivos, por lo tanto se crearon los esquemas ARMA-GARCH/EGARCH/SR-SARV(2) (Meddahi, 2003); también se han desarrollado metodologías basadas en el teorema de Bayes para estimar el número de ocurrencias de eventos lluviosos en un mes considerando condicionando el pronóstico a la lámina mensual, obteniendo resultados satisfactorios al compararse los pronósticos de ocurrencia con los registros observados (Migon y Monteiro, 1997).

Debido a la versatilidad, aplicabilidad y confianza, el empleo de los modelos autorregresivos no se limita sólo al campo de la hidrología, sino que son amplia y comúnmente utilizados en otras ramas de la ciencia y el conocimiento, convirtiéndose en

una herramienta global para realizar pronósticos de variables, esto lo demuestran diversas investigaciones y estudios al respecto. Aguirre (2000) investigó la aplicación de las técnicas de identificación de sistemas dinámicos no lineales utilizando modelos NARMAX, describiendo estos como estructuras paramétricas del tipo entrada- salida, capaces de representar una amplia clase de sistemas no lineales. Chorro (2000) estudia la posibilidad de utilizar modelos ateóricos como son los modelos vectoriales de series temporales múltiples con la finalidad de obtener una estimación del mecanismo generador del proceso psicológico. Rodríguez (2003) realiza estudios sobre pronóstico no paramétrico de múltiples pasos adelante para estudiar la inflación mensual utilizando la estimación Kernel y modelos autorregresivos del tipo ARIMA, encontrando que el pronóstico no paramétrico es el único pronóstico que estadísticamente mejora al pronóstico que se hace con modelos de caminata aleatoria. Izquierdo (2006) genera predicciones de procesos ARMA mediante modelos autorregresivos y en el espacio de estados, estudiando la cuestión de si, al trabajar con procesos tipo ARMA, los modelos en el espacio de estados obtenidos mediante un método de subespacios proporcionaban mejores o peores predicciones que los modelos autorregresivos estimados por mínimos cuadrados, encontrando que cuando el componente MA de un ARMA (1,1) es próximo a 1, los modelos en el espacio de estados presentaban una alta probabilidad de proporcionar mejores predicciones que los modelos AR. Álvarez et al. (2006), concluyen que los modelos autorregresivos pueden describirse como aquéllos en los que una variable o conjunto de variables se explican, al menos en parte, en función de los valores pasados de esa misma variable o conjunto de variables, dado lo anterior desarrolló un modelo autorregresivo estructural (SVAR) con diagramas de nivel-flujo, permitiendo de esta manera aportar a dichos modelos capacidad predictiva a corto plazo, este enfoque permite que modelos de dinámica de sistemas puedan incorporar los elementos principales de los modelos autorregresivos.

Box y Tiao (1975) presentaron el análisis de intervención como un caso especial de los modelos de función de transferencia Box-Jenkins (Box y Reinsel, 1976), donde un modelo de respuesta de función de transferencia se usa para relacionar una serie de salida estocástica con una variable de intervención cualitativa. Esta técnica es capaz de manejar variables relacionadas con retardo, variables predictoras autocorrelacionadas y, adicionalmente, ya que un modelo ARMA se construye separadamente para los residuos, la metodología puede fácilmente manejar los residuales autocorrelacionados. Box y Tiao (1975) denominaron análisis de intervención a la inclusión en un modelo de series temporales de variables ficticias para representar sucesos puntuales conocidos que producen efectos deterministas. A efectos de modelización, se supone que los datos observados ( $Z_t$ ) son el resultado de un proceso estocástico que sigue un modelo ARIMA ( $Y_t$ ) y un componente exógeno (AI) que recoge los efectos anómalos de forma determinista. El análisis de intervención se aplica a través de una variable específica y filtros asociados a ellas. En su estudio Espinoza (2010) establece que las variables específicas más utilizadas para representar sucesos cualitativos que afectan a la serie de tiempo y permiten describir los efectos anómalos son de dos tipos: variables impulso y

variables escalón. En esta metodología se destaca la presencia de valores atípicos u outliers, que por su naturaleza pueden tener impactos de moderados a sustanciales.

En varios trabajos se propone que los valores atípicos pueden ser considerados como generados por modelos de intervención en momentos desconocidos y proponen un proceso iterativo para estimar parámetros de series temporales ARIMA en presencia de atípicos innovativos y aditivos (Chang et al., 1988). Algunos investigadores concluyen que si un atípico aditivo al final de la serie se ignora, resulta un incremento del error cuadrático medio de las predicciones derivado de un efecto de arrastre del atípico y del sesgo en la estimación de los parámetros del modelo ARIMA (Ledolter, 1989). Existen estudios que presentan metodologías para obtener estimaciones conjuntas de parámetros de modelos ARIMA y de valores atípicos del tipo aditivo, innovativo, cambio de nivel y cambio temporal, con estas metodologías se obtienen parámetros de modelos menos contaminados y los efectos de los atípicos, así como su clasificación son estimados conjuntamente. Los parámetros estimados con estas metodologías son muy similares a los obtenidos mediante el método de máxima verosimilitud usando un modelo de intervención para incorporar valores atípicos (Chen y Liu, 1993).

Finalmente los modelos estocásticos del tipo ARMA, son usados para diferentes análisis hidrológicos, mientras la forma general de este tipo de modelos es aceptada, existen algunos cuestionamientos en la forma de identificación del modelo, estimación de parámetros y otros efectos al realizar incrementos de tiempo, por tal motivo se han realizado investigaciones que examinan y evalúan dichos aspectos, basándose en los registros de datos hidrológicos de una cuenca, concluyendo con la selección de un procedimiento de modelación que puede representar la relación entre la precipitación y el escurrimiento de un modo simple y efectivo (Weeks y Boughton, 1987).

En este sentido la selección del tipo de modelo se convierte en un factor importante. Una vez se identifica la composición del modelo, debe decidirse un modelo entre aquellos existentes: AR (autorregresivos), ARMA (autorregresivos de media móvil), ARMAX (autorregresivos de media móvil con componente exógena) etc. Las características estadísticas de las muestras de las series hidrológicas son factores decisivos en la selección del tipo del modelo. Por ejemplo, series con un correlograma de crecimiento lento (memoria larga) requieren generalmente modelos ARMA en lugar de AR (Estrella y Fuhrer, 2002).

Dentro de las técnicas y metodologías para la identificación de sistemas y modelos, existen diversos procedimientos que permiten estimar el orden de modelos dinámicos a partir de los datos medidos. El criterio de información de Akaike es uno de los métodos más utilizados para estimar el número de términos en un modelo dinámico o más bien seleccionar cuál de los modelos autorregresivos (AR, ARMA, ARIMA) es el que presenta mejor ajuste.

## 2.4 RESUMEN

Podemos destacar como premisas importantes del estado del arte, que el conocimiento sobre la variabilidad de los patrones de precipitación y los factores que lo producen constituyen uno de los retos para la ingeniería hidráulica y ambiental, puesto que la cantidad de agua dulce en el planeta es cada vez más escasa. La población mundial crece en 80 millones de personas cada año, mientras que el aumento de la demanda de agua dulce se calcula en alrededor de 64 mil millones de metros cúbicos de agua al año. Es relevante investigar las variables internas y externas, naturales y antropogénica que provocan irregularidad en las series de precipitación.

Precisamente, este estudio concentra su atención en la existencia de eventos naturales singulares, particularmente erupciones volcánicas como potenciales factores que modifican el clima y las precipitaciones. Esta relación entre series de precipitación y los efectos de actividad eruptiva, sin embargo, es un tema con limitada investigación a nivel local y a corto plazo, y sus conclusiones podrían constituir información relevante para los responsables del manejo y administración del recurso hídrico a nivel de cuenca hidrográfica.

En este contexto, es interesante rescatar las conclusiones de Zurich (2012), en referencia a los factores antropogénicos y concretamente en los gases de efecto invernadero en la tropósfera y el consecuente calentamiento global que intensifica el ciclo hidrológico debido al aumento resultante de la evaporación. Sin embargo muy poco se conoce de cómo factores naturales como las erupciones volcánicas afectan el ciclo hidrológico a través de su inyección de gases de azufre en la atmósfera.

Algunos estudios demuestran que durante los últimos siglos factores naturales como las erupciones volcánicas han afectado el clima de la Tierra, Robock (2000) en sus estudios concluye que los efectos de una gran erupción volcánica como la de El Chichón de México de 1982, o la del Pinatubo en Filipinas en 1991 inyectaron  $\text{SO}_2$  en cantidades importantes a la atmósfera que provocaron un efecto directo en el balance de radiación de la Tierra, y un efecto indirecto en la circulación atmosférica, por lo que las temperaturas de la superficie fueron afectadas y se registraron disminuciones que van desde  $0,1^\circ\text{C}$  a  $0,2^\circ\text{C}$ .

En general las investigaciones se concentran en identificar la relación entre los efectos de una erupción volcánica con la variable temperatura a nivel global. Czopak (2012) y Canty et al., (2013) en sus investigaciones concluyen que luego de grandes erupciones volcánicas se produce un descenso de la temperatura media de la superficie mundial de alrededor de  $0,5^\circ\text{C}$ .

Prohom (2003), indica en sus estudios que luego de grandes erupciones volcánicas a escala global se detecta una refrigeración en los dos o tres años posteriores, mientras que las erupciones volcánicas individuales muestran una gran variabilidad en el tiempo de enfriamiento.

Algunos estudios plantean el análisis de los efectos de los gases volcánicos sobre la precipitación, sin embargo, nuevamente la limitación es que el tema se plantea a nivel global y en el mediano y largo plazo. Robock et al. (2008), demuestran que después de la erupción del Pinatubo se producen reducciones en la precipitación global. Confirman en este estudio que los cambios de precipitación son controlados por el balance de calor de la atmósfera, no simplemente por un incremento en la evaporación y la humedad específica, además la precipitación global está controlada en gran parte por el balance energético de la tropósfera, con enfriamiento radiativo al espacio equilibrada por el calor latente de condensación. Explica que el tiempo de permanencia permite que las partículas se propaguen a nivel mundial y afecte el clima a escala global. En la estratósfera los aerosoles volcánicos dispersan parte de la radiación solar hacia el espacio, enfriando la superficie de la Tierra y absorben la radiación solar y terrestre, calentando así la capa de aerosol. Ambos efectos perturban el equilibrio radiativo y por tanto la precipitación.

Los efectos sin embargo, dependen no solo de la intensidad de la explosión sino de la estacionalidad, puesto que de las erupciones investigadas, las de verano fueron las únicas que causaron efectos en el clima, a un nivel con suficiente significación estadística y es poco probable que tenga efectos climáticos si entra en erupción en invierno, a menos que la erupción sea particularmente grande. Kravitz y Robock (2011), afirma que el tiempo óptimo para que una erupción volcánica produzca mayores efectos sobre el clima parece ser finales de primavera hasta principios de verano.

A nivel local, en el caso de Ecuador se desarrollan investigaciones en torno a la actividad volcánica del volcán Tungurahua que se encuentra en un proceso continuo de actividad desde 1993 con emisiones continuas de ceniza y a partir de 1999 con eventos explosivos con VEI entre 0 y 3, lo que ha generado una serie de consecuencias económicas, sociales y ambientales.

En su estudio, Ríos (2014) realiza una primera aproximación para establecer una asociación entre el proceso eruptivo del volcán Tungurahua y la variabilidad interanual de las precipitaciones a nivel de microcuenca en el corto plazo. A través del análisis de las series de precipitación de cincuenta años, divididos en dos sub-períodos de estudio, el primero sin la presencia del proceso eruptivo y el segundo sub-período vinculado directamente a la actividad del volcán, se identifican las variaciones en los patrones estacionales (período trimestral).

Como conclusiones importantes del estudio, identifica un patrón recurrente de incremento de precipitación de hasta 131,53% en los meses subsiguientes cuando se produce una explosión volcánica de intensidad media. Durante los períodos prolongados de actividad menor, que incluyen emisión de ceniza en forma casi continua, producen disminución de la precipitación en la microcuenca. Por lo tanto, los efectos de la actividad volcánica sobre la precipitación están diferenciados en relación al nivel de explosividad de la erupción.

Sin embargo, el estudio reconoce limitaciones para emitir resultados concluyentes, pues el análisis de los montos pluviométricos anuales e incluso trimestrales enmascara las

anomalías positivas y negativas abruptas y temporales al realizar el análisis estadístico básico. Ríos (2014) recomienda el desarrollo de una metodología de procesamiento de datos a escala mensual y con la aplicación de herramientas estadísticas de mayor robustez para garantizar resultados más específicos.

En el capítulo 3, del presente estudio se presenta un resumen conceptual y descriptivo de varias herramientas estadísticas que pueden convertirse en un apoyo para un análisis técnico de este tema.

El estudio de las series pluviométricas, así como el análisis de la cronología y efectos de la erupción volcánica, permitirán el planteamiento de una metodología que incorpore la variable de efecto volcánico en los patrones de precipitación. Esta variable se construye a partir de las concentraciones de  $\text{SO}_2$ , producto de las erupciones volcánicas. La metodología para la estimación de la concentración de  $\text{SO}_2$ , así como las fases de construcción del modelo se detalla en el capítulo 4 del presente documento.

## Capítulo 3

### ESTUDIO DE LAS SERIES TEMPORALES HIDROMETEOROLÓGICAS

El objetivo de la presente investigación es construir una guía práctica metodológica para el estudio estadístico de series de precipitación que incorporen los efectos de la erupción de un volcán en una cuenca hidrográfica.

El presente capítulo sistematiza la etapa de investigación bibliográfica que se concentra específicamente en las herramientas estadísticas que se requieren para comprender cada una de las fases del modelo, así como los pasos previos que necesita ejecutar el investigador. Se explican conceptos sobre parámetros estadísticos básicos y herramientas estadísticas que se emplean a nivel de análisis exploratorio que proporcionan las primeras conclusiones orientadoras. Más adelante se explican pruebas estadísticas de mayor robustez para la detección de cambios repentinos en series temporales y que proporcionan al investigador mayor certeza en las conclusiones. Finalmente se resume la teoría del análisis y la simulación estocástica de series temporales hidrometeorológicas. Esta información se respalda en numerosos estudios publicados en relación con el análisis de series temporales, particularmente en la gran cantidad de monografías de Box y Jenkins, así como de los resultados alcanzados sobre aplicaciones hidrológicas y análisis de series temporales de Salas et al. (1980). Estos conceptos así como el análisis de la información se convierten en insumo básico para desarrollar un modelo estocástico de series de precipitación que incorpora la variable de una erupción volcánica, que se desarrolla en el siguiente capítulo.

Como idea central respecto al manejo de datos, tomamos la recomendación que realiza Valero y Moreno (2011), sobre la necesidad de contar con observaciones hidrometeorológicas consistentes que apoyen al desarrollo de estudios e investigaciones sobre el comportamiento temporal de una o más variables en un punto espacial específico.

Una serie temporal es una secuencia de valores o datos observados de una variable organizada en una estructura de tiempo, con intervalos de tiempo que pueden ser variables o constantes.

$$Z_t \quad (t=1,2,\dots,T) \quad (3.1)$$

Este concepto concuerda con las conclusiones de Villa (2015), que establece que una serie de tiempo puede ser descrita utilizando intervalos de tiempo de diferente magnitud, como días, meses, años etc. Una misma variable que es descrita en una serie de tiempo con una mayor resolución temporal puede evidenciar características estocásticas o determinísticas

del comportamiento general de la serie diferente a las que mostraría al ser expuesta con una resolución temporal menor. Por lo que recomienda comparar series de tiempo de una misma variable con las mismas resoluciones temporales con el fin de identificar conclusiones apropiadas.

En la actualidad los procesos hidrometeorológicos y particularmente la precipitación son analizados y explicados con base en la ciencia probabilística, dado su carácter aleatorio, razón por la es importante analizar cuáles son los parámetros estadísticos básicos que permiten presentar, organizar y reducir los datos hidrometeorológicos para facilitar su análisis y evaluación.

### 3.1 PARÁMETROS ESTADÍSTICOS

Para el estudio de los parámetros estadísticos básicos es importante conocer algunas definiciones:

*Muestra:* es el conjunto de observaciones de la variable aleatoria. Las propiedades estadísticas pueden variar de muestra a muestra.

*Población:* El conjunto de muestras forman una población infinita que posee propiedades estadísticas constantes.

*Espacio muestral:* es el conjunto de todas las muestras posibles.

*Evento:* subconjunto de un espacio muestral.

Valero y Moreno (2011), plantea que los estadísticos extraen información de una muestra, indicando las características de la población. Los principales estadísticos son los momentos de primer, segundo y tercer orden correspondiente a la media, varianza y asimetría respectivamente.

#### 3.1.1 Media

Es el valor esperado de la variable misma. Primer momento respecto al origen. Muestra la tendencia central de la distribución.

$$\mu = \int_{-\infty}^{\infty} x f(x) dx \quad (3.2)$$

El valor estimado de la media a partir de la muestra es:

$$\bar{z} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n z_i \quad (3.3)$$

En la cual  $n$  es el total de los datos de la muestra;  $z_i$  corresponde a cada uno de los datos de la muestra y  $\bar{z}$  es la media de la muestra.

#### 3.1.2 Varianza

Mide la variabilidad de los datos. Es el segundo momento respecto a la media.

$$\sigma^2 = \int_{-\infty}^{\infty} (x - \mu)^2 f(x) dx \quad (3.4)$$

El valor estimado de la varianza a partir de la muestra es:

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})^2 \quad (3.5)$$

Siendo  $S^2$  la varianza muestral;  $n$  es el total de los datos de la muestra;  $z_i$  corresponde a cada uno de los datos de la muestra; y  $\bar{z}$  es la media de la muestra.

En la Ec. (3.5) el divisor es  $n-1$  en lugar de  $n$  para asegurar que la estadística no tenga una tendencia, en promedio, a ser mayor o menor que el valor verdadero. Las unidades de la varianza son la media al cuadrado.

### 3.1.3 Desviación estándar

Es la raíz cuadrada de la varianza. Esta medida de dispersión se expresa en las mismas unidades que los datos a los que se refieren. La desviación estándar es una medida de la variabilidad que tiene las mismas dimensiones que la media.

$$s = \sqrt{S^2} \quad (3.6)$$

En este caso,  $s$  es la desviación estándar de la muestra de datos y  $S^2$  es la varianza muestral. Efectos de la función de densidad de probabilidad causados por cambios en la desviación estándar, es el coeficiente de variación que es una medida adimensional de la variabilidad su estimado es:

$$C_v = \frac{s}{x} \quad (3.7)$$

### 3.1.4 Coeficiente de asimetría

La distribución de los valores de una distribución alrededor de la media se mide por la asimetría. Se obtiene a partir del tercer momento alrededor de la media, dividiéndole por el cubo de la desviación estándar para que sea adimensional.

$$E[(x - \mu)^3] = \int_{-\infty}^{\infty} (x - \mu)^3 f(x) dx \quad \text{tercer momento a la media}$$

$$\gamma = \frac{1}{\sigma^3} E'[(x - \mu)^3]$$

Un estimativo del coeficiente de asimetría está dado por:

$$C_s = \frac{n \sum_{i=1}^n (z - \bar{z})^3}{(n-1)(n-2) * s^3} \quad (3.8)$$

## 3.2 ANÁLISIS EXPLORATORIO DE DATOS

El análisis de las series temporales, requieren como punto de partida, datos proporcionados por fuentes técnicamente confiables.

En sus reportes Schaefer et al. (2007) sugiere que los registros de las estaciones seleccionadas y para todos los períodos de estudio deben ser revisados completamente,

con la finalidad de detectar inicialmente ausencia de datos o valores erróneos que difieren completamente del resto. Las estaciones sospechosas, así como sus datos deben ser revisados a fin de verificar su validez. La metodología Análisis Exploratorio de Datos (AED) sugerida por la UNESCO (2006), es una herramienta válida que puede ser utilizada antes de cualquier análisis de series de precipitación más profundo.

### **3.2.1 Gráfica de series de tiempo**

Representa los datos en un sistema coordenado, que ubica los datos observados en el eje de las ordenadas y el tiempo en las abscisas. Son gráficos en los cuales se puede observar claramente las tendencias, los cambios, la irreversibilidad, y la intermitencia (Schaefer et al., 2007).

### **3.2.2 Gráfica de doble masa**

Para determinar y evaluar la consistencia de las observaciones a lo largo del tiempo, utilizamos la gráfica de doble masa expuesta por Lobo (2004), en la cual se compara la serie de estudio con una serie patrón que no presente ningún problema de homogeneidad, tendencia o cambio. Para realizar el contraste gráfico es necesario graficar en el eje de las abscisas los valores acumulados de la estación patrón y en el eje de las ordenadas los valores acumulados de la estación en estudio. Si la serie en estudio no presenta cambios en la media, la gráfica debe manifestar una relación estable de proporcionalidad entre la estación patrón y la estación en estudio. Si por el contrario se observan quiebres en la pendiente de la gráfica, saltos o picos, se puede concluir que la serie presenta un cambio en la media y/o presenta puntos atípicos (Lobo, 2004).

### **3.2.3 Diagramas de cajas**

Smith y Campuzano (2000), consideran que este diagrama es un resumen de la información, ya que brinda una idea de la tendencia central, la variabilidad, la simetría, y la presencia de puntos atípicos. En el diagrama de cajas se muestra el percentil 50 (la media), 25 y 75 (límite inferior y superior de la caja respectivamente, el menor y el mayor valor observados sin ser considerados atípicos (1,5 veces la longitud de la caja) y extremos (3,0 veces la longitud de la caja). Para determinar si existe un cambio en la media de la tendencia central en la serie de precipitación se divide la misma en dos o más partes, de tal forma que se pueda observar a partir del diagrama de cajas de cada una de ellas si existen diferencias entre las características estadísticas de cada una de las partes de la serie.

## **3.3 ANÁLISIS DE HOMOGENEIDAD**

Esta fase consiste en determinar si las series son consistentes y homogéneas climáticamente. A decir de Merlos et al. (2014), las características estadísticas de las series de precipitación, como la media, la desviación estándar y los coeficientes de correlación serial, se afectan cuando la serie presenta tendencias en la media o en la varianza, o cuando ocurren saltos negativos o positivos, tales anomalías son producidas por la pérdida de homogeneidad. A continuación se describen tres tipos de pruebas que

se aplican con un nivel de significancia estadística del 90% para determinar la homogeneidad de una muestra.

### 3.3.1 Prueba estadística t de Student

Merlos et al. (2014), indica que la prueba t de Student es muy útil y poderosa para detectar inconsistencias debido a cambios abruptos en la media de precipitación. Se aplicación consiste en dividir la muestra total en dos partes con tamaños iguales para que las medias sean muy similares. Se considera que una muestra es homogénea si el valor del estadístico t de la prueba t de Student que se calcula con la Ec. (3.9) resulta menor o igual al estadístico  $t_c$  de la distribución t de Student de dos colas y con  $n_1+n_2-2$  grados de libertad.

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\left[ \frac{n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \left( \frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right) \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (3.9)$$

Donde  $\bar{X}_1$  es la media de la muestra uno,  $\bar{X}_2$  es la media de la muestra dos,  $n_1$  número de registros de la muestra uno,  $n_2$  número de registros de la muestra dos,  $S_1^2$  varianza de la muestra uno y  $S_2^2$  varianza de la muestra dos.

**Tabla 3.1** Distribución  $t_c$  de Student (Merlo, 2014)

Grados libertad	Nivel significancia		Grados libertad	Nivel significancia		Grados libertad	Nivel significancia	
	5%*	5%**		5%*	5%**		5%*	5%**
1	6,314	12,706	13	1,771	2,160	25	1,708	2,060
2	2,920	4,303	14	1,761	2,145	26	1,706	2,056
3	2,353	3,182	15	1,753	2,131	27	1,703	2,052
4	2,132	2,776	16	1,746	2,120	28	1,701	2,048
5	2,015	2,571	17	1,740	2,110	29	1,699	2,045
6	1,943	2,447	18	1,734	2,101	30	1,697	2,042
7	1,895	2,365	19	1,729	2,093	40	1,684	2,021
8	1,860	2,306	20	1,725	2,086	60	1,671	2,000
9	1,833	2,262	21	1,721	2,080	120	1,658	1,980
10	1,812	2,228	22	1,717	2,074	$\infty$	1,645	1,960
11	1,796	2,201	23	1,714	2,069			
12	1,782	2,179	24	1,711	2,064			

\*Una cola \*\* Dos colas

### 3.3.2 Prueba estadística de Cramer

En su estudio, Ganancias (2010), destaca que para investigar la homogeneidad de una muestra, a veces es conveniente comparar la media de toda la serie con la media de una cierta parte del registro, es decir realizar un análisis por bloques. Para ello es muy útil la prueba de H. Cramer, que además es complementaria de la prueba t de Student, sobre todo cuando las muestras  $n_1$  y  $n_2$  no son muy parecidas. Se calcula el estadístico t, el cual tiene una distribución t de Student de dos colas con  $v=n-2$  grados de libertad, se calcula con la Ec. (3.10) y las Ecs. (3.11) y (3.12). El estadístico t se utiliza de la misma forma que el  $t_c$  de la t de Student.

$$t = \left[ \frac{n_1(n-2)}{n-n_1(1+\tau_k^2)} \right]^{\frac{1}{2}} (\tau_k) \quad (3.10)$$

$$\bar{X}_k = \frac{\sum_{i=1-k+1}^{1-k+n} X_i}{n_1} \quad (3.11)$$

$$\tau_k = \frac{(\bar{X}_k - \bar{X})}{S} \quad (3.12)$$

Donde, n número de registros de toda la muestra,  $\bar{X}$  media de toda la muestra, S desviación estándar de toda la muestra,  $\bar{X}_k$  media de la submuestra, k índice posterior al cual debe tomarse la submuestra,  $\tau_k$  parámetro que relaciona las medias de la muestra y submuestra.

### 3.3.3 Prueba estadística de Helmer

Esta prueba consiste en analizar el signo de las desviaciones de cada evento de la serie respecto a su valor medio, Merlos et al. (2014), explica que si una desviación de cierto signo es seguida por otra del mismo signo se dice que ha ocurrido una secuencia (S), en caso contrario se dice que ha ocurrido un cambio (C). Para que una serie sea homogénea, la diferencia entre el número de secuencias y cambios debe ser cero o estar dentro de los límites de un cierto error probable (menor o igual) el cual se calcula con la Ec. (3.13) en donde n es el número de registros de la muestra por analizar.

$$S - C = \pm \sqrt{n - 1} \quad (3.13)$$

## 3.4 ANÁLISIS DE INDEPENDENCIA

Analizada la homogeneidad de las series de precipitación se procede a realizar un análisis de la independencia de las muestras. Valero y Moreno (2010), explica que esta prueba se refiere a analizar los datos y evaluar que cada uno de los registros no dependa de otros valores en la misma serie temporal. Los métodos más utilizados son la prueba de Anderson y Wald Wolfowitz.

### 3.4.1 Prueba estadística de Anderson

Para probar la independencia de la muestra de una serie de precipitación, Merlos et al., (2014), recomienda la aplicación de la prueba de Anderson, la cual se basa en la determinación del coeficiente de autocorrelación Ec. (3.14) serial para diferentes tiempos de retraso.

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{n_j-k} (X_i^j - \bar{X}^j)(X_{i+k}^j - \bar{X}^j)}{\sum_{i=1}^{n_j} (X_i^j - \bar{X}^j)^2} \quad (3.14)$$

Donde,  $j$  muestra de datos analizada,  $k$  el tiempo de retraso,  $n_j$  número de datos de la muestra  $j$ ,  $\bar{X}^j$  media de la muestra  $j$ , los límites al 95% de confianza para  $r_k$  Ec. (3.15) se obtiene con:

$$r_k = \frac{-1 \pm 1.96 \sqrt{n_j - k - 1}}{n_j - k} \quad (3.15)$$

Con los valores estimados para  $r_k$  (ordenadas) contra los tiempos de retraso  $k$  (abscisas) y los valores correspondientes a los límites de confianza, se elabora una gráfica denominada correlograma de la muestra. Si solo el 10% de los valores de  $r_k$  sobrepasan los límites de confianza, se considera que la muestra analizada es independiente y sigue las leyes de la probabilidad, se utiliza un tiempo de retraso de  $k = \frac{n_j}{3}$ .

### 3.4.2 Prueba estadística de Wald Wolfowitz

Ganancias (2010), explica que en general suele suponerse que los datos de precipitación recolectados en un estudio constituyen una muestra aleatoria. De modo que cada observación y medida es tomada de la población de manera aleatoria e independiente. Tal suposición, sin embargo, puede ser probada mediante la prueba de corridas de Wald Wolfowitz, que consiste en la aplicación de ecuaciones matemáticas que tienen como condición necesaria la existencia de una particular y reconocida distribución de la población. Se divide la muestra en dos partes tomando como valor de referencia la media y se determina el estadístico  $z$  mediante la Ec. (3.16), siendo  $R$  el número total de corridas observadas, el valor medio de  $R$ , denominado  $\mu_R$  está dado por la Ec. (3.17) y la desviación estándar de  $R$ , por la Ec. (3.18).

$$z = \frac{R - \mu_R}{\sigma_R^2} \quad (3.16)$$

$$\mu_R = \frac{2 * n_1 * n_2}{n} + 1 \quad (3.17)$$

$$\sigma_R = \sqrt{\frac{(\mu_R-1)(\mu_R-2)}{n-1}} \quad (3.18)$$

### 3.5 ESTADÍSTICA PARA LA DETECCIÓN DE CAMBIOS EN SERIES DE PRECIPITACIÓN

Una vez que se aplicaron las pruebas con un nivel de significancia estadística del 90% para demostrar que las series son homogéneas y se detecta inhomogeneidades, es imprescindible detectar los cambios en los patrones de precipitación a través de pruebas estadísticas.

Yue y Pilon (2004), establece que una serie temporal puede experimentar cambios de distintos tipos, graduales (tendencia) y abruptos (escalonados), los cambios pueden afectar a la media, a la varianza, a la autocorrelación o a otros aspectos de los datos. Para realizar la comprobación estadística para la detección de cambios en series de precipitación, es necesario previamente determinar la normalidad de las series. Zhang y Li (2004), indica que la mayoría de test asume que las series de tiempo son independientes e idénticamente distribuidos e identifica dos tipos de pruebas: paramétricas y no paramétricas. Las pruebas paramétricas son prácticas ya que cuantifican el cambio en los datos (cambio en la media o gradiente de la tendencia). La aplicación de una prueba paramétrica asume que las series de tiempo y los errores (desviaciones respecto a la tendencia) siguen una particular distribución por lo general normalmente distribuidos.

Las pruebas no paramétricos son generalmente de libre distribución probabilística. Detectan la tendencia/cambio pero no cuantifican el tamaño de la tendencia/cambio. Estas pruebas son usadas porque la mayoría de series de precipitación presentan una distribución no normal (Guzmán, 2005).

#### 3.5.1 Prueba de normalidad de Shapiro y Wilks

La aplicación de pruebas paramétricas y no paramétricas depende de la normalidad o no de una serie de precipitación. En su estudio, Villaseñor (2011), plantea que en general, la prueba de Shapiro-Wilks es la más adecuada para contrastar la normalidad de las observaciones. Explica que sea  $x_1, x_2, \dots, x_n$  una realización de  $X_1, X_2, \dots, X_n$  y se desea probar la hipótesis de que los datos provienen de una distribución normal. Es decir, probar la hipótesis.

$$H_0: X \sim Normal ; H_1: X \neq Normal$$

La prueba consiste en calcular la estadística de prueba  $W_c$  suponiendo que la muestra aleatoria proviene de una distribución normal. La estadística Ec. (3.19) está dada por:

$$W_c = \frac{(\sum_{i=1}^n a_i x_i)^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (3.19)$$

Las  $x_{(i)}$  son los valores de la  $i$ -ésima estadística de orden,  $a_i$  es el  $i$ -ésimo elemento del vector.

### 3.5.2 Pruebas de detección de cambios abruptos en series temporales

Una vez establecida la normalidad o no de las series de precipitación, y para determinar los cambios abruptos en la serie temporal se aplican otras pruebas.

Kundzewicz y Robson (2004), enumera algunas pruebas estadísticas para el análisis de cambios en media y mediana de series de precipitación que se presenta a continuación.

#### *Prueba estadística de Rank sum*

Esta prueba no paramétrica fue desarrollada por Wilcoxon en 1945, es utilizada para detectar cambios bruscos en la mediana.

$$\mu_w = n_1 \frac{(n_1+n_2+1)}{2} \quad (3.20)$$

$$SEM = \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1+n_2+1)}{12}} \quad (3.21)$$

$$z = \frac{W - \mu_w}{SEM} \quad (3.22)$$

Siendo  $n_1$  la suma de rango menor de la muestra y  $n_2$  la suma de rango mayor de la muestra.  $SEM$  la media de error estándar de la distribución muestral de sumas de rangos Ec. (3.21), y  $z$  Ec. (3.22) es el estadístico para encontrar la probabilidad de cambio brusco, en donde  $W$  es el menor de las sumas de rangos.

#### *Prueba estadística de Likelihood ratio*

Este método comprueba si las medias de dos muestras son diferentes, esta prueba fue desarrollada por Hawkins en 1977 y Worsley en 1979, razón por la cual se le conoce también como prueba de Worsley. El estadístico  $W$  se obtiene por la Ec. (3.23), en donde  $S^2$  es la suma de los cuadrados de la diferencia de las observaciones Ec. (3.24),  $T^2$  es la suma normalizada de los grupos de observaciones.

$$W = \frac{V\sqrt{(n-2)}}{\sqrt{1-V^2}} \quad (3.23)$$

$$S_K^2 = \sum_{i=1}^K (X_t - \bar{X}_K)^2 \quad (3.24)$$

$$T_K^2 = \frac{K(n-K)}{n} (\bar{X}_K - \bar{X}'_K)^2 \quad (3.25)$$

$$V = \max |T_K| \frac{1}{S} \quad (3.26)$$

### *Prueba estadística de CUSUM*

Es una prueba no paramétrica basada en rangos, analiza si se producen cambios en la media para un tiempo establecido. En particular, las observaciones sucesivas se comparan con la media de la serie a fin de detectar cambios en la serie de tiempo (Kundzewicz y Robson, 2004).

$$S_{i=1}^* = \sum_{i=1}^K (X_i - \bar{X}) \quad (3.27)$$

$$S_K^{**} = \frac{S_K^*}{D_x} \quad (3.28)$$

$$D_x^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(X_i - \bar{X})^2}{n} \quad (3.29)$$

$$MD = \max |S_K^{**}| \quad (3.30)$$

Siendo  $S_K^*$  las desviaciones medias acumulada, cuyas sumas parciales  $S_K^{**}$  se obtiene dividiendo para la desviación estándar. El estadístico  $MD$  es calculado para cada año y el más alto indica el punto de cambio.

### **3.5.3 Pruebas de detección de cambios en tendencia en series temporales**

Es indispensable identificar los cambios graduales que se producen en las series de precipitación. Kundzewicz y Robson (2004), recomienda aplicar la prueba de Mann Kendall para determinar estos cambios.

#### *Prueba estadística de Mann Kendall*

Es una prueba no paramétrica para la identificación de tendencias en los datos de series de tiempo. Esta prueba compara las magnitudes relativas de datos en lugar de los valores propios. Una de las ventajas de esta prueba es que los datos no necesitan confirmar una distribución en particular. Además, los datos no reportados pueden incluirse asignándoles un valor común, que es menor que el valor medio más pequeño de los datos. Los valores de datos se evalúan como una serie temporal ordenada. Cada valor se compara con el próximo, suponiendo que el valor inicial es igual a cero. Si un valor de datos de un período es mayor que valor de datos anterior,  $S$  incrementa en 1. Por otra parte, si los datos de un período es menor que el valor de datos anterior  $S$  disminuye en 1. El estadístico es un procedimiento basado en rangos no paramétricos, robusto para la influencia de eventos extremos y adecuado para aplicación con variables sesgadas (Hamed, 2008). Particularmente, esta técnica puede ser adoptada en los casos con datos no normalmente distribuidos, y con datos que contienen valores atípicos y las tendencias no lineales.

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (3.31)$$

Donde  $x_j$  son valores secuenciales de datos, y  $n$  es la longitud del conjunto de datos.

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & \text{if } x_j - x_i > 0 \\ 0 & \text{if } x_j - x_i = 0 \\ -1 & \text{if } x_j - x_i < 0 \end{cases} \quad (3.32)$$

Y el estadístico Z es calculado mediante:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad (3.33)$$

### 3.6 NORMALIZACIÓN Y ESTACIONARIZACIÓN DE LAS SERIES

Si al aplicar las pruebas de normalidad en una serie de precipitación, se demuestra que la serie no es normal, entonces se debe aplicar una transformación de la variable, debido a que los modelos que usualmente se emplean para describir su comportamiento se basan en procesos estocásticos que cumplen estas condiciones, razón por la cual resulta necesario aproximar las distribuciones de probabilidad de las series de precipitación natural en normal. Esto se consigue mediante la aplicación de funciones normalizadoras (Salas et al., 1980).

Normalización raíz cuadrática

$$Y_\tau = \sqrt{Z_\tau} \quad (3.34)$$

Normalización logarítmica

$$Y_\tau = \text{Ln}(Z_\tau + a) \quad a = 0, 1, 2 \quad (3.35)$$

En donde  $Y_\tau$  es la serie normalizada y  $Z_\tau$  es la serie natural. Vargas (2011), explica que la normalización más utilizada es la de logarítmica. Muchas distribuciones de series temporales se convierten en simétricas al tomar la transformación logaritmo. Para asegurar la normalidad de una serie se requiere que la Kurtosis como el coeficiente de asimetría de la serie transformada tenga valores nulos.

No se debe confundir normalización con estacionarización de una serie, ya que una serie sin importar cuál sea su distribución, se dice que se encuentra estacionarizada si cumple con que el promedio sea igual a 0 y la desviación estándar igual a 1. Esto se logra sólo con restarle a cada componente de la serie su promedio, y dividirlo por su desviación estándar.

$$Y'_\tau = \frac{Y_\tau - \bar{Y}_\tau}{s} \quad (3.36)$$

Para  $Y'_\tau$  la serie normalizada y estacionarizada,  $Y_\tau$  la serie normalizada,  $\bar{Y}_\tau$  el promedio de la serie normalizada, y  $s$  la desviación estándar de la serie normalizada.

### 3.7 MODELOS BOX – JENKINS

G.E.P. Box, profesor de estadística de la Universidad de Wisconsin, y G.M. Jenkins, profesor de ingeniería de sistemas de la Universidad de Lancaster, introdujeron un nuevo enfoque en el análisis de series temporales, en sus trabajos sobre el comportamiento de la contaminación en la Bahía de San Francisco, con el propósito de establecer mejores mecanismos de pronóstico y control. El libro Box y Jenkins de 1970 en el que describen la metodología, se convirtió rápidamente en un clásico, y sus procedimientos se utilizan ampliamente desde entonces en diferentes ramas de la ciencia, conociéndose como modelos ARIMA, o bien, modelos Box-Jenkins.

#### 3.7.1 Procesos estocásticos lineales

Para Box y Jenkins (1976), los procesos estacionarios más comunes para estudiar series de tiempo son los procesos lineales. Estos procesos son el punto de referencia para el estudio de los modelos más conocidos en las series de tiempo estacionarias. La idea se basa que una serie de tiempo, cuyos valores sucesivos pueden ser altamente dependientes, puede considerarse generada a partir de una serie de efectos aleatorios independientes  $\{a_1\}$ .

Estos efectos aleatorios se supone que son realizaciones independientes de una variable aleatoria cuya media es constante y varianza es  $\sigma^2$ . A esta sucesión de variables aleatorias  $\{a_1\}$ , se le conoce como proceso de ruido blanco.

La idea expuesta previamente fue concebida por Yule en 1927, quien propuso expresar al proceso  $\{Z_1\}$ , en función de  $\{a_1\}$ , mediante la relación lineal.

$$Z_t = \mu + a_t - \psi_1 a_{t-1} - \psi_2 a_{t-2} - \dots = \mu + \psi(B)a_t \quad (3.37)$$

Siendo  $\mu$  un parámetro que determina el nivel (no necesariamente la media) del proceso y  $\psi(B)a_t$  el polinomio de retraso.

$$\psi(B) = 1 - \psi_1(B) - \psi_2(B^2) - \dots \quad (3.38)$$

que convierte al proceso  $\{a_1\}$  en el proceso  $\{Z_1\}$ .

#### 3.7.2 Procesos estacionarios

En su trabajo Peña (2005), realiza un resumen conceptual del modelo, destaca que el concepto de estacionariedad es de suma importancia para el análisis de series de tiempo. La propiedad de estacionariedad significa que el proceso está en un estado de equilibrio estadístico es decir su comportamiento estadístico no cambia a través del tiempo.

En general para caracterizar completamente un proceso estocástico es necesario conocer la función de densidad conjunta de sus variables aleatorias, sin embargo, en la práctica no es realista pensar que esto pueda lograrse con una serie de tiempo. No obstante, puesto que los primeros momentos de las variables aleatorias resumen en buena medida su

distribución, conviene estudiar los momentos de primer y segundo orden, que lo tratamos en la Sección 3.1 es decir, las medias, las varianzas de las variables del proceso estocástico.

*Estacionariedad estricta:* López (2006), señala que es una condición muy fuerte y poco habitual, pues establece que las distribuciones de probabilidad conjunta permanezcan invariables ante una traslación. Una serie de tiempo  $\{Z_t\}$  con  $t = 0, 1, 2, \dots$  se dice que es estrictamente estacionaria si para cualquier colección finita de variables aleatorias sobre el proceso se cumple que:

$$F_{z_1, z_2, \dots, z_k} = F_{z_{1+h}, z_{2+h}, \dots, z_{k+h}} \quad (3.39)$$

*Estacionariedad débil:* Una condición menos exigente es la estacionariedad de segundo orden, que conlleva que la media sea constante y que la función de covarianza sea invariante por traslación (López, 2006).

$$E\{Z_t\} = \mu \quad (3.40)$$

$$Cov = (Z_t, Z_{t+k}) = E\{(Z_t - \mu)(Z_{t+k} - \mu)\} = \gamma k \quad (3.41)$$

La estacionariedad débil asume que forzosamente debe satisfacer las dos condiciones expuestas en (3.42) y (3.43), es decir, la media y la covarianza no dependen de  $t$  sino de la diferencia (distancia) entre  $t_1$  y  $t_2 = t_1+k$ . La relación que existe entre estacionariedad débil y estricta es que para cualquier proceso que sea estrictamente estacionario también lo es en sentido débil. Lo contrario no es necesariamente cierto.

### 3.7.3 Modelos Box-Jenkins o Modelos ARIMA

Un modelo ARIMA es una expresión algebraica que muestra como una variable de series de tiempo  $\{Z_t\}$  se relaciona con sus propios valores pasados  $\{Z_{t-k}\}$ . Los modelos autorregresivos e integrados de promedios móviles (ARIMA), pueden ser vistos como una generalización de los modelos autorregresivos de promedios móviles (ARMA). Shumway y Stoffer (2006) menciona la posibilidad de que un cierto tipo de no estacionariedad mostrado por algunas series de tiempo, podrían representarse mediante la simple toma sucesiva de diferencias de la serie original. Esto permite gran flexibilidad de representación a los modelos ARMA, puesto que al aplicar el operador diferencia  $\nabla^d$  se elimina una posible tendencia polinomial de orden  $d$ , presente en la serie observada. Cuando la media de una serie de tiempo es estacionaria (constante a través del tiempo), entonces la media se puede considerar como un componente determinista de la serie, dado que nuestro interés es el comportamiento estocástico, es necesario expresar los datos  $\{Z_t\}$  en desviaciones con respecto a la media, definiéndose una nueva serie  $\{\tilde{Z}_t\}$  (Peña, 2005).

$$\tilde{Z}_t = Z_t - \bar{Z}_t \quad (3.42)$$

Donde  $\bar{Z}_t$  es la función promedio de una serie de tiempo, la media de esta nueva serie será exactamente cero. Por lo tanto es posible construir un proceso estacionario  $\{W_t\}$ , de tal manera que:

$$W_t = \nabla^d \bar{Z}_t \quad (3.43)$$

Para esta nueva serie  $\{W_t\}$  ya podría ser posible representar un modelo ARMA:

$$\phi(B)Z_t = \theta(B)a_t \quad (3.44)$$

Siendo B un operador de retraso. El modelo ARIMA equivalente a considerar el siguiente:

$$\phi(B)\nabla^d \bar{Z}_t = \theta(B)a_t \quad d \geq 1 \quad (3.45)$$

El término integrado se refiere a que  $\{\bar{Z}_t\}$  se obtiene de la Ec. (3.43) aplicando la inversa de  $\nabla^d$ . Así que un modelo ARIMA (p,d,q) indica que consta de un polinomio autorregresivo (AR) de orden p, con diferencia de orden d y de un polinomio de promedios móviles (MA) de orden q. De esta manera la Ec. (3.45) se escribe como:

$$(W_t - \phi_1 W_{t-1} - \dots - \phi_p W_{t-p}) = (a_t - \theta_1 a_{t-1} - \dots - \theta_q a_{t-q}) \quad (3.46)$$

Dado que el modelo (3.46) representa a una familia de modelos, algunos ejemplos de ellos son los siguientes modelos mostrados a continuación.

**Tabla 3.2:** Modelos AR(p), MA(q) y ARMA(p,q) generalizados a un modelo ARIMA (p,d,q) (Ariza,2012).

NOMBRE	EXPRESIÓN
AR(1)	$(1 - \phi B)Z_t = a_t$
MA(1)	$Z_t = (1 - \theta B)a_t$
AR(2)	$(1 - \phi_1 B - \phi_2 B^2)Z_t = a_t$
MA(2)	$Z_t = (1 - \theta_1 B - \theta_2 B^2)a_t$
ARMA(1,1)	$(1 - \phi B)Z_t = (1 - \theta B)a_t$
ARIMA(1,d,0)	$(1 - \phi B)\nabla^d Z_t = a_t$
ARIMA(0,d,1)	$\nabla^d Z_t = (1 - \theta B)a_t$
ARIMA(1,d,1)	$(1 - \phi B)\nabla^d Z_t = (1 - \theta B)a_t$

En la literatura existente referente al análisis de series de tiempo, es común presentar por separado cada proceso estacionario correspondiente al modelo general ARIMA, es decir, se detallan los modelos AR(p), MA(q), ARMA(p,q) por separado, la estrategia de ajuste de los modelos Box-Jenkins prosigue de la misma manera.

### 3.8 PROCEDIMIENTO DE ELABORACIÓN DE LOS MODELOS BOX-JENKINS

En 1970, Box y Jenkins propusieron un práctico procedimiento (Figura 3.1), de cuatro etapas iterativas para encontrar un modelo adecuado a la serie observada. Dicho procedimiento es presentado a continuación.

(a) *Identificación* de un posible modelo dentro de la clase de modelos ARIMA, es decir, determinación del número de parámetros ( $p$ ,  $d$  y  $q$ ) que especifiquen el modelo ARIMA apropiado para la serie observada.

(b) *Estimación* de parámetros involucrados en el modelo, a través de las técnicas de estimación no lineal.

(c) *Verificación* de que el modelo proporciona un ajuste adecuado y los supuestos implícitos en el modelo, se satisfacen. De no cumplirse los supuestos, se repiten las etapas anteriores.

(d) *Uso del modelo* para pronóstico.

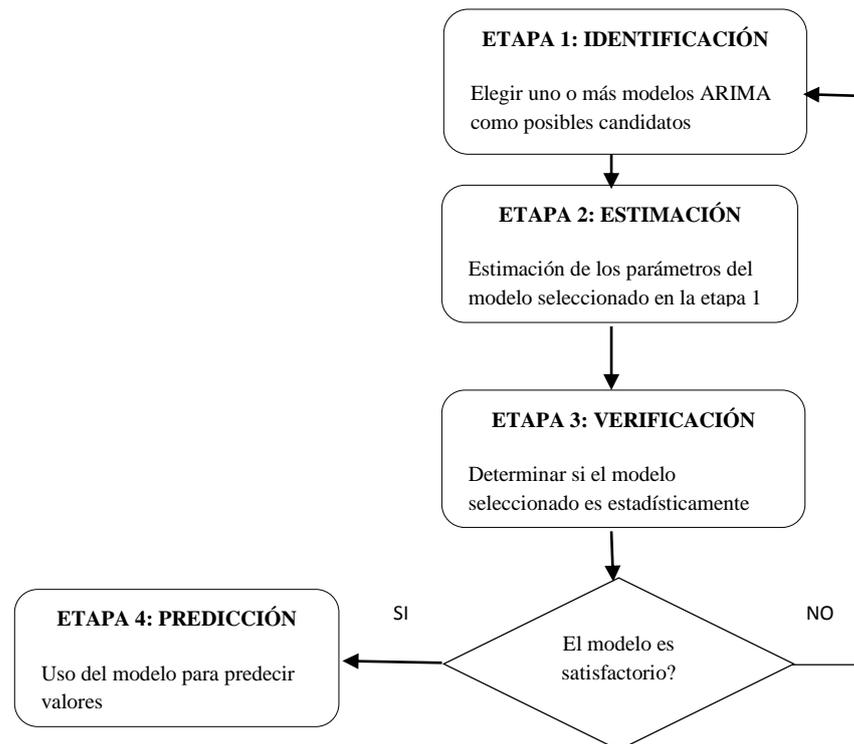


Figura 3.1: Procedimiento interactivo de modelos ARIMA (Box-Jenkins, 1976).

#### 3.8.1 Identificación del modelo

Peña (2005), explica que esta etapa tiene como objetivo principal determinar los órdenes de los polinomios autorregresivos AR ( $p$ ) y de promedios móviles MA ( $q$ ), así como el

número de veces que debería aplicarse el operador diferencia ( $\nabla^d$ ) para eliminar la no estacionariedad homogénea de la serie observada (usualmente  $d=1$  o  $d=2$  son suficientes para lograr la estacionariedad). En vista de que en esta etapa no se tiene una formulación precisa de problema, se requiere del uso de métodos estadísticos aproximados.

En esta etapa los métodos gráficos son muy valiosos, no se debe olvidar que la identificación preliminar de modelos, solo sugiere modelos que más tarde serán validados estadísticamente.

De manera más general podría decirse que la etapa de identificación consiste en determinar si la serie observada es estacionaria, de no ser así, es necesario hacer alguna transformación para lograr una serie estacionaria en función de la serie original, siendo esta nueva serie:

$$W_t = \nabla^d T(Z_t) \quad (3.47)$$

La principal herramienta para determinar si  $\{Z_t\}$  es estacionaria es la función de autocorrelación muestral Ec. (3.48), que mide la relación lineal entre las observaciones de la serie de tiempo separadas por un sesgo (*lag*) de  $k$  unidades de tiempo, un decaimiento rápido de las autocorrelaciones a cero es indicativo de que la serie es estacionaria.

$$r_k = \frac{\sum_{t=1}^{N-k} (Z_t - \bar{Z})(Z_{t+k} - \bar{Z})}{\sum_{t=1}^{N-k} (Z_t - \bar{Z})^2}, k = 1, 2, \dots, k_s \quad (3.48)$$

### 3.8.2 Estimación de parámetros

La etapa de estimación presupone que se ha identificado tentativamente un modelo ARIMA (p,d,q) y éste debe ser adecuado para representar los datos. Ahora, el paso siguiente es encontrar los mejores estimadores de los parámetros para que dicho modelo represente apropiadamente la serie en consideración. Es decir, una vez conocidos los órdenes de los polinomios autorregresivos y de promedios móviles  $p$  y  $q$ , así como el grado de diferenciación  $d$ , se postula el modelo.

$$\phi(B)\nabla^d T(Z_t) = \theta_0 + \theta(B)a_t \quad (3.49)$$

resulta adecuado para representar la serie  $\{T(Z_t)\}$ . Entonces se requiere asignar valores a  $\phi_1, \dots, \phi_p$  y  $\theta_1, \dots, \theta_q$ . Métodos apropiados para la estimación de parámetros son el método de Mínimos Cuadrados (MC) y el método de Máxima Verosimilitud (MV) (Casella y Berger, 2002).

### 3.8.3 Verificación del modelo

Una vez que se tienen estimados en forma definitiva a los parámetros del modelo identificado, es conveniente verificar la adecuación del modelo a los datos. Pero antes de verificarse los parámetros del modelo identificado para la serie  $\{W_t\}$  se debe cumplir con condiciones de estacionariedad e invertibilidad (Ariza, 2012)

La condición de estacionariedad para un Modelo AR (p), es que las raíces de  $\phi(B) = 0$  deben caer fuera del círculo unitario, o bien que el valor absoluto de cada una de las raíces es menor que uno. El proceso AR (p) siempre es invertible.

Una condición suficiente para un MA (q), será invertible si el valor absoluto de cada una de las raíces del polinomio  $\theta(B) = 0$  son menor que uno. Un proceso MA (q) siempre es estacionario.

Un Modelo ARMA (p,q), es estacionario si el valor absoluto de cada una de las raíces de la ecuación característica  $\phi(B) = 0$  caen fuera del círculo unitario. De forma similar, el proceso es invertible si los valores absolutos de las raíces de  $\theta(B) = 0$  caen fuera del círculo unitario. En el siguiente cuadro se dan las condiciones que deben cumplir algunos modelos para que sean procesos estacionarios.

**Tabla 3.3:** Condiciones de estacionariedad e invertibilidad para algunos modelos (Ariza, 2012).

MODELO	ESTACIONARIDAD	INVERTIBILIDAD
AR(1)	$ \phi  < 1$	Ninguna
	$\phi_1 + \phi_2 < 1$	
AR(2)	$\phi_2 - \phi_1 < 1$	Ninguna
	$ \phi_2  < 1$	
MA(1)	Ninguna	$ \theta  < 1$
		$\theta_1 + \theta_2 < 1$
MA(2)	Ninguna	$\theta_2 - \theta_1 < 1$
		$ \theta_2  < 1$
ARMA(p,q)	$ \phi  < 1$	$ \theta  < 1$

Para realizar la verificación del modelo, es necesario comprobar que los coeficientes de las variables incluidas en el modelo sean significativamente distintos de cero; aumentar términos al modelo y verificar si son significativos o no y finalmente comprobar que los residuales no estén correlacionados.

*Análisis de residuales:* Una de las formas más claras y simples para detectar violaciones a los supuestos de los modelos es a través del análisis de residuales, ya que se considera residuo aquella parte de las observaciones que no explica el modelo. Los residuales para el modelo  $\phi(B) W_t = \theta(B) a_t$  están dados mediante:

$$\hat{a}_t = W_t - \widehat{W}_t \quad (3.50)$$

Los residuales miden la discrepancia entre los valores observados  $W_t$  y los valores estimados  $\widehat{W}_t$  por el modelo. Cuando el tamaño de la muestra es grande, los errores aleatorios y los residuales son esencialmente iguales; por esta razón, al analizar los residuales observados  $\{\hat{a}_t\}$  se analiza básicamente lo que debería ser una realización del proceso de ruido blanco  $a_t \sim wn(0, \sigma_{wt}^2)$ .

Los supuestos acerca del proceso  $\{\hat{a}_t\}$  pueden verificarse y posiblemente corregirse mediante los siguientes supuestos.

*SUPUESTO 1:*  $\{a_t\}$  tiene media cero

Se establece el siguiente juego de hipótesis:

$$H_0: \mu_{at} = 0 \quad \text{VS} \quad H_0: \mu_{at} \neq 0$$

*Verificación:* Se calcula la media aritmética y la desviación estándar muestral de los residuales.

$$m(\hat{a}) = \frac{1}{(N-d-p)} \sum_{t=t'}^N \hat{a}_t \quad (3.51)$$

Siendo  $m(\hat{a})$  la media de los residuales y para la desviación se tiene que:

$$\hat{\sigma}_a = \sqrt{\frac{\sum_{t=t'}^N [\hat{a}_t - m(\hat{a})]^2}{N-d-p-q}} \quad (3.52)$$

Para  $t' = d + p + q$

*Regla de decisión.* Rechazar  $H_0$  si:

$$\left| \frac{m(\hat{a})}{\hat{\sigma}_a} \sqrt{N-d-p} \right| < 2 \quad (3.53)$$

*SUPUESTO 2:*  $\{a_t\}$  tiene varianza constante

*Verificación.* Se grafican residuales versus el tiempo para observar, si la varianza se comporta constante a través del tiempo. Esta verificación visual podría pensarse burda, pero la idea es que solamente las violaciones muy notorias de este supuesto son las que realmente llegan a causar problemas.

*SUPUESTO 3:* Las variables aleatorias  $\{a_t\}$  son mutuamente independientes

Debido que independencia implica no autocorrelación, se requiere que  $\rho_k(a) = 0$  para toda  $k \neq 0$  Por ello se establecen el siguiente juego de hipótesis:

$$H_0: \rho_k(a_t) = 0 \quad \text{VS} \quad H_1: \rho_k(a_t) \neq 0$$

*Verificación:* Se calcula FAC muestral de los residuos  $\{r_k(\widehat{a})\}$  y bajo el supuesto de que su media es cero, está dado por:

$$r_k(\widehat{a}) = \frac{\sum_{t=t'}^{N-k} [\widehat{a}_t(\widehat{a}_{t+k})]}{\sum_{t=t'}^{N-k} [\widehat{a}_t^2]} \pi r^2 \quad k=0,1,2,\dots \quad (3.54)$$

Para  $t' = d + p + q$

*Regla de decisión.* Rechazar  $H_0$  si:

$$|\rho_k(\widehat{a})| < \frac{2}{\sqrt{N-d-p}} \quad (3.55)$$

### 3.8.4 Pronóstico con modelos ARIMA

Después de haber considerado las etapas de identificación, estimación y verificación de los modelos, La última etapa para la estrategia de construcción de modelos ARIMA es el uso del modelo para predecir valores futuros de una serie de tiempo observada, es decir con fines de pronóstico (Gallardo y Rubio, 2009).

Supóngase que  $\{W_t\}$  es una serie de tiempo estacionaria con media cero, obtenida a partir de la serie original  $\{Z_t\}$  (con  $N$  observaciones) como  $W_t = \nabla^d T(Z_t)$  para algún valor de  $d$  y para una cierta transformación  $T$ , con  $W_t$  medida como desviación respecto a su media Ec. (3.42). Supóngase además que  $W_t$  admite una representación  $W_t = \psi(B)a_t$ , para la cual existe un modelo ARMA equivalente, modelo que se desea utilizar en la obtención de pronóstico de la serie observada.

En particular, si a partir del origen  $t$ , se desea pronosticar la observación  $W_{t+k}$ , un pronóstico cualquiera de esta observación, que se obtenga como una combinación lineal de los valores de la serie  $\{W_t\}$  y en consecuencia de los errores  $\{a_t\}$ , será denotado por  $\widehat{W}_t(h)$ , mientras que su pronóstico óptimo es  $\widehat{W}_t(h)$ .

$$E|W_t - \widehat{W}_t(h)|^2 = \min E|W_t - \widehat{W}_t(h)|^2 \quad (3.56)$$

En la mayoría de los casos, los pronósticos serán requeridos para la serie observada  $\{Z_t\}$  y no para la transformada  $\{T(Z_t)\}$ . Por ello se usa  $T^{-1}[\tilde{T}(Z_t)(h)]$  como pronóstico de  $Z_{t+h}$ .

El criterio que se usa para determinar que un pronóstico sea óptimo es el coeficiente de Nash y Sutcliffe Ec. (3.57) que tiene como objetivo la evaluación y comparación de los modelos aplicados, este coeficiente tiene su mejor ajuste cuando más se acerca a 1, e indica deficiencias del modelo cuando tiende a  $-\infty$ .

$$NS = 1 - \left[ \frac{\sum_{t=1}^N (Z_t - Z'_t)^2}{\sum_{t=1}^N (Z_t - \bar{Z})^2} \right] \quad (3.57)$$

En donde  $Z_t$  es la salida real del sistema medida en el instante de tiempo  $t$ ;  $Z'_t$  es el valor obtenido mediante el modelo en el instante  $t$ ;  $\bar{Z}$  es la media del conjunto de datos  $Z_t$ ; y  $N$  es el total de datos del conjunto.

**Tabla 3.4** Valores referenciales del Criterio Nash-Sutcliffe, (Finger, 2011)

NS	Ajuste
<0,2	Insuficiente
0,2-0,4	Satisfactorio
0,4-0,6	Bueno
0,6-0,8	Muy Bueno
>0,8	Excelente

### 3.9 ANÁLISIS DE INTERVENCIÓN

Box y Tiao (1975), establecen que el análisis de intervención es una técnica de modelación estocástica que se utiliza para analizar intervenciones naturales o inducidas por el hombre que causan un cambio significativo en el nivel medio de una serie temporal. De los estudios realizados en el departamento de estadística de la Universidad de Alcalá, se establece que a efectos de modelización, se supone que los datos observados ( $Y_t$ ) son el resultado de un proceso estocástico que sigue un modelo ARIMA ( $Z_t$ ) y un componente exógeno ( $AI$ ) que recoge los efectos anómalos de forma determinista Ec. (4.1).

$$Y_t = Z_t + AI \quad (3.58)$$

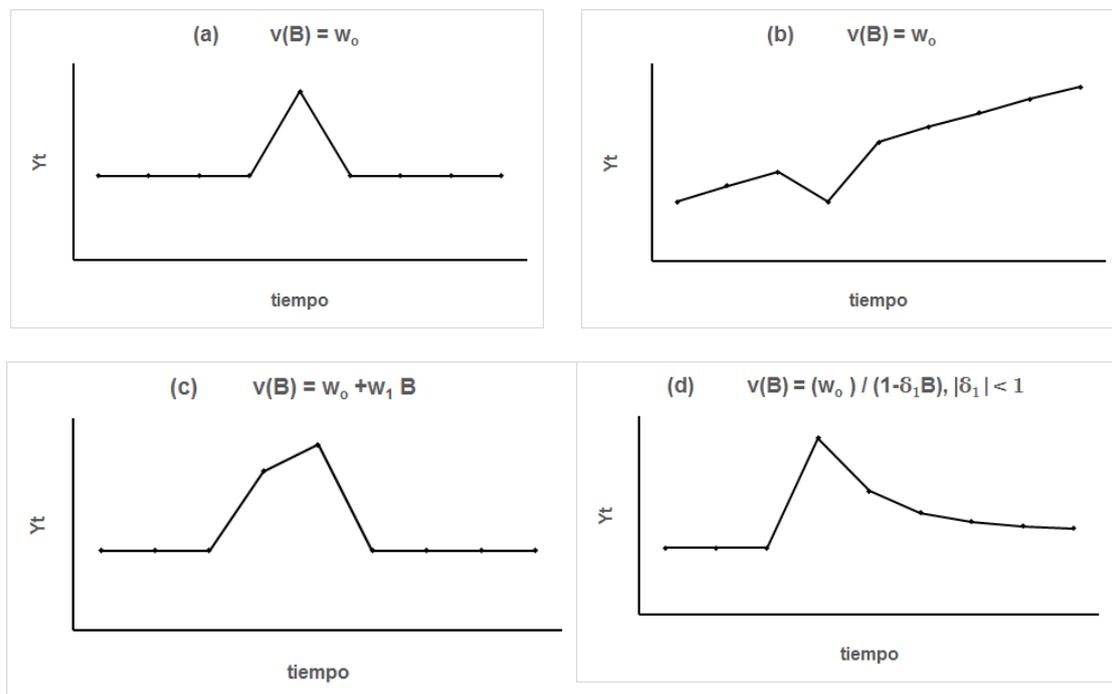
Espinoza (2010), indica que se denomina análisis de intervención cuando se incluye en un modelo de series temporales variables para representar sucesos que producen efectos deterministas y que pueden ser de dos tipos, impulso y escalón. Las variables impulso representan sucesos que ocurren únicamente en un instante. Las variables escalón representan acontecimientos que comienzan en un instante conocido y se mantienen a partir de ese instante.

### 3.9.1 Intervenciones tipo impulso

Una intervención tipo impulso se utiliza cuando ocurre algún suceso en una serie temporal que provoca que un valor de la serie aumente ó disminuya puntualmente y a partir del mismo en adelante, la serie sigue la evolución que presentaba antes del suceso. Supongamos que el evento de intervención tipo impulso ocurre durante el periodo  $t = i$ . Entonces la variable input  $X_t$  se define:

$$X_t = \begin{cases} 0, & t \neq i \\ 1, & t = i \end{cases}$$

El efecto de la intervención tipo impulso en la serie de precipitación  $Y_t$  se aprecia en la Figura 3.2 (a), donde la serie  $Y_t$  tiene una media estacionaria excepto en el momento del efecto del impulso de intervención por la erupción volcánica en un tiempo  $t = i$ . Durante este período  $Y_t$  aumenta alejándose del nivel medio constante anterior. El caso de una serie temporal no estacionaria se aprecia en la Figura 3.2 (b). La situación de que el impulso dure más de un período se aprecia en la Figura 3.2 (c) donde después del momento  $i+1$  la serie retorna a su nivel anterior. En la Figura 3.2 (d), muestra el caso de una serie estacionaria intervenida por un impulso que provoca un aumento brusco en el valor de  $Y_t$ , pero con el paso del tiempo vuelve a su nivel original.



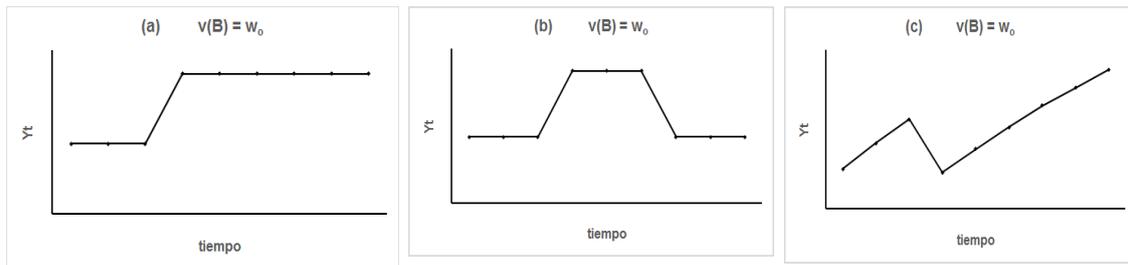
**Figura 3.2:** Ejemplos de intervenciones tipo impulso para una erupción volcánica en un período (Espinoza, 2010)

### 3.9.2 Intervenciones tipo escalón

Las intervenciones tipo escalón provocan un cambio permanente en el nivel  $Y_t$ . Para una intervención tipo escalón en el momento  $t=1$ , tenemos:

$$X_t = \begin{cases} 0, & t < i \\ 1, & t > i \end{cases}$$

La naturaleza permanente de una intervención tipo escalón queda reflejado en el hecho que  $X_t$  tenga un valor “on” continuamente, iniciando en el período  $i$ . Por lo que,  $X_t$  tiene un valor 1 cuando  $t=i$ , conservando ese valor en adelante. En la Figura 3.3, (a) muestra un proceso de este tipo y el caso 3.3 (b) es el de un proceso tipo escalón que se mantiene por varios instantes de  $t$  para luego volver a su valor original. En el caso 3.3 (c) presenta una intervención tipo escalón para una serie con media no estacionaria.



**Figura 3.3:** Ejemplos de intervenciones tipo escalón (Espinoza, 2010)

En este capítulo, se resumen los conceptos básicos que son utilizados en la presente investigación para plantear una metodología y posteriormente el estudio de caso que pretende demostrar que es posible incorporar una variable que identifique los efectos de una erupción volcánica y cómo puede afectar los patrones de precipitación en una microcuencia.

## Capítulo 4

### **METODOLOGÍA QUE INCORPORA LA VARIABLE DE UNA ERUPCIÓN VOLCÁNICA EN UN MODELO ESTOCÁSTICO DE SERIES PRECIPITACIÓN**

En la actualidad los gobiernos locales o las instituciones responsables de la administración de los sistemas de agua, se plantean como reto, una gestión de los sistemas de recursos hídricos sostenibles, equitativos y eficientes. Sin embargo, esta tarea se torna compleja cuando el abastecimiento de los sistemas de agua depende en gran medida de la variabilidad de las precipitaciones.

Algunos estudios demuestran que la variabilidad de las precipitaciones depende principalmente de los factores climáticos, viento, temperatura, y presión atmosférica. Sin embargo, se ha demostrado que el continuo proceso eruptivo de un volcán constituye un factor natural que influye en la variabilidad de las precipitaciones en el corto plazo y a nivel de la microcuenca (Ríos, 2014).

Lamentablemente en la mayoría de casos, existe limitada información respecto a la incidencia de factores naturales, como erupciones volcánicas, en la modificación del clima y en los patrones de precipitación a nivel de cuenca hidrográfica. En algunos casos no se dispone de datos actualizados mínimos y, peor aún, registros técnicos con información específica respecto a la precipitación y su relación con otros fenómenos naturales. Esto restringe el trabajo de los investigadores en la construcción de indicadores para la toma de decisiones por parte de las autoridades en la gestión del agua a nivel local.

En este contexto se torna necesario desarrollar una metodología que permita detectar los cambios en los patrones de precipitación, durante y después de los eventos eruptivos de un volcán. Se espera que los resultados encontrados aporten con datos y conclusiones que permitan la construcción de indicadores que apoyen en la gestión de los recursos hídricos a nivel local y provincial.

La metodología propuesta en la presente investigación, incluye la elaboración de un modelo estocástico que incorpora los efectos de la erupción de un volcán en los patrones de precipitación en una cuenca hidrográfica.

Previo a la descripción de la metodología se presenta una síntesis de conceptos y generalidades sobre la modelación hidrológica que permiten una orientación para el investigador. Al respecto existe una amplia bibliografía y estudios específicos que

demuestran su validez en el análisis de series temporales y predicción de comportamientos de precipitación.

#### **4.1 MODELACIÓN HIDROLÓGICA**

Los modelos hidrológicos se desarrollan en los años sesenta de forma paralela al desarrollo de las computadoras y sistemas que simplifican la realización de cálculos complejos y repetitivos con grandes cantidades de datos sobre la precipitación.

Un modelo hidrológico es una representación simplificada de fenómenos que ocurren durante el ciclo hidrológico, tales como precipitación, evaporación, escorrentía y otros (Chow et al., 1998); sus entradas y salidas son variables hidrológicas medibles y su estructura es un conjunto de ecuaciones que conectan las entradas y las salidas del sistema. Cada uno de los procesos: precipitación, evaporación, escorrentía y otros, pueden ser analizados separadamente y sus resultados ser combinados de acuerdo a la interacción entre los mismos.

Los modelos matemáticos hidrológicos se clasifican en dos grandes grupos:

Modelos deterministas, que describen el comportamiento del ciclo hidrológico, o parte de este, en forma de expresiones analíticas que relacionan las interacciones físicas entre sus componentes.

Modelos estocásticos o de series temporales, que expresan en términos de probabilidad el resultado de procesos altamente aleatorios. El origen de la estocacidad en los recursos hídricos es doble: por una parte la distribución de la lluvia es un proceso aleatorio prácticamente puro, y por otro la gran cantidad de factores que afectan a la propagación del agua en la superficie terrestre (conductividades, recorridos del agua, cubierta vegetal) le confieren también cierta aleatoriedad. (Fernández, 1997)

La naturaleza de los modelos estadísticos se fundamenta en que la mayoría de las series temporales hidrológicas muestran una fuerte correlación con sus valores en instantes pasados y permiten realizar estimaciones de la serie, expresando el valor futuro como una combinación lineal de los valores precedentes. Precisamente la amplia utilización de los modelos se explica por cuanto demuestran su validez en el pronóstico de series hidrológicas y su aporte en la administración de los sistemas de agua. La fuente por lo tanto es “la serie histórica”, y a partir de sus propiedades, se generarán las series probables en el futuro.

Una de las herramientas más utilizadas para el análisis de series cronológicas es la propuesta por Box y Jenkins, detallada en el Capítulo 3, y que se fundamenta en que una serie de tiempo, cuyos valores sucesivos pueden ser altamente dependientes, puede considerarse generada a partir de una serie de efectos aleatorios independientes

La serie temporal se modela matemáticamente como una combinación de los componentes determinísticos y de residuales aleatorios. Así, una ecuación de generación

estocástica puede ser simple, preservando la media, la varianza y la autocorrelación de retardo.

Cualquier serie temporal de valores observados de variables hidrológicas y que son de naturaleza estocástica presentan como componentes, una tendencia y un componente cíclico; ambos son de carácter determinístico y no son independientes del tiempo a partir del cual la serie empieza, ni del tamaño de la misma. Además presentan un componente de carácter estocástico que es el que define la incertidumbre o la probabilidad de ocurrencia de un evento que debe ser estacionario, es decir, que los estadísticos de la muestra no difieren de los estadísticos de la población, excepto de aquéllas que se produzcan por la variabilidad de la muestra y sean independientes del tiempo. (García, 2010).

En el apartado siguiente, se describe cada una de las etapas para la construcción de la metodología que incluye un modelo estocástico de precipitación que incorpora los efectos de la erupción de un volcán.

## **4.2 CONSTRUCCIÓN DE LA METODOLOGÍA**

El alto potencial de riesgo por la presencia de volcanes activos en varias regiones del planeta y sus efectos en la población, el ambiente y específicamente en las modificaciones climáticas exige investigaciones profundas en diversos campos, entre ellos el análisis de los efectos del proceso eruptivo en otros fenómenos naturales como la precipitación. Específicamente en relación a este tema la presente metodología puede convertirse en un aporte para identificar la variabilidad de los patrones de precipitación asociados a un proceso eruptivo volcánico a través de la metodología análisis de intervención de series temporales. Lamentablemente existen escasos estudios respecto a la relación entre erupciones volcánicas y precipitación, la mayoría presenta resultados concluyentes de que efectivamente existe una relación entre procesos eruptivos y cambios en los patrones de precipitación, pero estos resultados son a escala global y en el largo plazo, lo cual no permite un aporte para la planificación y toma de decisiones en la administración de los sistemas de agua a nivel local y en el corto plazo.

En este capítulo se detalla la metodología propuesta, que presenta dos fases: la primera resume pasos básicos como la identificación de la zona de estudio, obtención de datos e identificación de la tipología del proceso eruptivo. Posteriormente se explica los pasos para el análisis exploratorio que permiten obtener datos iniciales sobre el incremento o disminución de los montos pluviométricos relacionados al proceso eruptivo, y la aplicación de varias pruebas estadísticas y gráficas para el análisis de los datos. Esta fase proporciona conclusiones preliminares que permite que las instancias responsables de la administración de los sistemas del agua potable y de riego principalmente, tomen medidas oportunas para mejorar sus indicadores de eficiencia y eficacia en la gestión de los sistemas de agua.

Una vez que el investigador encuentre conclusiones relevantes producto de la aplicación de esta fase, puede según el caso, decidir profundizar su investigación con la aplicación de la segunda fase propuesta.

La segunda fase explica la estimación de las componentes exógena y estocástica de la modelación y establece el contraste de Engle y Granger para determinar la cointegración entre las series de precipitación y concentración, con esta información se estima la componente exógena aplicando el método de mínimos cuadrados ordinarios. Para estimar la componente estocástica se aplica el modelo ARIMA. Finalmente, se incorporan estas dos componentes en el modelo estocástico que integra los efectos de una erupción volcánica. El modelo es validado con la aplicación del coeficiente de Nash y Sutcliffe.

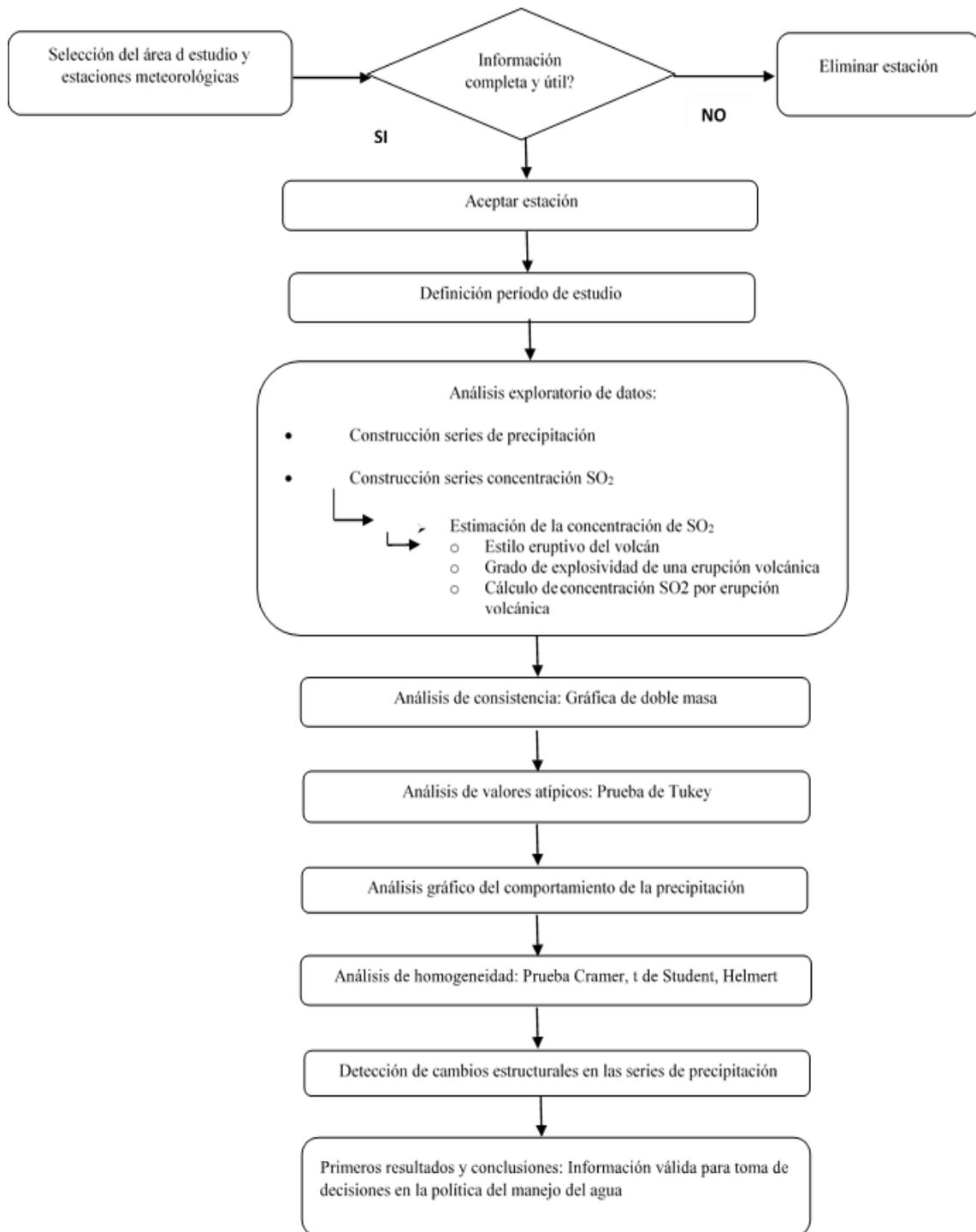
La metodología propuesta, se plantea en un contexto con características específicas de zonas de montaña, de aplicación a cuencas hidrográficas y en el corto plazo. Por lo tanto la propuesta constituye una innovación en este campo del conocimiento.

Es importante especificar que para la construcción de la metodología fue preciso seleccionar un área de estudio, observar y recopilar datos técnicamente confiables de la zona afectada por el proceso eruptivo de un volcán, y contar con un registro abundante de datos históricos representativos a fin de cumplir con una de las condiciones de los modelos matemáticos hidrológicos.

La zona seleccionada para desarrollar el estudio y a partir de esto construir la metodología es la microcuenca del río Ambato en la provincia de Tungurahua en Ecuador, donde el volcán Tungurahua se encuentra en proceso eruptivo continuo por más de veinte años, con emisiones de gas y ceniza permanentes, así como procesos explosivos que han generado fuerte impactos para la vida económica, productiva, social y ambiental en la zona. Este largo período de actividad volcánica, permite al investigador contar con información suficiente para plantear la metodología. La zona por lo tanto, presenta condiciones particulares únicas para el desarrollo de la investigación.

### **4.3 Fase 1: Análisis de la variabilidad de series de precipitación asociadas a una erupción volcánica.**

En la Figura 4.1 se ilustra de manera resumida la secuencia de pasos de la primera fase de la metodología propuesta. Básicamente en esta etapa se busca identificar si el proceso eruptivo de un volcán puede generar cambios estructurales en las series originales de precipitación a nivel de microcuenca en el corto plazo. Se plantea esta primera etapa con el objetivo de comprobar si existen factores que provoquen perturbaciones o cambios en la estructura de la serie, los cuales modifican las propiedades estadísticas de ésta, y que podrían sugerir especificaciones inadecuadas en el modelo propuesto.



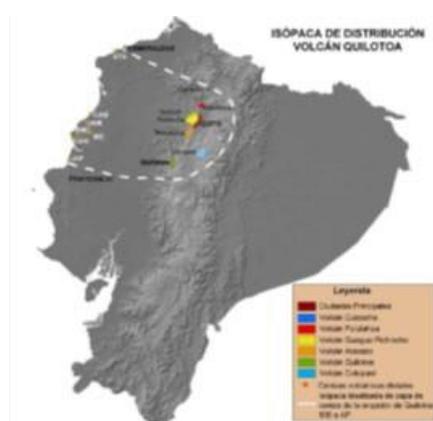
**Figura 4.1:** Procedimiento Fase 1 de la metodología

### 4.3.1 Selección de área de estudio y estaciones meteorológicas

Es importante realizar la selección de la zona de estudio tomando en cuenta consideraciones básicas. El investigador requiere identificar una cuenca o microcuenca, determinada como área de influencia del volcán, donde se registre actividad periódica de emisiones de ceniza y erupciones explosivas, y que cuente con un sistema continuo de

monitoreo. Es fundamental que existan registros continuos e históricos tanto de las series de precipitación como de la cronología de la actividad volcánica y medición de indicadores básicos especialmente de cargas de SO<sub>2</sub>. La información debe provenir de las instituciones o centros de investigación responsables del tema meteorológico y volcánico.

Una vez identificada la zona se procede a la selección de estaciones meteorológicas ubicadas en el área de influencia del proceso eruptivo. Un criterio fundamental para la selección de las estaciones es determinar la dirección, el sentido y la cobertura de la pluma de ceniza que expulsa el volcán de acuerdo a la dirección y velocidad media del viento. Esto se puede comprobar a través del mapa de isopacas (Figura 4.2) que son gráficos en los cuales se ilustra la distribución de las cenizas volcánica para cada erupción identificada en el área de estudio.



**Figura 4.2:** Ejemplo ilustrativo de isopacas de distribución de ceniza volcánica (IGEPN, 2005)

Tomando como base este criterio, en el caso de una microcuenca hidrográfica, se toman estaciones ubicadas en alrededor de 100 km de distancia con respecto al volcán. Es fundamental que las estaciones seleccionadas cuenten con la mayor cantidad de datos de precipitación de al menos 40 años con registros mensuales, y que se realice un control básico sobre la calidad de estos datos para contar con la seguridad de que los valores de las series de precipitación son razonables, que no exista porcentajes altos en cuanto a vacíos de información o errores evidentes de registro. En estos casos se rechazan los datos y se elimina la estación del estudio.

#### 4.3.2 Definición de período de estudio

Con la información de las estaciones seleccionadas se establece el período y sub-períodos de estudio a ser analizados. La información del período completo permite observar de forma general el comportamiento de la serie de precipitación, identificar con claridad la dinámica de valores medios y tendencias en el transcurso de varios años, así como la existencia de valores atípicos de precipitación en largos períodos para comprobar si estos valores se presentan en todas las estaciones o corresponden a errores de medición. La

división en sub-períodos tiene por objetivo aislar la etapa eruptiva del volcán con el fin de comparar la variabilidad de los patrones de precipitación de una etapa sin afectación del proceso eruptivo frente a la etapa con presencia de los principales eventos eruptivos del volcán.

### **4.3.3 Análisis exploratorio de datos**

El análisis exploratorio de una serie de precipitación consiste en detectar por medio de estadísticas básicas y análisis gráficos la existencia o no de alguna tendencia y/o cambio, y la homogeneidad de la serie.

Para la presente metodología se requiere la construcción de dos series de datos: a) una serie histórica de precipitación y b) una serie temporal de concentración de SO<sub>2</sub>. De acuerdo a las condiciones del caso es preciso realizar el análisis en períodos temporales de agregación anual y mensual.

#### **4.3.3.1 Construcción de la series de precipitación**

Los datos de precipitación que generalmente son proporcionados por los Institutos de Meteorología e Hidrología deben cumplir con características de continuidad, confiabilidad y largo período de registro. En este punto la estadística básica representa una herramienta fundamental en el análisis de las series de precipitación. Se calculan las principales propiedades estadísticas de las series de precipitación para el período y sub-períodos de las estaciones seleccionadas: media, varianza, desviación estándar, coeficiente de asimetría y coeficiente de variación, las que se describen con detalle en el Apartado 3.1.

El análisis exploratorio de datos se realiza por medios gráficos con el fin de establecer tendencias y cambios en las series de precipitación por medios visuales. Se construyen las gráficas de series de tiempo Figura (4.8) ordenando cronológicamente, en las ordenadas los valores de precipitación (anual, estacional, mensual) y el tiempo, en las abscisas. Por medio de las gráficas de series de precipitación podemos comprender el comportamiento de los datos y además de representarlos rápidamente en forma gráfica y obtener conclusiones iniciales respecto a tendencias y variaciones pluviométricas.

#### **4.3.3.2 Construcción de series temporales de concentración de SO<sub>2</sub>**

La información referente al proceso eruptivo del volcán generalmente es entregada por los Institutos de Geofísica y Vulcanología de cada país. Con esta información se busca proyectar los primeros datos relevantes en la investigación puesto que ubica los momentos específicos en el que las anomalías se registran simultáneamente en todas las estaciones, lo que demuestra que los datos son válidos y representan la presencia de un hecho singular que requiere ser estudiado.

Antes de explicar cómo calcular la concentración del SO<sub>2</sub> en el aire provocado por la erupción volcánica, es necesaria una revisión de algunas definiciones conceptuales sobre las características del fenómeno volcánico, los modelos matemáticos de calidad de aire,

inyecciones de SO<sub>2</sub> a la atmósfera, factores que actúan en la dispersión y transporte del SO<sub>2</sub> y aproximaciones para estudiar la dispersión y el transporte del SO<sub>2</sub>. Una vez explicados estos conceptos se explica el modelo utilizado para estimar la concentración.

*Modelos matemáticos de calidad de aire:* Chapra (1997), define que un modelo matemático, de la manera más general, es la formulación de una ecuación que describe las características fundamentales de un sistema o de un proceso en términos matemáticos, en general plantea que el modelo se representa mediante una relación funcional de la forma:

Variable dependiente= (variable independiente, parámetros, funciones de fuerza)

Betancur (2003), explica que los modelos matemáticos de calidad de aire son un conjunto de ecuaciones matemáticas que relacionan la liberación de contaminantes y las concentraciones correspondientes. La modelación de dispersión y transporte de contaminantes es una técnica para estimar la mezcla y dilución de contaminantes en la atmósfera a partir de aproximaciones matemáticas al fenómeno. En los últimos años se han desarrollado modelos que pueden simular situaciones simples como una única fuente puntual, con un solo receptor y condiciones constantes, hasta situaciones complejas de varias fuentes, con varios receptores y variaciones de las condiciones atmosféricas, así como otras condiciones particulares. El principal objetivo de estos modelos es determinar las concentraciones actuales y futuras de los contaminantes que afectan la calidad del aire.

*Inyecciones de SO<sub>2</sub> a la atmósfera:* Martínez y Mera (2004), plantea que en los últimos años se han realizado grandes esfuerzos por estudiar los residuos de los procesos de combustión como el óxido de azufre, nitrógeno, y carbono, los cuales son conocidos como contaminantes primarios. Estos contaminantes, una vez en la atmósfera, trascurrido un cierto tiempo, pueden precipitar ya sea por deposición seca o húmeda, o reaccionar con otros compuestos presentes en la atmósfera con o sin ayuda de la radiación solar, de tal modo que se convierten en contaminantes secundarios, como el ácido sulfúrico H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, el ácido nítrico HNO<sub>3</sub>, o el ozono O<sub>3</sub>. La World Health Organization (2000), en sus informes plantea que en relación a los compuestos de azufre emitidos a la atmósfera durante la combustión de combustibles fósiles, al menos un 90% es SO<sub>2</sub>, destaca que existen otras fuentes naturales de SO<sub>2</sub>, como las erupciones volcánicas que necesitan ser analizadas y estudiadas. Martínez y Mera (2004), confirma que el SO<sub>2</sub> es un gas incoloro, no inflamable, denso 1.400 kg/m<sup>3</sup>, de fuerte olor asfixiante que ocasiona varios efectos en el medio ambiente ya sea como contaminante primario o secundario. Explica que un volcán es una fuente puntual de emisión de SO<sub>2</sub>, a la atmósfera. Inicialmente el contaminante asciende, luego se inclina y se desplaza siguiendo la dirección media del viento.

*Factores que actúan en la dispersión y transporte del SO<sub>2</sub>:* Sportisse (2007), explica que el ciclo de vida del SO<sub>2</sub> en la atmósfera es un proceso complejo porque involucra varios factores y procesos físicos y químicos, como la emisión, dispersión y transporte, transformaciones químicas, físicas y deposición. Estas fases no necesariamente ocurren en orden secuencial y varias de ellas pueden ocurrir al mismo tiempo. Para Martínez y Mera (2004), los factores más importantes que intervienen en cada fase están relacionados

con las características físicas de las fuentes emisoras y características aerodinámicas del contaminante, como la forma, peso, o tamaño. En lo que respecta a la dispersión y transporte, los dos principales factores involucrados son las condiciones meteorológicas y topográficas locales. Los procesos químicos y físicos están relacionados con procesos de difusión. La deposición húmeda y seca está condicionada por factores como las condiciones meteorológicas. Para Sportisse (2007), una buena parte de estos procesos del SO<sub>2</sub> ocurren en la parte baja de la atmósfera, en donde la intensidad de las emisiones de SO<sub>2</sub>, están estrechamente relacionadas con las condiciones meteorológicas tales como la velocidad y dirección del viento, temperatura y presión atmosférica. La aplicación de modelos tanto físicos como matemáticos ha permitido encontrar las principales aproximaciones sobre la dispersión y el transporte del SO<sub>2</sub> en la atmósfera.

*Aproximaciones para estudiar la dispersión y el transporte del SO<sub>2</sub>.* Para estudiar la dispersión y el transporte del SO<sub>2</sub> existen dos tipos de modelos: los modelos físicos y los modelos matemáticos. Zannetti (1990), hace referencia a que los modelos físicos son utilizados para simular procesos atmosféricos por medio de una representación a pequeña escala del sistema a estudiarse, como por ejemplo pequeñas áreas urbanas. Aclara que estos modelos han sido utilizados para entender ciertos procesos puntuales y en la validación de datos para los desarrolladores de modelos matemáticos, explica que es una forma muy aproximada de reproducir la realidad. Por otro lado Seinfeld (2006), explica que los modelos matemáticos están basados en un conjunto de algoritmos numéricos o analíticos que describen los principales aspectos físicos-químicos del problema en estudio. Estos modelos requieren del uso de parametrizaciones para los procesos físicos-químicos que no están bien comprendidos o que no se pueden representar con las escalas explícitamente resueltas por el modelo. A estos modelos los clasificó en dos grupos: determinísticos y estadísticos.

La metodología establece usar modelos determinísticos que son aquellos que están basados en descripciones matemáticas de los procesos físicos y químicos de la atmósfera como el transporte y la difusión de la contaminación atmosférica. Martínez y Mera (2004), establece que existe una amplia variedad de modelos matemáticos determinísticos que han sido desarrollados y utilizados en estudios de contaminación atmosférica, los cuales pueden ser agrupados principalmente en dos aproximaciones: la Euleriana y la Lagrangiana. En Sportisse (2007), encontramos que la aproximación Euleriana considera un sistema de coordenadas estacionario, que se mantiene fijo en el espacio, donde las especies de contaminantes entran y salen de las celdas a través de sus paredes y el modelo simula la concentración de todas las especies en todas las localizaciones como una función del tiempo. A criterio de Seinfeld (2006), el modelo determinístico Euleriano más sencillo, dimensionalmente hablando es el modelo de caja, es el modelo donde el dominio atmosférico está representado por un única caja en la que la concentración del contaminante a estudio es constante en cualquier parte de la caja. Por ello, la concentración del contaminante *i-ésimo* es únicamente una función del tiempo,  $C_i(t)$ .

Debido a que el modelo de transporte de una caja ha sido el modelo conceptual utilizado para interpretar los resultados de esta investigación, se describen a continuación algunas de sus principales características.

En su estudio Sportisse (2007), indica que el principio en el que se basa un modelo de transporte de una caja, consiste en identificar un área (generalmente rectangular) de la superficie terrestre como la cara inferior de un cuboide que se extiende hasta la altura de la capa límite atmosférica  $H$ . Explica que estos modelos asumen que la mezcla de los contaminantes dentro del cuboide es uniforme y se realiza de forma inmediata con el aire disponible para la dilución. Los modelos están basados en el principio de la conservación de la masa para una especie de contaminante  $i$  que está dentro de una caja de volumen  $\Delta_x \Delta_y H$ , cuya concentración media ( $\text{kg/m}^3$ ) es  $C_i$ .

La definición matemática general del modelo, siguiendo la nomenclatura de Seinfeld (2006) es:

$$\frac{d}{dt} (C_i \Delta_x \Delta_y H) = Q_i + R_i \Delta_x \Delta_y H - S_i + \mu H \Delta_y (C_i^o - C_i) \quad (4.1)$$

donde  $Q_i$  es la razón de emisión del  $i$ -ésimo contaminante ( $\text{kg h}^{-1}$ ),  $S_i$  es la razón de eliminación del  $i$ -ésimo contaminante ( $\text{kg h}^{-1}$ ),  $R_i$  es la razón neta de las transformaciones químicas del  $i$ -ésimo contaminante ( $\text{kg m}^{-3} \text{h}^{-1}$ ),  $C_i^o$  es la concentración (de fondo) a sotavento y  $\mu$  es la velocidad del viento. El modelo determinístico Euleriano, utiliza el principio de la conservación de la masa, una de las características más importantes es que reduce la dimensionalidad del problema, ya que desglosa la ecuación de continuidad en aportes por transporte y procesos locales, considerando transporte a los procesos de advección y difusión, y a los procesos locales la deposición, volatilización, absorción y procesos de aerosoles en general.

➤ **Estimación de la concentración de  $\text{SO}_2$  en el aire por erupción volcánica**

○ **Estilo eruptivo del volcán:**

La identificación del estilo eruptivo de un volcán, es un paso importante en la metodología puesto que es indispensable que la investigación se concentre en erupciones que efectivamente producen efectos en la atmósfera y por lo tanto en la precipitación, ya que se existen estilos eruptivos donde la colada de lava afecta únicamente los flancos del volcán sin llegar a emitir ceniza.

Se conoce que los principales factores que influyen para que un volcán expulse el magma en forma violenta o tranquila son la composición del magma, su temperatura y la cantidad de gases disueltos que contiene, estos factores afectan la movilidad y viscosidad del magma. Cuanto más viscoso es un magma, mayor es su resistencia a fluir. La viscosidad de un magma asociado con una erupción explosiva puede ser cinco veces mayor que la del magma expulsado de una manera tranquila.

Se pueden clasificar en 4 estilos eruptivos: (1) Hawaiiano, tipo de erupción de magmas basálticos caracterizada por un dinamismo eruptivo poco o nada explosivo, (2) Estromboliano, tipo de erupción volcánica (Figura 4.3), caracterizada por un dinamismo eruptivo un poco más explosivo que en una erupción hawaiana, en este tipo de erupción existe una importante producción de ceniza y escoria (3), Vulcaniano, tipo de erupción volcánica (Figura 4.4), caracterizada por la ocurrencia de eventos explosivos de corta duración que emiten material en la atmósfera. (4) Peleano, tipo de erupción volcánica (Figura 4.6), caracterizada por el crecimiento de un domo de lava viscosa, el cual puede ser destruido por un colapso gravitacional o por explosiones de corta duración, produciendo flujos piroclásticos o nubes ardientes (Samaniego et al., 2005).

Según Bustillos (2011), las erupciones volcánicas cubren un amplio rango de volúmenes, tasas de erupción, estilos eruptivos y una amplia variedad de violencia y destrucción. Consecuentemente, el tamaño de una erupción puede ser medido por diferentes maneras o vías. Las dos principales cantidades que definen la escala de una erupción son la magnitud (volumen erupcionado) y la intensidad (altura de la columna eruptiva). Estas dos cantidades pueden ser determinadas más o menos con cierta precisión para erupciones recientes o antiguas, así como efusivas y explosivas. Estudios de los tamaños de erupciones recientes y antiguas han permitido a los vulcanólogos comparar “pequeñas” erupciones frecuentes con las escasas, pero colosales erupciones de milenios anteriores. Debido a que la masa y la tasa de erupción varían en diferentes órdenes de magnitud, una escala logarítmica es necesaria para categorizar los tamaños de las erupciones volcánicas en la misma forma de la escala de magnitud Richter usada para los sismos. Esta información es proporcionada por los Institutos geofísicos o responsables del monitoreo de la actividad volcánica.

#### ○ **Grado de explosividad de una erupción volcánica:**

Una vez identificado el estilo eruptivo del volcán, el investigador debe establecer el grado de explosividad volcánica (VEI por sus siglas en inglés) que proporciona una primera información sobre el volumen de ceniza, altura de la pluma y permanencia del SO<sub>2</sub> en la atmósfera, datos relevantes para la construcción del modelo de concentración de SO<sub>2</sub>.

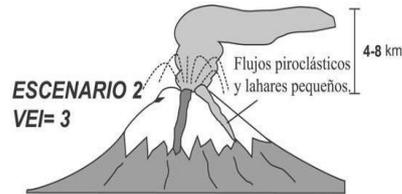
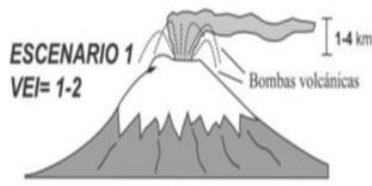
El VEI usa una escala integradora desde un valor de 0 a 8 para describir el volumen y la altura de la pluma de una erupción dada. El índice está basado en la información de la magnitud y la intensidad. Por ejemplo, una erupción de VEI=4 está definida por tener un volumen total de 0.1-1 km<sup>3</sup> de tefra (ceniza, pómez, bombas) y una altura de columna entre 10-25 km.

El índice de explosividad volcánica puede ser aplicado para erupciones recientes como antiguas, además esta escala no es usada para erupciones de lava, las cuales son no-explosivas y por lo tanto reciben una clasificación de 0/1.

En estudios anteriores al año 2000, se consideraba que el índice de explosividad volcánica reflejaba relación entre magnitud e intensidad de las erupciones, de modo que un solo indicador podía describir los dos aspectos del tamaño de una erupción. Subsecuentes

trabajos han mostrado que no existe una simple relación entre la magnitud e intensidad de varias erupciones, por lo tanto son necesarias dos escalas diferentes para describir la magnitud e intensidad (Pyle, 2000).

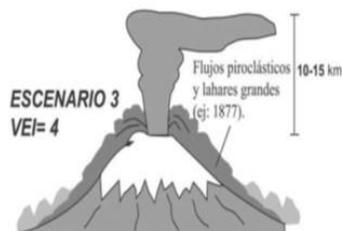
Según el índice de explosividad volcánica (Tabla 2.2), eventos no explosivos tienen un VEI=0, eventos de explosividad pequeña con un VEI=1, eventos de explosividad moderada a larga con VEI entre 2 y 3, eventos con explosividad larga y muy larga con VEI entre 4 y 5, y eventos con explosividad muy larga con VEI entre 6 y 8. Pyle (2000), indica que la intensidad de una erupción explosiva, o la tasa en la cual es eyectada desde el evento, es el principal factor que controla la altura de una pluma eruptiva.



**Figura 4.3:** Erupción estromboliana. VEI=1-2 (IGEPN, 2005) **Figura 4.4:** Erupción vulcaniana VEI=3 (IGEPN, 2005)

Con VEI=1-2 el evento eruptivo es poco explosivo, caracterizado por una actividad de fuente de lava en el cráter o de tipo estromboliana (Figura 4.3). Las emisiones de ceniza son de pequeña a moderada intensidad y afectan sobre todo los flancos del volcán y las áreas cercanas al mismo (Samaniego et al., 2004).

Con un VEI= 3 el evento eruptivo es algo más explosivo, de tipo estromboliana a vulcaniana moderada como se puede observar en la Figura 4.4. Está caracterizada por emisiones permanentes de ceniza cuyos impactos son principalmente locales, por flujos piroclásticos pequeños a moderados y por coladas de lava de poca extensión, la colada de lava tiene su centro de emisión en el cráter o en una fisura en los flancos superiores. La caída de ceniza volcánica que se acumulan forma capas de 10-15 cm de espesor (Samaniego et al., 2004).



**Figura 4.5:** Erupción subpliniana VEI=4 (IGEPN, 2005) **Figura 4.6:** Erupción pliniana VEI=4-5 (IGEPN, 2005)

Con un VEI=4 la erupción volcánica explosiva, está caracterizada por una actividad vulcaniana a subpliniana (Figura 4.5), con emisiones importantes de ceniza que afectan tanto a los alrededores del volcán como a amplias regiones ubicadas a su alrededor. Se generan flujos piroclásticos por el desbordamiento del magma del cráter (proceso llamado “boiling over”), los cuales descienden simultáneamente por varios o todos los flancos del volcán. Las acumulaciones de escombros y ceniza son mayores con valores que llegan hasta 40-50 cm de espesor (Samaniego et al., 2004).

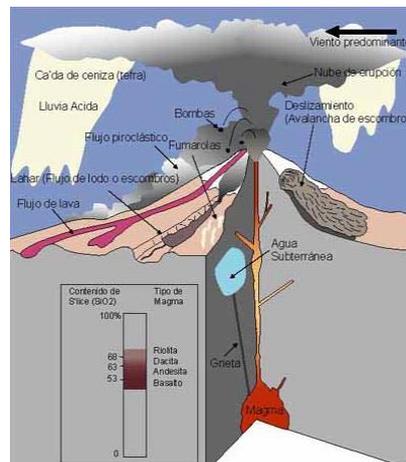
Con un VEI=4-5 la erupción con magmas andesíticos ácidos y dacíticos (Figura 4.6), es altamente explosiva. Las nubes y lluvias de ceniza resultantes tienen una distribución y un impacto regional muy amplio e importante, que pueden provocar fácilmente acumulaciones de 1-1,5 m de espesor en las zonas cercanas al volcán (Samaniego et al., 2004).

○ **Cálculo de la concentración de SO<sub>2</sub> en el aire por una erupción volcánica**

El modelo de concentración de monóxido de azufre se desarrolla bajo las premisas de que una carga puntual de SO<sub>2</sub> emitida por un volcán, es una solución en estado estacionario de balance de masa y tiempo de respuesta en una columna de aire afectada.

Se aplica la ecuación de conservación de masa utilizada para transporte de contaminantes, que se basa en:

$$Acumulación = Cargas \pm Transporte \pm Reacciones \tag{4.2}$$



**Figura 4.7:** Balance de masas carga de SO<sub>2</sub> (IGEPN, 2005)

Tomando como referencia a Sportisse (2007) y Seinfeld (2006), aplicamos el modelo determinístico Euleriano que dimensionalmente hablando es el modelo de caja, es decir tomamos como referencia la superficie terrestre, en este caso el área de estudio o cuenca hidrográfica, como la cara inferior de un cuboide que se extiende hasta la altura promedio de las plumas eruptivas y se convierte en un área en forma de cubo, donde el contenido

de  $\text{SO}_2$  se mezcla suficientemente bien y es distribuido uniformemente, por lo tanto la concentración es la misma en todos los puntos de control y el volumen es constante.

Una vez que se produce el evento eruptivo, el volcán emite una carga de dióxido de azufre  $\text{SO}_2$  hacia la atmósfera. Esta carga se monitorea permanentemente, a través de técnicas como la espectroscopia óptica diferencial de absorción o DOAS (Differential Optical Absorption), que proporcionan un valor medio de carga del  $\text{SO}_2$  en toneladas/día. La medición se realiza permanentemente y en forma automática para fines de monitoreo e intersecar completamente la pluma, por ello el sitio de instalación debe estar ubicado cerca del volcán. Esta técnica fue desarrollada por Perner en el año 1976 con el fin de detectar contaminantes atmosféricos es una de las más confiables, fáciles de operar y menos costosas, por lo que su implementación en el campo del monitoreo remoto es cada vez mayor. Su antecesor en aplicaciones vulcanológicas es el COSPEC (Espectrómetro de Correlación), que aunque fue también desarrollado para monitoreo ambiental, se constituyó en el instrumento más difundido para medir  $\text{SO}_2$  volcánico desde que Moffat en 1972 y Stoiber y Jensen en 1973 lo usaran en volcanes de Centroamérica (Arellano, 2005). El monitoreo continuo de las cargas de  $\text{SO}_2$  emitidas por volcanes generalmente está bajo la responsabilidad de Institutos Geofísicos y Vulcanológicos.

Dependiendo del tipo de evento eruptivo y el índice de explosividad, VEI, y las condiciones del viento, la pluma de ceniza se desplaza hacia el área de influencia, identificada previamente por el investigador. Como se explicó anteriormente, en estado estático se considera que la concentración en el área en forma de cubo es la misma en todos los puntos.

Una vez en la atmósfera, las partículas de ceniza son transportadas a la superficie, mediante su absorción en gotas de agua, seguidas de su remoción por precipitación y por procesos de volatilización. Existen muchos términos que son usados para definir este tipo de procesos como precipitación de arrastre, remoción húmeda, “wash out” y “rain out”, estos términos se refieren a la remoción de materia  $\text{SO}_2$  de la atmósfera a través de varias formas de precipitación tales como la lluvia, nieve, etc.

El proceso de rain out ocurre al interior de las nubes, las cuales son alimentadas por las corrientes convectivas ascendentes que transportan el  $\text{SO}_2$ , las nubes se saturan de vapor de agua y se condensan. El  $\text{SO}_2$  con partículas de granulometría inferior a 2mm, viajan varios kilómetros desde el cráter del volcán y a través de mecanismos de coalescencia y volatilización pueden precipitar como lluvia. Es decir, se trata de un proceso de varios días e incluso meses de duración.

El lavado wash out es el mecanismo mediante el cual el  $\text{SO}_2$  volcánico, con partículas mayores a 2mm, se incorporan por absorción a las gotas de lluvia y precipitan de forma casi inmediata hasta el suelo de la microcuenca hidrográfica. Si por debajo de las nubes hay presencia de  $\text{SO}_2$  éste se mezcla con las gotas recién formadas, por lo que la lluvia lava la atmósfera que contenía óxido de azufre. Es un proceso de varias horas e incluso días de duración y está relacionado con el período de permanencia del  $\text{SO}_2$  en la atmósfera.

Para calcular la concentración del SO<sub>2</sub> se plantea trabajar con la siguiente Ec. (4.3) adaptada de la simulación de tiempo variable de Euler's con la resolución de Chapra (1997) tomando datos del período de estudio que es afectado por la erupción volcánica.

$$c_{i+1} = c_i + \left[ (t_{i+1} - t_i) * \left[ \frac{W_t}{V} - \left( K_a + \frac{v_v * A_c * F_{dw}}{V} + \frac{v_d * A_c * F_{dw}}{V} + K_{ab} \right) \right] \right] \quad (4.3)$$

Donde, la variación del período  $t_i$  considerado es un mes, en una  $W_t$  carga puntual de SO<sub>2</sub>,  $V$  volumen constante,  $A_c$  Área de la cuenca hidrográfica, y  $c_i$  concentración de SO<sub>2</sub>.

Los componentes de la ecuación se detallan a continuación:

Parámetro dispersión advección decaimiento [ $K_a$ ]

Es una reacción de primer orden que se añade al modelo, relacionado con el wash out. Para su cálculo tomamos el valor de permanencia media de partículas de SO<sub>2</sub> como constante de decaimiento.

$$K_a = \frac{\ln(2)}{t_{50\%}} \quad (4.4)$$

Parámetro de volatilización  $\left[ \frac{v_v * A_c * F_{dw}}{V} \right]$

La transferencia de los contaminantes en el aire es un proceso importante considerado en este estudio, la volatilización es un proceso de transferencia del SO<sub>2</sub>, y su movimiento de gas a líquido o viceversa. La volatilización descrita por la teoría de dos películas, es una función constante de Henry, la resistencia de gas de película, y la resistencia a los líquidos de película.

La volatilización se plantea como una reacción de primer grado que se añade al modelo (Chapra, 1997), siendo  $v_v$  velocidad de volatilización que necesita considerar el coeficiente de transferencia de oxígeno [ $K_{l,O_2}$ ].

$$K_{lO} = 0.728 * U^{0.5} - 0.317 * U + 0.0372 * U^2 \quad (4.5)$$

en donde  $U$  se considera la velocidad del viento, el coeficiente de transferencia líquido  $Kl$

$$Kl = K_{lO} * \left[ \frac{32}{M} \right]^{0.25} \quad (4.6)$$

El coeficiente  $Kg$  de transferencia gas está dado por

$$Kg = 168 * U * \left[ \frac{18}{M} \right]^{0.25} \quad (4.7)$$

en donde  $M$  es el peso molecular del SO<sub>2</sub>, y la velocidad de transferencia de volatilización es  $Vv$

$$Vv = Kl * \left[ \frac{He}{He + R * Ta \left( \frac{Kl}{Kg} \right)} \right] \quad (4.8)$$

en donde He es la constante de Henry's, R constante de los gases, y Ta la temperatura absoluta.

Parámetro de difusión  $\left[ \frac{v_d * A_c * F_{dw}}{V} \right]$

La difusión se refiere a la velocidad con que el SO<sub>2</sub> se disuelve en la masa de aire, dispersando sus moléculas.

$$Vd = 69.35 * \Phi * M^{-\left(\frac{2}{3}\right)} \quad (4.9)$$

en donde M es el peso molecular y  $\Phi$  es la porosidad.

Parámetro de Absorción [ $K_{ab}$ ]

Como un mecanismo de transferencia, relaciona los estados disueltos y adsorbidos del compuesto, este parámetro está relacionado con la permanencia media del SO<sub>2</sub> y el proceso rain out, en donde las partículas permanecen en la atmósfera por varios días o meses.

Este procedimiento nos proporciona valores de concentración de SO<sub>2</sub> en mg/m<sup>3</sup> en cada uno de los meses a partir del inicio del proceso eruptivo, con lo cual se obtiene (Figura 4.9), una serie temporal de concentraciones de SO<sub>2</sub>. Sus resultados se presentan en un gráfico de coordenadas cartesianas, en donde el eje de las abscisas, corresponde al tiempo, (años, meses o días) y el eje de las ordenadas, a las concentraciones de SO<sub>2</sub> en mg/m<sup>3</sup>. Este gráfico permite observar en qué momentos se producen las concentraciones más altas.

A modo de ejemplo ilustrativo determinamos la serie temporal de concentración de SO<sub>2</sub> para una microcuenca hidrográfica de 1.370 km<sup>2</sup> y considerando que la altura media de la pluma de ceniza que emite un volcán es de 1,5 km sobre el nivel del cráter.

El parámetro de decaimiento para un tiempo de permanencia de 14 días de las partículas mayores de 2mm en la atmósfera  $Ka = 1,485315$  (1/mes).

El parámetro de volatización  $\frac{v_v * A_c * F_{dw}}{V} = 0,00001171355$  (1/mes). La velocidad de transferencia de volatización  $v_v = 0,011713546$  (m/mes) obtenido con un coeficiente de transferencia oxígeno  $Klo = 0,65179$  (m/d); un coeficiente de transferencia líquido  $Kl = 0,547955972$  (m/d); coeficiente de transferencia gas  $Kg = 374,2847228$  (m/d); y un valor de 0,9 la fracción disuelta de monóxido de azufre.

El parámetro de difusión  $\frac{v_d * A_c * F_{dw}}{V} = 0,077450226$  (1/mes). La velocidad de difusión calculada de 77,45022 (m/mes) con un valor de 0,5960 para la porosidad de ceniza volcánica.

El parámetro de absorción  $K_{ab}=0,34657359$  (1/mes) para un tiempo de permanencia de 60 días de las partículas menores de 2 mm en la atmósfera.

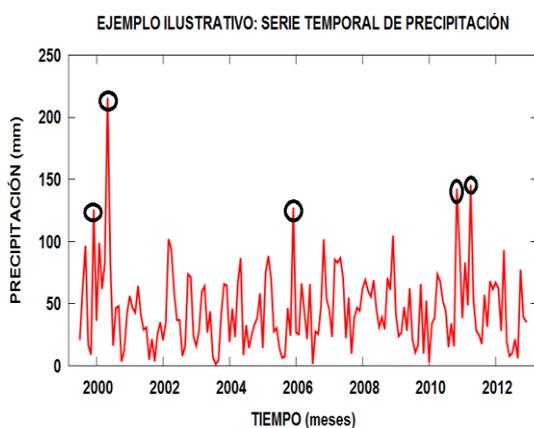
Los datos de los parámetros obtenidos reemplazamos en la Ec.4.3 y obtenemos la serie mensual de concentración de monóxido de azufre para un período de 15 años. En la Tabla 4.1, se presenta a modo de ejemplo explicativo los valores de los primeros 4 años, cuyo valor inicial de concentración es 0. La tabla completa puede encontrarse en los apéndices del estudio de caso.

**Tabla 4.1:** Modelo concentración SO<sub>2</sub> por erupción volcánica

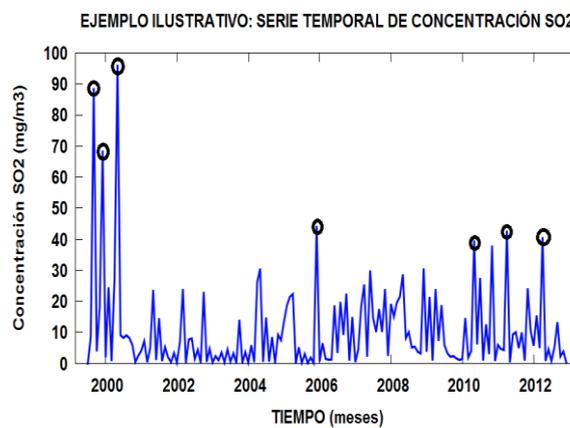
Tiempo (mes)	W (Ton /mes)	Concentración SO <sub>2</sub> (mg/m <sup>3</sup> )	Tiempo (mes)	W (Ton /mes)	Concentración SO <sub>2</sub> (mg/m <sup>3</sup> )
jul-99	2670	0,002252594	nov-01	2700	0,429255396
ago-99	9990	8,426190198	dic-01	4500	3,404750123
sep-99	114240	88,69055654	ene-02	3960	0,233603735
oct-99	100500	3,845813046	feb-02	8430	6,898926614
nov-99	25590	18,07961526	mar-2002	35850	23,949247859
dic-99	100800	68,54152066	abr-2002	26100	0,162619657
ene-00	76500	1,986658505	may-2002	9300	7,697701155
feb-00	31200	24,50933931	jun-2002	17850	8,034222719
mar-00	27360	0,714477932	jul-2002	10380	1,424896572
abr-00	33300	27,44208983	ago-2002	6750	4,394338415
may-00	143670	96,16497906	sep-2002	4980	0,191004179
jun-00	114840	9,122533901	oct-2002	27540	23,060305448
jul-00	19620	8,227151405	nov-2002	25500	0,467706090
ago-00	19620	9,0443163	dic-2002	6120	4,736400949
sep-00	19500	8,197295987	ene-2003	5520	0,334403942
oct-00	15990	6,00904783	feb-2003	3180	2,377673557
nov-00	7050	0,463743663	mar-2003	3810	1,044408108
dic-00	3480	2,512733001	abr-2003	5340	3,552016428
ene-01	7590	4,110213063	may-2003	4200	0,301682503
feb-01	13020	7,233402186	jun-2003	5700	4,533580601
mar-01	8310	0,409366802	jul-2003	5580	0,570126684
abr-01	6330	4,966814251	ago-2003	4500	3,276184877
may-01	33450	23,68777354	sep-2003	3750	0,173767617
jun-01	26910	1,084623756	oct-2003	16890	14,090969211
jul-01	18450	14,5758049	nov-2003	15450	0,174645194
ago-01	16650	0,744565044	dic-2003	4500	3,637118435
sep-01	7050	5,268338953	ene-2004	4260	0,274634817
oct-01	8100	2,025598389	feb-2004	7260	5,874387993

Al final de esta fase de aplicación del análisis exploratorio, el investigador cuenta con las herramientas necesarias para elaborar los gráficos de series temporales de precipitación y concentración de SO<sub>2</sub> que permiten establecer comparaciones entre las dos variables analizadas. Se puede apreciar como ejemplo, en la Figura 4.8 cuál es el comportamiento

de la precipitación durante los 14 años y los momentos en los que se registran las variaciones más significativas y que modifican los patrones de las series. En la Figura 4.9, se aprecia la construcción de la serie de concentración de SO<sub>2</sub> en el mismo período y se evidencian los puntos de mayor concentración coincidiendo con la erupción volcánica.



**Figura 4.8:** Ejemplo ilustrativo serie temporal de precipitación



**Figura 4.9:** Ejemplo ilustrativo serie temporal de concentración SO<sub>2</sub>

Los dos gráficos permiten detectar los momentos en que se producen o no, concordancias entre las series de precipitación y los períodos de concentración de SO<sub>2</sub> sus valores, rangos y presencia de anomalías, y si se reflejan además, en todas las estaciones de estudio. El investigador puede establecer una relación inicial entre las dos variables, que más adelante se confirmaría con la aplicación de herramientas estadísticas de mayor robustez, o que por el contrario le permiten descartar la existencia de una relación entre las mismas.

Al respecto, como se explicó en el estado del arte, existen estudios con resultados concluyentes que demuestran esta relación, sin embargo la mayoría de investigaciones describen impactos a nivel global y en el mediano y largo plazo. Esta metodología permite observar primeras evidencias a nivel local.

#### 4.3.4 Análisis de consistencia

Como siguiente paso, es necesario evaluar la consistencia de las series de precipitación anual y mensual por medio de la gráfica de doble masa, definido en el Apartado 3.2. El objetivo de esta prueba en este estudio es detectar inicialmente posibles registros de precipitación atípicos, en qué momentos se registran y si estos pueden generar cambios y quiebres en las series de precipitación analizadas. Para esto comparamos los datos de la serie de precipitación de cada una de las estaciones de la microcuenca respecto a una estación tomada como referente por la consistencia de sus datos. Si ninguna de las series muestra cambios en la media, la gráfica de doble masa es una línea recta. Un cambio en

la media en una de las series provoca un cambio en la pendiente. Una tendencia en la media en una de la serie causa un decaimiento monótono (o levantamiento) en la pendiente. Como un caso especial, si todas las series presentan un comportamiento normal y solo una serie muestra un cambio atípico (punto anormal extremo) debido a un evento singular, entonces la pendiente de la gráfica de doble masa, antes del atípico, es la misma pendiente después del atípico, pero existe un salto entre las pendientes debido al evento singular.

Esta situación atípica puede estar relacionada directamente con el proceso eruptivo del volcán, lo cual se puede comprobar con los datos de cronología de la erupción.

Un punto importante sobre el análisis exploratorio y las herramientas que se aplican, es que cuando aparecen valores atípicos e inconsistencias en las series de precipitación y cuyos valores aparecen en los gráficos como puntos anormales, el investigador puede considerar que existe un error de registro o que son datos inconsistentes y puede caer en la provocación de plantear factores de corrección para eliminar supuestos datos anómalos. Por tanto, es preciso un criterio técnico del investigador para el tratamiento de los datos. Cada serie es un caso particular y debe analizarse para tomar las decisiones convenientes. Al contar con información de varias estaciones se reduce el riesgo de interpretaciones equivocadas respecto a la presencia de valores anómalos.

Adicionalmente, al contrastar la presencia de datos anómalos con los momentos en que se presenta el proceso eruptivo se puede comprobar que no se trata de datos erróneos, sino que efectivamente se producen variaciones y que el estudio de las series requieren ser analizadas con herramientas estadísticas más sofisticadas que identifiquen cambios graduales y cambios abruptos en las series de precipitación.

#### **4.3.5 Análisis de valores atípicos**

Se realiza un análisis para la detección de valores atípicos, con la finalidad de encontrar patrones de datos que no se ajustan al comportamiento esperado, se utiliza la prueba estadística de Tukey, conocida como el diagrama de cajas y bigote, detallada en el Apartado 3.2.3. La construcción del diagrama de cajas nos permite obtener para el período y sub-períodos de estudio los valores de precipitación mínimos, los cuartiles inferior  $q_{0.25}$ , mediana  $q_{0.5}$ , y superior  $q_{0.75}$ , y el máximo de precipitación. Usando estos cinco valores presentamos una visión rápida de la distribución de los datos. Los valores de precipitación mínimos, máximos y los valores atípicos son analizados en el tiempo y se identifican las concordancias que se presentan en los datos entre todas las estaciones seleccionadas y a su vez se relacionan estos resultados con la información del comportamiento del volcán y su proceso eruptivo. La concordancia entre las anomalías y la actividad eruptiva deben reflejarse en la mayoría de estaciones seleccionadas para comprobar que se trata de datos anómalos pero que responden a un factor real.

### 4.3.6 Análisis gráfico del comportamiento de la precipitación

Con la información de series de precipitación de los dos sub-períodos de estudio, que corresponden a etapas con y sin presencia del proceso eruptivo, se procede a la modelación gráfica del comportamiento de la precipitación utilizando el método de Inversa Distancia Ponderada (IDW), este método realiza una interpolación espacial para estimar la precipitación en lugares en donde no se tienen registros pluviométricos, utilizando lecturas de precipitación conocidas de estaciones meteorológicas cercanas. Los puntos de muestreo se ponderan durante la interpolación de tal manera que la influencia de un punto en relación con otros disminuyen con la distancia desde el punto conocida que se desea crear. El software utilizado es el ArcGIS 10.2 porque determina los valores de celda a través de una combinación ponderada linealmente del conjunto de datos de los puntos de las estaciones, siendo así la superficie una variable dependiente de la ubicación.

La modelación (IDW) se basa en la inversa de la distancia elevada a una potencia matemática. El parámetro Potencia es un número real positivo su valor predeterminado es 2 y permite controlar la significancia de puntos conocidos en los valores interpolados basándose en la distancia desde el punto de salida.

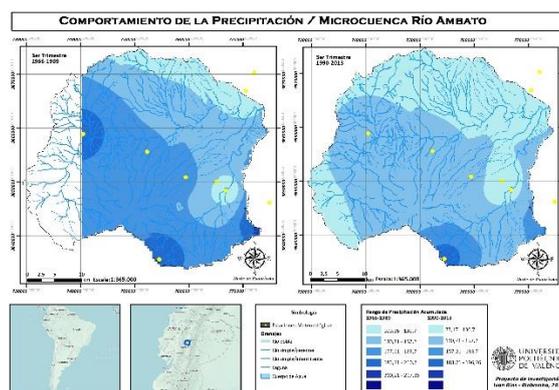


Figura 4.10: Ejemplo ilustrativo precipitación en los sub-períodos

Como se observa en la Figura 4.10, como ejemplo explicativo, el resultado de este paso es la construcción de mapas de la precipitación que permiten comparar gráficamente el comportamiento de la lluvia, así como los montos pluviométricos a nivel de toda la microcuenca y en cada uno de los sub-períodos analizados.

### 4.3.7 Análisis de homogeneidad

Posteriormente, se realiza el análisis de homogeneidad que consiste en determinar si las series de precipitación son homogéneas. Para esto establecemos si sus principales estadísticos como la media o la mediana presentan cambios abruptos en sus valores. Desde el punto de vista estadístico una serie de datos de precipitación es homogénea si la muestra procede de una única población, y por tanto será factible obtener resultados

representativos de ella. En caso de no ser homogénea puede ser que los datos analizados correspondan a dos poblaciones diferentes o que los valores sean afectados por factores externos, en este caso por los efectos del proceso eruptivo de un volcán. La metodología recomienda poner especial atención a los efectos de tendencia, en referencia a los cambios de los valores en el tiempo, y a los efectos puntuales que alteran la homogeneidad de las series de precipitación.

En el Apartado 3.3 se detallan las pruebas estadísticas utilizadas para revisar la homogeneidad de las series son; Helmert, t de Student y Cramer. Se establece como criterio de interpretación de los resultados que las pruebas de mayor peso en cuanto a la importancia de los resultados son la de Cramer y la t de Student, quedando en un segundo lugar de importancia la prueba de Helmert, esto debido a que las dos pruebas indicadas al dividir la muestra en distintos subgrupos, determinan los parámetros para cada uno de ellos y, finalmente al compararlos entre sí, y con un estadístico de tabla, proporcionan una mayor consistencia y robustez a la prueba de homogeneidad. La prueba de Helmert, por su parte, solo efectúa una comparación de cada valor con respecto a la media de toda la muestra, por esta cualidad, presenta una menor fortaleza de cálculo al comparárselo con las otras pruebas. Sin embargo el criterio consistente en una muestra es homogénea cuando dos pruebas así lo indiquen, empleando la prueba de Helmert como un elemento decisorio final en caso de que las otras pruebas arrojen resultados opuestos entre sí.

En cada una de las pruebas, se procede a identificar y marcar los valores que exceden un límite determinado como valores sospechosos, son verificados y contrastados con valores de otras estaciones y con información externa, en este caso con datos relativos a la erupción del volcán para comprobar si existe evidencia física que se relacione con estas modificaciones.

Es interesante tomar en cuenta que las pruebas de homogeneidad pueden presentar interpretaciones diferentes según los períodos temporales de agregación. En algunos casos como el descrito por Ríos y Solera (2015), en su estudio sobre efectos del volcán Tungurahua en Ecuador, se puede observar que al comparar los montos pluviométricos anuales, se comprueba la homogeneidad de las series, y se determina que no existen cambios significativos entre uno y otro sub-período porque el dato anual incorpora las variaciones positivas y negativas mensuales y encubre variaciones significativas. Mientras que en un análisis sobre los mismos datos a escala mensual, se pueden observar variaciones en las series y por lo tanto concluir que las series presentan evolución temporal de inhomogeneidades en algunos meses.

En un análisis exploratorio previo Ríos (2014) respecto al mismo caso, identifica variaciones a nivel estacional entre el sub-período 1 (sin proceso eruptivo) y el sub-período 2 (con proceso eruptivo), con conclusiones interesantes respecto a la influencia del volcán. Se evidencia que en el período de estudio 1976-2011, el trimestre octubre-noviembre diciembre presenta prolongadas etapas de escasez de agua en el sub-período 1, la mayor entre 1976-1981, mientras en el sub-período 2, existen años puntuales con escasez de agua. En el trimestre enero, febrero, marzo se registran etapas de escasez de

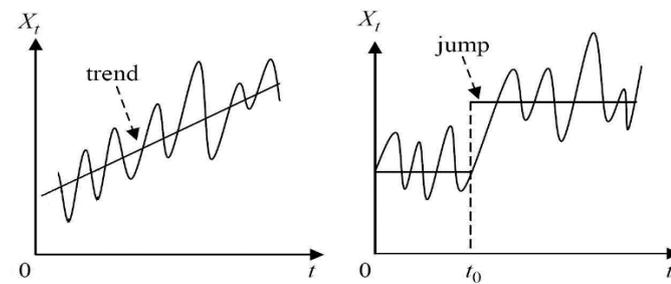
agua en el sub-período 1 de hasta ocho años, mientras en el sub-período 2, años puntuales con escasez de agua. En el trimestre abril, mayo, junio, las etapas de escasez de agua se reducen en el sub-período 2, en este trimestre se observan algunos años con excedentes de agua (2000, 2007, 2010 y 2011) que coinciden con la cronología de eventos eruptivos. Finalmente en el trimestre julio, agosto, septiembre, las etapas de escasez de agua, se incrementan en el sub-período 2, principalmente en un período entre el 2001-2006.

Por lo tanto la aplicación de las pruebas de homogeneidad planteadas cumple con su función a este nivel de estudio exploratorio y son válidos para orientar la toma de decisiones. Sin embargo y dependiendo del nivel de profundidad que el investigador plantea para su estudio deberá, de acuerdo a lo que establece la presente metodología, avanzar a un siguiente nivel y realizar el análisis de los datos a escala mensual y con herramientas estadísticas de mayor robustez, puesto que las pruebas utilizadas en el exploratorio podrían generar incertidumbre en cuanto a los resultados, mientras que el uso de pruebas paramétricas y no paramétricas específicas permitirán comprobar con mayor precisión las modificaciones que los efectos de la erupción volcánica producen en las series de precipitación.

#### 4.3.8 Detección de cambios estructurales en las series de precipitación

Una vez que el investigador cuenta con los resultados del análisis exploratorio y considera pertinente profundizar en el estudio, es preciso aplicar el análisis de detección de cambios estructurales en la series de precipitación, que inicia con la comprobación de ocurrencia de saltos o modificaciones en el conjunto de datos. Para esto utilizamos técnicas de análisis con pruebas paramétricas y no paramétricas, las primeras utilizan métodos basados en datos que requieren muchas suposiciones y son sensibles a los valores atípicos, en tanto que las pruebas no paramétricas utilizan procedimientos basados en rangos, que requieren menos supuestos y son menos sensibles a los valores atípicos (Hamed, 2008).

Para identificar los cambios en la variable precipitación, se aplican varias pruebas estadísticas, que requieren una base de datos de alta calidad, que se detallan en el Apartado 3.5.2. Las pruebas de análisis de cambios repentinos en media y mediana, son utilizadas en esta metodología para detectar los instantes en los cuales se producen las modificaciones. La utilización de pruebas como Rank sum, Likelihood, t de Student, Mann Kendall, garantizan sus resultados con un nivel de significancia del 90%.



**Figura 4.11:** Ejemplo ilustrativo de cambios en tendencia y saltos series de precipitación (Kundzewicz y Robson, 2004)

Los resultados que se obtienen indican si existen o no saltos súbitos de pendiente, y si se muestra concordancia con los datos que se registran en todas las estaciones seleccionadas. Además permiten comprobar si estas modificaciones corresponden en temporalidad a los momentos en los que se produce el proceso eruptivo del volcán.

Finalmente, la metodología establece que para determinar la variabilidad de las precipitaciones, es necesario aplicar diferentes cálculos a los registros estadísticos como los quintiles y las anomalías pluviométricas relativas. Mediante el cálculo de los quintiles se divide al conjunto total de los datos en cinco partes, con el objeto de establecer los años o períodos muy húmedos, húmedos, normales, secos y muy secos, el empleo de éstos constituye el método recomendado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) para determinar períodos con sequía solamente tomando las estadísticas de la precipitación (Fernández, 1997). Por otro lado con el cálculo de las anomalías pluviométricas relativas se obtiene información sobre períodos de variabilidad medidos en porcentaje con respecto a la normal y obtenemos una vista general de lapsos con tendencias positivas y negativas en la variación. La aplicación de estas herramientas estadísticas permite detectar las variaciones en las series de precipitación y comparar los montos pluviométricos para verificar si existen cambios significativos entre el sub-período sin proceso eruptivo y el sub-período con la presencia de la actividad volcánica.

Al completar esta primera fase, el investigador cuenta con resultados concluyentes de que existe o no, variaciones en los patrones de precipitación asociados al proceso eruptivo de un volcán en una microcuenca. A partir de esta información en una segunda fase, la metodología plantea una serie de pasos que permitan integrar en un modelo estocástico de precipitación la variable de los efectos de una erupción volcánica.

#### **4.4 Fase 2: Desarrollo del modelo estocástico de precipitación que incorpora los efectos de una erupción volcánica en una microcuenca**

A continuación se presenta la Figura 4.12 que resume la segunda fase de la metodología propuesta. Partimos del hecho que los resultados obtenidos en la primera fase determinan la existencia de cambios estructurales en los patrones de precipitación a nivel de microcuenca vinculados al proceso eruptivo de un volcán. Estos cambios están relacionados con las concentraciones de  $\text{SO}_2$  de los eventos eruptivos.

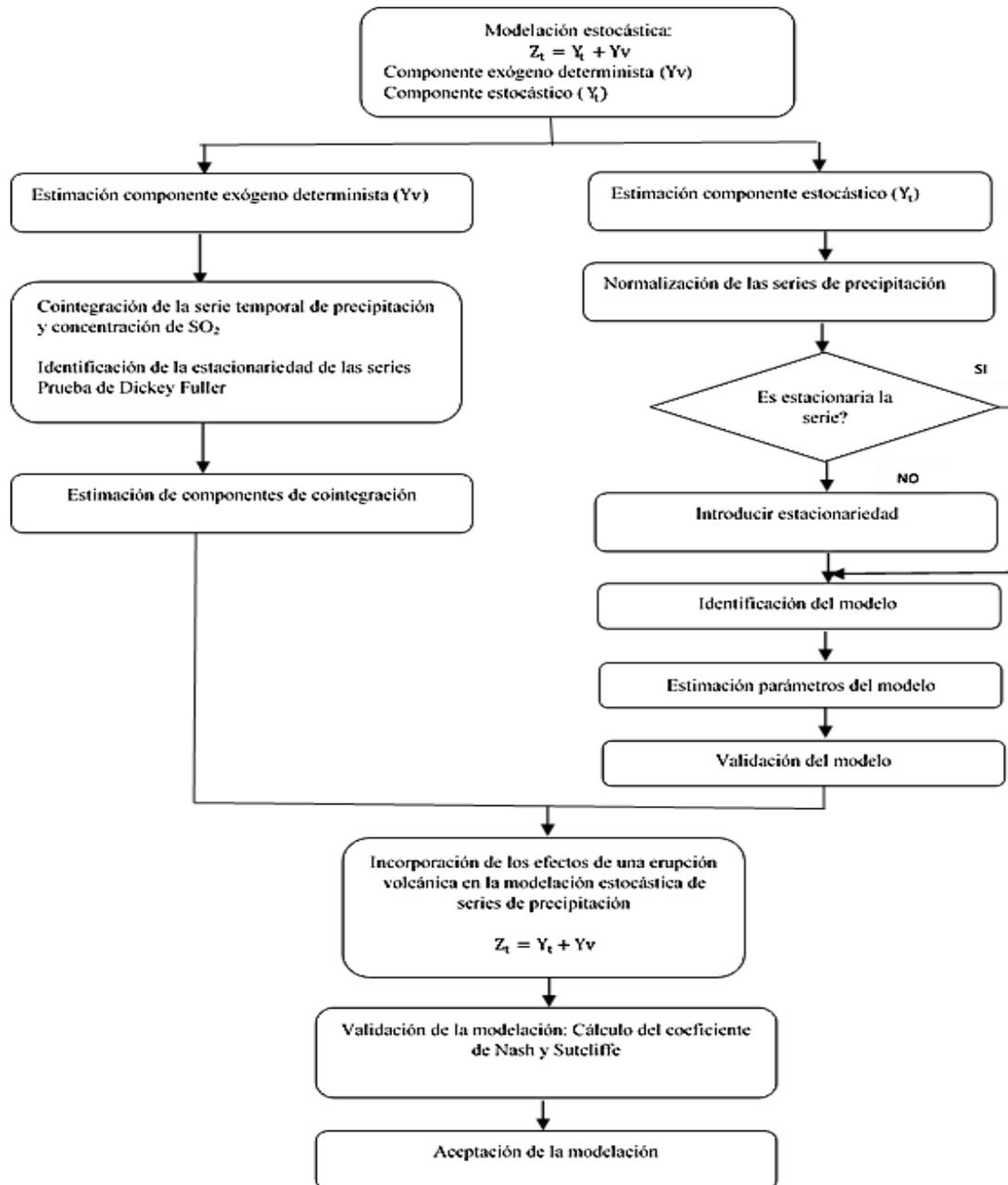


Figura 4.12: Procedimiento Fase 2 de la metodología

#### 4.4.1 Modelación estocástica

Las series de precipitación de las estaciones seleccionadas en el estudio tienen un componente exógeno determinista y un componente estocástico como lo establece la técnica de modelación estocástica de análisis de intervención detallado en el Apartado 3.9. Para incorporar las intervenciones del proceso eruptivo del volcán y que causan un cambio significativo en las series temporales de precipitación, se identifica Ec. (4.10) un modelo ARIMAX constituido por dos componentes. El primero es un componente exógeno determinístico ( $Yv$ ) que representa la perturbación exógena debido a la concentración de  $SO_2$  provocada por los eventos eruptivos de un volcán y el segundo es un componente estocástico ( $Y_t$ ) que sigue un modelo ARIMA (Hurtado, 2008).

$$Z_t = Y_t + Yv \quad (4.10)$$

Representar el comportamiento de la serie de precipitación influenciada por actividad volcánica, facilita información para crear planes de contingencia ante una incidencia del proceso eruptivo, y segundo que la identificación del modelado de estos eventos puede conducir a modelos futuros de la serie más precisos.

#### 4.4.2 Estimación de la componente exógena ( $Yv$ )

Se plantea que el efecto de irregularidades en la serie de precipitación es representada por la variable ( $Yv$ ) que refleja los efectos puntuales de la concentración de  $SO_2$  producto de una erupción volcánica que ocurre en un momento determinado y que puede ocasionar valores atípicos y cambios en la serie de precipitación.

#### 4.4.3 Cointegración de la serie temporal de precipitación y concentración de $SO_2$

Para determinar el componente ( $Yv$ ) es indispensable determinar la existencia o no, de una cointegración de las series temporales de precipitación y concentración de  $SO_2$  en la microcuena. Para esto identificamos la serie de precipitación como la variable dependiente y la serie de concentración de  $SO_2$  como la variable independiente. La cointegración se define de la siguiente manera:

1. Cuando las series son no estacionarias de orden distinto, se transforman las series en estacionarias diferenciándolas  $d$  veces. Si la relación entre las series es proporcional a lo largo de la serie tenemos una raíz unitaria es de orden  $I(1)$ . Si la relación no es constante a lo largo de la serie la raíz será de orden 2, 3 o más.
2. Cuando las series son no estacionarias de orden distinto entre sí. No puede estimarse la relación entre las series de precipitación y concentración de  $SO_2$ . Se puede estacionalizar las series mediante operaciones como logaritmos, diferencias o ratios con otras variables o hacer una regresión por primeras diferencias el resultado indicará si la correlación existe o no.

Para establecer la cointegración entre las variables de estudio aplicamos la prueba de Engle Granger que tiene dos pasos: determinar la estacionariedad de las series naturales y las pruebas de cointegración.

Como anotamos anteriormente por definición, la cointegración requiere que las variables estén integradas en el mismo orden. La estimación de la estacionariedad de las series las realizamos utilizando la prueba de Dickey Fuller aumentada que es una prueba exigente que tiene la ventaja de que la hipótesis nula no es si la serie es o no ruido blanco, sino si tiene una raíz unitaria. En la prueba  $H_0: t=0$  contra  $H_1: t \neq 0$ . Si no puede rechazarse la nula (p-valor  $>0.05$ ) la serie es no estacionaria y tiene raíz 1 ( $I(1)$ ) si se rechaza la nula (p-valor  $<0.05$ ) la serie es estacionaria y tiene raíz 0 ( $I(0)$ ). Normalmente para esta prueba se utiliza entre 3 y 7 retardos cuando tenemos entre 30 y 1000 observaciones.

En relación a las pruebas de cointegración cuando las series de precipitación y concentración de SO<sub>2</sub> son estacionarias de orden 1 es decir son  $I(1)$ , y para establecer si las series están cointegradas se estiman las series de los residuos por medio de un modelo de regresión y pasan por la prueba de Dickey Fuller aumentada. Si se cumple con la prueba entonces las series de precipitación y concentración de SO<sub>2</sub> están cointegradas, por tanto puede aplicarse una regresión lineal o no lineal de la forma Ec (4.11) siendo  $C_{SO_2}$  la concentración de SO<sub>2V</sub>,  $a$  y  $b$  los valores de pendiente y ordenada al origen respectivamente. En esta investigación y con la finalidad de obtener parámetros de cointegración  $a$  y  $b$  consistentes se aplican modelos de mínimos cuadrados ordinarios.

$$Y_v = a * C_{SO_2V} + b \quad (4.11)$$

#### 4.4.4 Estimación de la componente estocástica ( $Y_t$ )

La componente  $Y_t$  es el resultado de un proceso estocástico que sigue un modelo ARIMA, que se resume en los tres pasos siguientes (Salas et al., 1980):

1. Identificación del modelo
2. Estimación de parámetros del modelo
3. Validación del modelo

En general la mayoría de técnicas estadísticas y la teoría de probabilidades aplicadas en series de precipitación son desarrolladas asumiendo variables normalmente distribuidas, porque la mayoría de curvas de frecuencia de variables hidrometeorológicas son asimétricamente distribuidas, por eso a menudo es necesario transformar estas variables a una distribución normal antes de iniciar la modelación (Salas et al., 1980).

#### 4.4.5 Normalización de las series de precipitación

Se realiza la comprobación de normalidad de las series de precipitación originales, mediante la aplicación de la prueba de normalidad de Shapiro y Wilks que se detalla en el Apartado 3.5.1 si las series no cumplen la condición de normalidad se procede a aplicar una transformación mediante la aplicación de funciones normalizadoras que se presentan en el Apartado 3.6.

#### 4.4.6 Identificación del modelo

La identificación del modelo se explica en el Apartado 3.8.1. Para aplicar la metodología ARIMA la serie debe ser estacionaria. En sentido estricto consideramos que una serie es estacionaria si y sólo si las funciones de esas variables son iguales, es decir, si para distintos momentos de tiempo se cumple que  $F(Y_t) = F(Y_{t'})$ , representando  $t$  y  $t'$ , dos momentos diferentes de tiempo ( $t \neq t'$ ). En sentido amplio, sin embargo, basta con que cumpla con una media nula y varianza constante. Comprobamos si la serie es estacionaria en el sentido amplio y de forma práctica a través de la función de autocorrelación total cuando los valores decrecen rápidamente la serie es estacionaria. Se aplica la prueba de Dickey Fuller Aumentado (ADF) que como se mencionó es una prueba de raíz unitaria en una serie de tiempo. Cuando una serie no es estacionaria en media, o lo que es lo

mismo, cuando no es integrada de orden cero  $I(0)$ , se dice que presenta al menos una raíz unitaria.

Si la serie es no estacionaria, la metodología ARIMA asume que la forma de conseguir series estacionarias consiste en diferenciar regular y/o estacionalmente. La serie es integrada de orden cero si es estacionaria  $I(0)$  e integrada de orden uno  $I(1)$  si es necesario una primera diferencia regular para conseguirlo y así sucesivamente. Si consideramos la parte regular y estacional conjuntamente entonces una serie  $I(1,1)$ .

A continuación se identifica el modelo ARIMA y se plantean algunas observaciones preliminares: (1) la observación de las estructuras ARIMA  $(p,q)$  supone la presencia de componentes regulares en las series, una vez filtrada la presencia de tendencias determinísticas y aleatorias. No todas las series presentan este tipo de componentes regulares o, dicho de otro modo, no todas las series son susceptibles de ser analizadas mediante un esquema ARIMA, para muchas series corregidas de estacionariedad será habitual no encontrar posteriormente ninguna estructura ARIMA. Aquí es importante recordar que los modelos ARIMA implican estructuras de comportamiento muy sencillas que no siempre se ajustan a la compleja evolución de las series reales, sin embargo esto no significa que el análisis de series temporales no ofrezca otras alternativas para su modelación.(2) aunque las técnicas de identificación pueden aplicarse a cualquier transformada de la serie original “ $Y_t$ ” debe tomarse en cuenta que el resultado del proceso de identificación no es independiente de las decisiones adoptadas en el proceso de análisis de estacionariedad previo. Todas las decisiones adoptadas en este proceso previo como la aplicación de filtros de tendencias, elección de un filtro frente a otro, orden de la integración, diferenciación; implican obtener diferentes versiones, transformadas distintas de la serie original y, por tanto alteran las características del proceso a observar mediante la identificación.

Las principales herramientas para identificar el modelo adecuado son las gráficas de  $Y_t$  vs  $t$ , la función de autocorrelación muestral, FACM y la función de autocorrelación parcial muestral, FACPM (Ariza, 2012). Se obtienen las FACM y FACPM de la serie observada y se compara con la función de autocorrelación (FAC) y función de autocorrelación parcial (FACP) teóricas de los modelos ARMA.

#### **4.4.7 Estimación de parámetros del modelo**

Una vez elegidos los órdenes  $(p,d,q)$  en la parte regular y  $(P,D,Q)$  en la parte estacional se procede a estimar los parámetros autorregresivos y de medias móviles que intervienen, como se detallan en el Apartado 3.8.2. Los estimadores del modelo ajustado a la serie estacionaria observada, deben cumplir las condiciones de estacionariedad (la suma de los valores de los coeficientes de cada parámetro deberá ser  $< |1|$  y  $p$ -valor  $< 5\%$  . Los parámetros se estiman de forma consistente por Máxima Verosimilitud. El procedimiento seguido es aproximar las innovaciones imponiendo una serie de condiciones sobre los valores iniciales, con lo que se obtiene los denominados estimadores de máximo verosímiles condicionados.

#### **4.4.8 Validación del modelo**

El modelo estimado debe representar adecuadamente el proceso generado por las observaciones. Como se explica en el Apartado 3.8.3 el modelo será validado si las estimaciones de los coeficientes del modelo son significativas y cumplen las condiciones de estacionariedad e invertibilidad que deben satisfacer los parámetros correspondientes.

Si el modelo es validado y aceptado se procede a restaurar la no estacionariedad.

Una vez que se han estimado los valores de la componente determinista  $Y_v$  y estocástica  $Y_t$  estos se incorporan en la Ec. 4.10 obteniéndose los datos de precipitación de un modelo que incorpora los efectos del proceso eruptivo de un volcán, en un microcuenca.

Finalmente, con el objetivo de cuantificar la eficiencia del modelo y verificar la certeza de los datos obtenidos, se procede a obtener un punto de referencia estandarizado del grado de ajuste del modelo planteado a la serie de datos reales y validarlo, se aplica el coeficiente de Nash y Sutcliffe detallado en el Apartado 3.8.4 que permite la evaluación y comparación de los modelos aplicados en la microcuenca hidrográfica, El coeficiente de Nash y Sutcliffe presenta resultados menores o iguales a 1. Si el resultado es 1 el ajuste es perfecto, si es negativo indica que el modelo es pobre y no se ajusta a los datos observados. Mientras más cercano es a 1 sea este criterio estadístico mejor será la bondad de ajuste del modelo.

Una vez que se ha explicado la metodología para incorporar los efectos del volcán en un modelo estocástico de precipitación, el siguiente capítulo presenta un caso de estudio desarrollado en la microcuenca del Río Ambato, que es una zona afectada por los efectos del proceso eruptivo del volcán Tungurahua en el Ecuador.

#### **4.5 RESUMEN DE LA METODOLOGÍA**

El capítulo cuatro describe la propuesta metodológica que permite incorporar la variable que representa el efecto de una erupción volcánica en un modelo estocástico de series de precipitación, con el fin de que los resultados aporten en la gestión de los recursos hídricos a nivel local y regional.

La metodología fue desarrollada específicamente a nivel local, en el territorio correspondiente a una cuenca hidrográfica y en el corto plazo.

La metodología se explica en dos fases:

##### **Fase 1: Análisis de la variabilidad de series de precipitación asociadas a una erupción volcánica.**

Esta primera fase es básicamente orientadora para el investigador, pues define los parámetros para seleccionar y caracterizar la zona de estudio; explica los pasos para un análisis exploratorio que genera las primeras conclusiones e indicios sobre la relación entre los efectos de la actividad volcánica y el comportamiento de la precipitación.

El análisis propuesto incluye la construcción de series temporales de precipitación con datos de al menos cincuenta años de registros proporcionados por los Institutos Meteorológicos, y la concentración de SO<sub>2</sub> a través de una metodología específica detallada en este capítulo a partir de los datos de carga de emisión de SO<sub>2</sub> proporcionados por Institutos Geográficos que monitorean la actividad volcánica.

Se inicia con la identificación de una cuenca hidrográfica afectada por el proceso eruptivo de un volcán. Las estaciones meteorológicas seleccionadas deben contar con datos de precipitación de al menos 40 años y estar ubicadas en alrededor de 100 km de distancia con respecto al volcán.

Se establece el período y sub-períodos de estudio, con el fin de comparar la variabilidad de los patrones de precipitación en períodos de tiempo con y sin presencia del proceso eruptivo de un volcán.

La construcción de series temporales de precipitación permite realizar un análisis exploratorio básico preliminar de sus valores, rangos y presencia de anomalías, además establecer si existen concordancias entre las anomalías de las series de precipitación y los períodos de concentración de SO<sub>2</sub>.

Posteriormente la metodología establece realizar varias pruebas estadísticas: análisis de consistencia, análisis de valores atípicos, análisis gráfico del comportamiento de la precipitación, y de homogeneidad. La aplicación de estas herramientas estadísticas permite obtener resultados concluyentes para demostrar que existe o no, variaciones en los patrones de precipitación provocadas por erupciones volcánicas.

Estos resultados son determinantes para decidir continuar con la segunda fase.

## **Fase 2: Desarrollo del modelo estocástico de precipitación que incorpora los efectos de una erupción volcánica en una microcuenca**

Para incorporar las intervenciones del proceso eruptivo del volcán y que causan un cambio significativo en las series temporales de precipitación, se identifica un modelo ARIMAX, constituido por dos componentes: El primero es un componente exógeno determinista  $Yv$  que representa la perturbación debido a la concentración de SO<sub>2</sub> provocada por los eventos eruptivos del volcán y el segundo, un componente estocástico  $Yt$  que sigue un modelo ARIMA.

Para determinar  $Yv$  es necesario determinar la existencia o no, de una cointegración de las series temporales de precipitación y concentración de SO<sub>2</sub> en la microcuenca. Para establecer si las series están cointegradas aplicamos la prueba de cointegración de Engle-Granger se estiman las series de los residuos por medio de una regresión y pasan por la prueba de Dickey Fuller aumentada. Si se cumple con la prueba entonces las series de precipitación y concentración de SO<sub>2</sub> están cointegradas, por tanto puede aplicarse una regresión lineal. Se aplican las pruebas normalidad de residuos de Jarque-Bera, heteroscedasticidad de residuos de ARCH, y la prueba Reset de especificación de la forma funcional.

La componente  $Y_t$  es el resultado de un proceso estocástico modelo ARIMA, su estimación se resume en tres pasos; identificación del modelo, estimación de parámetros del modelo y validación del modelo. Para la identificación del modelo la serie debe ser estacionaria en el sentido amplio, es decir media nula y varianza constante, se identifica el modelo comparando las funciones de autocorrelacion muestral obtenidas con las funciones teóricas de los modelos ARMA. Una vez elegidos los órdenes del modelos (p,d,q), se procede a estimar los parámetros autorregresivos y de media móvil, que cumplen las condiciones de estacionariedad, es decir la suma de los valores de los coeficientes de cada parámetro deberá ser  $< |1|$  y p-valor  $< 5\%$  . El modelo estimado debe representar adecuadamente el proceso generado por las observaciones y para validarlo los coeficientes deben cumplir con las condiciones de estacionariedad e invertibilidad.

Una vez que se han estimado los valores de la componente determinista  $Yv$  y estocástica  $Yt$ , se obtiene los datos de precipitación de un modelo que incorpora los efectos del proceso eruptivo de un volcán, en un microcuenca.

Finalmente y con el objetivo de obtener un punto de referencia estandarizado del grado de ajuste del modelo planteado a la serie de datos reales y validarlo, se aplica el coeficiente de Nash y Sutcliffe que permite la evaluación y comparación de los modelos aplicados en la microcuenca hidrográfica, este coeficiente presenta resultados menores o iguales a 1. Mientras más cercano a 1 es el estadístico mejor será la bondad de ajuste del modelo.

# Capítulo 5

## CASO DE ESTUDIO

En el presente capítulo se expone un estudio de caso que permite la aplicación de la metodología desarrollada en el capítulo anterior de esta investigación. En concordancia con el objetivo planteado, la metodología establece realizar el análisis de las series temporales de precipitación e identificar cómo el proceso eruptivo del volcán Tungurahua puede alterar la homogeneidad de los patrones de lluvia, en el corto plazo en la microcuenca del río Ambato.

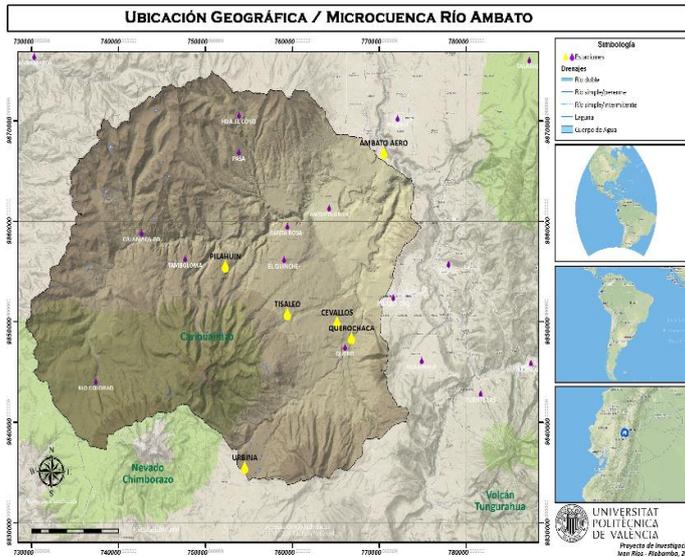
Con el fin de demostrar la aplicación de la propuesta, el estudio de caso se desarrolla en el orden y fases establecidas en la metodología.

### 5.1 UBICACIÓN DE LA MICROCUENCA DEL RÍO AMBATO

Ecuador es un país cuyas características físicas las determina la presencia de la cordillera de los Andes, que lo atraviesa de norte a sur. La cadena montañosa divide al territorio continental en tres regiones naturales, Litoral o Costa, Interandina o Sierra, Trasandina o Amazónica. Se encuentra ubicado en el continente Sudamericano, limita al norte con Colombia, al sur y este con Perú y al oeste con el océano Pacífico, cuenta con la plataforma continental, el Archipiélago de Galápagos situada a 1.120 km de distancia de la costa, el mar territorial de 200 millas, el espacio aéreo y derechos en la Antártica. En el contexto de la división político administrativa el Ecuador se divide en 24 provincias, 221 cantones y 1.500 parroquias, en una extensión de 283.561 km<sup>2</sup>.

La provincia de Tungurahua se encuentra ubicada en la zona central de Ecuador entre las latitudes 0° 56' 55" a 1° 34' 56" Sur y longitudes 78° 4' 49" a 78° 48' 40" Oeste, con una superficie aproximada de 3.335 km<sup>2</sup>, abarca parte del valle interandino y las cordilleras Occidental y Oriental, que incluye el volcán Tungurahua y los nevados Carihuairazo y Chimborazo. Las principales microcuencas hidrográficas de la provincia son las de los ríos Ambato, Cutuchi, Patate, y los drenajes menores del río Pastaza, todas drenan hacia el oriente y luego desembocan en el Amazonas (HCPT, 2007).

La microcuenca del río Ambato se encuentra en la provincia de Tungurahua (Figura 5.1), tiene una extensión de 1.370 km<sup>2</sup>, que constituye el 40% de la región provincial. Uno de los problemas más críticos en la microcuenca es la ausencia de un manejo adecuado y sustentable del recurso hídrico que presenta un déficit de agua de 903,35 hm<sup>3</sup>/año, acentuado durante 7 a 9 meses secos al año (HCPT, 2007).



**Figura 5.1:** Ubicación microcuenca río Ambato

Código	Estación	Coordenadas		Registro de datos
		Longitud	Latitud	
M-0128	Cevallos	78°36'54" W	1°21'09" S	1965-2013
M-0376	Pilahuin	78°43'56" W	1°18'06" S	1964-2013
M-0377	Tisaleo	78°40'13" W	1°20'54" S	1964-2013
M-0066	Ambato	78°34'20" W	1°12'40" S	1964-2013
M-0390	Urbina	78°41'00" W	1°29'00" S	1964-2013

**Figura 5.2:** Estaciones meteorológicas

## 5.2 VOLCÁN TUNGURAHUA

El volcán Tungurahua (5.023 msnm) es un estratovolcán andesítico caracterizado por presentar una forma cónica y pendientes muy elevadas en sus flancos. Se encuentra ubicado en la Cordillera de los Andes Ecuatorianos en latitud 01° 28' sur y longitud 78° 27' Oeste, a 33 km al sudeste de la ciudad de Ambato en la provincia de Tungurahua. Los estudios geológicos realizados en este volcán (Hall y Beate, 1999) muestran la ocurrencia de tres edificios sucesivos, separados por importantes eventos de colapso sectorial que depositaron importantes avalanchas de escombros en los valles circundantes. El cono joven, se construyó después del último colapso sectorial, el cual estuvo acompañado de una importante explosión ocurrida hace 3.000 AP (Le Pennec et al., 2011).

### *Historia Eruptiva:*

Durante los últimos 3.000 años, el Tungurahua ha experimentado una veintena de eventos eruptivos mostrando un muy regular comportamiento eruptivo con al menos 5-6 eventos eruptivos generadores de flujos piroclásticos por cada milenio. Durante el período histórico, el Tungurahua experimentó actividad eruptiva importante ( $VEI \geq 3$ ) en 1640-1641, 1773, 1886 y 1916-1918. Estas erupciones estuvieron caracterizadas por la generación, al menos en una ocasión de flujos piroclásticos y en algunas ocasiones terminaron con la formación de flujos de lava, como fue el caso en 1773 y 1886. El contenido de sílice en los productos eruptivos de este volcán varía desde 56,8 a 65,5% (Hall y Beate 1999).



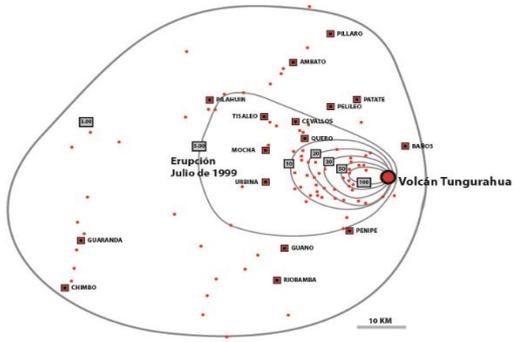
**Figura 5.3:** Erupción volcán Tungurahua ( Medina, 2010)

El actual proceso eruptivo inicia en enero de 1993, con una vibración interna del volcán y una explosión freática. Durante los meses marzo a septiembre de 1997, se perciben las mayores precipitaciones anuales en la zona del volcán; en el mes de agosto de 1999 se registraron eventos volcano-tectónicos de largo período y de carácter profundo. Se registraron valores altos de  $\text{SO}_2$ , confirmando el ascenso de magma bajo el volcán. Una fumarola semi-permanente de más de 100 m de altura fue claramente visible desde la ciudad de Baños y sus alrededores (Samaniego et al., 2005). La actividad eruptiva del volcán Tungurahua se caracteriza por la presencia de dos estilos de actividad eruptiva:

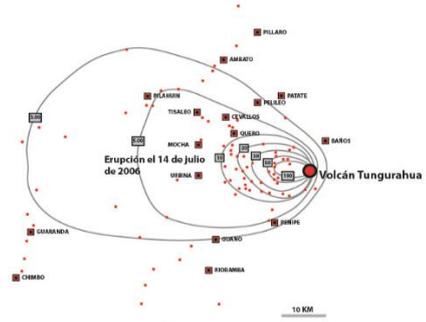
- a) Eventos explosivos en la parte superior del volcán acompañados por la caída de bombas cerca del cráter y de ceniza en las zonas de influencia (1999-2014) (Figura 5.3).
- b) Eventos explosivos mayores con la producción de flujos piroclásticos, acompañados de importantes caídas de ceniza y pómez sobre la región (1773, 1886, 1916-1918, 2006)

#### *Estado del monitoreo*

Debido a la intensa y continua actividad que presenta el volcán, Para el monitoreo de la intensa y continua actividad que presenta el volcán se dispone de cinco estaciones sísmicas de banda ancha, cinco estaciones sísmicas de periodo corto, cinco estaciones de infrasonido, una cámara de video, doce bases de medida con distanciómetro electrónico, 1 inclinómetro electrónico, un espectrómetro de correlación COSPEC, un espectrómetro de un óptica diferencial DOAS y una cámara de medición de temperatura Flir, utilizada por el Instituto Geofísico.



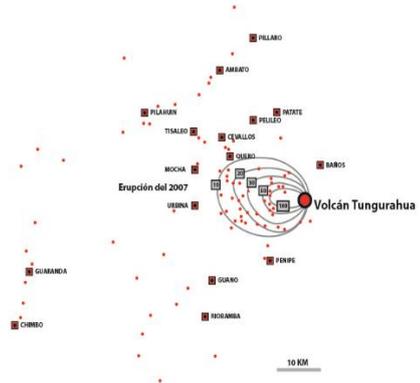
**Figura 5.4:** Erupción Octubre 1999 (Troncoso et al., 2006)



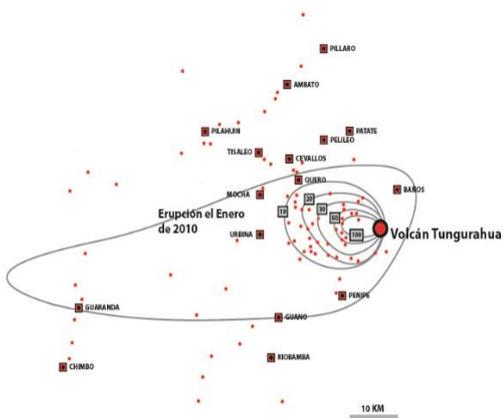
**Figura 5.5:** Erupción 14 de julio 2006 (Troncoso et al., 2006)



**Figura 5.6:** Erupción 16 de agosto 2006 (Troncoso et al., 2006)



**Figura 5.7:** Erupción de junio 2007 (Troncoso et al., 2006)



**Figura 5.8:** Erupción enero de 2010 (Troncoso et al., 2006)

Los períodos de mayor actividad se registraron entre julio, 1999 – agosto, 2000 (Figura 5.4), se observa que la pluma de ceniza cubre toda el área de la microcuenca y se extiende a zonas aledañas. Otras erupciones de intensidad media ocurrieron en varios períodos: mayo-agosto de 2001; enero-marzo, mayo-junio, agosto, septiembre-octubre de 2002; marzo, junio-julio, agosto-diciembre de 2003; mayo-julio, noviembre-diciembre de 2004 y febrero, julio-agosto de 2005. La intensidad de las erupciones declinó paulatinamente desde el 2002 y con mayor notoriedad durante los años 2004 y 2005 (Bustillos, 2011), y la mayor concentración de ceniza se produce en el centro, este y sur de la microcuenca. La actividad más violenta de este período ocurrió en el 2006, con dos grandes erupciones, el 14 de julio y 16 de agosto (Figuras 5.5 y 5.6), donde se puede observar que la pluma de ceniza se extiende hacia el este y centro de la microcuenca. Con estas erupciones, una cantidad substancial de ceniza y material piroclástico fueron depositados sobre el flanco nor-occidental del volcán (Troncoso et al., 2006).

Posterior a esta actividad, el volcán presentó características similares de niveles de actividad a lo ocurrido antes del 2006. Períodos altamente explosivos con descenso de flujos piroclásticos ocurrieron en enero-febrero de 2008; mayo y diciembre de 2010, (Figura 5.7). Durante el 2009 la actividad eruptiva alcanzó los niveles más bajos jamás registrados. Emisiones discretas de vapor de agua, ligera actividad fumarólica en el borde NE del cráter y salida de un gas de coloración azul se mantuvieron sin mostrar cambios importantes. Sin embargo, durante el 2010 (Figura 5.8), nuevamente la actividad explosiva dominó el estilo eruptivo del volcán Tungurahua. (Bustillos et al., 2011).

### **5.3 APLICACIÓN DE LA METODOLOGÍA**

Para el presente estudio de caso aplicaremos cada una de las fases de la metodología propuesta con datos de precipitación a escala mensual. Sin embargo, respecto al estudio de caso seleccionado, existe un análisis exploratorio previo Ríos (2014), que proporciona conclusiones preliminares en el análisis de datos a escala anual. Antes de aplicar la metodología consideramos pertinente profundizar en estas conclusiones y aplicar algunas herramientas estadísticas y pruebas que confirmen con mayor certeza la existencia de variaciones en las series de precipitación anual asociadas a la actividad del volcán. Posteriormente se retoma la aplicación completa de la metodología en el análisis de datos a escala mensual.

### **5.4 ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD DE SERIES DE PRECIPITACIÓN ANUAL ASOCIADAS A LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN TUNGURAHUA.**

#### **5.4.1 Selección del área de estudio y estaciones meteorológicas**

El área de estudio es la Microcuenca del río Ambato que constituye el área de influencia del volcán Tungurahua. Para un mejor análisis del territorio, la microcuenca es dividida en tres zonas norte, centro y sur. Aquí se encuentran 11 estaciones meteorológicas, 5 estaciones pertenecen al Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, INAMHI y 6 estaciones al Gobierno de la Provincia. En la actualidad se encuentran funcionando 9 estaciones y de éstas únicamente 5 estaciones cuentan con registros de datos de

precipitación de los últimos cuarenta años, por lo que para este estudio se aceptan las siguientes estaciones:

- La estación Ambato, ubicada al nor-este de la microcuenca a una distancia de 32,73 km del volcán,
- La estación Cevallos al este de la microcuenca a una distancia de 23,40 km
- La estación Tisaleo ubicada a 28,88 km del volcán
- La estación Pilahuin, en el centro de la microcuenca a una distancia de 37,57 km del volcán, y
- La estación Urbina se ubica en el sur-este de la microcuenca a una distancia de 25,52 km del volcán.

#### **5.4.2 Definición de período de estudio**

El período de estudio corresponde a los años 1966 y 2013, un total de 48 años con el fin de contar con datos suficientes para otorgar validez al estudio. Además se establecen dos sub-períodos, un sub-período 1, que comprende los años entre 1966 a 1989 sin presencia del fenómeno eruptivo del volcán Tungurahua y un sub-período 2, entre los años 1990 a 2013 con presencia permanente de actividad volcánica. La división en sub-períodos tiene por objetivo aislar la etapa eruptiva del volcán Tungurahua y comparar la variabilidad de la precipitación en los dos momentos.

#### **5.4.3 Análisis exploratorio de las series de precipitación anual**

El análisis exploratorio Ríos (2014), expone varias conclusiones respecto al presente caso de estudio. Algunos datos se resumen en la Tabla 5.1. y de acuerdo con las gráficas se determina que los valores de precipitación promedio corresponden a una zona denominada valle interandino, la zona es caracterizada como seca, de clima semi-húmedo, con precipitaciones medias anuales que van desde los 400 mm a 1.000 mm, para alturas que fluctúan entre 2.400 msnm y 3.200 msnm. Las medidas de tendencia central como las de variabilidad y forma de las series de precipitación, indican que las muestras provienen de una distribución normal, los valores de sesgo estandarizado se encuentran entre 1,051 y 1,66 dentro del rango -2 a +2, por tanto no hay desviaciones significativas de la normalidad.

En el Apéndice A, se encuentran todos los datos de registro de precipitación de las cinco estaciones en el período completo y los sub-períodos, donde se puede observar que: en el nor-este de la microcuenca, la estación Ambato M-066 registra valores de 528,23 mm de precipitación promedio al año, la precipitación máxima de la serie se anotó en el año 1984, en el cual se alcanzó un valor de 801,30 mm, el siguiente año más lluvioso fue 1999, en el que se alcanzaron 792,10 mm, mientras que el año más seco fue 1967, con 335,10 mm, al que le siguen 1977 (373,40mm) y 1991 (387,50 mm). La variación de la precipitación en esta parte de la microcuenca se encuentra en valores de 23,18%. La temperatura media registrada tiene un valor de 16,17 °C.

Al este de la microcuenca, los valores de precipitación media anual anotados por la estación Cevallos M-0128, son de 539,31 mm; para el período analizado el valor máximo de precipitación de 803,80 mm, ocurre en el año 2011, el siguiente año más lluvioso fue 2000, con precipitaciones que alcanzaron los 745,20 mm. El año 1992 fue el más seco con 344,60 mm. En la estación Tisaleo M-0377, la precipitación máxima de la serie se registró en el año 1999, en el cual alcanzó un valor de 983,70 mm, el siguiente año más lluvioso fue 2000, en el que alcanzaron 927,80 mm, mientras que el año más seco fue 1979, con 503,10 mm. La precipitación media anual se ubica en 717,48 mm. La temperatura media se encuentra en valores de 12,69 °C.

En el centro de la microcuenca, la estación Pilahuin M-0376, registra valores de precipitación media de 705,86 mm, con un coeficiente de variación de 0,17 y una desviación tipo de 120,22 mm. La precipitación máxima ocurrió en el año 2008 que registró 989,50 mm, por contraparte el año en que se registraron las cantidades mínimas fue 1979 con 497,20 mm.

En el sector sur de la microcuenca, la estación Urbina M-0390, que presenta para el período analizado una media de 956,90 mm, la precipitación máxima ocurrió en el año 1999 que registró 1.384,80 mm, el siguiente año más lluvioso fue el 2000, que anotó un valor de 1.298,20 mm, el año que se registró las cantidades mínimas de precipitación fue 1979, que anotó un valor de 672,20 mm, seguido del año 2009, que registró un valor de 672,59 mm.

En general los valores de precipitación media anual se encuentran entre 528,23 mm de la estación Ambato, hasta 956,90 mm de la estación Urbina, se registran un máximo de precipitación de la microcuenca de 1.384,80 mm, y un valor mínimo de precipitación de 335,10 mm, esto proporciona una idea general de los montos pluviométricos que recibe la microcuenca y sus principales umbrales. En cuanto a los valores de dispersión, la serie anual refleja la irregularidad del régimen pluviométrico, con una desviación estándar comprendida entre 107,10 mm en la estación Cevallos y 171,36 mm en la estación Urbina.

En relación al coeficiente de variación de precipitación para el período histórico analizado indica que en la estación Tisaleo existe la menor variación de precipitación con un 15,57%, en tanto que la mayor variación de lluvia con un 23,18%, se anota en la estación Ambato.

**Tabla 5.1:** Estadística descriptiva series de precipitación anual microcuenca del río Ambato

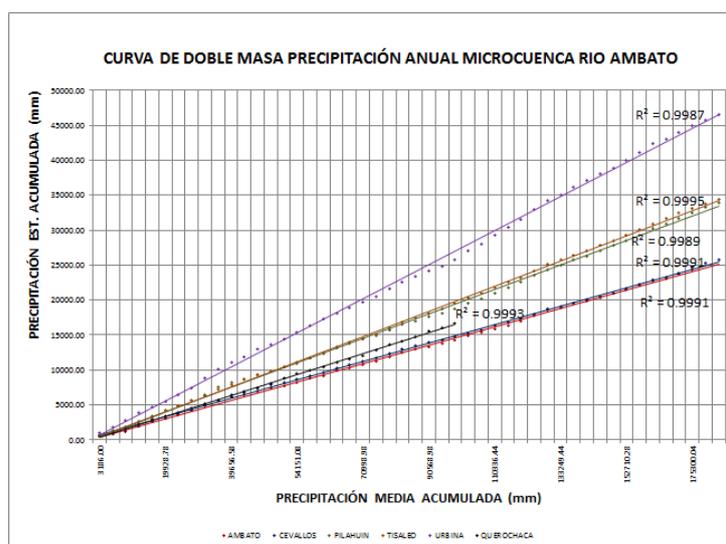
Años registros	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1 –SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2- CON PROCESO ERUPTIVO				
	1966-2013					1966-1989					1990-2013				
ESTACIÓN	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390
Media	528,23	539,31	705,86	717,48	956,90	520,79	538,87	684,99	701,18	917,67	535,67	539,76	726,74	733,79	996,12
Desv. est	122,48	107,10	120,22	111,72	171,36	135,59	105,62	113,57	116,49	115,00	110,26	110,83	125,40	106,69	208,73
Coef. Var	0,2318	0,1985	0,1703	0,1557	0,1791	0,2603	0,1960	0,1658	0,1661	0,1253	0,2058	0,2053	0,1725	0,1454	0,2095
Min	335,10	344,60	497,20	503,10	672,20	335,10	393,50	497,2	503,10	672,20	387,50	344,60	513,30	582,60	672,59
Q1	421,58	464,53	598,68	632,73	831,48	417,33	449,08	591,30	618,50	831,48	447,08	493,93	616,25	645,20	842,80
Mediana	514,95	519,05	709,33	715,50	932,95	483,85	540,20	680,45	692,60	921,50	522,60	539,76	723,88	735,75	965,72
Q3	609,90	606,93	778,45	774,08	1051,80	584,95	610,58	758,83	778,13	976,32	609,90	599,39	803,33	762,60	1195,08
Max	801,30	803,80	989,50	983,70	1384,80	801,30	746,50	975,90	914,00	1156,10	792,10	803,80	989,50	983,70	1384,80
Rango intercuartílico	191,38	145,00	184,13	143,45	229,97	191,87	168,70	174,58	172,07	151,14	173,68	105,47	203,83	131,00	366,42
Asimetría	0,6468	0,4114	0,3599	0,4316	0,5072	0,6822	0,2282	0,4805	0,3061	-0,0014	0,6688	0,5681	0,2064	0,7154	0,1789

ESTACIONES: M066-AMBATO; M128-CEVALLOS; M376-PILAHUIN; M377-TISALEO;M390-URBINA

La construcción de series de precipitación como las series de concentración de SO<sub>2</sub>, de acuerdo con los pasos que establece la metodología se realiza en escala mensual en el siguiente apartado.

#### 5.4.4 Análisis de consistencia de las precipitaciones anuales

El análisis de consistencia de la información de precipitación anual se realizó mediante el análisis de curva de doble masa para el período histórico de estudio. Este análisis gráfico se utilizó con la finalidad de detectar posibles registros de precipitación atípicos que pueden generar cambios y quiebres en las series analizadas.



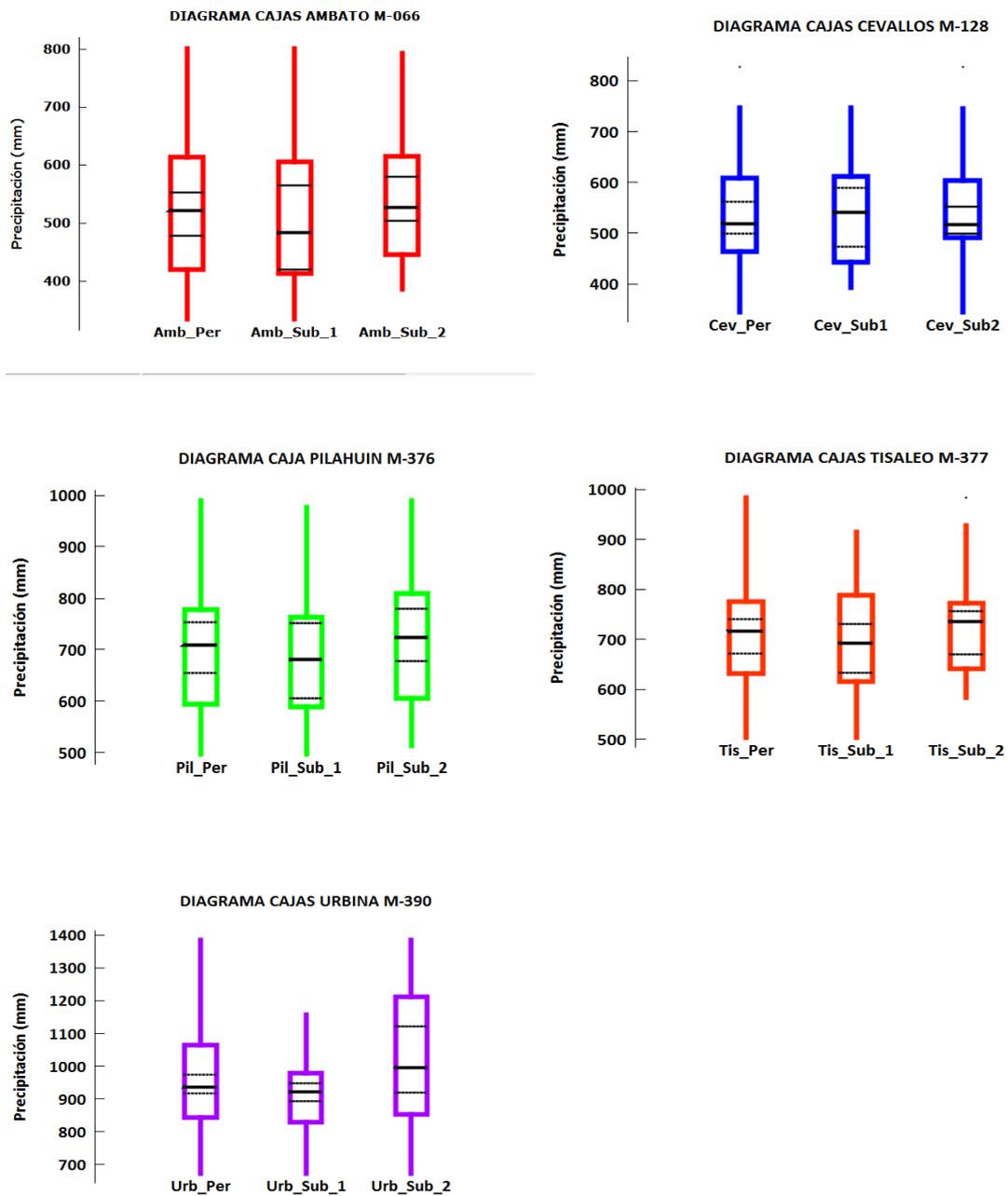
**Figura 5.9:** Curva de doble masa precipitación anual microcuenca río Ambato

Considerando que no se cuenta con antecedentes en los que se indique la calidad de los datos de las estaciones ubicadas en la microcuenca, se decidió considerar como patrón de precipitaciones anuales el promedio de todas las estaciones en análisis. En la Figura 5.9, podemos observar que en general las series de precipitación en todas las estaciones guardan una relación estable de proporcionalidad con la precipitación media acumulada para la microcuenca de estudio, por tanto hay consistencia en sus datos de precipitación. Sin embargo, podemos encontrar en la estación Urbina períodos cortos que pueden ser considerados como no homogéneos entre los años 1993-1996, 1999-2000 y 2007-2008, al igual que en la estación Pilahuin entre 1993-1997, 2007-2008. Todos estos períodos son menores a 5 años consecutivos, razón por la cual podrían ser considerados como evidencia de eventos puntuales de precipitación asociados al proceso eruptivo del volcán Tungurahua.

#### 5.4.5 Análisis de valores atípicos de las series de precipitación anual

En la metodología propuesta se analiza la existencia de observaciones cuyo valor se encuentra a cierta distancia de la tendencia central general (mediana), esta información tiene carácter local y se puede producir en determinadas zonas de la microcuenca, normalmente

en forma de agrupaciones de valores muy altos o bajos comparados con el entorno, debido al proceso eruptivo.



**Figura 5.10:** Valores atípicos series de precipitación anual

En la Figura 5.10 podemos observar que en el centro-este de la microcuenca, y con la aplicación de la prueba de Tukey se observan valores atípicos moderados de 827,10 mm en el año 2011 y 983,70 mm en el año 1999, registrados por las estaciones Cevallos M-128 y Tisaleo M-377 respectivamente, en los dos casos los valores se presentan en el segundo sub-período con presencia del proceso eruptivo.

### 5.4.6 Análisis gráfico del comportamiento de la precipitación anual

En la Figura 5.11 podemos observar que los patrones de precipitación con menos afectación se registran en la estación Ambato en el sector nor-este, mientras que los patrones de lluvia con mayor afectación se observan en la estación Urbina en el sector sur de la microcuenca. Esto significa que el presente estudio permite demostrar que las afectaciones guardan relación con la presencia de ceniza volcánica producto de los eventos eruptivos del volcán Tungurahua. Como podemos observar en las isopacas, Figuras 5.4 a 5.8, la velocidad y dirección del viento ubican plumas de ceniza de todos los eventos eruptivos en el sector sur de la microcuenca. Existe evidencia de que la precipitación se incrementa en etapas inmediatas a la erupción. En general, se observa que en todos los sectores de la microcuenca, la tendencia de precipitación para el segundo sub-período es positiva.

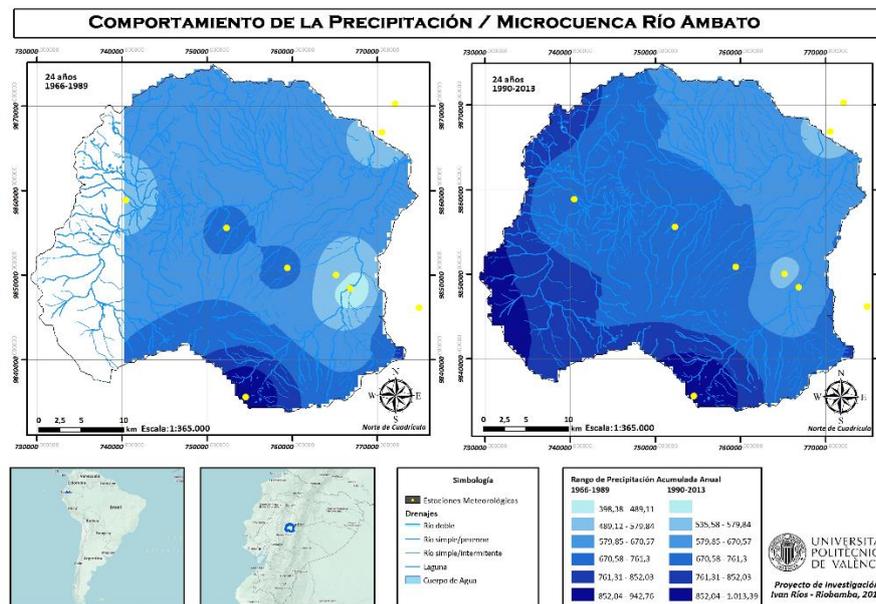


Figura 5.11: Comportamiento precipitación anual sub-períodos

### 5.4.7 Análisis de homogeneidad de las series de precipitación anual

Se aplicaron diferentes pruebas de hipótesis que demuestran la homogeneidad de las series de precipitación anual. El desarrollo de las pruebas las encontramos en el Apéndice B. Como se describió en la metodología Apartado 4.2.1.7, se aplican tres test, Helmert, t de Student y Cramer, y se establecen los siguientes resultados:

**Tabla 5.2:** Pruebas de consistencia series anuales de precipitación anual

Estación	Prueba Helmert		Prueba Cramer			Prueba t Student		Resultado
	S-C	$\pm(nj-1)^{0,5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	t (tablas)	t	t (tablas)	
Ambato	8	6,86	0,1905	0,1719	2,013	-0,422	2,013	N.S.
Cevallos	6	6,86	0,1793	1,2372	2,013	0,069	2,013	N.S.
Pilahuin	10	6,86	0,6614	1,4365	2,013	1,205	2,013	N.S.
Tisaleo	12	6,86	1,2270	1,0708	2,013	1,168	2,013	N.S.
Urbina	12	6,86	1,7824	1,9892	2,013	-1,589	2,013	N.S.

N.S: no significativo

En la Tabla 5.2, se puede apreciar que los resultados con una significancia  $\alpha=0,10$  de las pruebas estadísticas aplicadas a las series de precipitación anual histórica para el período 1966-2013, en todas las estaciones seleccionadas en el estudio, indican que los valores provienen de una misma población, presentan consistencia numérica y no se registran fuertes modificaciones en sus valores, por tanto son series consistentes y homogéneas. En la mayor parte de las estaciones la prueba de Helmert registra series no consistentes, sin embargo por los criterios de aceptación planteados previamente, dos de las tres pruebas indican que la serie es consistente y homogénea, resultando además que ambas pruebas son de mayor robustez numérica a la hora de decidir.

Los estadísticos  $t_{60}$ , y  $t_{30}$  de la prueba de Cramer y el estadístico t de la prueba t de Student, son comprados con un valor t de tablas de 1,681 correspondiente a una significancia de  $\alpha=0,10$  todos presentan valores inferiores no significativos (N.S.) por tanto se confirma la consistencia y homogeneidad de las series completas de precipitación anual.

#### 5.4.8 Detección de cambios estructurales en las series de precipitación anual

De acuerdo a la metodología planteada es necesario identificar los momentos en los cuales ocurren los cambios abruptos y repentinos en las series de precipitación y luego realizar un análisis de los cambios graduales en el tiempo. Esta información es contrastada con los principales eventos eruptivos del volcán Tungurahua y se obtienen las primeras conclusiones que sirven de apoyo en las políticas y estrategias de gestión y manejo adecuado del recurso hídrico en la microcuenca de estudio. El cálculo de quintiles permite reconocer períodos entre muy húmedos a muy secos. Los resultados se presentan en las Figuras 5.17 a 5.21 que presentan los diferentes trazos con líneas que indican los quintiles y los montos totales de precipitación anual.

**Tabla: 5.3:** Cambios bruscos precipitación anual microcuenca río Ambato

Estación	Período Subperíodo	SIGNIFICANCIA														
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Cusum	Likelihood	Desvia Acum.	Student 'st	Rank Sum										
		MD	AÑO	W	AÑO	Q/(n) <sup>0.5</sup>	AÑO	S	Z							
Ambato	1966-2013	4	1987	1.695	1987	0.555	1995	-0.422	-0.711	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		
	1966-1989	6	1975	1.55	1975	0.758	1975	0.688	0.433	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		
	1990-2013	3	1992	1.528	1992	0.642	1997	0.272	0.087	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		
Cevallos	1966-2013	6	2006	2.059	2006	0.804	1998	-0.06	-0.093	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		
	1966-1989	6	1977	1.868	1977	0.906	1977	1.768	1.761	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		
	1990-2013	7	1998	2.382	1998	1.074	1998	-0.954	-1.299	S	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		
Pilahuin	1966-2013	6	1993	2.518	1995	1.189	1993	-1.205	-1.186	N.S.	N.S.	N.S.	S	N.S.		
	1966-1989	4	1975	2.554	1975	1.015	1975	1.683	1.645	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		
	1990-2013	4	1992	3.111	1992	0.956	1995	-0.592	-0.606	N.S.	N.S.	S	N.S.	N.S.		
Tisaleo	1966-2013	7	1992	2.329	1968	0.902	1992	-1.009	-1.103	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		
	1966-1989	5	1976	2.293	1987	0.659	1968	0.727	0.722	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		
	1990-2013	3	1992	2.057	1992	0.651	1992	0.438	-0.144	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		
Urbina	1966-2013	7	1992	2.936	1993	1.357	1993	-1.589	-1.206	N.S.	S	S	N.S.	N.S.		
	1966-1989	2	1987	1.681	1987	0.702	1978	0.862	0.548	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		
	1990-2013	5	2008	2.509	1992	0.866	2008	0.991	0.837	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.		

En el sector Nor-Este de la microcuenca, la estación Ambato registra cambios bruscos no significativos en las series de precipitación (Tabla 5.3), los puntos de quiebre son los años 1987 y 1992 para el período histórico y para el segundo sub-período respectivamente (Tabla 5.6) y (Figura 5.12). Los incrementos de precipitación en el sub-período dos con respecto al sub-período uno es del 2,67%; en este sector los estadísticos de tendencia son positivos no significativos (Tabla 5.5), los valores de pendientes se incrementan de 0,02 mm/año para el sub-período uno a 0,98 mm/año para el sub-período dos (Figura 5.12). Se advierte variabilidad temporal de las precipitaciones, en el primer sub-período. Se puede observar que, en general, las precipitaciones presentan períodos secos y húmedos de forma alternada. En los años comprendidos entre 1973-1976 y 1983-1986 se observan valores que superan el quintil 4, por lo que se identifican períodos muy húmedos. Para el segundo sub-período en los años 1999; 2000; 2008 y 2011 los montos pluviométricos superan el cuarto quintil y por tanto, se evidencian etapas muy húmedas.

En la Figura 5.17 se presenta el gráfico de anomalías relativas pluviométricas, se puede observar que en el segundo sub-período con respecto del primero se presentan mayores anomalías positivas, lo que indica la existencia de períodos con mayor registro pluviométrico con relación a la media.

**Tabla 5.4:** Estadísticos de tendencia precipitación anual

Sector	Estación	Período	Kendall	Spearman's rho	Significancia
			Test Z	Test z	
		1966-2013	0,951	0,744	N.S.
Nor-este	Ambato	1966-1989	0,273	0,121	N.S.
		1990-2013	0,670	0,430	N.S.
		1966-2013	0,969	0,799	N.S.
Este	Cevallos	1966-1989	-0,124	-0,067	N.S.
		1990-2013	2,654	2,506	N.S.
		1966-2013	1,129	1,209	N.S.
	Tisaleo	1966-1989	0,174	0,505	N.S.
		1990-2013	0,322	0,371	N.S.
		1966-2013	1,342	1,358	N.S.
Centro	Pilahuin	1966-1989	-0,571	-0,797	N.S.
		1990-2013	1,513	1,551	N.S.
		1966-2013	0,773	0,766	N.S.
Sur	Urbina	1966-1989	-0,124	-0,221	N.S.
		1990-2013	-0,087	-,0417	N.S.

---

N.S. No significativo

En el sector Centro de la microcuenca, la estación Pilahuin registra en las series de precipitación del período histórico un cambio brusco en media significativo al 90% de nivel de confianza, (Tabla 5.3), los puntos de quiebre son los años 1993 y 1992 para el período histórico y sub-período uno respectivamente, (Tabla 5.5) y (Figura 5.12). Los incrementos de precipitación corresponden al 12,51% del segundo sub-período con respecto al primer sub-período. Las pruebas estadísticas indican una tendencia de precipitación negativa en el primer sub-período con valores de -2,38 mm/año, en tanto que para el segundo sub-período la tendencia es positiva con valores de 5,01mm/año (Figura 5.13). En este sector se puede apreciar para el segundo sub-período etapas muy húmedas con registros de precipitación que superan el cuarto quintil en los años de 1998 a 2001; 2007; 2008,2010 y 2011 en el gráfico de anomalías relativas (Figura 5.14), se observan etapas con mayor registro pluviométrico en el segundo sub-período, en la etapa comprendida entre los años 1996-1999, las anomalías positivas llegan al 33%.

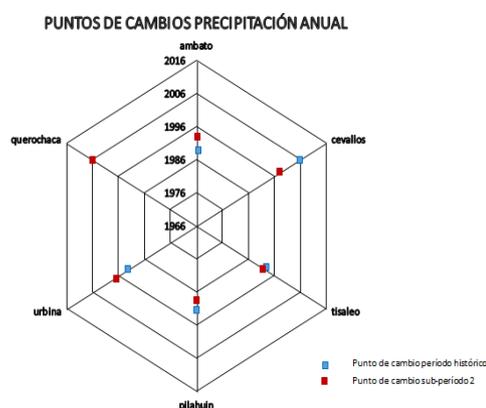
En el sector Este de la microcuenca, los cambios bruscos en media no son significativos (Tabla 5.3), los puntos de quiebre los registra la estación Cevallos en los años 2006 y 1998 para el período histórico y segundo sub-período respectivamente, en la estación Tisaleo se registran como puntos de quiebre el año 1992 (Tabla 5.5) y (Figura 5.12). Los incrementos de precipitación en el segundo sub-período respecto al primer sub-período, corresponden al 0,16% y 4,44% registrados en las estaciones Cevallos y Tisaleo respectivamente. En la estación Cevallos para el primer sub-período los estadísticos indican una tendencia negativa de la precipitación de -0.22 mm/año, por el contrario para el segundo sub-período la tendencia es positiva con valores de 5,69 mm/año (Figura 5.13).

En la estación Tisaleo para el primer sub-período la tendencia es positiva con un valor de 0,31 mm/año, en tanto que para el segundo sub-período la tendencia es negativa con un valor de -0,38 mm/año (Figura 5.13). En la estación Cevallos los montos totales de precipitación anual manifiestan variabilidad temporal, en los años 1999; 2000; 2007 y 2011, los montos pluviométricos superan el cuarto quintil provocando etapas puntuales muy húmedas, las anomalías relativas que se registran en la Figura 5.14, son positivas que evidencian mayor registro pluviométrico en el segundo sub-período con valores de 25,40%; 38,18% y 49,04% para los años 1999, 2000 y 2007 respectivamente. En la estación Tisaleo se anotan en los años 1999 y 2000, montos pluviométricos que superan el cuarto quintil, las anomalías relativas que se indican en la Figura 5.14, son positivas en mayor cantidad en el segundo sub-período con respecto al primero con valores de 37,10% y 29,31% para los años 1999 y 2000 respectivamente.

En el sector Sur de la microcuenca, los cambios bruscos en media son significativos a un nivel de confianza del 90% (Tabla 5.3), la estación Urbina registra como puntos de quiebre los años 1993 y 2008 para el período histórico de la serie y para el segundo sub-período respectivamente, (Tabla 5.5) y (Figura 5.12). Los incrementos de precipitación del segundo sub-período con respecto al primer sub-período corresponden al 8,55%. Las pruebas estadísticas indican una tendencia positiva para el primer sub-período con un valor de 0,20 mm/año, en tanto que para el segundo sub-período la tendencia es negativa con un valor de -2,56 mm/año (Figura 5.13). En el sector sur de la microcuenca los montos pluviométricos anuales superan el cuarto quintil en los años 1996, 1998, 1999, 2000, 2007 y 2008, las anomalías relativas que se presentan en la Figura 5.14, son positivas indican mayor precipitación en el segundo sub-período con valores de 32,15%; 24,73%; 44,72%; 35,67%; 30,14% y 31,96% para los años mencionados que superan el cuarto quintil.

**Tabla 5.5:** Años con cambios series de precipitación anual

Sector microcuenca	Estación	Cambio período histórico	Cambio segundo período sub-
Nor-este	Ambato	1987	1992
Este	Cevallos	2006	1998
	Tisaleo	1992	1992
Centro	Pilahuín	1993	1992
Sur	Urbina	1993	2008



**Figura 5.12:** Años con cambios series de precipitación anual

En general podemos observar que en la microcuenca del río Ambato, las series de precipitación anual en las estaciones de estudio seleccionadas presentan como puntos de cambios los años 1992 y 1993, en estos años se registran las primeras vibraciones internas del volcán Tungurahua y el inicio de su proceso eruptivo. En el año 1993 se produce una explosión freática que se escucha en varias poblaciones alrededor al volcán, como Baños, Patate, Ambato y Cevallos. Los incrementos puntuales de precipitación ocurren en los años 1999, 2000, 2001, 2008, 2010 y 2011, estos años coinciden con los momentos eruptivos más importantes del volcán Tungurahua. El 5 de octubre de 1999 ocurrió la primera explosión freática, a partir del 9 de octubre el flujo de SO<sub>2</sub>, superó las 10000 toneladas por día y además se reciben los primeros reportes de incandescencia y la expulsión de bloques en el cráter. En el año 2000 la actividad volcánica es muy alta. En agosto del 2001 se produce un elevado nivel de actividad eruptiva, caracterizado por una importante actividad sísmica, por emisiones de ceniza y fuentes de lava. En julio y agosto de 2006 se producen erupciones dentro del campo superior y medio superior de las explosiones, los eventos explosivos de febrero de 2008, noviembre y diciembre de 2010 se encuentran en el rango medio de las erupciones explosivas.

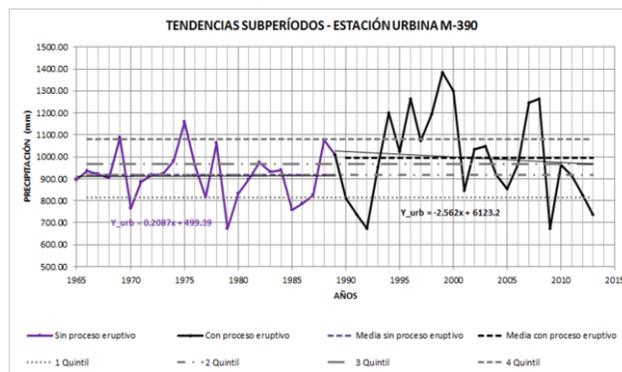
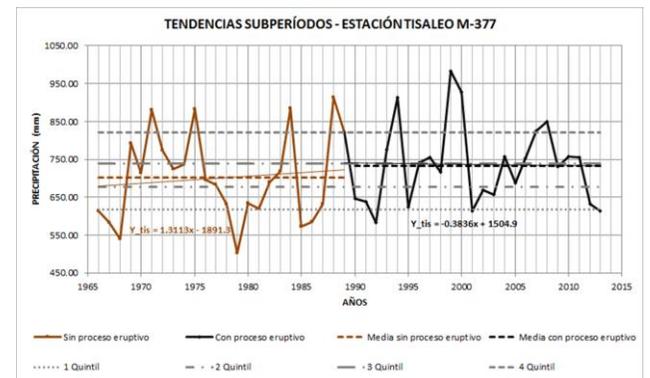
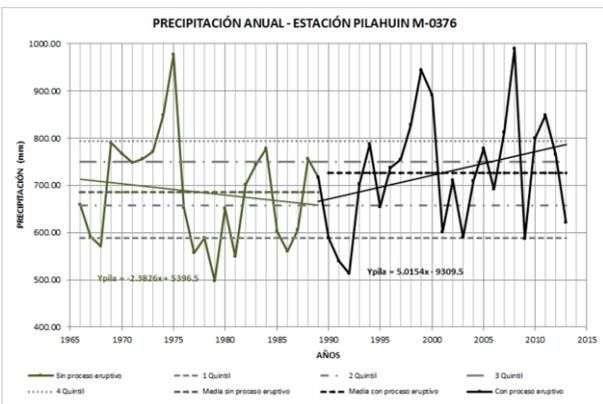
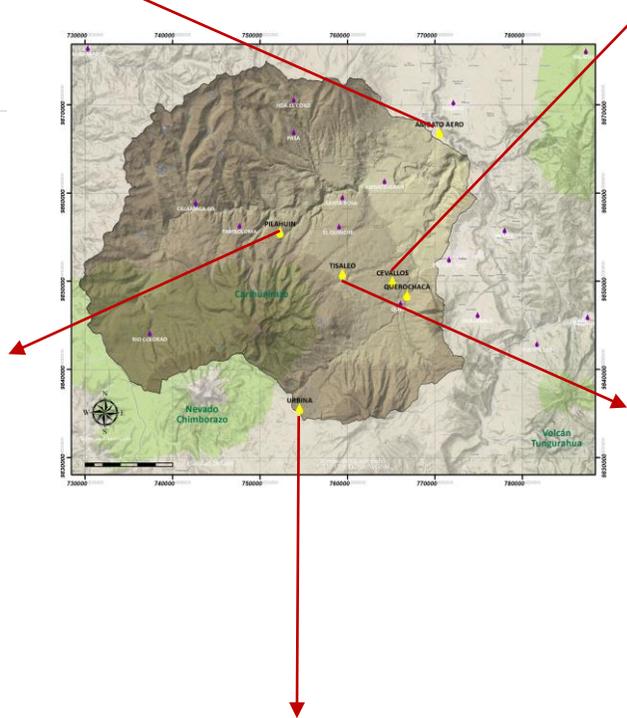
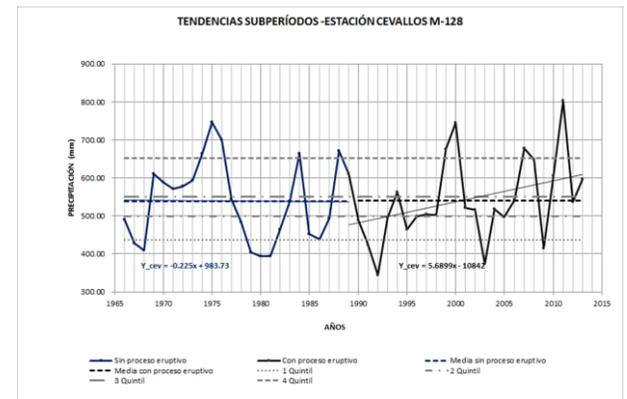
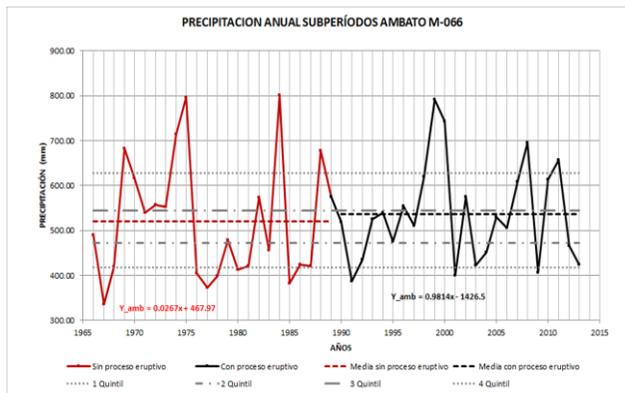


Figura 5.13: Tendencias precipitación anual microcuena río Ambato

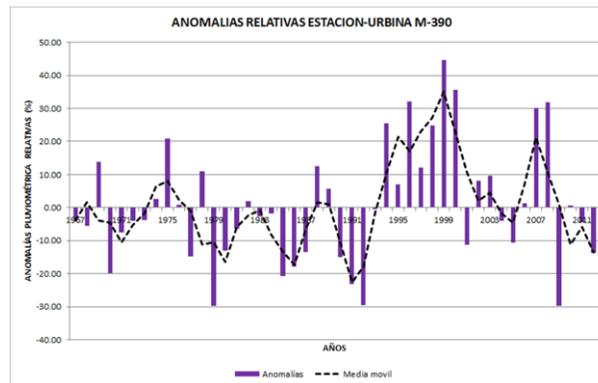
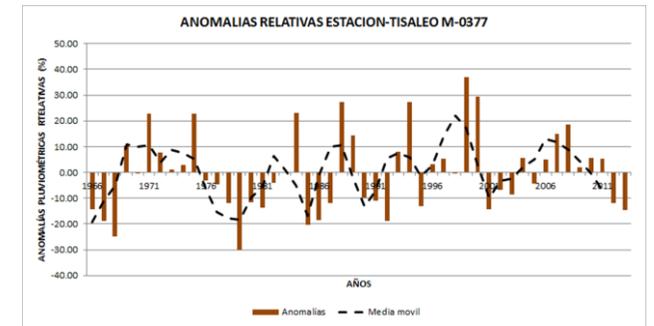
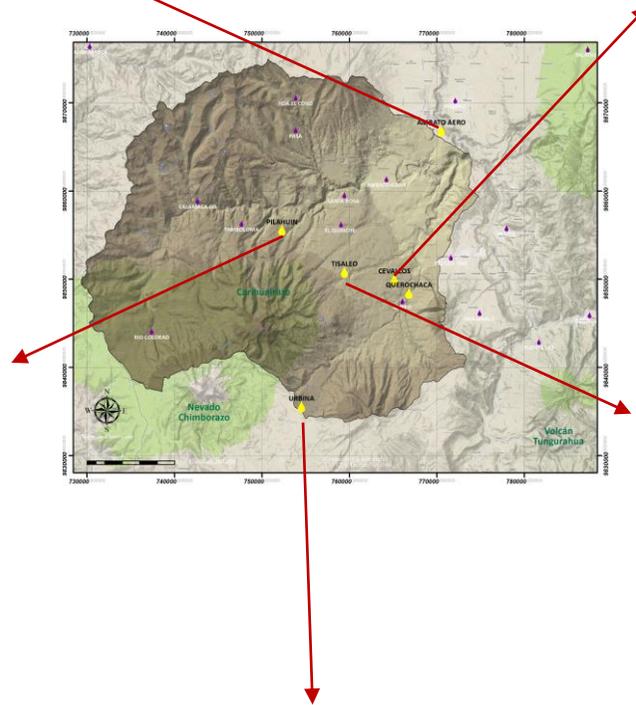
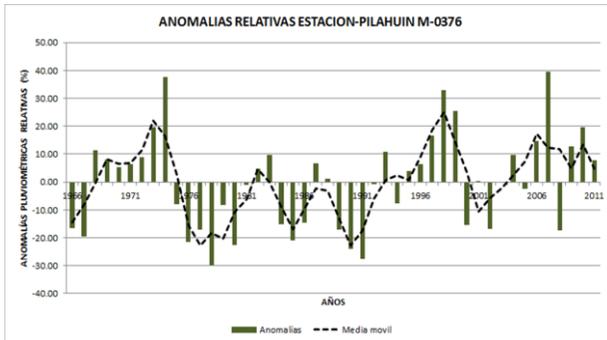
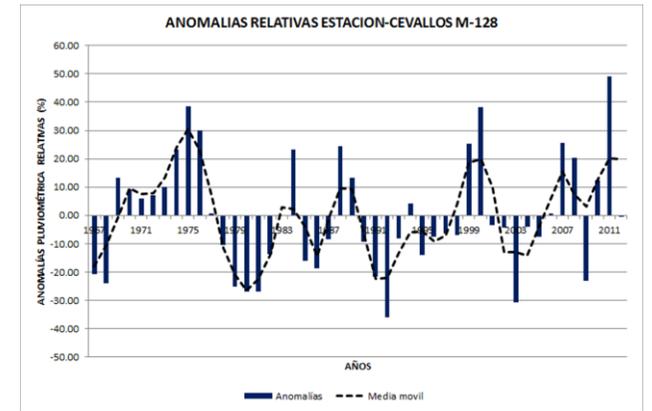
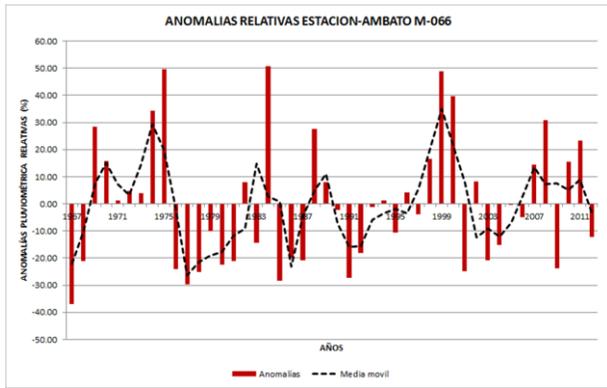


Figura 5.14. Anomalías relativas anual microcuenca río Ambato

Finalmente, del estudio de la variabilidad de las precipitaciones, podemos concluir que al realizar el análisis de los datos a escala anual, encontramos que al comparar los montos pluviométricos anuales, se determina que no existen cambios significativos entre uno y otro sub-período. Esto sucede por cuanto la aplicación de pruebas estadísticas de datos anuales incorpora las variaciones positivas y negativas mensuales y encubre variaciones significativas. Por esto, es imprescindible para el presente caso, realizar el análisis de los datos a escala mensual. En el siguiente apartado se aplica el procedimiento completo de fase 1 y 2 con datos de precipitación mensual

## **5.5 METODOLOGIA FASE 1: ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD DE LAS SERIES DE PRECIPITACIÓN MENSUAL ASOCIADAS A LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN TUNGURAHUA.**

El objetivo de esta fase es detectar si los patrones en las series de precipitación en la cuenca del río Ambato son afectados por la presencia de la actividad volcánica del Tungurahua.

La selección del área de estudio y estaciones meteorológicas, así como la definición de período y sub-períodos de estudio, se detallaron en los Apartados 5.4.1 y 5.4.2.

### **5.5.1 Análisis exploratorio de las series de precipitación mensual**

Históricamente los meses con mayor presencia de lluvia en la microcuenca del río Ambato son mayo, enero, febrero, y abril, en tanto que los meses más secos son octubre, noviembre, diciembre y marzo. El análisis exploratorio a escala mensual, nos proporciona las siguientes conclusiones sobre el comportamiento de la precipitación:

*ENERO:* En la Tabla C.1 del Apéndice C, se puede observar que para el mes de enero en el sector nor-este de la microcuenca, en la estación Ambato, la precipitación media es de 30,04 mm. La precipitación máxima del mes en el período histórico analizado ocurre en el año 1996 con un registro de 81,50 mm, y el enero más seco se produjo en el año 2010 con un valor de 2,70 mm.

En el este de la microcuenca, la estación Cevallos, con una precipitación media de 29,07 mm registra el valor de precipitación máxima del mes en el año 1972 con un valor de 93,50 mm, el mes con la menor precipitación ocurre en el año 1992 con un valor de 5,10 mm. En la estación Tisaleo la precipitación media es de 41,83 mm. El mes con mayor cantidad de lluvia ocurre en el año 2007 con un registro de 123,90 mm, en tanto que el mes con la menor cantidad de precipitación ocurre en el año 1977 con un valor de 6,80 mm.

En el centro de la microcuenca, la precipitación media en la estación Pilahuin es de 43,90 mm, el mes con mayor precipitación fue en el año 1972 con un registro de 111,90 mm, y el mes con la precipitación más baja ocurrió en el año 1978 con una anotación de 13,20 mm.

En el sur de la microcuenca, la estación Urbina registra una media de precipitación de 60,71 mm, la lluvia máxima ocurrió en el año 2012 con una anotación de 113,60 mm, y mínima fue en el año 1979 con un valor de 4,80 mm.

En general en el mes de enero la mayor variación de precipitación ocurre en la estación Ambato con un valor de 0,6746 y la menor variabilidad se produce en la estación Urbina con un coeficiente de 0,4847.

*FEBRERO:* En este mes se destaca que en los años 1999 y 2000 en todas las estaciones se producen incrementos puntuales de precipitación entre 210% y 240%, con respecto a la precipitación media, además en los años 1985 y 1995 se registran los meses más secos. En la Tabla C.2 del Apéndice C, encontramos que en el nor-este de la microcuenca la estación Ambato la precipitación media corresponde a un valor de 49,35; el mes con máxima precipitación fue en el año 1996 seguido del año 1999 con anotaciones de 107,30 mm y 102,70 mm respectivamente, el mes con la precipitación más baja ocurrió en el año 1985 con un valor de 1,70 mm.

En el este de la microcuenca, la media de precipitación de 43,38 mm se registra para la estación Cevallos, en donde en el año 2013 se produjo el mes de máxima precipitación con un valor de 103,80 mm y el mes con menor precipitación fue en el año 1995 con un valor de 3,60 mm. La estación Tisaleo registra un valor de 60,93 mm de precipitación media, en esta estación se registra al año 1999 con el mes con mayor lluvia 136,99 mm y el año 1995 con el mes con menor lluvia con un valor de 4,10 mm

En el centro de la microcuenca, la estación Pilahuin registra una media de 61,69 mm, en el año 1999 seguido del año 2000 cuando se registraron los meses con los valores máximos de precipitación de 129,80 mm y 109,30 mm respectivamente. El mes con menor precipitación fue en 1995 con un registro de 3,40 mm.

Al sur de la microcuenca, la precipitación media registrada por la estación Urbina corresponde a un valor de 83,66 mm, el máximo de precipitación ocurrió en los años 1999 y 2000 con anotaciones de 199,90 mm y 166,10 mm respectivamente, en tanto que el mes con menor precipitación fue 1985 con un valor de 10,2 mm.

En cuanto a los coeficientes de variación, la menor variabilidad de lluvia se registra en la estación Pilahuin con un valor de 0,4472 y la mayor variabilidad de precipitación se ubica en la estación Urbina con un coeficiente de 0,5220.

*MARZO:* En la Tabla C.3 del Apéndice C, para el nor-este de la microcuenca observamos que en la estación Ambato se registra un valor de 55,54 mm de precipitación media, el valor de precipitación máxima es de 133,80 mm registrado en el año 1969, y el valor de precipitación mínima de 7,90 mm se anota en el año 1977.

En el este de la microcuenca, para la estación Cevallos la precipitación media fue de 49,65 mm, los valores de precipitación máxima y mínima fueron de 117,20 mm y 18,50 mm, anotados en los años 1971 y 2012 respectivamente. Para la estación Tisaleo la precipitación media es de 70,94 mm con valores de lluvia máxima y mínima registrados para este mes en los años 1989 y 1986 con anotaciones de 141,10 mm y 30,60 mm respectivamente.

En el centro de la microcuenca, para la estación Pilahuin los valores de precipitación máxima y mínima se registraron en los años 1971 y 1985 con anotaciones de 137,50 mm y 35,00 mm respectivamente. La precipitación media en esta estación es de 68,83 mm.

Al sur de la microcuenca, en la estación Urbina, la precipitación media es de 97,52 mm, con registros de máxima en el año de 1989 con 190,20 mm y la mínima de precipitación para este mes en el año 1974 con valores 10,39 mm.

La mayor variabilidad de precipitación en el histórico se anota en la estación Ambato con un coeficiente de 0,5134 y la menor variabilidad con un coeficiente de 0.3550 en la estación Tisaleo.

*ABRIL:* Para este mes en todas las estaciones analizadas se destacan los años 2011 y 2012 con registros de mayor precipitación con incrementos entre 159% y 232%, con respecto a la media. Encontramos en la Tabla C.4 del Apéndice C, para el nor-este de la microcuenca, en la estación Ambato la precipitación media tiene un valor de 63,15 mm, el máximo de precipitación para este mes se registra en el año 2011 con una anotación de 145,60 mm y el mínimo de precipitación se registra en el año 1967 con un valor de 10,40 mm.

Al este de la microcuenca, en la estación Cevallos, la mayor precipitación se registra en el año 2012 con un valor de 144,70 mm seguido del año 2011 con un registro de 105,70 mm, la mínima precipitación para este mes ocurre en el año 1985 con un valor de 14,60 mm. La precipitación media en Cevallos es de 62,36 mm. En la estación de Tisaleo, la precipitación media es de 85,26 mm, las máximas lluvias se producen en el año 2009 y 2011 con registros de 142,60 mm y 141,30 mm respectivamente, la menor precipitación fue en el año 1966 con un valor de 31,10 mm.

Para el centro de la microcuenca, en la estación Pilahuin la precipitación media calculada es de 79,39 mm, la precipitación máxima para este mes se registra en el año 2011 con un valor de 142,60 mm seguido del año 2012 con una anotación de 126,50 mm, la precipitación mínima para este mes ocurre en el año 1977 con un valor de 29,90 mm.

Al sur de la microcuenca, en la estación Urbina la precipitación media calculada es de 115,88 mm, la máxima precipitación de este mes se anota en el año 1996 con un valor de 234,30 mm y la mínima en el año 1991 con un registro de 49,50 mm.

En la estación Cevallos ocurre la mayor variabilidad con un coeficiente de 0,4648 y la menor variabilidad tenemos en la estación Pilahuin con un coeficiente de 0,3409.

*MAYO:* En este mes se destaca el incremento de las precipitaciones entre 294% y 369% respecto a la media, ocurridas en el año 2000 en todas las estaciones analizadas. En la Tabla C.5 del Apéndice C, encontramos que en el nor-este de la microcuenca, en la estación Ambato la precipitación máxima presenta una anotación de 215,60 mm y la mínima precipitación ocurre para este mes en el año 1967 con valor de 1,90 mm, la media obtenida en esta estación es de 55,35 mm.

En el este de la microcuenca, para la estación Cevallos el valor de la precipitación media calculada es de 61,79 mm, la lluvia máxima presenta un registro de 199,50 mm, y la mínima precipitación fue en el año 2009 con un valor de 20,40 mm.

Al centro de la microcuenca, en la estación Pilahuin la lluvia máxima para este mes tiene un valor de 220,50 mm, y el mínimo valor ocurre en el año 2009 con un registro de 29,80 mm, la precipitación media calculada tiene un registro de 75,11 mm.

Al sur de la microcuenca, en la estación Urbina al igual que en todas las estaciones la precipitación máxima para este mes ocurre también en el año 2000, con un registro de 349,70 mm en tanto que la precipitación mínima ocurre en el año 1968 con una anotación de 19,10 mm, la precipitación media es de 94,83 mm.

La mayor variación de la precipitación se presenta en la estación Ambato con un coeficiente de 0,6385 en tanto que la menor variabilidad con un coeficiente de 0,4216 presenta en la estación Tisaleo.

*JUNIO:* En el año 2007 se presentan incrementos de precipitación en la mayoría de estaciones analizadas en valores entre 226% y 254%. En la Tabla C.6 del Apéndice C, observamos que en el nor-este de la microcuenca, la estación Ambato presenta una precipitación media de 43,07 mm, la lluvia máxima ocurre en el año 1989 con un valor de 126,90 mm, y la mínima para este mes ocurre en el año 1987 con una anotación de 2,90 mm.

Al este de la microcuenca, en la estación Cevallos la media de precipitación calculada es de 58,96 mm, la máxima precipitación ocurre en el año 2007 con un registro de 145,20 mm, la mínima precipitación fue en el año 1993 con un valor de 19,30 mm. En la estación Tisaleo la precipitación media es de 72,83 mm, la máxima precipitación se registra en el año 2007 con un valor de 174,90 mm y la precipitación mínima ocurre en el año 2012 con un registro de 28,30 mm.

En el centro de la microcuenca, la estación Pilahuin registra una precipitación media de 69,14 mm, en el año 2007 también se registra el mes con máxima lluvia con una anotación de 166,50 mm, en tanto que la precipitación mínima para este mes se registra en el año 1983 con un valor 29,80 mm.

Al sur de la microcuenca, la estación Urbina registra una precipitación media de 81,21 mm, la máxima precipitación ocurre en el año 1989 con valor de 205,90 mm seguido del año 2007 con una anotación de 170,60 mm, la precipitación mínima para este mes fue en el año 1983 con un registro de 34,80 mm.

La menor variabilidad de la lluvia se registra en la estación Tisaleo con un coeficiente de 0,3882 y la mayor variabilidad se produce con un coeficiente de 0,6228 en la estación Ambato.

*JULIO:* En este mes los registros de mayor precipitación ocurren en los años 1975 y 1995 en tanto la precipitación mínima ocurre en el año 2006 en todas las estaciones analizadas.

En la Tabla C.7 del Apéndice C, encontramos que en el nor-este de la microcuenca, en la estación Ambato la precipitación mínima se registra con un valor 1,30 mm y mayor precipitación ocurre en el año 1975 con una anotación de 130,30 mm, la precipitación media calculada es de 27,69 mm.

Al este de la microcuenca, en la estación Cevallos la precipitación mínima se anota en 11,70 mm, la precipitación máxima ocurre en el año 1975 con un valor de 130,30 mm, La media en precipitación para esta estación es de 45,04 mm. En la estación Tisaleo la precipitación mínima se anota con 24,80 mm y máxima lluvia se registra en el año 1995 con un valor de 106,40 mm, la precipitación media en la estación es de 58,35 mm.

Al centro de la microcuenca, en la estación Pilahuin la lluvia mínima se registra con un valor de 17,70 mm, y la máxima precipitación para este mes se registra en el año 1975 con un valor de 139,30 mm, el valor de la precipitación en la estación es de 59,14 mm.

Al sur de la microcuenca, en la estación Urbina la precipitación media calculada es de 79,84 mm, la máxima lluvia ocurre en el año 1998 con un valor de 144,30 mm.

La mayor variabilidad se produce en la estación Ambato con un coeficiente de 0,7077 y la menor variabilidad con un coeficiente de 0,3299 en la estación Tisaleo.

*AGOSTO:* En este mes los registros de precipitación mínima ocurren en el año 2003 en las estaciones de estudio. De la Tabla C.8 en el Apéndice C, podemos indicar que en el nor-este de la microcuenca, en la estación Ambato el valor mínimo de lluvia fue de 1,20 mm, la mayor precipitación ocurre para este mes en el año de 1975 con una anotación de 73,80 mm, la precipitación media calculada es de 24,84 mm.

Al este de la microcuenca, en la estación Cevallos la mínima precipitación registra un valor de 6,90mm, en tanto que la máxima precipitación ocurre en el año 1975 con un valor de 69,10 mm la media de precipitación en esta estación es de 33,53 mm. En la estación Tisaleo el valor de precipitación mínima fue de 22,10 mm y la precipitación máxima para este mes ocurre en el año 1975 con un valor de 88,90 mm, la precipitación media es 47,18 mm.

Al centro de la microcuenca, en la estación Pilahuin el valor de lluvia mínima tiene un registro de 14,40 mm y la máxima lluvia para este mes se registra en el año 2007 con un valor de 96,00 mm. La precipitación media calculada es de 45,20 mm.

En el sur de la microcuenca, para la estación Urbina la precipitación media calculada es de 56,09 mm, la máxima precipitación ocurre en el año 1994 con un valor de 119,40 mm.

El mayor coeficiente de variación es de 0,6833 en la estación Ambato y la menor variabilidad con un coeficiente de 0,3552 en la estación Tisaleo.

*SEPTIEMBRE:* En este mes los registros de precipitación máxima ocurren en el año 1984 con incrementos entre 260% y 312% con respecto a la media, en tanto que los meses con precipitación mínima suceden en el año 2009. En la Tabla C.9 del Apéndice C, encontramos que en el nor-este de la microcuenca, en la estación Ambato la precipitación media es de

32,59 mm, la precipitación máxima ocurre en 1984 con valor de 147,40 mm, el siguiente mes más lluvioso fue en el año 1999 con 96,50 mm, la precipitación mínima se registra en el 2003 con una anotación de 4,20 mm.

Al este de la microcuenca, en la estación Cevallos la precipitación media es de 38,42 mm, la mayor cantidad de lluvia ocurre en los años 1984 y 1999 con 140,70 mm y 100,00 mm respectivamente, la menor cantidad de lluvia en el año 2009 con un valor de 5,40 mm. En la estación Tisaleo la precipitación media calculada es de 51,49 mm, la máxima lluvia para este mes se produce en los años 1984 y 1999 con registros de 165,20 mm y 112,40 mm respectivamente, la mínima lluvia en el año 2009 con una anotación de 19,80 mm.

En el centro de la microcuenca, para la estación Pilahuin la precipitación media es de 46,56 mm, la precipitación máxima ocurre en los años 1984 y 1999 con valores de 145,10 mm y 107,10 mm respectivamente, la precipitación mínima en el año 1991 con un valor de 8,40 mm.

Al sur de la microcuenca, en la estación Urbina con una media de precipitación de 62,36 mm, la mayor lluvia ocurre en los años 1999 y 1984 con valores de 162,40 mm y 156,70 mm, respectivamente.

Los coeficientes de mayor variabilidad son de 0,9024 en la estación Ambato y de menor variabilidad es de 0,5277 para la estación de Tisaleo.

*OCTUBRE:* Los registros de precipitación mínima ocurren en el año 2000 y 2001 en las estaciones analizadas. En la Tabla C.10 del Apéndice C, podemos observar que en el nor-este de la microcuenca, en la estación Ambato la precipitación media es de 31,87 mm, la lluvia máxima se produce en el año 1990 con una anotación de 128,80 mm, y la precipitación mínima para este mes en el año 2000 con un valor de 3,20 mm.

En el este de la microcuenca, en la estación de Cevallos presenta una precipitación media de 41,66 mm, con una precipitación máxima en el año 2012 de 120,30 mm y la mínima en el año 2001 con un valor de 3,40 mm. En la estación Tisaleo la media de precipitación calculada es de 55,92 mm, la máxima precipitación ocurre en el año 2006 con un registro de 123,40 mm y la mínima precipitación en el año 2000 con una anotación de 17,70 mm.

En el centro de la microcuenca, para la estación Pilahuin la precipitación media calculada es de 52,48 mm, la máxima lluvia se registra en el año 1990 con un valor de 123,60 mm y la mínima con un valor de 3,40 mm en el año 2001.

En el sur de la microcuenca, para la estación Urbina la media de precipitación calculada es de 79,90 mm, la precipitación máxima ocurre en el año 1990 con un registro de 189,70 mm, y la mínima en el año 2000 con una anotación de 16,00 mm.

La mayor variabilidad de lluvia ocurre en la estación Cevallos con un coeficiente de 0,6261 y la menor con un coeficiente de 0,5093 en la estación Pilahuin.

*NOVIEMBRE:* En la Tabla C.11 del Apéndice C, encontramos que en nor-este de la microcuenca, en la estación Ambato la precipitación media calculada es 49,48 mm. El mes con la máxima precipitación ocurre en el año 2010 con un valor de 142,50 mm, seguido del año 1997 con un registro de 135,40 mm, los meses con precipitación mínima se registran en los años 1999 y 2000 con valores de 8,90 mm y 12,20 mm respectivamente.

En el este de la microcuenca, para la estación Cevallos la precipitación media es 42,14 mm. La lluvia máxima se registra en los años 2010 con una anotación de 109,00 mm, seguido 1997 con un registro de 104,70 mm, en tanto que los meses con menor lluvia se registran en los años 1983 y 2000 con valores de 5,6 mm y 14,9 mm respectivamente. En la estación Tisaleo la media calculada es 52,83 mm, la máxima precipitación ocurre en el año 1997 con una anotación de 144,40 mm seguido de 2010 con un registro de 111,10 mm, la mínima lluvia en el año 1978 con un registro de 11,90 mm.

Para el centro de la microcuenca, en la estación Pilahuin la media de precipitación es 54,18 mm, la lluvia máxima ocurre en 1997 con un registro de 119,50 mm seguido de 2010 con un valor de 107,20 mm, la lluvia mínima para este mes se produce en los años 1999 y 2013 con registros de 23,80 mm y 12,40 mm respectivamente.

Al sur de la microcuenca, para la estación Urbina la media de precipitación calculada es 76,17 mm, la precipitación máxima ocurre en el año 1997 con un valor de 182,90 mm seguido de 2010 con un registro de 152,32 mm, la mínima precipitación se produce en el año 1978 y 1999 con anotaciones de 12,60 mm y 24,90 mm respectivamente.

El coeficiente de mayor variabilidad pluviométrica lo tiene la estación Ambato de 0,6270 y el menor coeficiente de 0,5406 la estación Pilahuin.

*DICIEMBRE:* En la Tabla C.12, encontramos que el nor-este de la microcuenca, para la estación Ambato en este mes la precipitación media es 45,29 mm, la máxima lluvia ocurre en el año 2005 con un registro de 127,20 mm seguido del año 1999 con una anotación de 125,80 mm, la mínima precipitación para este mes se registra en el año 1972 con un valor de 3,40 mm.

Al este de la microcuenca, en la estación Cevallos la media de precipitación calculada es 33,26 mm. La máxima lluvia se produce en el año 1999 con un valor de 92,60 mm seguido del año 2011 con un registro de 90,00 mm, la mínima lluvia para este mes se produce en el año 1992 con una anotación de 5,00 mm. En la estación Tisaleo la media de precipitación es 41,95 mm, la mayor precipitación ocurre en el año 1999 con un valor de 142,10 mm y la mínima en el año 1992 con una anotación de 15,20 mm.

En el centro de la microcuenca, la media de precipitación calculada para la estación Pilahuin es 50,19 mm, en esta estación la precipitación máxima ocurre el año 1999 con un registro de 135,00 mm, seguido de los años 2005 y 2011 con anotaciones de 118,70 y 116,00 respectivamente, la menor lluvia se produce en el año 1992 con un registro de 19,20 mm.

En el sur de la microcuenca, para la estación Urbina la media de precipitación calculada es 68,69 mm, la máxima precipitación se produce en el año 2011 con un valor de 99,30 mm

seguido del año 1999 con un registro de 86,30mm en tanto la precipitación mínima ocurre para este mes en el año 1992 con una anotación de 9,40 mm.

El mayor y menor coeficiente de variabilidad son de 0,6712 y 0,5762 en las estaciones de Urbina y Pilahuin respectivamente.

### ***Construcción series de precipitación mensual***

Los datos de precipitación mensual de las cinco estaciones, proporcionados por el INAMHI, permiten la elaboración de herramientas gráficas de las series de precipitación donde es posible observar su comportamiento en los períodos seleccionados e identificar variaciones significativas. En los gráficos 5.15; 5.16 y 5.17 es posible establecer comparaciones entre la serie de precipitación y la serie de concentración de SO<sub>2</sub>.

### ***Construcción series de concentración SO<sub>2</sub>***

Con los datos de carga del SO<sub>2</sub>, proporcionados por el Instituto Geofísico del Ecuador, y aplicando el procedimiento descrito en el apartado 4.2.1.3.2 procedemos a realizar la estimación de la concentración de SO<sub>2</sub> en el aire por erupción volcánica:

#### *Estilo eruptivo del volcán Tungurahua*

Como se mencionó anteriormente el Tungurahua es un volcán estromboliano, presenta procesos eruptivos cada 80-100 años, que se identifican por presentar eventos explosivos con emisión de rocas incandescentes cerca del cráter y ceniza (período eruptivo explosivo iniciado en 1999); eventos explosivos de mayor envergadura que forma flujos piroclásticos y expulsan ceniza (erupciones de 1773,1886 y 1916-1918); y la emisión de flujos de lava (finales de los procesos eruptivos de 1773 y 1886) (Arellano, 2005). El volcán presenta períodos de actividad caracterizados por diferentes tipos de comportamiento. Se pueden distinguir al menos tres escenarios (Hidalgo et al., 2011):

1. Períodos de calma, en los cuales la actividad sísmica y la emisión de SO<sub>2</sub> hacia la atmósfera es sumamente baja.
2. Períodos en los que se produce una caída de ceniza local, en los cuales la actividad sísmica está caracterizada por la presencia de sismos de largo periodo, temores de emisión y explosiones moderadas. La emisión de SO<sub>2</sub> alcanza niveles moderados a altos. Las columnas de emisión o de explosión alcanza entre 1 y 3 km de altura, el contenido de ceniza es variable.
3. Períodos de fuerte actividad en los cuales el número y la magnitud de las explosiones son grandes y se pueden producir flujos piroclásticos. En estos períodos la emisión de SO<sub>2</sub> es muy elevada y está asociada directamente a las fases más altas de las erupciones.

#### *Grado de explosividad del volcán Tungurahua*

De los registros analizados en este estudio se presenta en la Tabla 5.6 los principales parámetros monitoreados durante los principales eventos eruptivos del volcán. Se puede

observar que el volcán Tungurahua presenta VEI comprendidos entre 0 y 3, con volúmenes de ceniza emitidos comprendidos entre  $8,0 \times 10^5 \text{ m}^3$  de febrero de 2008 a  $3,3 \times 10^7 \text{ m}^3$  de agosto del año 2006.

**Tabla 5.6:** Valores de VEI de los principales eventos explosivos del volcán Tungurahua (Bustillos,2010)

Erupción	Productos	Volumen ( $\text{m}^3$ )	Volumen Total ( $\text{m}^3$ )	VEI	Densidad ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )	Magnitud	Intensidad		
Agosto-2011	Ash	6,0E+06		2	700	2,6	6,5		
	Ash	2,0E+06			700				
14 Julio-206	PFs	4,1E+06	6,1E+06	2	1800	2,9	8,6		
	Ash	3,3E+07			700				
16 Agosto-2006	PFs	1,3E+07	4,6E+07	3	1800	3,7	10,2		
	LF	7,0E+06	5,3E+07		2000			3,8	10,3
	Ash	8,0E+05			700				
Febrero-2008	PFs	7,0E+05	1,5E+06	2	700	2,0	7,6		
	Ash	2,1E+06	2,1E+06	2	700	2,2	8,0		
28-Mayo-2010	PFs								
22-Noviembre-2010	Ash	5,0E+05	5,0E+05	1	700	1,5	7,7		
	Ash	1,7E+06	1,7E+06	2	700		7,8		
04-Diciembre-2010	LF	5,0E+05			2000				
	PFs								

Se considera como definición de Ash, a las partículas muy finas de roca pulverizada que se emiten durante una erupción volcánica, miden menos de 2mm de diámetro y pueden ser sólidas o líquidas, constituyen unos de los peligros más frecuentes de las erupciones volcánicas, en tanto que los PFs, son los flujos piroclásticos y LF, son los flujos de lava (Samaniego et al., 2005).

#### *Cálculo de la concentración de SO<sub>2</sub> en el aire por la erupción del volcán Tungurahua*

Se calcula la concentración de SO<sub>2</sub> para cada una de las tres zonas de la microcuenca considerando sus características específicas. Como se detalla en la metodología, se considera que el contenido de óxido de azufre se mezcla uniformemente en el área de 1.317 km<sup>2</sup> de la microcuenca, con un altura promedio de 1,5 km sobre el nivel del cráter del volcán, en donde se producen las principales reacciones químicas. Se establece una variación mensual como unidad de tiempo y se utiliza los datos de cargas puntuales mensuales de SO<sub>2</sub> obtenidas en el Instituto Geofísico del Ecuador. Para calcular la concentración de SO<sub>2</sub> del proceso eruptivo

del volcán Tungurahua se utilizó la Ec. 4.3, con variaciones mensuales de tiempo de las variables meteorológicas.

**Tabla 5.7.** Parámetros cálculo concentración de SO<sub>2</sub>

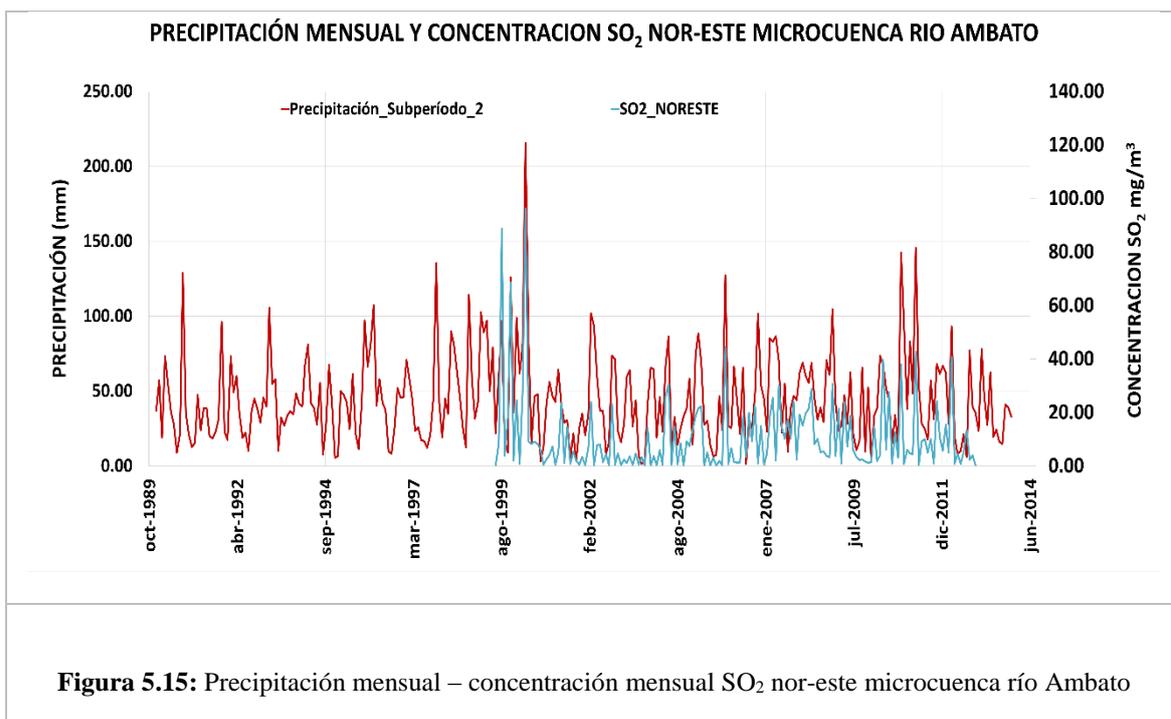
Zonas microcuenca	Estación	Parámetro			
		Decaimiento Ka	Volatización Kv	Difusión Kf	Absorción Ka
		(1/mes)	(1/mes)	(1/mes)	(1/mes)
Nor-este	Ambato	1,4853	0,000117	0,07745	0,3465
Centro	Pilahuin	1,3862	0,000115	0,07745	0,3465
	Cevallos	1,3862	0,000115	0,07745	0,3465
Este	Tisaleo	1,3862	0,000115	0,07745	0,3465
Sur	Urbina	1,2232	0,000149	0,07745	0,3465

En el nor-este de la microcuenca la velocidad del viento es de 3,06 m/s con orientación sur; en el centro y este, el viento tiene una orientación sur con una velocidad de 2,99 m/s y en el sur de la microcuenca, el viento tiene una orientación sur con una velocidad de 3,89 m/s.

En su estudio Guevara et al. (2008) determina que la ceniza de las erupciones del volcán Tungurahua de enero de 2004, junio 2005, abril 2006 y agosto 2006, presenta un pH entre 6,4 y 6,7. El contenido de humedad tiene porcentajes muy bajos con valores entre 0,01% y 0,6%. Del análisis granulométrico y de textura destaca el tamaño de la ceniza, los valores de porosidad se encuentran entre 47,9 % y 53,6%.

En la Tabla 5.7 podemos observar los parámetros utilizados para determinar la concentración de óxido de azufre SO<sub>2</sub> producto de las erupciones del volcán Tungurahua. El SO<sub>2</sub> gas incoloro se forma por oxidación del H<sub>2</sub>S, tiene un tiempo de residencia en la atmósfera de 6 a 11 días (PNUMA, 2007), el parámetro de dispersión de decaimiento adoptado está en función de la permanencia del óxido de azufre en la atmósfera y su participación en variadas y complejas reacciones químicas, este parámetro varía entre 1,4853 (1/mes) para el nor-este de la microcuenca y 1,2232 (1/mes) para el sur de la microcuenca. El parámetro de volatización que considera la velocidad del viento, y coeficiente de transferencia del SO<sub>2</sub> se encuentra entre valores de 0,000117 (1/mes) para el nor-este de la microcuenca y 0,000149 (1/mes) para el sur de la microcuenca. El parámetro de difusión considerado como la velocidad con que el SO<sub>2</sub> se disuelve en la masa de aire es de 0,07745 (1/mes) para toda la microcuenca. El parámetro de absorción que relaciona la capacidad del SO<sub>2</sub> de incorporarse a la lluvia es de 0,3465 (1/mes) para toda la microcuenca, se considera un tiempo de permanencia de 60 días para partículas menores de 2mm en la atmósfera. Como se mencionó

en el Apartado 5.2, el Instituto Geofísico del Ecuador cuenta con un espectrómetro de correlación COSPEC y un espectrómetro diferencial DOAS con el cual es posible medir la carga puntual de emisión de SO<sub>2</sub> a la atmósfera debido al proceso eruptivo del volcán Tungurahua. Con la carga de emisión y los parámetros definidos en la Tabla 5.7 se calcula la concentración de SO<sub>2</sub> en (mg/m<sup>3</sup>) Apéndice D, en la atmósfera a nivel de microcuenca.



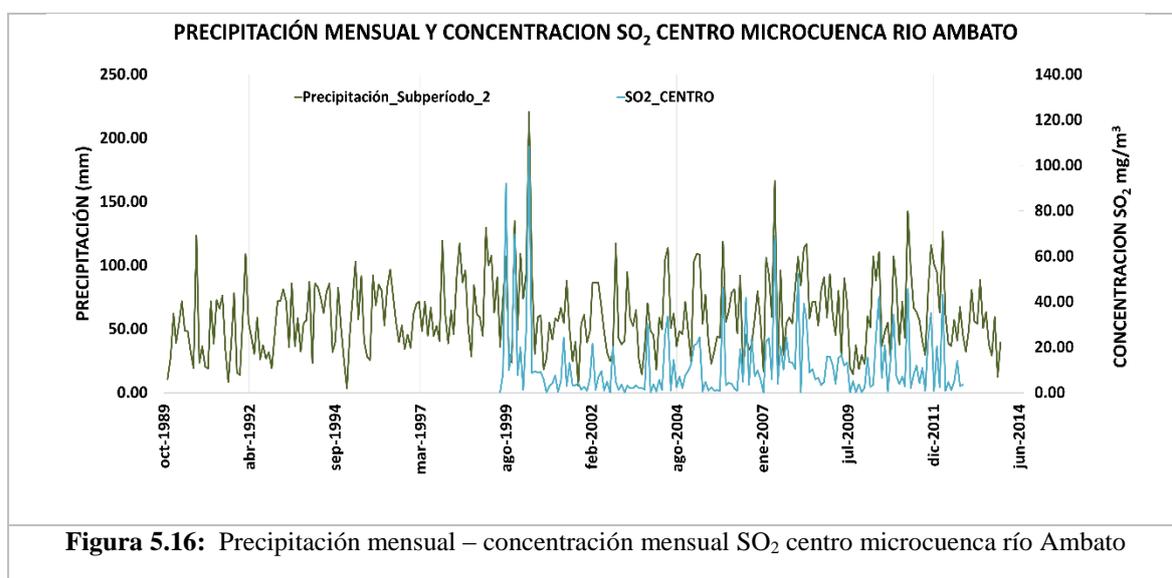
Para el caso de estudio, las condiciones iniciales de concentración de SO<sub>2</sub> son asumidas en cero. En el nor-este de microcuenca (Figura 5.15) podemos observar que en el año 1999 en septiembre, inicio del proceso eruptivo explosivo, se observa el incremento de la actividad sísmica y las emisiones de gases, el volcán inyecta en este mes 0,1142 Tg de SO<sub>2</sub>, en octubre se produce la primera explosión freática, y una alta actividad volcánica se inyecta 0,1005 Tg de SO<sub>2</sub>. En noviembre se produce una reducción de emisión de gases e incremento de la actividad sísmica acompañada de explosiones y detonaciones, en este mes se inyecta 0,0255 Tg de SO<sub>2</sub>. En diciembre la actividad eruptiva se mantiene alta con incrementos en la emisión de gases se inyecta 0,1008 Tg de SO<sub>2</sub>. La concentración calculada en la tropósfera es de 88,69 ppb; 3,84 ppb; 18,07 ppb y 68,54 ppb de SO<sub>2</sub> para septiembre, octubre, noviembre y diciembre respectivamente. En estos meses del año 1999 el proceso eruptivo explosivo del volcán Tungurahua presenta una actividad eruptiva alta constante, el índice volcánico explosivo VEI=3. Para estos meses la dispersión de ceniza inyectada por el volcán (Figura 5.4), llega hasta la zona nor-este de la microcuenca, pero se concentra en mayor cantidad y tiempo en el centro y sur de la microcuenca. En septiembre y diciembre se registran valores

atípicos de precipitación de 96,50 mm y 125,80 mm respectivamente, estos valores atípicos se producen en el momento que se registran las concentraciones de SO<sub>2</sub> más altas.

En el mes de mayo del año 2000 el volcán Tungurahua inyecta la mayor carga de SO<sub>2</sub> registrada durante el proceso eruptivo explosivo con un valor de 0,1436 Tg, la concentración calculada para esta carga corresponde a 96,16 ppb de SO<sub>2</sub> (Figura 5.15), en mayo de este año se produce un valor atípico de 215,60 mm.

Durante el mes de diciembre de 2005 la actividad superficial se caracteriza por la ocurrencia de emisiones de vapor, gases y contenidos variables de ceniza volcánica, las columnas de emisión alcanzan una altura de 1.500 metros sobre el nivel de la cumbre. Los vientos soplan en dirección oeste y sur-oeste. Las emisiones de ceniza están asociadas con bramidos tipo turbina de baja intensidad. Durante varias noches de este mes se observó un brillo en el cráter relacionado con la salida de gases magmáticos a alta temperatura. La carga de SO<sub>2</sub> registrada en el nor-este de la microcuenca en este mes es de 0,05265 Tg, la concentración calculada para esta carga es de 44,28 ppb, en este mes se registra un valor atípico de precipitación de 127,20 mm.

Durante el mes de abril del año 2011, la actividad volcánica se incrementa. El flujo diario de SO<sub>2</sub> presenta en promedio un valor de 1.582 t/día, el incremento de la actividad eruptiva genera nubes de ceniza con variables contenidos de ceniza. La altura de las nubes de ceniza es variable entre 1,1 km y 5,2 km sobre el nivel del cráter que se dispersan en todas direcciones. La concentración de SO<sub>2</sub> calculada es de 42,78 ppb. En este mes se registran valores atípicos de precipitación de 145,60 mm.



**Figura 5.16:** Precipitación mensual – concentración mensual SO<sub>2</sub> centro microcuenca río Ambato

En el centro y este de la microcuenca (Figura 5.16) para los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre del año 1999 la concentración de SO<sub>2</sub> calculada es de 92,05 ppb; 9,90 ppb; 18,51 ppb y 69,72 ppb de SO<sub>2</sub> respectivamente. En esta zona de la microcuenca

para los meses de septiembre y diciembre se anotan valores atípicos de precipitación con registros de 107,10 mm y 135,00 mm respectivamente, estos valores atípicos se producen también en los momentos en los que se registran las concentraciones de SO<sub>2</sub> más altas.

La concentración de SO<sub>2</sub> calculada para el centro de la microcuenca en mayo del año 2000 es de 108,34 ppb y se registra un valor atípico de precipitación de 220,50 mm (Figura 5.16).

La carga de SO<sub>2</sub> registrada en diciembre del año 2005 en esta zona de la microcuenca es de 0,05565 Tg, la concentración calculada para esta carga es de 46,23 ppb, en este mes se registra un valor atípico de precipitación de 118,70 mm.

En agosto del año 2006 se observó un incremento notable en la actividad volcánica, en la tercera semana del mes de agosto se registró una erupción de tamaño VEI=3 caracterizada por grandes flujos piroclásticos con un volumen de ceniza de  $3,3 \times 10^7$  m<sup>3</sup>. La actividad superficial se caracterizó por la ocurrencia de explosiones con fuertes cañonazos escuchados en un radio de 20 a 30 km. Las emisiones de vapor y gases con contenidos variables de ceniza volcánica estuvieron acompañadas por fuertes bramidos tipo “turbina”, en especial hacia la mitad del mes de agosto. Las columnas de las emisiones y explosiones alcanzaron alturas entre 0,5 y 10 km sobre el nivel de la cumbre. En el evento eruptivo del 16 y 17 de agosto de 2006, los vientos soplaron principalmente al oeste, registrándose caídas de cascajo y ceniza volcánica en los alrededores del volcán y en el centro de la microcuenca (Figura 5.6).

Varias observaciones realizadas durante las noches de este mes indican la presencia de actividad estromboliana con bloques incandescentes que son expulsados en trayectorias parabólicas hasta unos 1.500 metros sobre el nivel del cráter y caen a una distancia de 1.000 a 1.500 metros del cráter.

De acuerdo a los registros, el clima es variable, con días completamente nublados acompañados de ligeras lluvias en las zonas cercanas. El día 27 de agosto ocurren precipitaciones atípicas con un valor de 96,30 mm, que genera flujos de lodo. La carga de SO<sub>2</sub> registrada es de 0.05415 Tg, la concentración calculada para esta carga es de 41.76 ppb.

En los primeros días del mes de junio del año 2007 se reportaron bramidos leves a fuertes del volcán catalogados como tipo turbina, asociados a una alta tasa de emisión de SO<sub>2</sub> (Figura 5.7) con valores de 2.900 t/día. Durante los días de fin de mes se registraron 4 sismos tectónicos, relacionados con un fracturamiento al interior del volcán. Posteriormente se observaron emisiones de gases fuertes con cargas de ceniza. La concentración de SO<sub>2</sub> calculada para esta carga es de 68,58 ppb, se registran valores atípicos de precipitación de 166,50 mm.

Entre el 6 y 7 de febrero de 2008 la actividad del volcán Tungurahua presenta un promedio de 104 explosiones por día, seguidas por sismos de largo período. La actividad se caracterizó por la recurrencia en las emisiones con emanación frecuente de gases, bloques y ceniza, además de la presencia de incandescencia por varios minutos en el interior del cráter. Las columnas de emisión en su mayoría alcanzaron los 2 km de altura sobre la cumbre y se

caracterizaron por presentar variadas velocidades de ascenso, contenido de ceniza y posterior dispersión en la atmósfera. La columna correspondiente al cañonazo más fuerte ocurrido el día 4 de febrero alcanza los 4 km de altura sobre el cráter. Durante la segunda semana de este mes se presenta un evento eruptivo mayor, que tuvo un nivel de explosividad de VEI=2 con un volumen de  $8 \times 10^5 \text{ m}^3$  de ceniza, luego de estos eventos explosivos la actividad eruptiva del volcán Tungurahua disminuyó notablemente mostrando un claro patrón de estabilización.

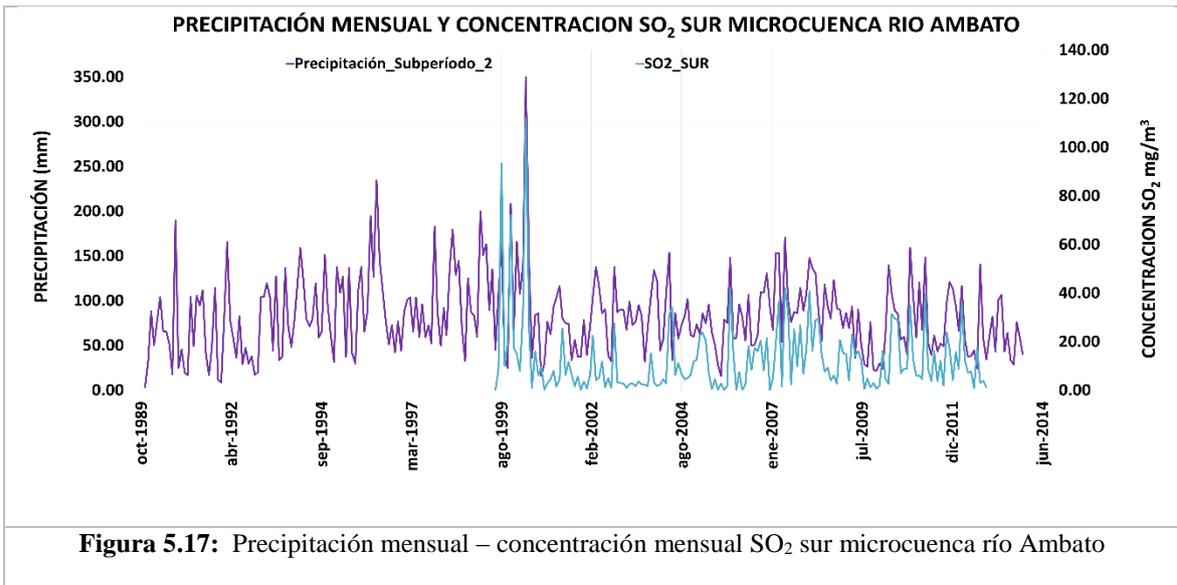
Las emisiones de  $\text{SO}_2$  tienen valores entre 300 y 2.400 t/día, la concentración calculada es de 52,21 ppb. Se registra en este mes valores de precipitación atípicos de 106,80 mm.

En junio de 2010 la actividad eruptiva se caracteriza por presentar un incremento notable después de las explosiones vulcanianas de finales de Mayo con VEI=2 se registra un volumen de ceniza de  $2,1 \times 10^6 \text{ m}^3$ . El volcán pasa de un nivel alto a muy alto eruptivo en las primeras semanas de junio. La actividad superficial se caracteriza por explosiones y emisiones, registrándose un total de 2 explosiones y 599 emisiones. El clima fue variable durante junio, permitiendo en ocasiones tener avistamientos completos del volcán, sin embargo, se presentaron lluvias con valores de 110,50 mm, que ocasionaron flujos de lodo principalmente en las quebradas del occidente y sur occidente del volcán. A partir de la segunda semana de junio se observa una disminución de la actividad volcánica y una disminución de las emisiones. La concentración calculada de  $\text{SO}_2$  es de 42,06 ppb.

En el mes de abril del año 2011, se incrementa la actividad volcánica, en esta zona de la microcuenca se registran cargas de  $\text{SO}_2$  de 0,05046 Tg, y la concentración calculada es de 47,49 ppb. Se registran también en este mes valores atípicos de precipitación de 148,34 mm.

El volcán intensifica su actividad volcánica en el mes de diciembre del año 2011, la actividad a nivel superficial consiste en explosiones de ceniza que generan columnas eruptivas de hasta 1,5 km sobre el nivel del cráter y son dispersadas en todas las direcciones con mayor frecuencia al oeste y sur-oeste del volcán. Los valores de precipitación de 116,00 mm provocan pequeños flujos de lava que descienden por las quebradas al oeste del volcán. La carga de  $\text{SO}_2$  se registra en valores de 0,0537 Tg y la concentración calculada es de 33,79 ppb.

En el mes de abril del 2012 el volcán incrementa su actividad con 400 emisiones y 37 explosiones, las condiciones climáticas se presentan en general desfavorables, con predominio de días nublados y la presencia de lluvia con valores de 144,70 mm, lo que facilita la generación de lahares y agua lodosa por las quebradas del volcán. La concentración de  $\text{SO}_2$  calculada es de 43,51 ppb.



En el sur de la microcuena (Figura 5.17), para los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre del año 1999 los valores de concentración de SO<sub>2</sub> calculados son 93,43 ppb; 10,06 ppb; 19,52 ppb; y 72,09 ppb respectivamente. Al igual que en las otras zonas de la microcuena para los meses de septiembre y diciembre se registran valores atípicos de precipitación con registros de 162,40 mm y 208,50 mm respectivamente, que ocurren en los momentos que se producen las concentraciones más alta de SO<sub>2</sub>.

Para el mes de mayo del año 2000 la concentración de SO<sub>2</sub> calculada es de 112,08 ppb en el sur de la microcuena (Figura 5.17). En este mes de este año se produce un valor atípico de 349,70 mm.

La carga de SO<sub>2</sub> registrada en diciembre del año 2005 en esta zona de la microcuena es de 0,05100 Tg, la concentración calculada para esta carga es de 41,90 ppb. Para el mes de junio del año 2007 se reportan altas tasas de emisión de SO<sub>2</sub>, la concentración calculada es de 42,04 ppb.

En febrero de 2008 se registra un evento con nivel de explosividad de VEI=2 las emisiones de SO<sub>2</sub> en esta zona de la microcuena tienen una carga de 0,0615 Tg, la concentración calculada es de 40,87 ppb, la columna de ceniza correspondiente al cañonazo más fuerte ocurrido el día 4 de febrero alcanza los 4 km de altura sobre el cráter. Durante la segunda semana de este mes se presenta un evento eruptivo mayor con un nivel de explosividad de VEI=2. Luego de estos eventos explosivos la actividad eruptiva del volcán Tungurahua disminuye notablemente mostrando un claro patrón de estabilización. Las emisiones de SO<sub>2</sub> muestran valores entre 300 y 2.400 t/día. En este mes al igual que el centro y este de la microcuena se registran incrementos en los valores de precipitación.

La actividad volcánica que se incrementa en el mes de abril del año 2011, produce una carga de SO<sub>2</sub> de 0,05046 Tg, y la concentración calculada es de 39,59 ppb. Se registran también en este mes incrementos en los valores de precipitación.

## 5.5.2 **Análisis de consistencia de las precipitaciones mensuales**

En el presente estudio se elaboró curvas de doble masa de precipitación mensual de todas las estaciones seleccionadas (Apéndice E), como un análisis gráfico exploratorio inicial, se encontró en algunos meses la presencia de algunas inconsistencias de los datos de precipitación, sin embargo es interesante observar que éstos se producen en todas las estaciones de estudio y en los mismos períodos de tiempo. La información que aporta la metodología de la curva de doble masa a nivel mensual indica que durante el período del proceso eruptivo del volcán Tungurahua, existen cambios en las medias de las series de tiempo estudiadas.

En el mes de enero se detecta aparentemente valores inconsistentes en todas las estaciones analizadas en la microcuenca, puntualmente en los años 1999 y 2001, en la estación Urbina además se puede apreciar posibles valores atípicos entre los años 1993-1996, que sugieren un cambio en la media de la serie de precipitación.

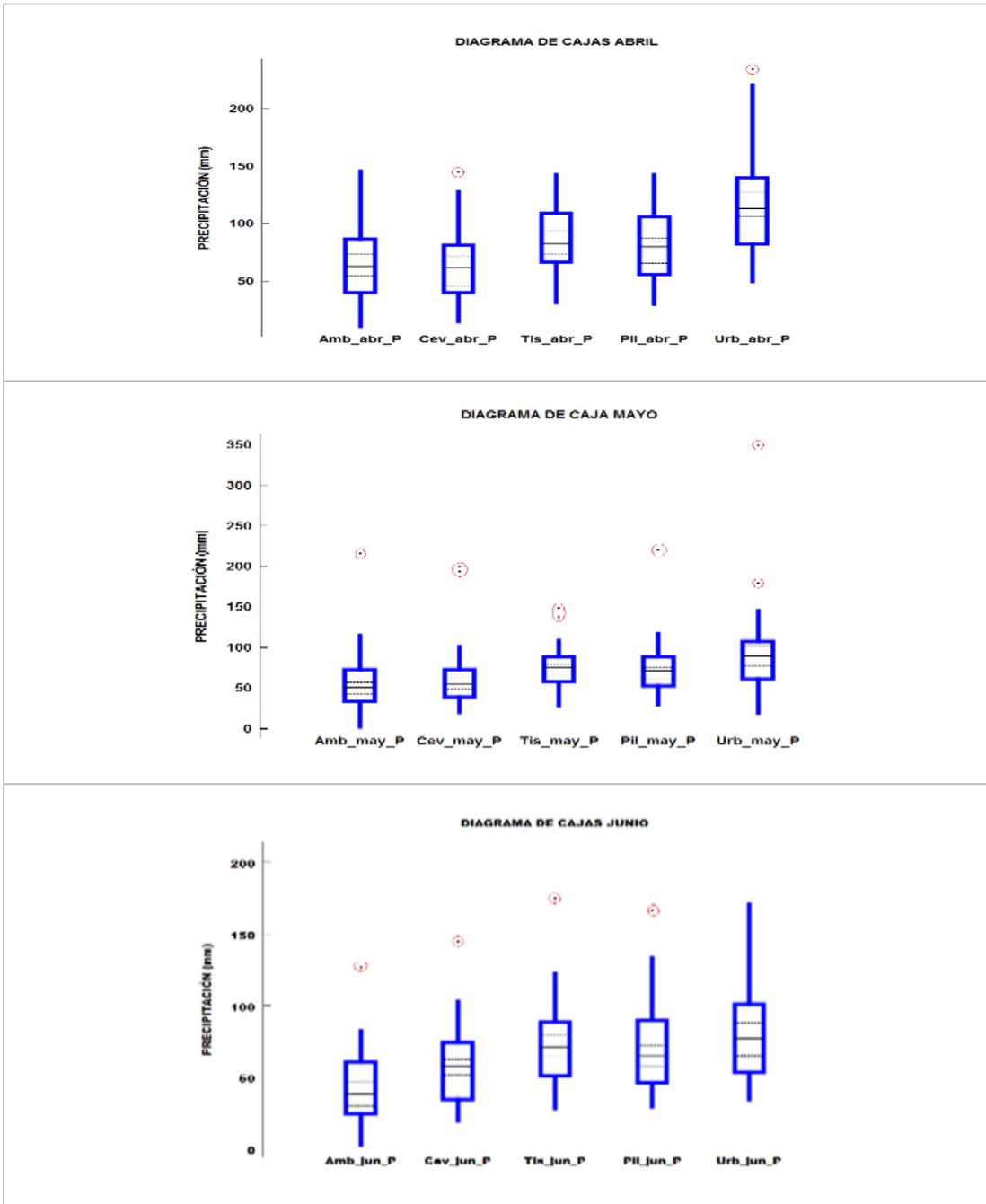
Para el mes de febrero el comportamiento de las precipitaciones presenta variaciones entre los años 1999 y 2001 en la estación Ambato ubicada en el nor-este de la microcuenca, en la estación Pilahuin ubicada en el centro y en la estación sur en donde se encuentra la estación Urbina. En el mes de marzo se puede apreciar variaciones en las precipitaciones en la parte central y al este de la microcuenca registradas por las estaciones Pilahuin y Tisaleo respectivamente, al sur de la microcuenca la estación Urbina registra variaciones en las precipitaciones entre los años 2007 y 2009 además se puede observar cambios bruscos entre los años 1999-2001.

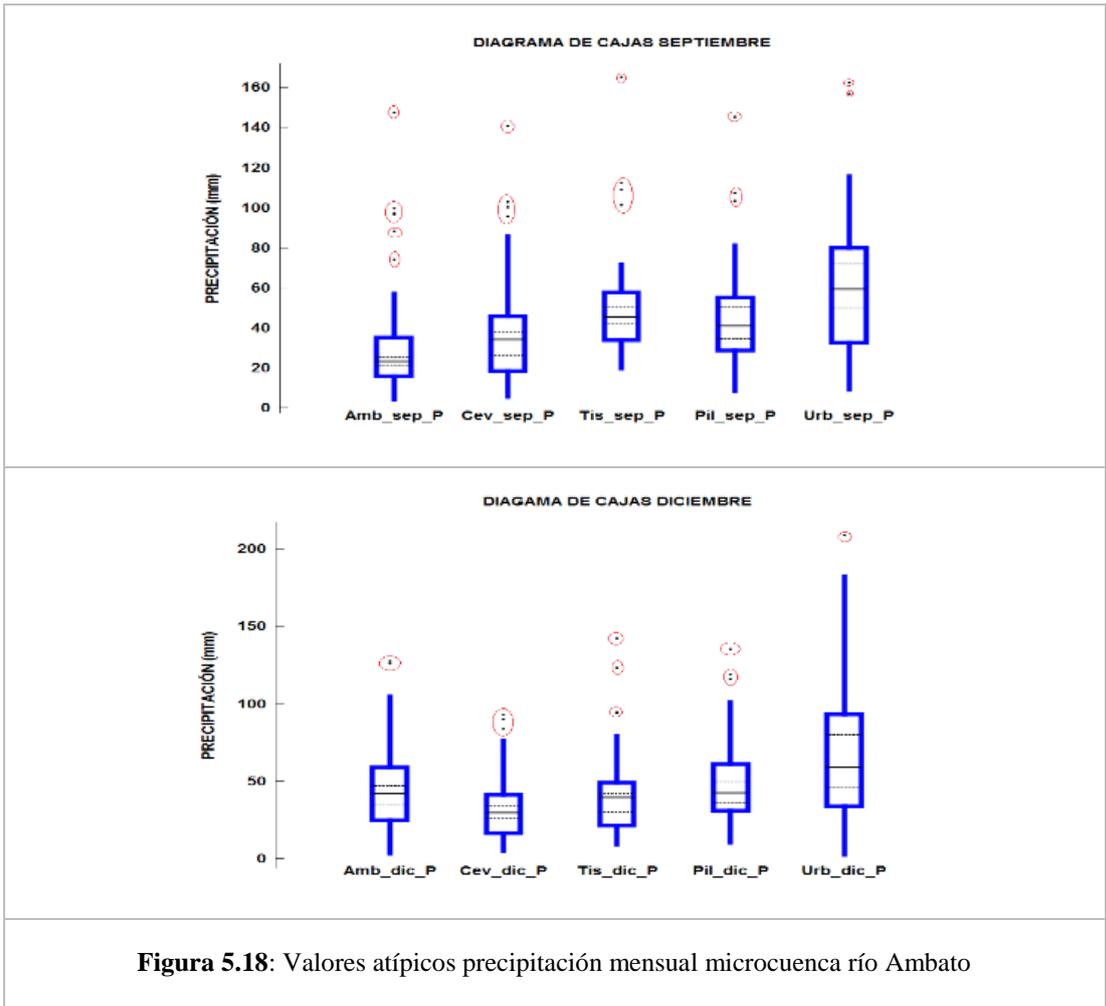
En el mes de abril se registran cambios notorios en los valores de precipitación entre los años 2010-2012 en el este y centro de la microcuenca registrada por las estaciones Cevallos, Tisaleo y Pilahuin respectivamente, en tanto que en el sur, en la estación Urbina se observa variaciones entre los años 1993-1995. Para el mes de mayo se observan cambios en las precipitaciones en toda la microcuenca, en los años comprendidos entre 1999-2003.

En el mes de junio, las variaciones de precipitación se registran entre los años 1996-1999 para todas las estaciones analizadas. Cambios puntuales también se pueden apreciar en el mes de julio en todas las estaciones entre los años 1999-2001. En el mes de agosto ocurren variaciones de las precipitaciones entre los años 1999-2000 en toda la microcuenca. El mes de septiembre registra cambios puntuales en las series de lluvia en los años comprendidos entre 1993 y 1997. Octubre presenta modificaciones puntuales en el año 2000 y 2001. En el mes de noviembre las variaciones de precipitación se presentan entre los años 1998-2001, para todas las estaciones adicionalmente en el sur de la microcuenca la estación Urbina registra cambios de precipitación entre los años 1993-1998. En el mes de diciembre entre los años 1993-1998 ocurren modificaciones en las series de precipitación en todas las estaciones adicionalmente la estación Urbina registra cambios entre los años 1993-2002, valores que se presume podrían ser inconsistentes, y que son analizados más adelante, mediante pruebas estadísticas confirmatorias.

### 5.5.3 Análisis de valores atípicos de las series de precipitación mensual

Al igual que con las series de precipitación anual, en las series mensuales se analizan observaciones cuyo valor se encuentra a cierta distancia de la tendencia central general, los registros muy altos o bajos son asociados con los eventos del proceso eruptivo del volcán Tungurahua. Los diagramas de datos observados en otros meses se encuentran en el Apéndice F.





En la Figura 5.18 y Figura F.1 del Apéndice F, observamos que para el mes de enero los valores atípicos se presentan en la parte central de la microcuenca con valores de 111,90 mm en el año 1972 y 101,10 mm en el año 2012 registrado por la estación Pilahuin y al este de la microcuenca con un valor de 123,90 mm en el año 2007 registrado por la estación Tisaleo. En febrero los valores atípicos de precipitación ocurren en la parte central de la microcuenca, la estación Cevallos registra un valor de 103,80 mm en el año 2013 y la estación Tisaleo registra un valor de 123,90 mm en el año 2007. Se confirman valores atípicos en los meses de abril, mayo, junio, septiembre y diciembre.

Para marzo, los valores atípicos de lluvia se producen en la parte central de la microcuenca con un valor de 117,20 mm en el año 1971 y sur con valores de 152,20 mm y 190,20 mm, que ocurren en los años 1968 y 1989 respectivamente. En abril los valores atípicos de precipitación ocurren en la parte central de la microcuenca, la estación Cevallos registra un valor 147,70 mm en el año 2012 y al sur con un valor de 234,30 mm, en el año 1996 registrado por la estación Urbina.

Los valores atípicos que ocurren en el mes de mayo corresponden al año 2000 en todas las estaciones de estudio, con valores de 215,60 mm; 199,50 mm; 233,40 mm; 220,50 mm y 349,70 mm registradas por las estaciones Ambato, Cevallos, Tisaleo, Pilahuin y Urbina

respectivamente. En junio los valores atípicos ocurren en el año 2007 para el centro, este y sur de la zona de estudio.

En los meses de julio, octubre y noviembre no se registran valores atípicos de precipitación. Para el mes de septiembre encontramos valores atípicos de lluvia en los años 1984, 1999, 1977 y 1973 en la microcuenca, y para el mes de diciembre se registran valores atípicos de precipitación en los 1999 para toda la microcuenca, con valores 125,80 mm en el nor-este de la microcuenca, 135 mm en el centro y 208,50 mm en el sur de la microcuenca.

#### 5.5.4 Análisis gráfico del comportamiento de la precipitación mensual

Según se explica en el apartado 4.2.1.6 de la metodología, se obtienen los mapas de comportamiento de la precipitación. Algunos datos relevantes sobre los meses que presentan datos significativos se describen en este apartado, y la información sobre los otros meses se encuentra en el Apéndice G.

##### Enero

Para el mes de enero, podemos observar en la Figura G.1 del Apéndice G, los cambios de precipitación que se producen en la microcuenca del río Ambato, principalmente al nor-este, con un incremento de lluvias del 40,18% en el segundo sub-período con respecto al primero. En el centro y sur este de la microcuenca se produce un incremento de las precipitaciones del 22,80%, para el segundo sub-período. En la estación Tisaleo se detecta un valor atípico de lluvia de 123,90 mm en el año 2007 (Figura 5.18), que coincide con explosiones y emisión de fumarolas del proceso eruptivo del volcán Tungurahua, concentradas en esta zona (Figura 5.8) de la microcuenca.

##### Marzo

En el mes de marzo podemos observar que en el nor-este y el este de la microcuenca del río Ambato se registran decrementos de precipitación media mensual que llegan al 15,70% en el segundo sub-período con respecto al primer sub-período. (Figura G.3)

##### Abril

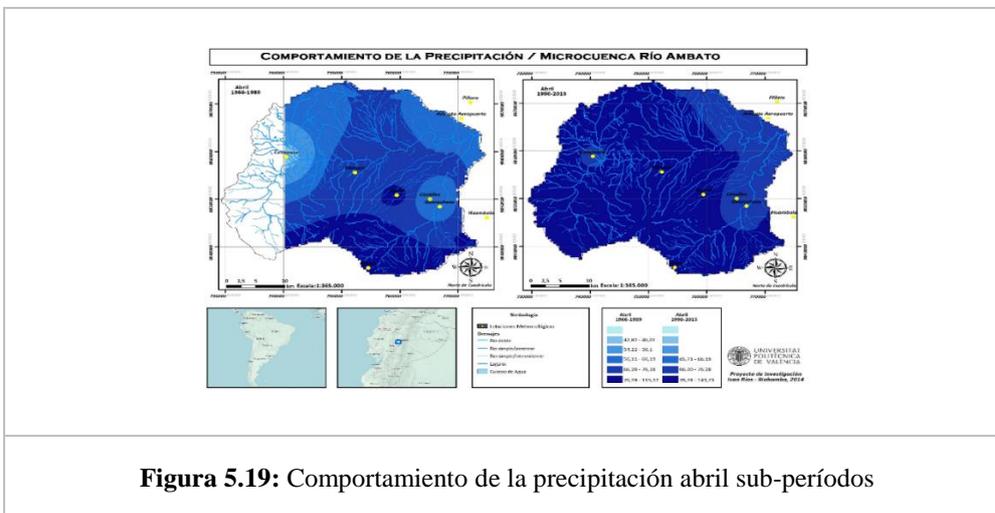
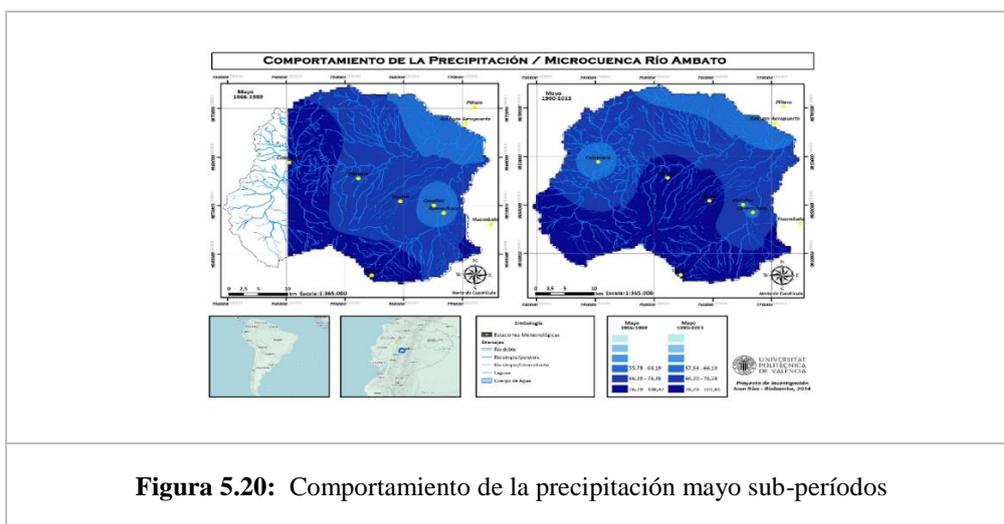


Figura 5.19: Comportamiento de la precipitación abril sub-períodos

En el mes de abril podemos observar en la Figura 5.19 los cambios de precipitación registrados en la microcuenca del río Ambato, en el nor-este se anota un incremento de 14,25% del segundo sub-período con respecto al primero, en la parte central de la microcuenca se producen incrementos de precipitación del 14,70%, en el este de la microcuenca los aumentos de precipitación para el segundo sub-período se encuentran en valores del 15,30%. En esta zona la estación Cevallos registra un valor atípico de 147,70 mm en el año 2012, en abril de ese año se incrementa la actividad del volcán Tungurahua y se registran 400 eventos con emisiones de ceniza y 37 eventos explosivos. En el sur de la microcuenca los incrementos de precipitación son mínimos con un valor del 2%. En general en este mes se puede apreciar incrementos de lluvia en toda la microcuenca para el segundo sub-período.

De los datos analizados el proceso eruptivo del volcán Tungurahua modifica los montos pluviométricos en el mes de abril, en este mes se registra la mayor precipitación en la microcuenca y por tanto se modifican los históricos de meses con mayor lluvia.

### Mayo



En el mes de mayo se registran históricamente los mayores registros de precipitación en la zona de estudio, en la Figura 5.20 podemos observar incrementos de precipitación en toda la microcuenca, principalmente en el centro y el este con valores de 16,99% y 12,40% respectivamente para el segundo sub-periodo con respecto al primero, debido principalmente a eventos puntuales ocurridos durante mayo del año 2000. Sin embargo el análisis estadístico de las observaciones demuestra que para el segundo sub-período las tendencias son decrecientes no significativas.

Es importante destacar que durante abril y mayo del año 2000 la actividad volcánica se mantiene en niveles altos con explosiones y detonaciones continuas y sostenidas. En abril del 2011 se inicia el incremento de la actividad volcánica en mayo del 2011 el volcán se encuentra en un episodio de mayor actividad superficial, en este mes se registraron 77 explosiones y 432 señales sísmicas asociadas a emisiones de ceniza.

## Junio

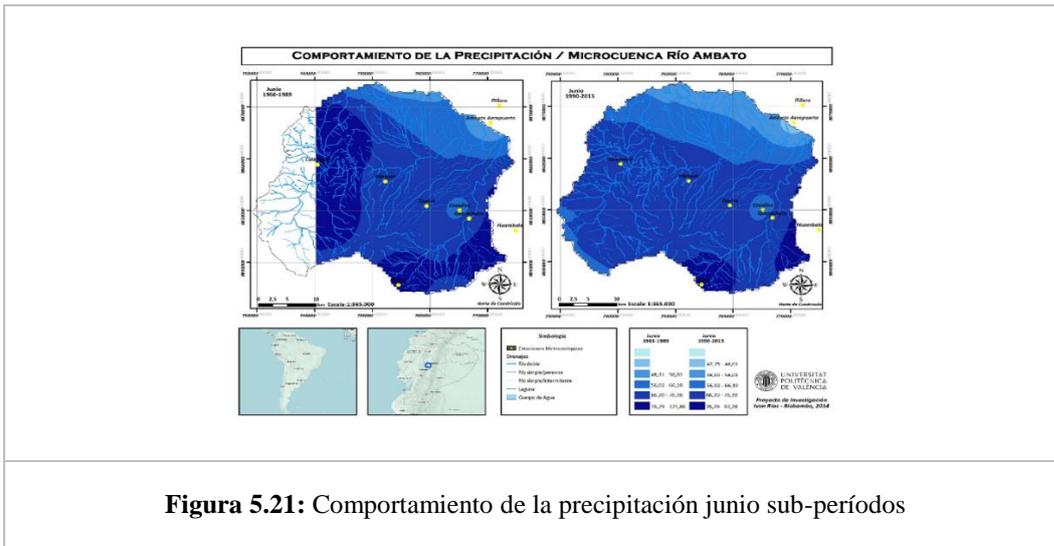


Figura 5.21: Comportamiento de la precipitación junio sub-períodos

En la Figura 5.21 se observa que en este mes se registra la transición al período seco en la zona de estudio, es interesante constatar que para el año 2007 en el este de la microcuenca las estaciones Cevallos y Tisaleo registran valores atípicos de precipitación (Figura 5.18), de 145,20 mm y 174,90 mm respectivamente. En el mismo año 2007 en la estación Pilahuin ubicada en el centro de la microcuenca se anota un valor atípico de lluvia de 166,50 mm, estos registros se asocian al evento eruptivo de abril del año 2007 (Figura 5.7), en el que el nivel de actividad del volcán Tungurahua fue alto y sostenido, con emisiones frecuentes con alto contenido de ceniza y fuentes de lava las columnas de ceniza alcanzaron los 4 km por encima del cráter.

## Septiembre

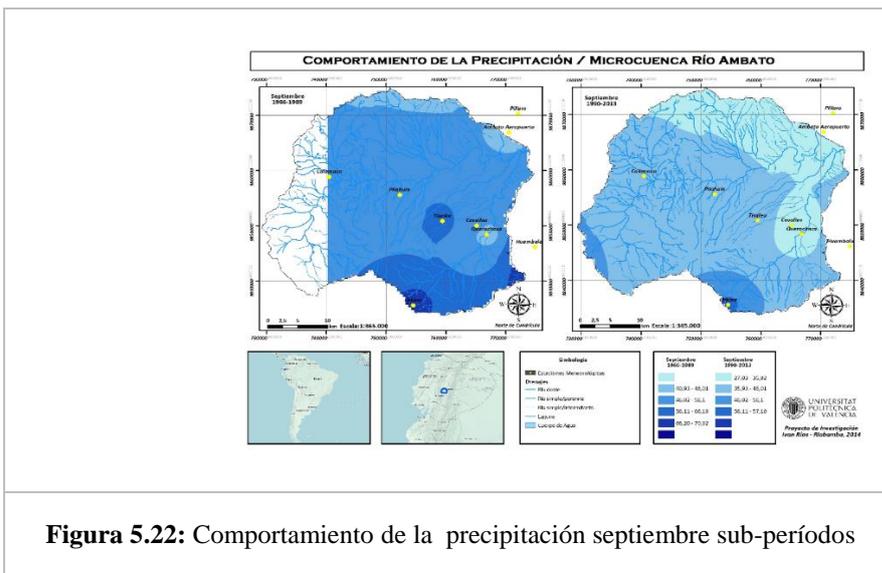


Figura 5.22: Comportamiento de la precipitación septiembre sub-períodos

En este mes podemos observar en la Figura 5.22 que para el segundo período se acentúa una etapa seca constante en toda la microcuenca. En el nor-este la disminución de las precipitaciones del segundo período con respecto al primero es de 37,36%, en el centro y

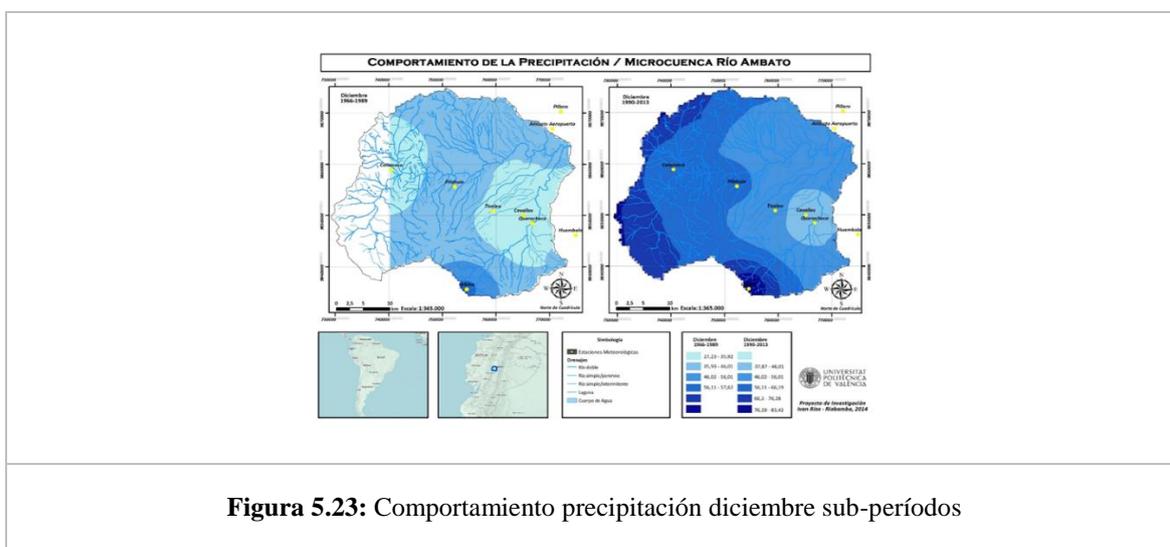
Este los valores llegan al 40,03% y en el sur a 22,00%. Es interesante destacar que los valores atípicos de lluvia se registran en el año 1984, 1999, y 1973 (Figura 5.18), en todas las estaciones. En el año 1999 inicio del proceso eruptivo explosivo del volcán Tungurahua se confirma un incremento puntual de lluvia local en toda la microcuenca sin embargo en forma inmediata se detecta tendencias decrecientes de precipitación registradas por las estaciones ubicadas en la zona de estudio.

De los resultados obtenidos podemos concluir que de los efectos más importantes del proceso eruptivo del volcán Tungurahua, es la modificación de los patrones de lluvia del mes de septiembre que se constituye en el mes más seco en la microcuenca.

### Noviembre

En la Figura G.7 se observa incrementos de la precipitación para el segundo sub-período en el nor-este se registran valores de 34,03%, en el centro y este de la microcuenca. Los incrementos de lluvia se anotan en valores que llegan a 29,56%, y en el sur de la zona de estudio los valores llegan a 27,36%. Históricamente noviembre es uno de los meses más secos, sin embargo se puede observar que a partir del proceso eruptivo del volcán Tungurahua se producen incrementos en los montos pluviométricos, lo que significa que la etapa lluviosa, prevista para febrero, se adelanta a este mes.

### Diciembre



**Figura 5.23:** Comportamiento precipitación diciembre sub-períodos

En la Figura 5.23 podemos observar los cambios de precipitación registrados en toda la microcuenca del río Ambato, en el nor-este el incremento de precipitaciones tiene un valor de 50,19% en el segundo sub-período con respecto al primero, la estación Ambato registra un valores atípicos de precipitación de 125,80 mm y 127,20 mm registrados en diciembre de los años 1999 y 2005 respectivamente, que coincide con la etapa de actividad eruptiva alta, caracterizada principalmente por emisiones de vapor gases y contenidos variables de ceniza volcánica, las columnas de emisión se encuentran entre 1.500 y 2.500 metros sobre el nivel

de la cumbre, los vientos tienen una orientación W y SW, en casi en todo momento las emisiones de ceniza estuvieron asociados con bramidos tipo turbina de baja y media intensidad. En el centro de la microcuenca los incrementos de las precipitaciones tienen un valor de 40,40% en el segundo sub-período con respecto al primero, la estación Pilahuin ubicada en este sector registra al igual que para el nor-este valores atípicos de lluvia en diciembre de los años 1999, 2005 y 2011. Al este de la microcuenca los incrementos de precipitación tienen un valor de 42,25% en el segundo sub-período con respecto al primero. En el sur los incrementos de precipitación tienen un valor de 38,84% en el segundo sub-período respecto al primero.

### 5.5.5 Análisis de homogeneidad de las series de precipitación mensual

Se aplicaron pruebas de hipótesis para demostrar la homogeneidad o no, de las series de precipitación mensual. El desarrollo de las pruebas las encontramos en el Apéndice H. Como se describió en la metodología Apartado 4.2.1.7, se aplican tres test, Helmert, t de Student y Cramer, y se establecen los siguientes resultados en los meses con series no homogéneas y que coinciden con los otros datos:

**Tabla 5.8:** Pruebas de homogeneidad series de precipitación mes de abril

Estación	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t	t (tablas)	Resultado
	S-C	$\pm(n_j - 1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	Student		
Ambato	10		0,79	1,29	-0,969	$\alpha=0.10$	Homogéneo
Cevallos	-2		0,91	2,04	-0,981		Homogéneo
Pilahuin	4	6,86	0,51	2,19	-1,687	1,6810	No- Homogéneo
Tisaleo	12		1,44	2,20	-1,685		No- Homogéneo
Urbina	6		0,27	0,25	-0,256		Homogéneo

En la Tabla 5.8 podemos observar que para el mes de abril las estaciones ubicadas en el centro y este de la microcuenca presenta variaciones en las series de precipitación.

**Tabla 5.9:** Pruebas de homogeneidad series de precipitación mes de septiembre

Estación	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t	t (tablas)	Resultado
	S-C	$\pm(n_j - 1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	Student		
Ambato	10		2,1	1,69	1,789	$\alpha=0.10$	No-Homogéneo
Cevallos	16		2,48	2,07	2,380		No-Homogéneo
Pilahuin	8	6,86	2,2	1,49	1,779	1,6810	No-Homogéneo
Tisaleo	2		1,77	1,80	1,960		No-Homogéneo
Urbina	12		2,3	1,20	1,749		No-Homogéneo

La Tabla 5.9 presenta resultados que indican que en el mes de septiembre las series de precipitación presentan inhomogeneidades en todas las estaciones ubicadas en la microcuenca.

**Tabla 5.10:** Pruebas de homogeneidad series de precipitación mes de diciembre

	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t Student	t (tablas)	Resultado
Estación	S-C	$\pm(n_j - 1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	$t$	$\alpha=0.10$	
Ambato	10	6,86	1,03	2,10	-2,171	1,6810	No-Homogéneo
Cevallos	12		0,77	2,42	-1,827		No-Homogéneo
Pilahuin	18		0,95	1,93	-2,011		No-Homogéneo
Tisaleo	2		0,58	0,27	-1,686		No-Homogéneo
Urbina	16		0,14	1,56	-1,668		Homogéneo

Las pruebas de homogeneidad realizadas a las series de precipitación mensual observamos que para los meses de abril, septiembre y diciembre las series no son homogéneas, las pruebas de Cramer entregan los estadísticos  $t_{60}$  y  $t_{30}$ , superiores al valor del estadístico de comparación de tabla  $t=1,6810$  con un nivel de significancia  $\alpha=0,10$  con 46 grados de libertad, para todos los meses y en todas las estaciones. De igual forma, el estadístico  $t$  de la prueba de Student entregó resultados superiores al valor del estadístico de comparación de las tablas.

### 5.5.6 Detección de cambios estructurales en las series de precipitación mensual

De acuerdo con la metodología planteada, se identifican los momentos en los cuales las series de precipitación mensual presentan cambios abruptos repentinos y posteriormente se realiza un análisis de los cambios graduales, los resultados son contrastados con los momentos en los cuales ocurren los principales eventos eruptivos del volcán Tungurahua. El análisis se complementa con la identificación de períodos muy húmedos a muy secos, a través del cálculo de quintiles y los montos de precipitación mensual. Los resultados de los estadísticos respectivos se encuentran en las tablas del Apéndice I.

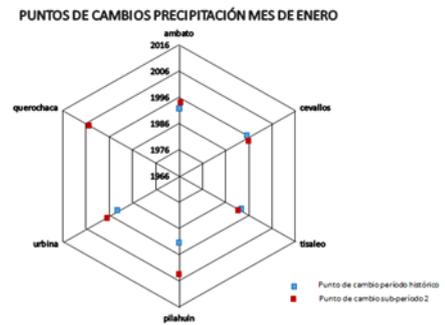
Para el mes de enero se detectan cambios importantes y significativos en el sur de la microcuenca para el segundo sub-período. Se registra el año 1999 como punto de quiebre de la serie de precipitación con un nivel de significancia de  $\alpha=0,10$ . Los valores de pendiente se incrementan de  $-1,19$  mm/año para el primer sub-período a  $1,17$  mm/año para el segundo sub-período (Figura 5.25). Los estadísticos indican una tendencia negativa para el primer sub-período en tanto que para el segundo sub-período la tendencia es positiva significativa para  $\alpha=0,10$  los valores de media tienen un salto significativo con  $\alpha=0,10$  con mayores registros de precipitación para el período 1993-2013. En esta zona de la microcuenca se puede observar (Figura 5.26), una etapa corta muy húmeda entre los años 2007 y 2009 con valores que superan el cuarto quintil. Podemos apreciar que en el segundo sub-período con respecto al primero se presentan mayores anomalías positivas. Esto confirma la existencia de mayores montos pluviométricos para este mes en el segundo sub-período.

En todas las estaciones a nivel de la microcuenca se registra como punto de cambio en las series de precipitación del período histórico el año 1992. (Tabla 5.11). Precisamente en estos años, 1992 y 1993 se inicia el proceso eruptivo del volcán Tungurahua y se registran un crecimiento en los valores de precipitación. En el segundo sub-período, en la estación Urbina ubicada al sur de la microcuenca se marca el punto de cambio de la serie de precipitación el año 1999, que coincide con el inicio del proceso eruptivo explosivo del volcán. En la Figura

5.24, se grafica la concordancia de los puntos de cambio de las series de precipitación para el histórico como para el segundo sub-período.

**Tabla 5.11:** Años con cambios en las series de precipitación mes enero

Sector microcuenca	Estación	Cambio período histórico	Cambio segundo sub-período
Nor-este	Ambato	1992	1995
Este	Cevallos	1992	1995
	Tisaleo	1992	1992
Centro	Pilahuin	1992	2005
Sur	Urbina	1999	1993



**Figura 5.24:** Años con cambios en las series de precipitación enero

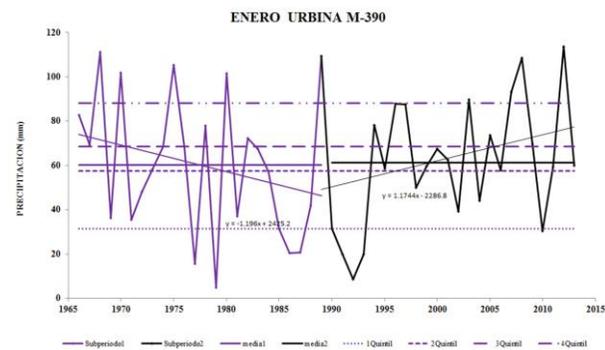
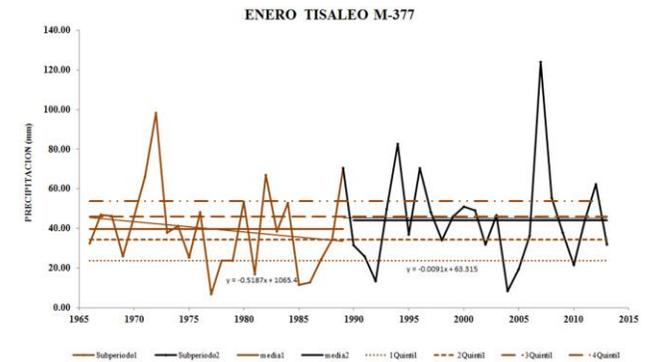
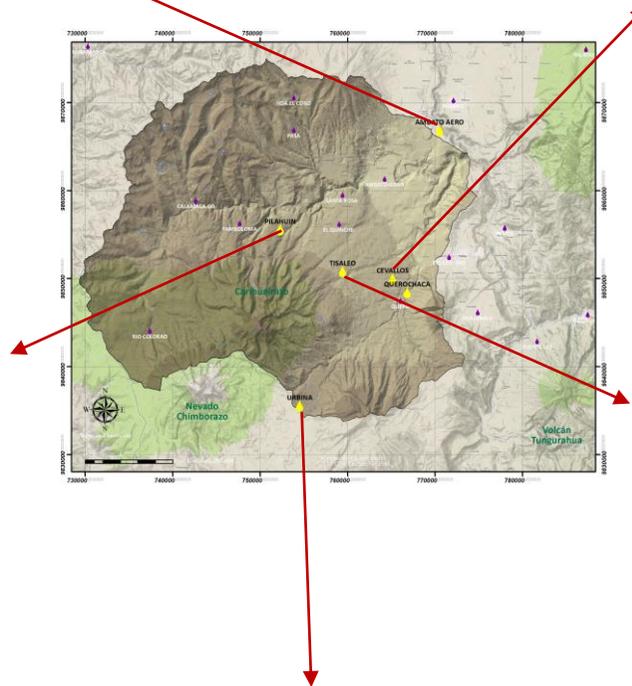
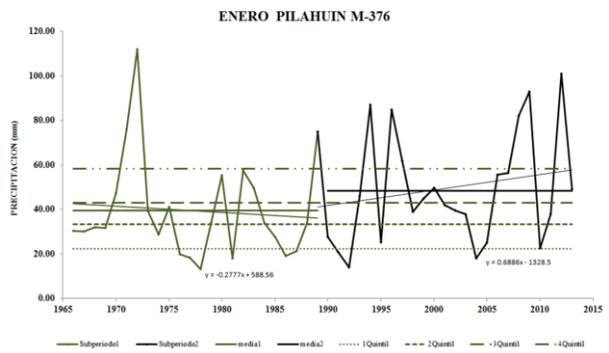
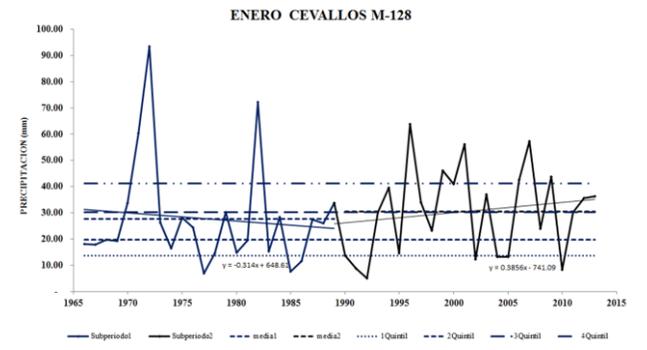
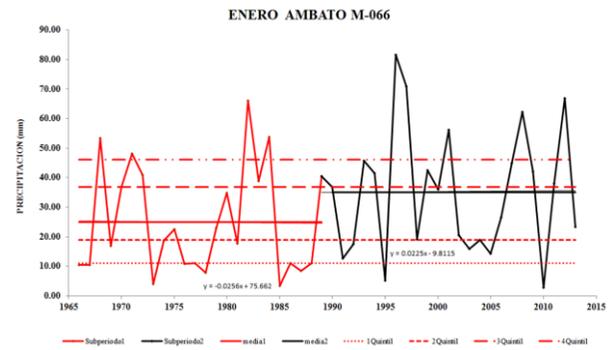
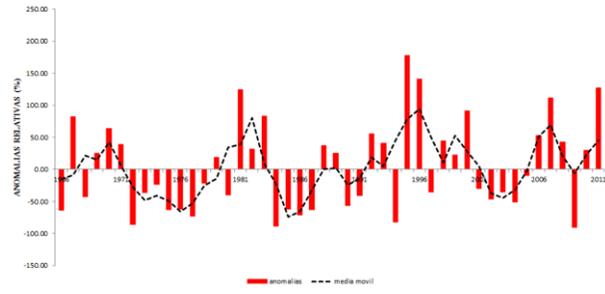
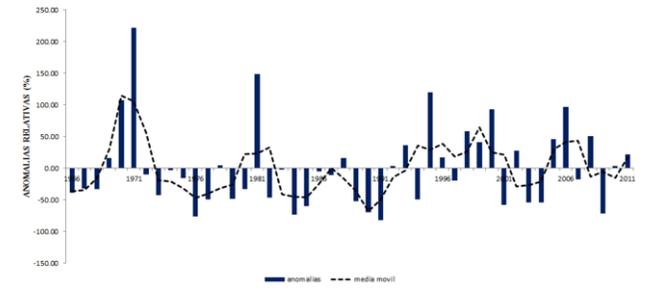


Figura 5.25. Tendencias precipitación enero microcuenca río Ambato

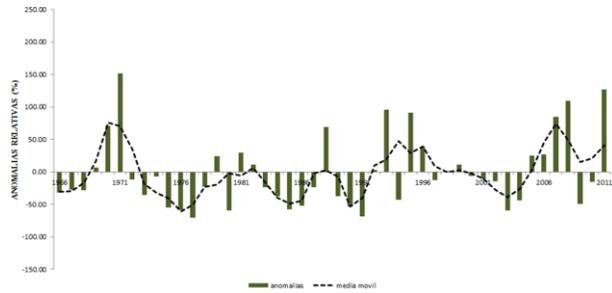
ENERO ANOMALIAS RELATIVAS AMBATO M-066



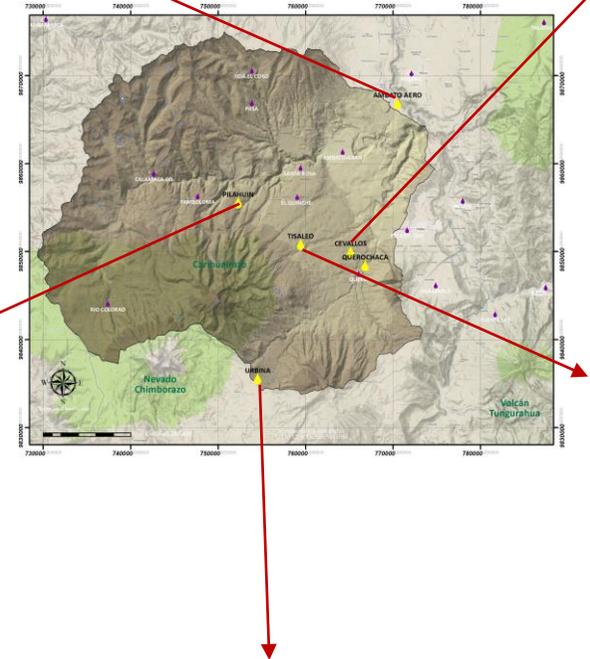
ENERO ANOMALIAS RELATIVAS CEVALLOS M-128



ENERO ANOMALIAS RELATIVAS PILAHUIN M-376



ENERO ANOMALIAS RELATIVAS TISALEO M-377



ENERO ANOMALIAS RELATIVAS URBINA M-390

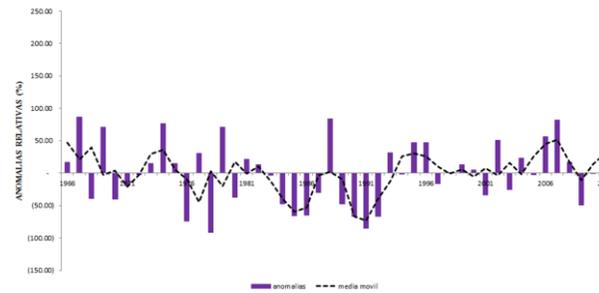


Figura 5.26 Anomalías relativas enero microcuencas río Ambato

En febrero, las afectaciones en las series de precipitación de acuerdo a los estadísticos respectivos no son significativos. En todas las estaciones la precipitación media mensual es mayor en el segundo sub-período con respecto al primero, con incrementos que van desde 10,9% en el centro hasta 25,05% registrado por la estación Urbina en el sur de la microcuenca Apéndice J.

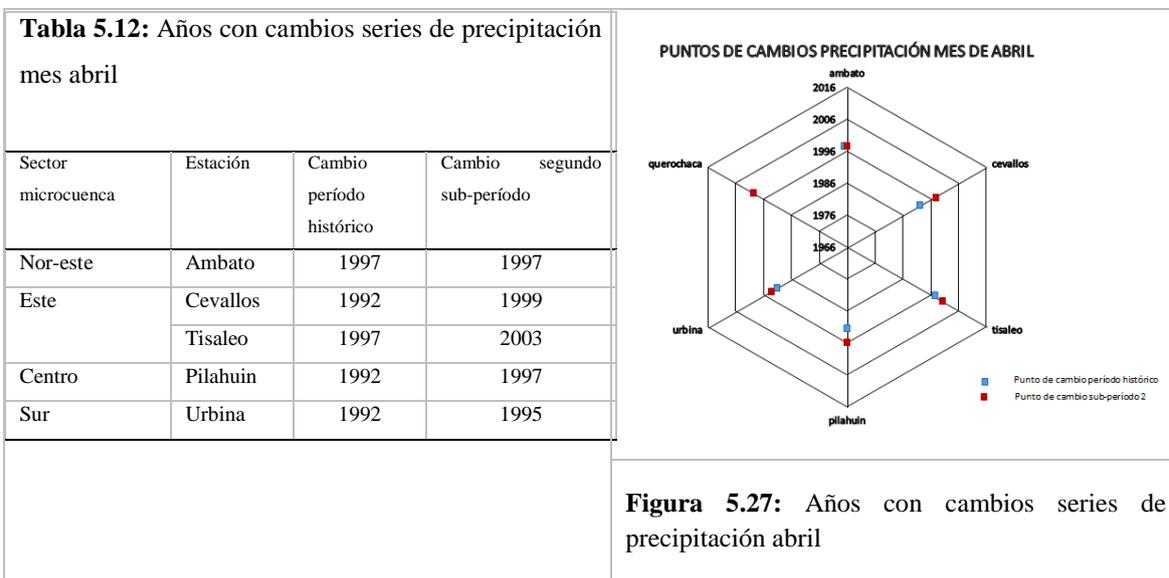
Para marzo, las máximas precipitaciones se registran en el primer sub-período. En todas las estaciones meteorológicas de la microcuenca del río Ambato se detectan decrementos en la precipitación; en el sur estos cambios son significativos para el segundo sub-período, la precipitación media entre 1990-2008 es mayor a la precipitación media 2008-2013 con un nivel de significancia del  $\alpha=0,10$ . El punto de cambio de la serie se registra en el año 2008 en todas las estaciones de estudio. En el norte de la microcuenca la tendencia es negativa con valores que van entre -0,81 mm/año para el primer sub-período a -0,58 mm/año para el segundo sub-período Apéndice J. En el centro de la microcuenca la tendencia negativa está entre -0,48 mm/año para el primer sub-período a -0,71 mm/año para el segundo sub-período, al sur de la microcuenca la tendencia negativa tiene valores de -0,11 mm/año a -2,60 mm/año para el primer y segundo sub-período respectivamente. Se destaca una etapa con anomalías relativas negativas es decir menores montos pluviométricos respecto a la normal para los meses de marzo entre el año 2006 al año 2011 registradas por todas las estaciones de la microcuenca (Apéndice J), esto coincide con una etapa con niveles leves de actividad eruptiva del volcán Tungurahua.

Para el mes de abril, se detecta en el nor-este de la microcuenca la estación Ambato cambios abruptos significativos para el período histórico con un nivel de confianza de  $\alpha=0,10$  el punto de cambio para el período histórico es el año 1997. Los valores de tendencia se incrementan de 0,43 mm/año para el primer sub-período a 1,05 mm/año para el segundo sub-período (Figura 5.28).

En el este de la microcuenca, las estaciones Cevallos y Tisaleo registran cambios abruptos significativos con un nivel de confianza de  $\alpha=0,10$  los puntos de cambios son los años 1997 y 1999 para el período histórico y para el segundo sub-período respectivamente, las tendencias de precipitación en las estaciones Cevallos y Tisaleo son de 1,91 mm/año y 1,74 mm/año respectivamente, Figuras 5.28 los montos pluviométricos se ubican entre el tercer y cuarto quintil de etapas húmedas y muy húmedas para el segundo sub-período (Figura 5.29).

En el centro de la microcuenca la estación Pilahuin registra cambios significativos con un nivel de confianza de  $\alpha=0,10$  los puntos de cambio se registran en los años 1992 y 1997 para el período histórico y segundo sub-período respectivamente, la precipitación media de 1993-2013 es superior a la precipitación media 1966-1992, la tendencia es positiva significativa para un nivel de confianza del 90%, con valores que van de 0,60 mm/año en el primer sub-período a 2,26 mm/año para el segundo sub-período (Figura 5.28). Los valores de precipitación tienden a concentrarse en los quintiles tres y cuatro de etapas húmedas y muy húmedas para el segundo sub-período, al igual que para el este de la microcuenca. (Figura 5.29).

En la parte sur de la microcuenca los cambios no son significativos, los puntos de cambios son los años 1992 y 1995 para el período histórico y segundo sub-período respectivamente, la tendencia de precipitación (Figura 5.28), indica incrementos de 1,41 mm/año, del segundo período con respecto al primero.



En la Tabla 5.12, se puede observar que en todas las estaciones de la microcuenca se registra como punto de cambio en las series de precipitación del período histórico el año 1992, como se mencionó anteriormente el año concuerda con el inicio del proceso eruptivo del volcán Tungurahua, para el segundo sub-período los años 1997 y 1999 son los años en los cuales se registran los cambios y que coinciden con el inicio del proceso eruptivo explosivo. En la Figura 5.27 se grafica la concordancia de los puntos de cambios de las series de precipitación para el histórico como para el segundo sub-período.

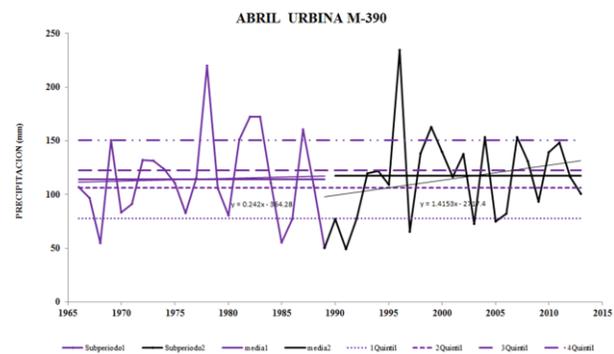
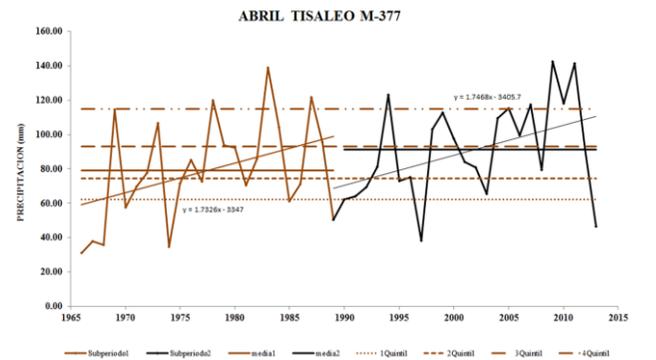
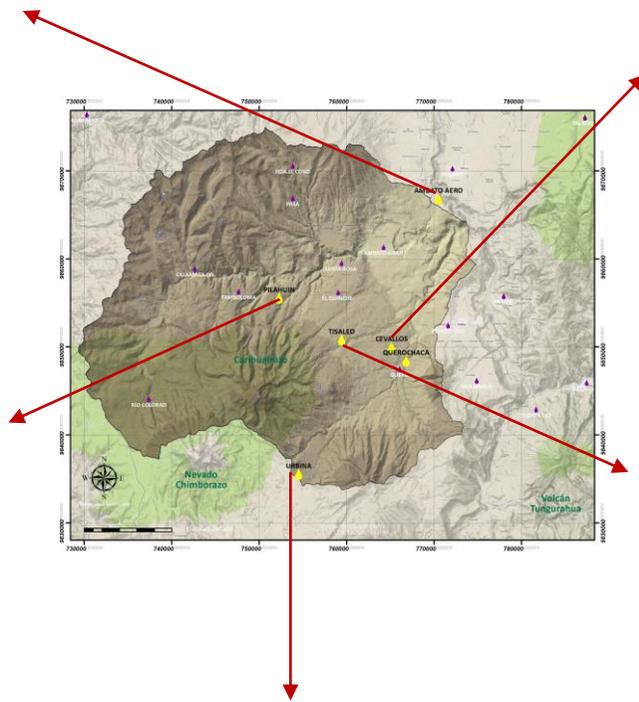
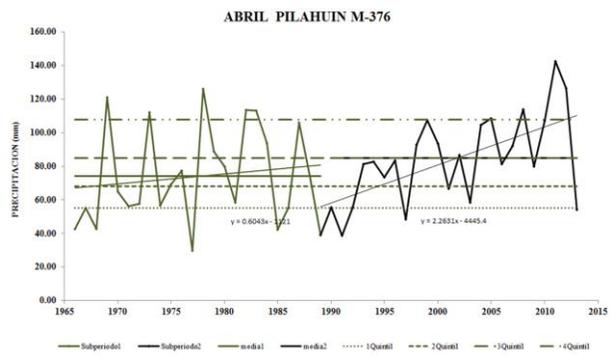
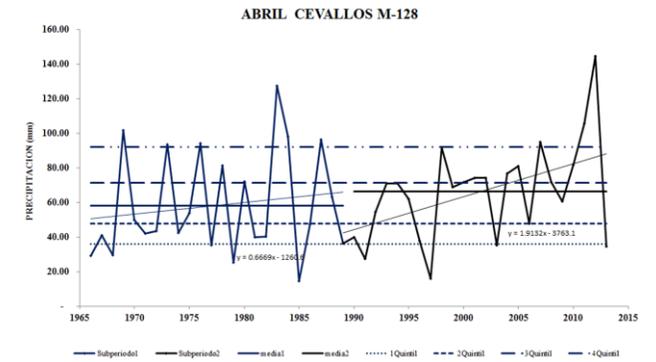
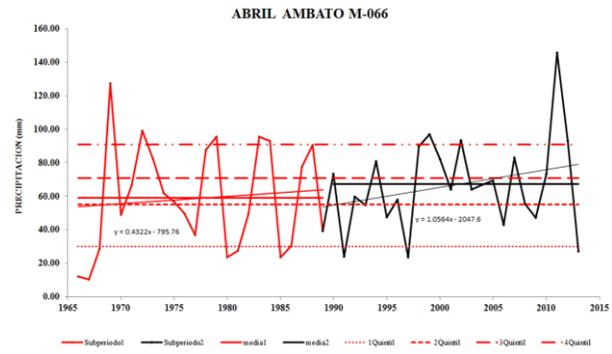
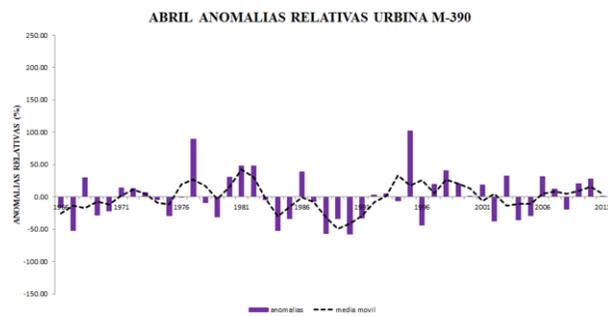
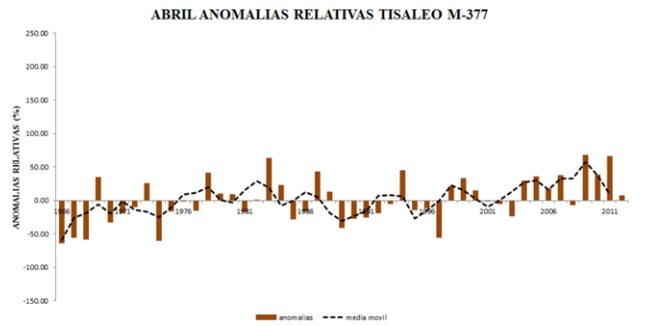
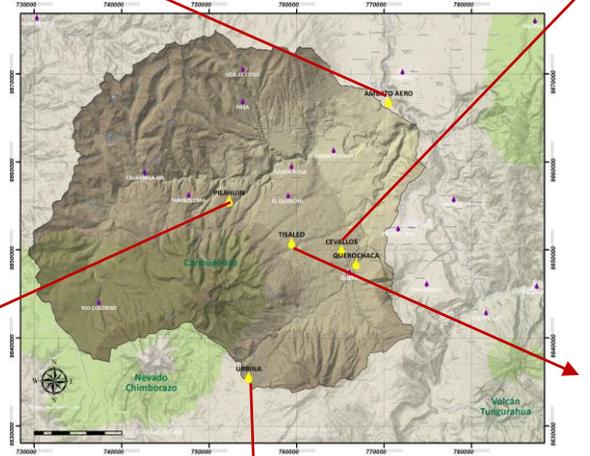
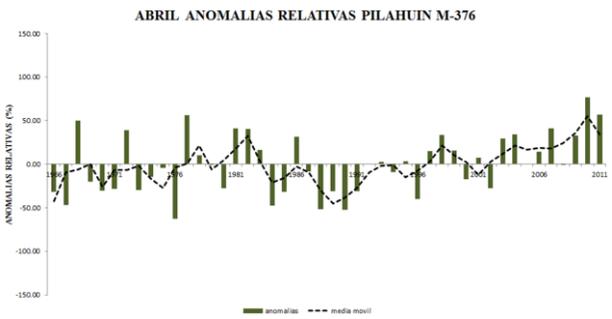
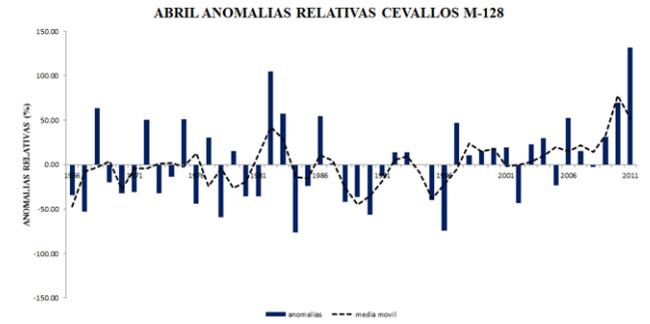
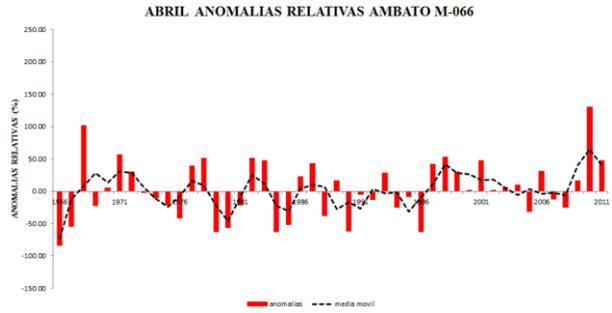
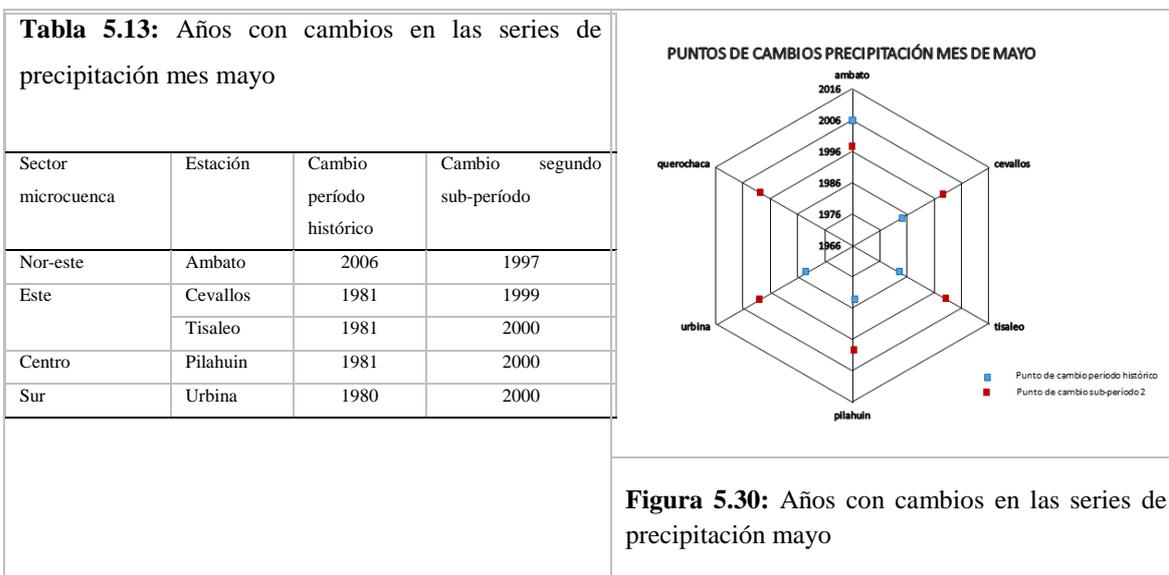


Figura 5.28. Tendencias precipitación abril microcuenca río Ambato



**Figura 5.29.** Anomalías relativas abril microcuenca río Ambato

En el mes de mayo encontramos cambios no significativos en los patrones de precipitación en toda la microcuenca, únicamente al sur la estación Urbina para el segundo sub-período detecta cambios significativos con un nivel  $\alpha=0,10$ . Los puntos de cambios de las series de precipitación para el segundo sub-período es el año 2000, en el cual se registran valores atípicos para todas las estaciones (Figura 5.30).



Podemos observar en la Tabla 5.13 que en todas las estaciones a nivel de microcuenca para el segundo sub-período se registran los años 1999 y 2000 como punto de cambio en la serie.

En el nor-este de la microcuenca la estación Ambato registra tendencias (Figura 5.31), que van desde 1,51 mm/año a 0,08 mm/año, en esta estación en mayo del año 2000 se registra un valor de precipitación de 215,60 mm/año atípico en la serie histórica.

Las tendencias (Figura 5.31), que registra la estación Pilahuin ubicada en la parte central de la microcuenca van de 1,48 mm/año a -0,12 mm/año, en esta estación también se anota para mayo del año 2000 un valor atípico de precipitación de 220,50 mm/año. En el este de la microcuenca la estación Cevallos detecta tendencias con valores que van de 1,53 mm/año a 0,72 mm/año, se registran valores atípicos de 199,50 mm/año y 193,50 mm en los años 2000 y 2011 respectivamente. En la estación Tisaleo las tendencias presentan valores que van de 1,96 mm/año a 0,09 mm/año, se anotan valores atípicos de 233,40 mm/año y 137,48 mm/año para los años 2000 y 1998 respectivamente.

En el sur de la microcuenca, la estación Urbina registra tendencias con valores que van de 3,71 mm/año para el primer sub-período a -2,19 mm/año para el segundo sub-período, los atípicos de precipitación se registran con valores de 349,70 mm/año y 179,90 mm/año en los años 2000 y 1998 respectivamente.

Mayo es considerado históricamente como el mes con mayor precipitación en la zona de estudio, sin embargo de los resultados obtenidos en esta investigación se evidencia para el segundo sub-período una tendencia decreciente de lluvia registradas en todas las estaciones, por tanto, se comprueba la modificación histórica de los patrones de precipitación de este mes luego de los principales eventos eruptivos del volcán Tungurahua.

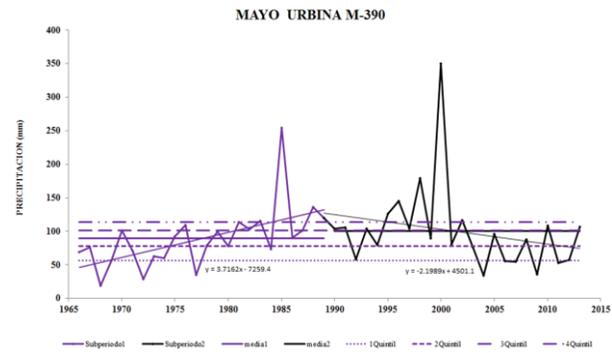
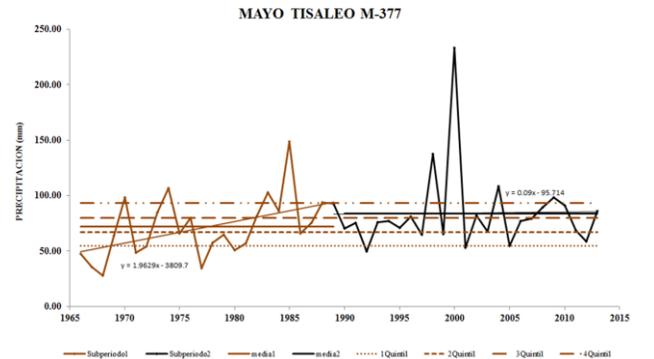
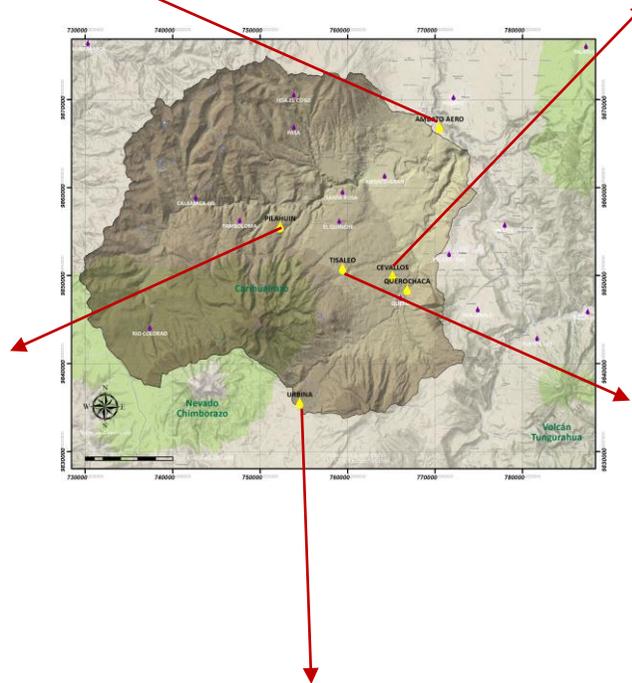
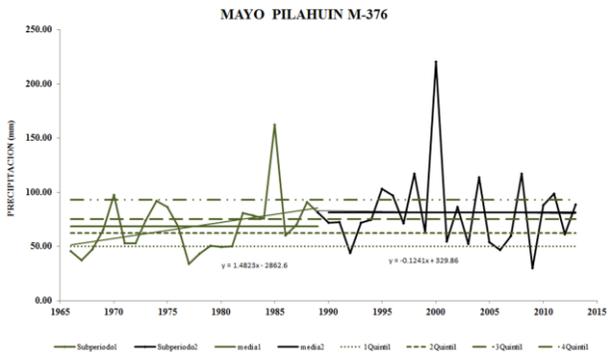
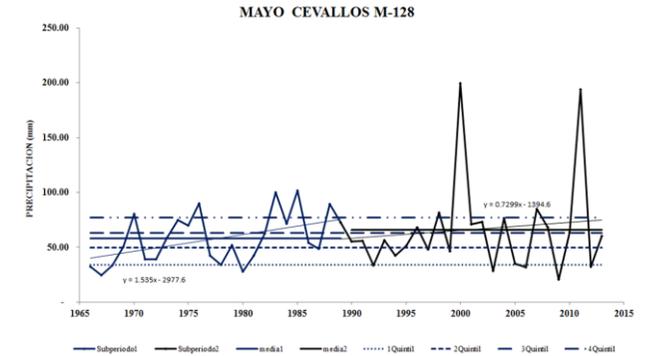
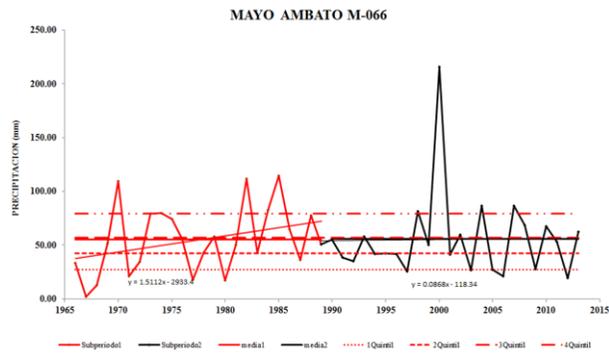
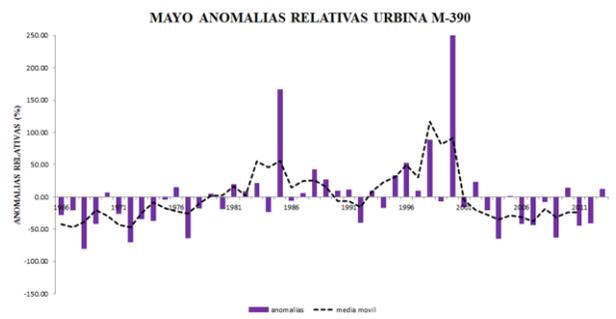
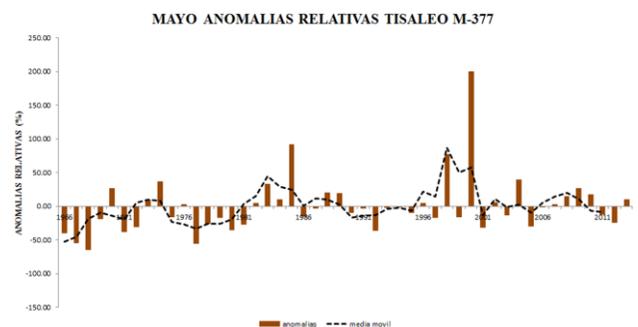
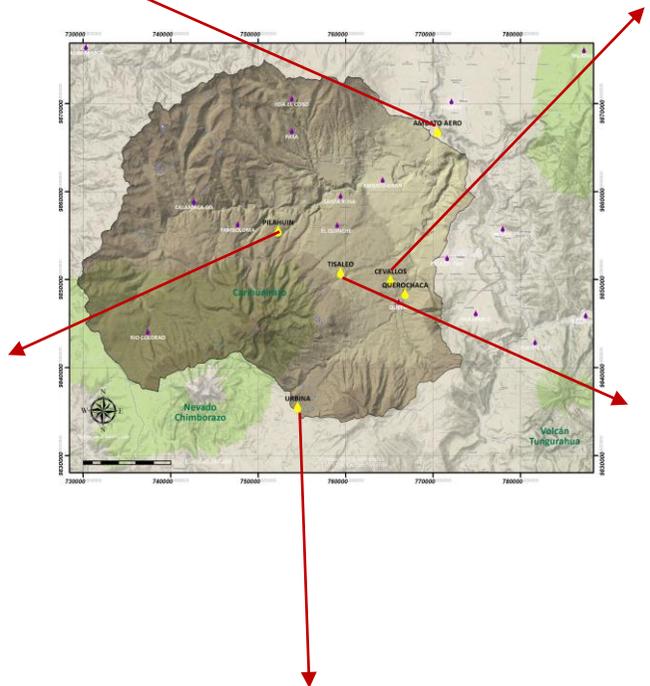
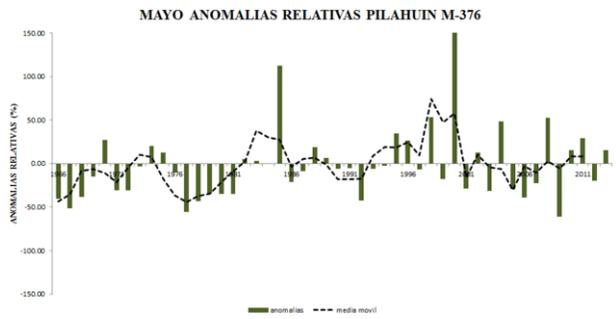
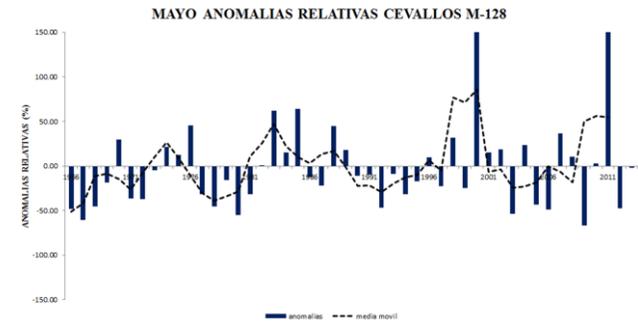
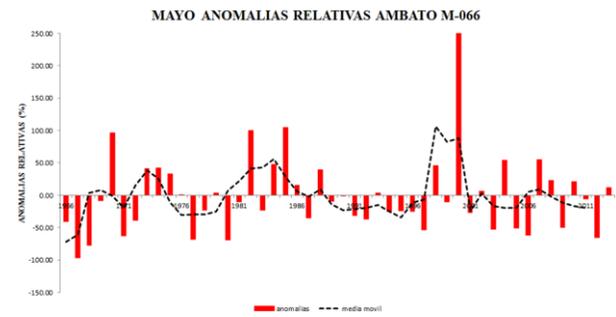


Figura 5.31. Tendencias precipitación mayo microcuenca río Ambato



**Figura 5.32** Anomalías relativas mayo microcuenca río Ambato

En junio, los cambios en los patrones de precipitación no son significativos de acuerdo a los estadísticos correspondientes, en todas las estaciones las tendencias son decrecientes para el segundo sub-período con valores que van entre -0,57 mm/año en el nor-este de la microcuenca a -1.19 mm/año en el sur de la microcuenca. (Apéndice J).

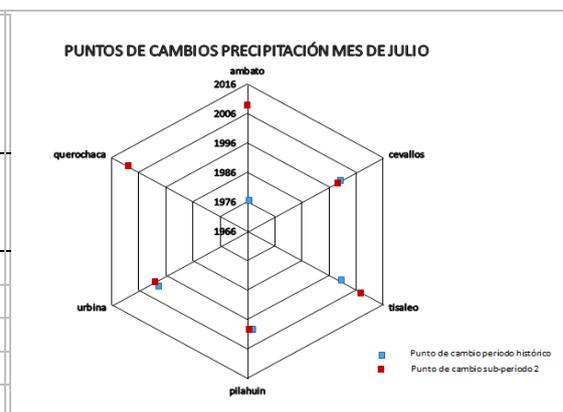
En julio, el comportamiento de las precipitaciones es diferente, en el norte-este de la microcuenca la estación Ambato registra disminuciones de los montos pluviométricos, en un valor del -17,41% en el segundo sub-período con respecto al primer sub-período. La tendencia de la precipitación es negativa con valores que llegan a -0,25 mm/año (Figura 5.34), los registros de lluvia tienden a agruparse en los quintiles 1 y 2 correspondiente a las etapas secas (Figura 5.35).

En el centro de la microcuenca, la estación Pilahuin registra cambios significativos con un nivel de confianza del 90%. En la Tabla 5.14 se anota como punto de quiebre de la serie el año 1998, la precipitación media entre 1998-2013 es menor que la precipitación media para 1990-1998, la tendencia es negativa con valores que llegan a -1,18 mm/año para el segundo sub-período (Figura 5.34) los valores de lluvia corresponden a etapas secas y se ubican en el primero y segundo quintil.

Al este de la microcuenca se anotan disminuciones de la precipitación que llegan a -17,02%, registradas en las estaciones respectivas. Se detectan cambios en media de precipitación con un nivel de significancia  $\alpha=0,10$ . El año de ruptura de la serie es 1998; la precipitación media para 1998-2013 es menor que la precipitación media para 1998-2013. En el sub-período 2 la tendencia es negativa con valores de -0,83 mm/año. En la Figura 5.34 observamos que al sur de la microcuenca las precipitaciones disminuyen y las tendencias son decrecientes para el segundo período con un valor de -1,71 mm/año.

**Tabla 5.14:** Años con cambios series de precipitación mes Julio

Sector microcuenca	Estación	Cambio período histórico	Cambio segundo sub-período
Nor-este	Ambato	1976	2009
Este	Cevallos	1998	1998
	Tisaleo	1998	2007
Centro	Pilahuin	1998	1998
Sur	Urbina	1998	1998



**Figura 5.33.** Años con cambios series de precipitación Julio

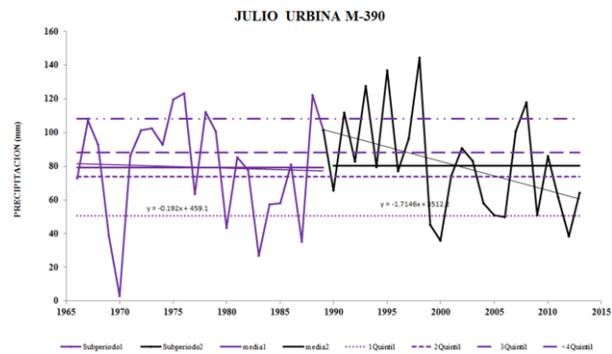
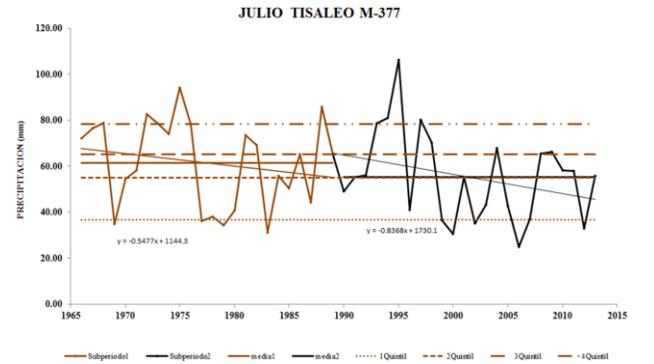
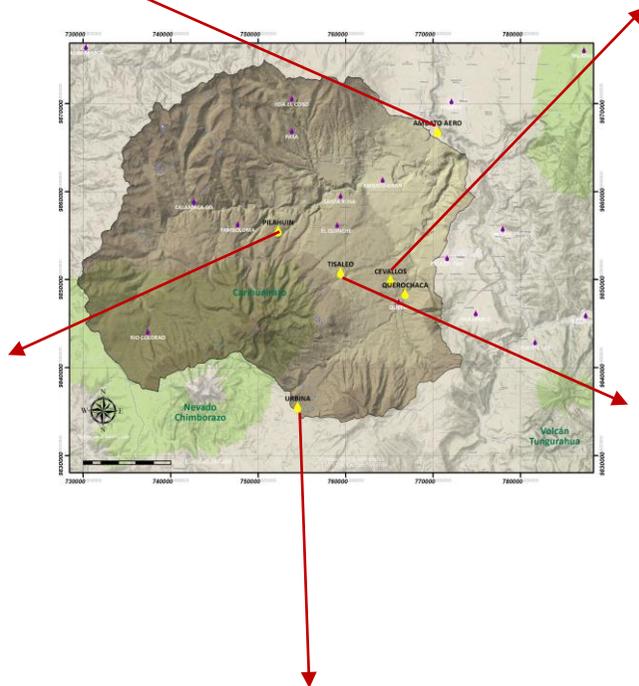
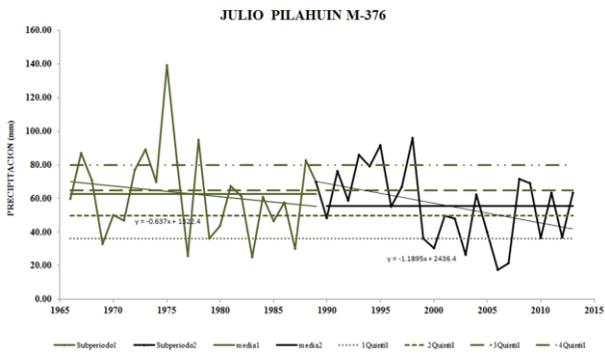
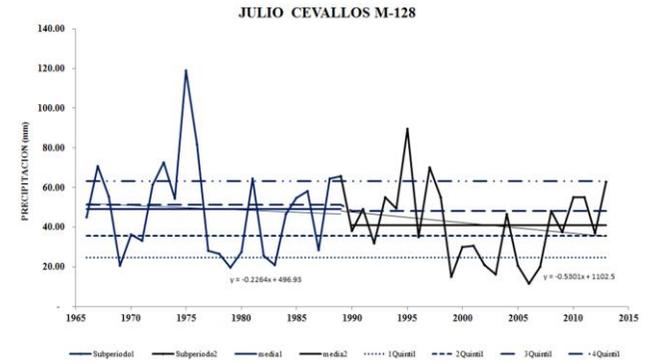
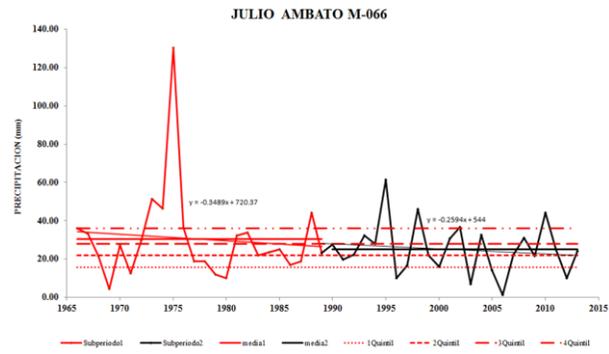
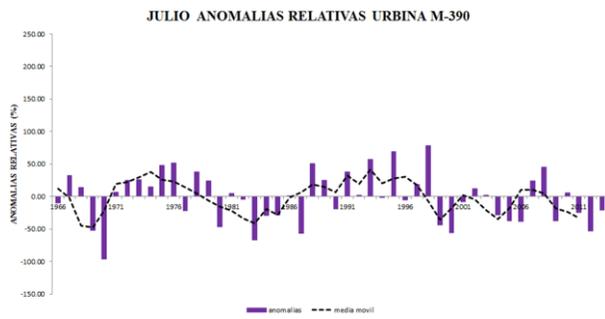
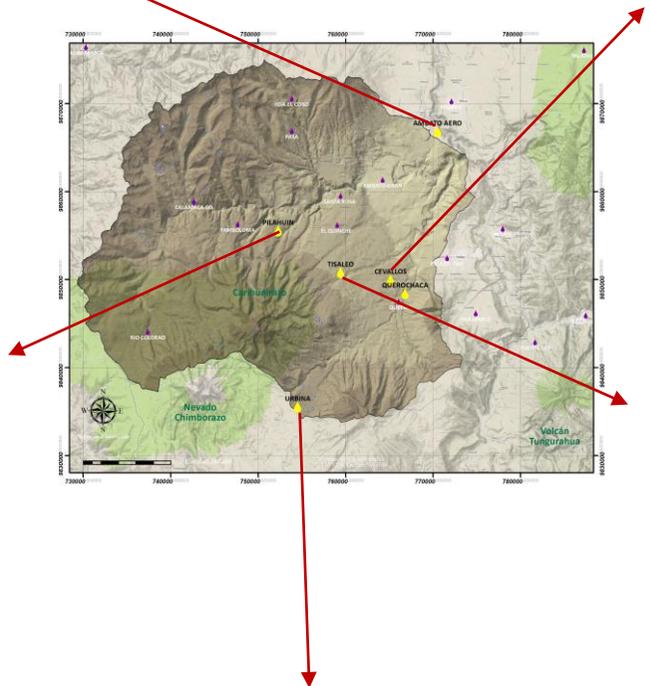
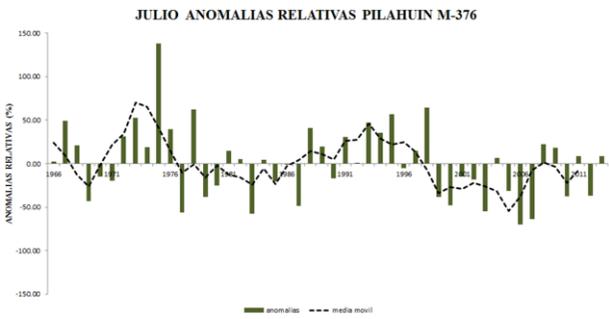
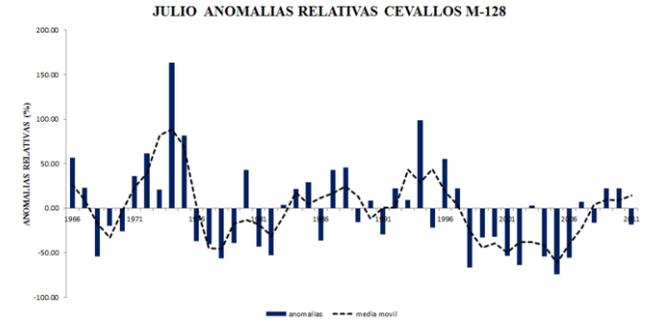
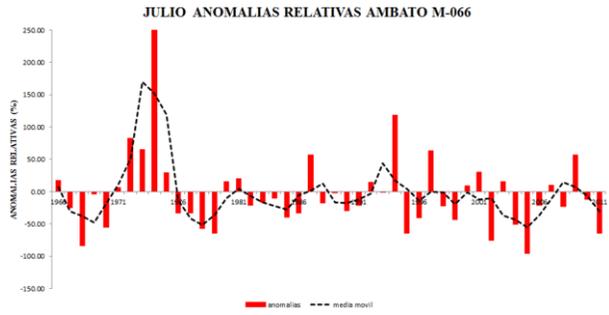


Figura 5.34. Tendencias precipitación julio microcuencia río Ambato



**Figura 5.35.** Anomalías relativas julio microcuena río Ambato

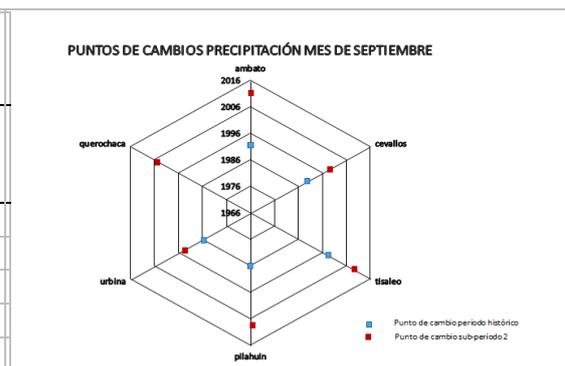
En agosto, los cambios en los patrones de precipitación en la microcuenca del río Ambato no son significativos, en el nor-este se registran decrementos de -19,84% de lluvias en el segundo sub-período con respecto al primero, en el centro y este de la microcuenca los decrementos llegan -9,2% en tanto que en el sur los decrementos tienen un valor de -4,00%.

En el mes de septiembre, los cambios en los patrones de precipitación presentan estadísticos significativos con un nivel de confianza del 90% en media de precipitación en el este de la microcuenca para el segundo sub-período, como se puede observar en la Tabla 5.15 en el nor-este de la microcuenca. El punto de cambio de la serie de precipitación es el año 1993, en el centro y sur el punto de quiebre de la serie es el año 1986, y en el este de la microcuenca se registra el año 1989 como punto de cambio de la serie, en la Figura 5.36 podemos observar que en este mes los puntos de cambio de las series se concentran en años que pertenecen al primer sub-período.

Las máximas precipitaciones se registran en el primer sub-período, en todas las estaciones meteorológicas de la microcuenca se detectan decrementos en la precipitación, en el nor-este las tendencias tienen valores que llegan a -0,25 mm/año (Figura 5.37). Al este las tendencias marcan decrementos con registros que llegan a -0,45 mm/año, los valores de precipitación corresponden a etapas secas y se concentran en el primer y segundo quintil (Figura 5.38).

**Tabla 5.15:** Años con cambios series de precipitación mes septiembre

Sector microcuenca	Estación	Cambio período histórico	Cambio segundo sub-período
Nor-este	Ambato	1993	2011
Este	Cevallos	1989	2000
	Tisaleo	2001	2011
Centro	Pilahuín	1986	2009
Sur	Urbina	1986	1995



**Figura 5.36:** Años con cambios series de precipitación septiembre

En la Figura 5.36 podemos observar que a diferencia de los otros meses en septiembre los puntos de cambios de las series de precipitación se concentran en el primer sub-período.

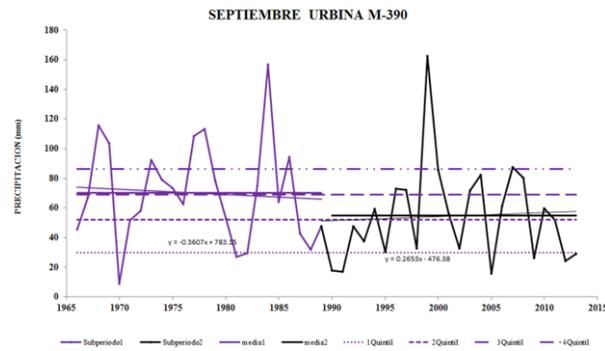
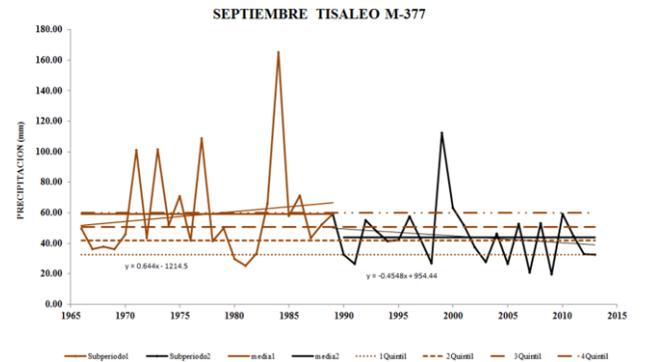
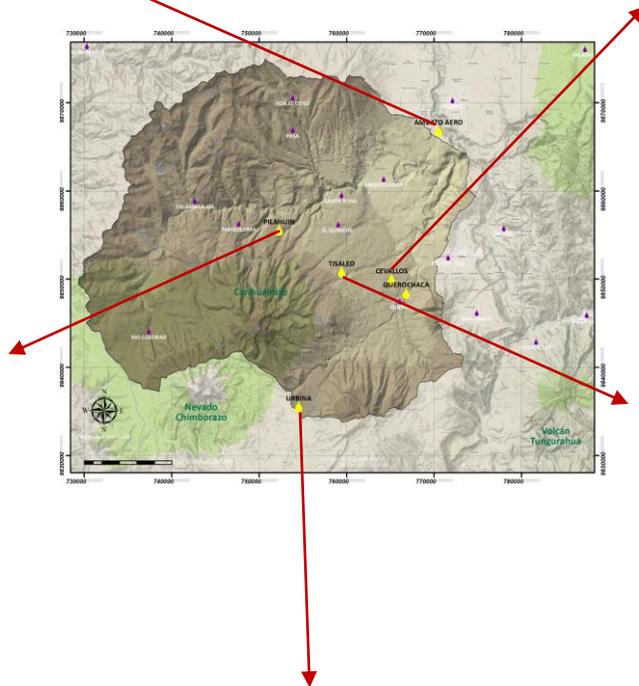
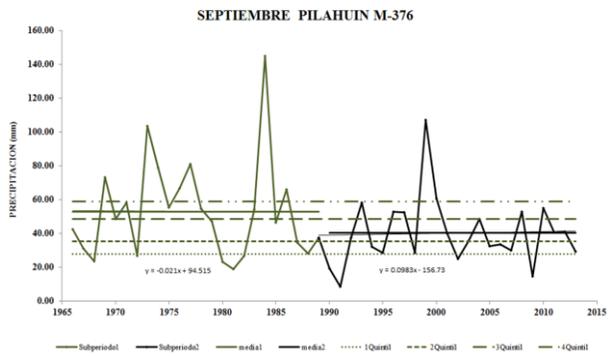
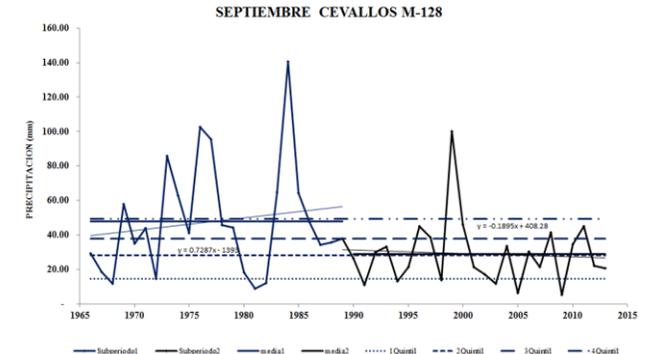
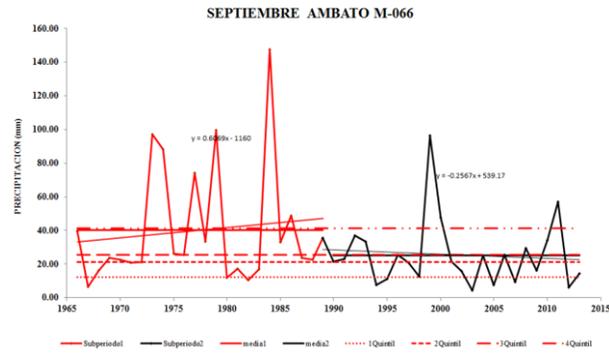


Figura 5.37. Tendencias precipitación septiembre microcuenca río Ambato

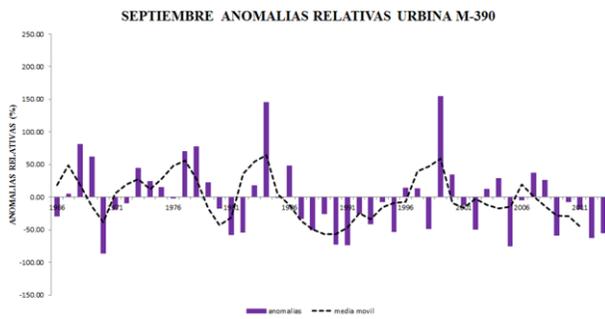
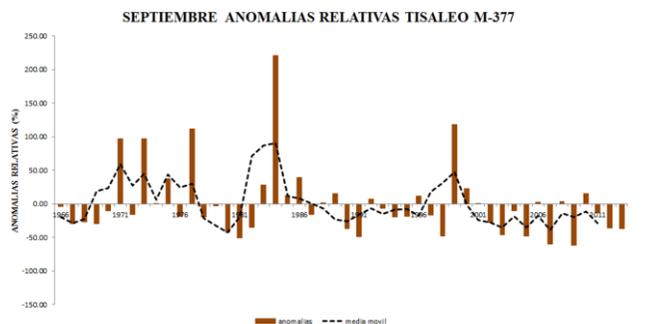
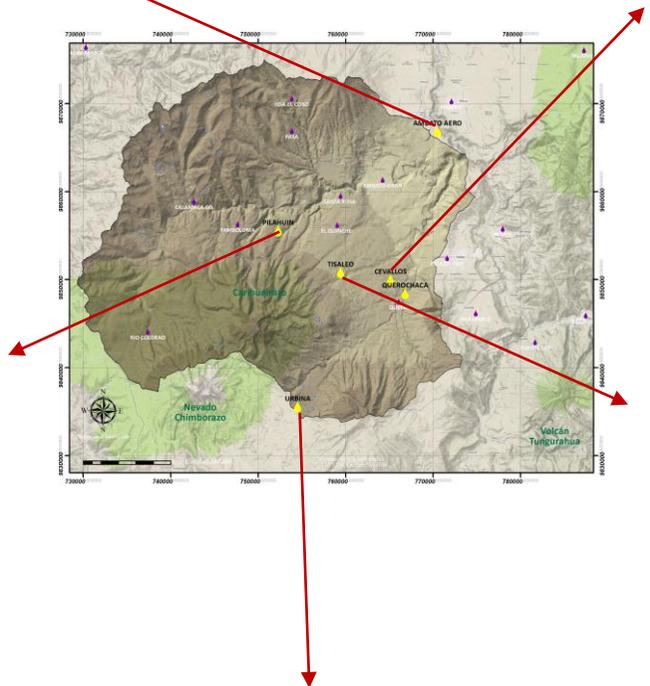
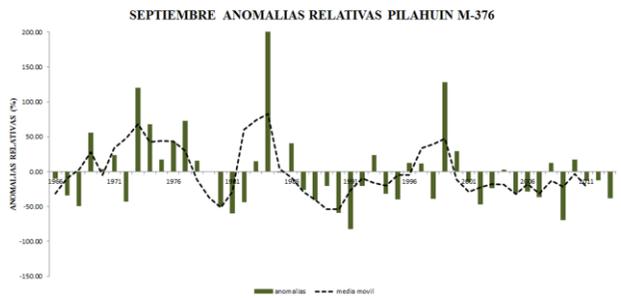
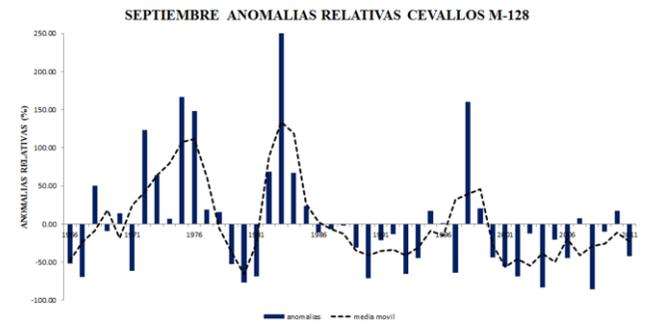
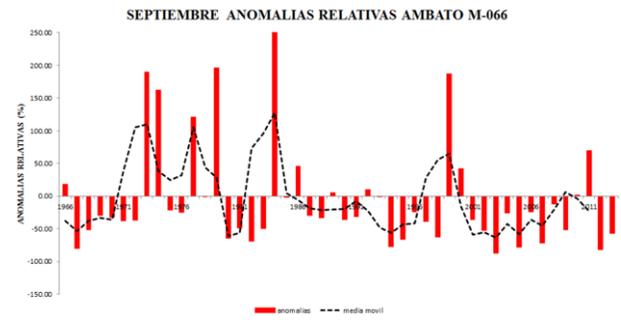


Figura 5.38. Anomalías relativas septiembre microcuenca río Ambato

El mes de octubre mantiene sus características como un mes seco, no se registran cambios estadísticamente significativos, sus tendencias decrecientes en el nor-este de la zona de estudio refleja valores de  $-0,59$  mm/año (Apéndice J), en tanto que en el centro y sur de la microcuenca las tendencias decrecientes registran valores de  $-0,14$  mm/año y  $-0,10$  mm/año respectivamente.

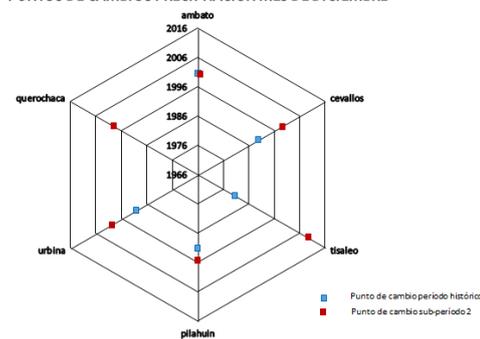
En el mes de noviembre encontramos cambios no significativos en los patrones de precipitación, las tendencias son crecientes para el segundo sub-período con valores que van entre  $-0,63$  mm/año a  $0,22$  mm/año en la parte nor-este de la microcuenca, (Apéndice J). En el centro y este los valores de tendencia se ubican entre  $0,78$  mm/año a  $0,34$  mm/año, en tanto que en el sur de la zona de estudio los valores de tendencia se encuentran entre  $-1.16$  mm/año a  $0,55$  mm/año.

Diciembre es el mes en el que encontramos las mayores modificaciones en los patrones de precipitación asociadas al proceso eruptivo del volcán Tungurahua. En toda la microcuenca las estaciones seleccionadas registran para el segundo sub-período tendencias positivas significativas con un nivel de confianza del 90%. Podemos observar en la Tabla 5.16 en el año 1998 se producen rupturas en la serie de precipitación. La media de 1990-2001 es mayor significativamente a la media 2002-2013.

**Tabla 5.16:** Años con cambios series de precipitación mes diciembre

Sector microcuenca	Estación	Cambio período histórico	Cambio segundo sub-período
Nor-este	Ambato	2002	2002
Este	Cevallos	1993	1998
	Tisaleo	1983	2008
Centro	Pilahuin	1992	1996
Sur	Urbina	1993	1998

**PUNTOS DE CAMBIOS PRECIPITACIÓN MES DE DICIEMBRE**



**Figura 5.39:** Años con cambios series de precipitación diciembre

Los puntos de cambio en las series de precipitación se encuentran en el segundo sub-período (Tabla 5.16), registrados en los años 1993, 1998 y 2008. En la Figura 5.39 podemos observar que para el segundo sub-período el año 1998 coincide en todas las estaciones como punto de quiebre de las series de precipitación y como se explicó anteriormente, es el inicio del proceso eruptivo explosivo del volcán Tungurahua.

En el nor-este las tendencias (Figura 5.40), son positivas significativas  $\alpha=0,10$  con valor de  $1,58$  mm/año, los valores de precipitación tienden a concentrarse en los quintiles de etapas húmedas y muy húmedas (Figura 5.41), para el segundo sub-período. En el centro de la microcuenca los incrementos de las precipitaciones tienen un valor de  $40,40\%$  en el segundo

sub-período con respecto al primero, la estación Pilahuin ubicada en este sector registra al igual que para el nor-este valores atípicos de lluvia en diciembre de los años 1999, 2005 y 2011. En la Figura 5.40 podemos observar que los valores de las tendencias de precipitación son 1,44 mm/año, los valores de precipitación se ubican puntualmente en quintiles de etapas húmedas y muy húmedas para el segundo sub-período.

Al este, las tendencias son positivas significativas con un nivel de confianza del 90%, con valores 1,39 mm/año. Las estaciones Cevallos y Tisaleo, ubicadas en esta zona, registran valores atípicos de lluvia en diciembre de los años 1999 y 2005. Los valores de precipitación se ubican en etapas húmedas y muy húmedas para el segundo sub-período.

Al sur, las tendencias son positivas significativas para un  $\alpha=0,10$  con un valor de 1,95 mm/año para el segundo sub-período con respecto a un valor de -1,44 mm/año para el primer sub-período. En esta zona de estudio se registran valores atípicos de lluvia de 208,50 mm en el año 1999. Al igual que en las otras zonas al sur de la microcuenca los valores de precipitación se ubican en quintiles que corresponden a etapas húmedas para el segundo sub-período.

Históricamente diciembre es un mes seco en el cual se presenta un período conocido como el “Veranillo del Niño”, sin embargo de los resultados obtenidos en este estudio se puede concluir que el proceso eruptivo del volcán Tungurahua modifica puntual y temporalmente sus montos pluviométricos mensuales, anticipándose la temporada de lluvia en la zona de estudio que inicia generalmente en el mes de febrero.

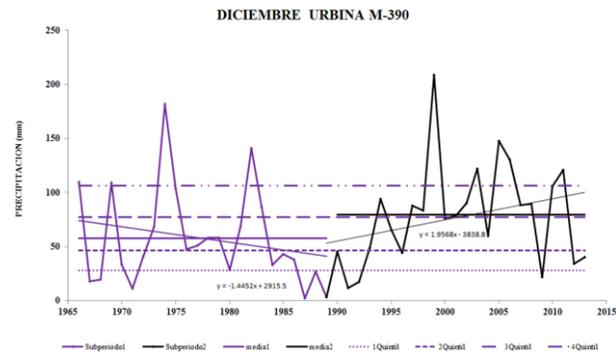
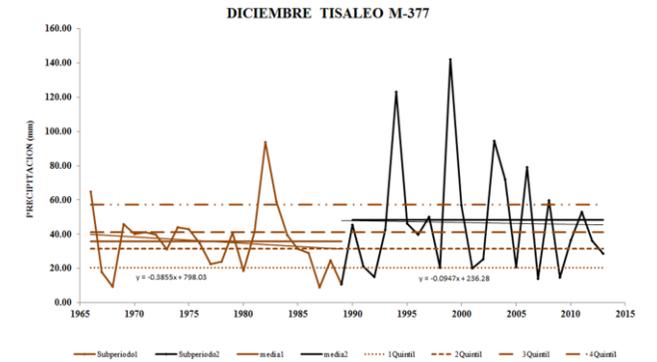
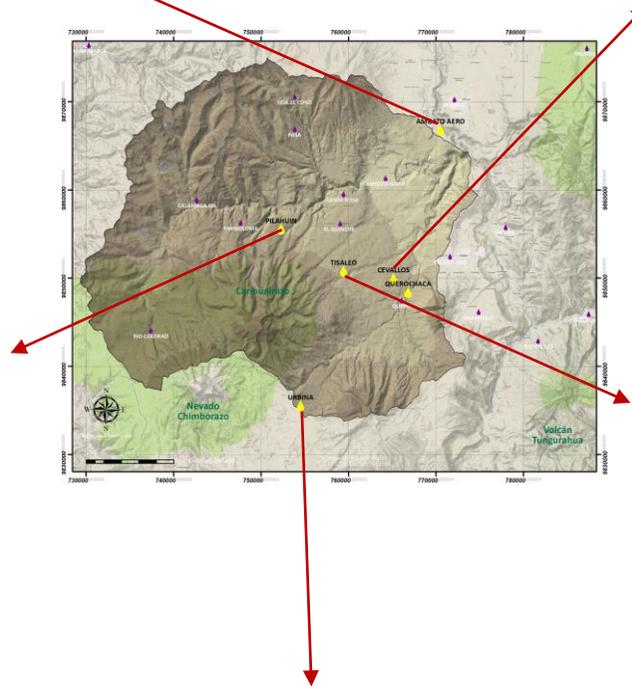
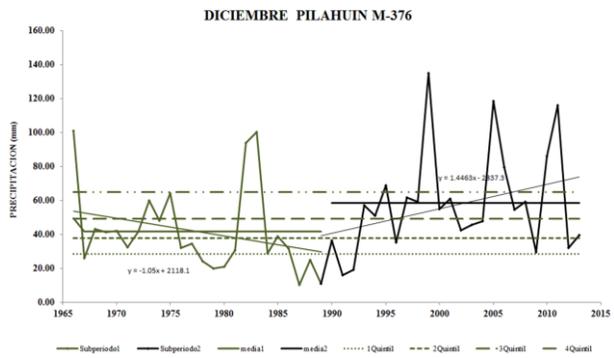
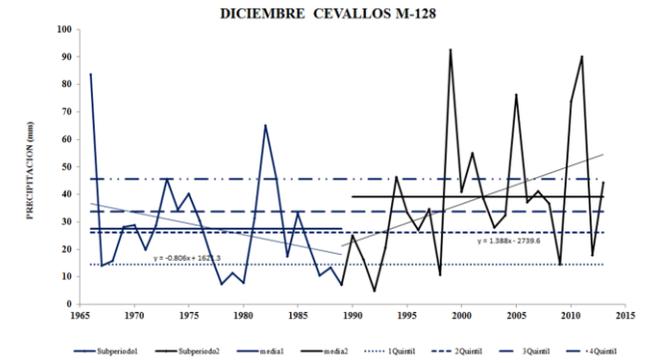
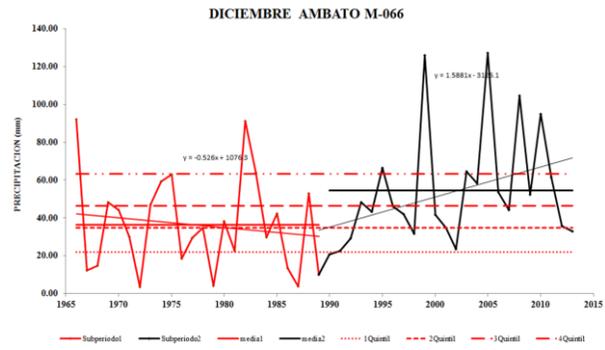
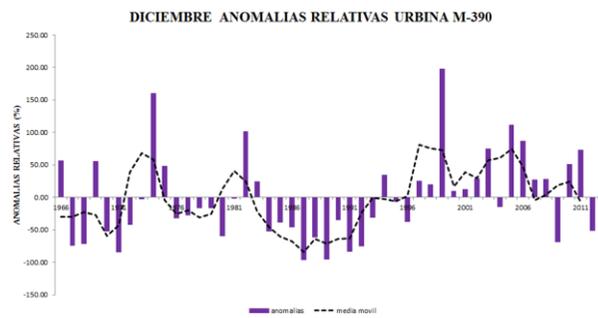
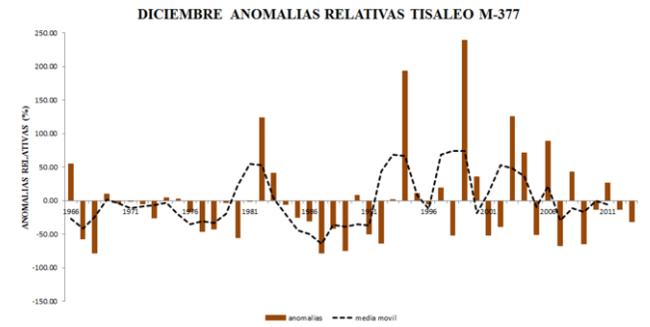
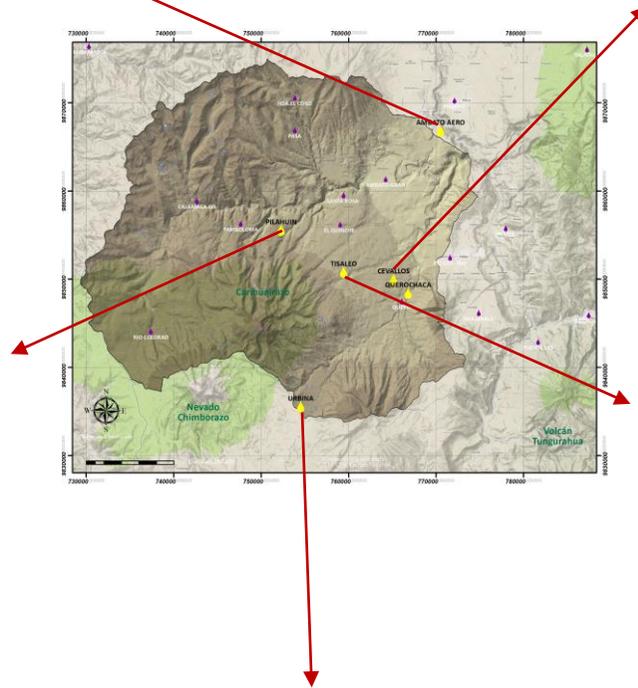
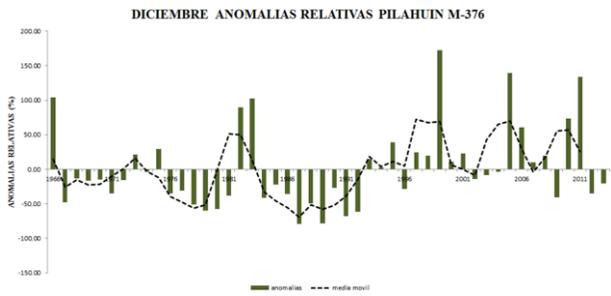
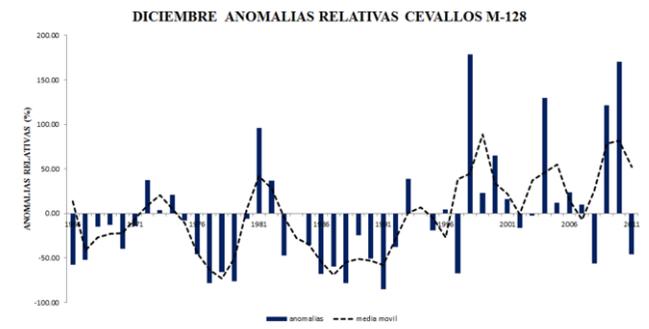
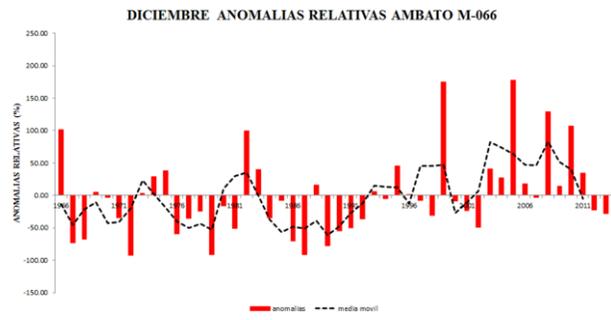


Figura 5.40. Tendencias precipitación diciembre microcuenca río Ambato



**Figura 5.41** Anomalías relativas diciembre microcuenca río Ambato

**Tabla 5.17:** Meses con cambios significativos en las series de precipitación

Zona	Estación	Período	Tendencia	Meses	
				Media	Mediana
Nor-este	Ambato	Per	Dic	Dic	Dic
		Sub1		Jun	
		Sub2	Dic	Dic	
		Per	Abr	Abr	Abr
			Dic	Dic	Dic
		Sub1		Jun	
		Sub2	Abr	Abr	Abr
				Jul	
				Sep	
				Dic	
Este	Cevallos	Per	Abr	Abr	Abr
		Sub1		Jun	
		Sub2	Abr	Abr	Abr
				Jul	
				Sep	
	Tisaleo			Dic	
		Per	Abr	Abr	Abr
		Sub1			
		Sub2			
Centro	Pilahuin	Per	Abr	Abr	Abr
		Sub1	May		
		Sub2	Abr	Abr	Abr
			Jul	Jul	Jul
			Dic		
		Per	Dic	Dic	Dic
		Sub1			
		Sub2	Ene	Ene	Mar
			Mar	Mar	
			May	May	
Sur	Urbina		Dic	Jul	
				Dic	

Per= período histórico 1966-2013; Sub1= primer sub-período 1966-1989; Sub2= segundo sub-período 1989-2013; Ene=Enero; Mar=Marzo; Abr=Abril; May=Mayo; Jun=Junio; Jul=Julio; Sep.=Septiembre; Dic=Diciembre

En la Tabla 5.17 se presenta un resumen con la información de los meses en los cuales se producen cambios significativos con un  $\alpha=0,10$  en las series de precipitación en la microcuenca del río Ambato, durante el período histórico de análisis y en cada uno de los sub-períodos. Podemos concluir en base al estudio realizado que en el sub-período 2 con la presencia del proceso eruptivo del volcán Tungurahua. El mes de diciembre presenta cambios significativos en toda la microcuenca. Los meses de abril, julio, septiembre y diciembre presentan cambios significativos en el centro y este de la microcuenca, mientras que los meses de enero, mayo y diciembre registran modificaciones en el sur de la microcuenca.

## 5.6 METODOLOGÍA FASE 2: MODELO ESTOCÁSTICO DE PRECIPITACIÓN QUE INCORPORA LA VARIABLE DEL PROCESO ERUPTIVO DEL VOLCÁN TUNGURAHUA EN LA MICROCUENCA DEL RÍO AMBATO

Como se plantea en la metodología del presente estudio, el modelo de precipitación Ec. (4.10) es un modelo ARIMAX constituido por una componente exógena  $Yv$  y una componente estocástica que sigue un modelo ARIMA ( $Y_t$ ).

### 5.6.1 Estimación de la componente exógena $Yv$

*Cointegración de la serie temporal de precipitación y concentración de  $SO_2$  en la microcuenca del río Ambato*

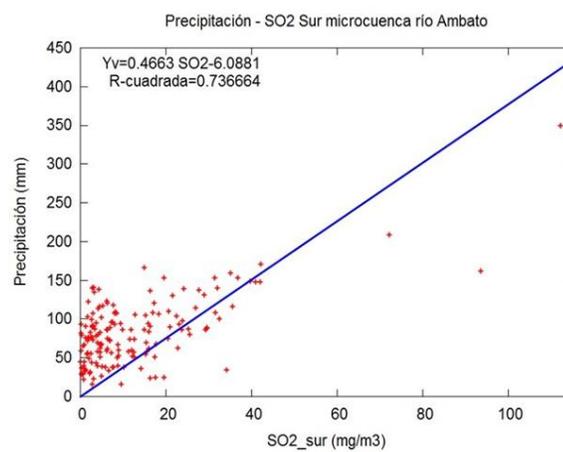
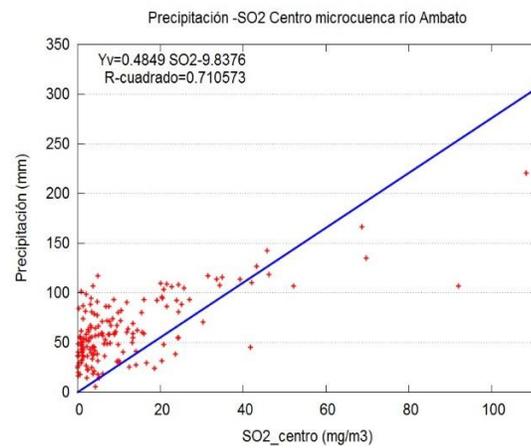
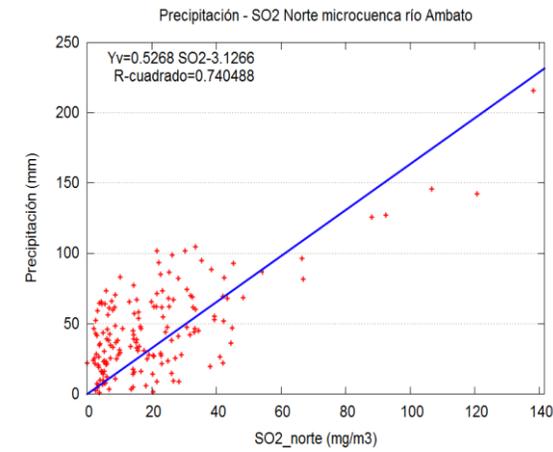
Para establecer si en la microcuenca del río Ambato existe una relación entre las dos variables de estudio, realizamos el contraste de cointegración de Engle-Granger que detallamos en el Apartado 4.4.3. La aplicación de esta prueba permite determinar la existencia o no de una regresión de cointegración, para esto identificamos a la serie temporal de precipitación como la variable dependiente y a la concentración de  $SO_2$  calculada como la variable explicativa.

Identificadas las variables comprobamos su estacionariedad, en nuestro caso de estudio las series son integradas de orden uno. Obtenemos sus residuos de regresión de mínimos cuadrados ordinarios, e identificamos si la serie de residuos es estacionaria con la aplicación de la prueba de Dickey Fuller Aumentada.

**Tabla 5.18.** Estadísticos de cointegración de precipitación y concentración de  $SO_2$

Zonas microcuenca	Estadístico t	p valor	Test Durbin Watson
Nor-este	-4,970	1,72e-06	2,13
Centro	-4,885	2,51e-06	2,14
Sur	-4,712	5,33e-06	2,15

En la Tabla 5.18 observamos que en todas las zonas de la microcuenca, para las series de residuos obtenidas, el valor del estadístico Durbin Watson se encuentra en el rango 1,85–2,15 y el p valor del estadístico t es significativo por tanto se rechaza la hipótesis nula de existencia de raíz unitaria es decir que la serie de residuos de las variables analizadas es estacionaria, por tanto concluimos que las dos series cointegran.



**Figura 5.42:** Modelos de regresión series de precipitación mensual-concentración mensual de SO<sub>2</sub>

Las ecuaciones estimadas de la componente  $Yv$  se obtienen mediante modelos de mínimos cuadrados ordinarios. En la Figura 5.42 se presentan los modelos obtenidos de la regresión y los parámetros de cointegración calculados de la componente de acuerdo a la Ec. 4.11 para las tres zonas de la microcuenca de estudio.

**Tabla 5.19.** Pruebas estadísticas modelo de regresión

Zonas microcuenca	Normalidad residuos		Heteroscedasticidad de los residuos		Especificación del modelo	
	Jarque-Bera	p-valor	ARCH	p-valor	Reset	p-valor
Nor-este	0,2256	0,8933	12,6872	0,3921	0,0195	0,981
Centro	2,2465	0,3252	17,4555	0,1332	0,1534	0,858
Sur	5,6831	0,0538	13,5828	0,3281	0,4082	0,660

En la Tabla 5.19 podemos observar que para todas las zonas de la microcuenca el modelo de regresión obtenido cumple con las pruebas estadísticas establecidas, los residuos son consistentes con una distribución normal. Los residuales no muestran heteroscedasticidad y de acuerdo a la prueba Resert el modelo está bien especificado.

### 5.6.2 Estimación de la componente estocástica ( $Y_t$ )

Para aplicar la metodología ARIMA las series de precipitación deben ser estacionarias, al menos en el sentido amplio, es decir media constante y varianza constante. Como se detalla en el apartado 4.4.5 se normaliza la serie de precipitación y se verifica si la serie es estacionaria o no. En este caso de estudio aplicamos la prueba de Dickey Fuller Aumentado (ADF) que es una prueba de raíz unitaria en una serie de tiempo. Cuando una serie no es estacionaria en media, o lo que es lo mismo, cuando no es integrada de orden cero [ $I(0)$ ], se dice que presenta al menos una raíz unitaria.

**Tabla 5.20.** Estadísticos de estacionariedad de las series de precipitación

Zonas microcuenca	Sub-períodos	Estadístico t	p valor
Nor-este	Sub-período 1	-3,1813	0,0881
	Sub-período 2	-3,0755	0,1121
Centro	Sub-período 1	-2,7490	0,0615
	Sub-período 2	-2,9526	0,1459
Sur	Sub-período 1	-2,9875	0,0554
	Sub-período 2	-2,7995	0,1974

En la Tabla 5.20 se puede observar que en todas las zonas de la microcuenca las estaciones registran para las series de precipitación p value mayores al 5%, apoyando la hipótesis nula de que las series tienen una raíz unitaria. Los resultados de la prueba demuestran que las series no son estacionarias y por tanto en niveles probamos la primera diferencia regular, es decir, comprobamos si las series son integradas de orden uno  $[I(1)]$ .

**Tabla 5.21.** Estadísticos de estacionariedad de las series de precipitación integradas de orden uno

Zonas microcuenca	Sub-períodos	Estadístico t	p valor
Nor-este	Sub-período 1	-18,0321	6,634e-59
	Sub-período 2	-18,5160	1,745e-61
Centro	Sub-período 1	-19,7928	2,708e-68
	Sub-período 2	-18,6992	1,836e-62
Sur	Sub-período 1	-18,6048	5,858e-62
	Sub-período 2	-19,9736	2,959e-69

Aplicada la primera diferencia a las series de precipitación podemos observar en la Tabla 5.21 que los resultados del estadístico Dickey Fuller Aumentado (ADF), presenta valores de p value menores al 5% de confianza por tanto se rechaza la hipótesis nula de que las series tienen raíz unitaria y se acepta la hipótesis alterna de estacionariedad de las series de precipitación en todas las zonas de la microcuenca. La parte regular de las series de precipitación se asemejan a un AR(1), puesto que la Función de Autocorrelación Total presenta un valor significativamente distinto de cero, mientras que la Función de autocorrelación parcial decrece rápidamente.

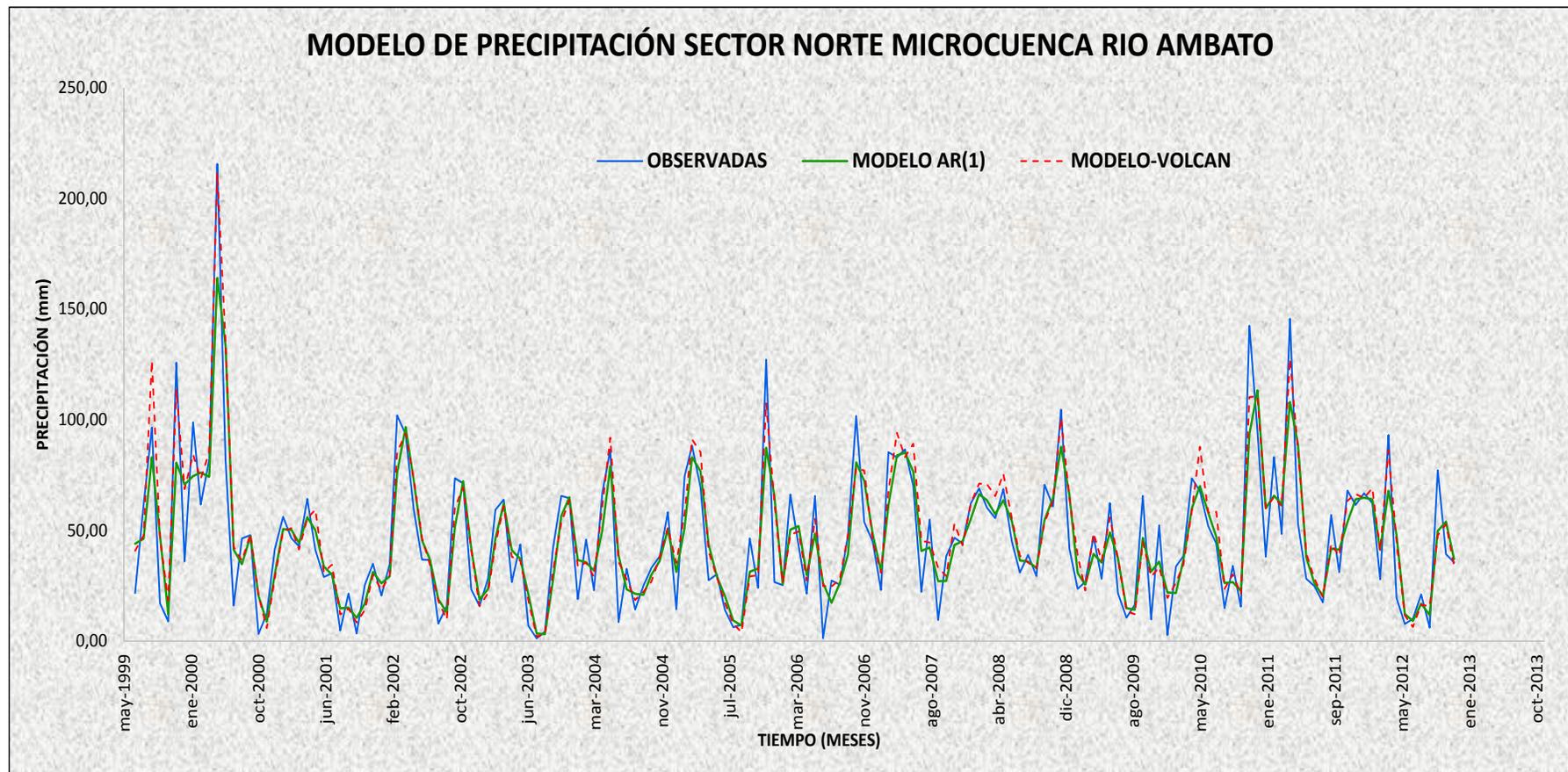
El modelo adecuado para el análisis de las series de precipitación en todas las zonas de la microcuenca se determina mediante el uso de las gráficas de autocorrelación, se establece que el grado para el cual las series se hacen estacionarias es 1, por tanto se usa las series de la primera diferencia para determinar el modelo ARIMA.

**Tabla 5.22.** Estimación del modelo ARIMA (1,1,0) de las series de precipitación

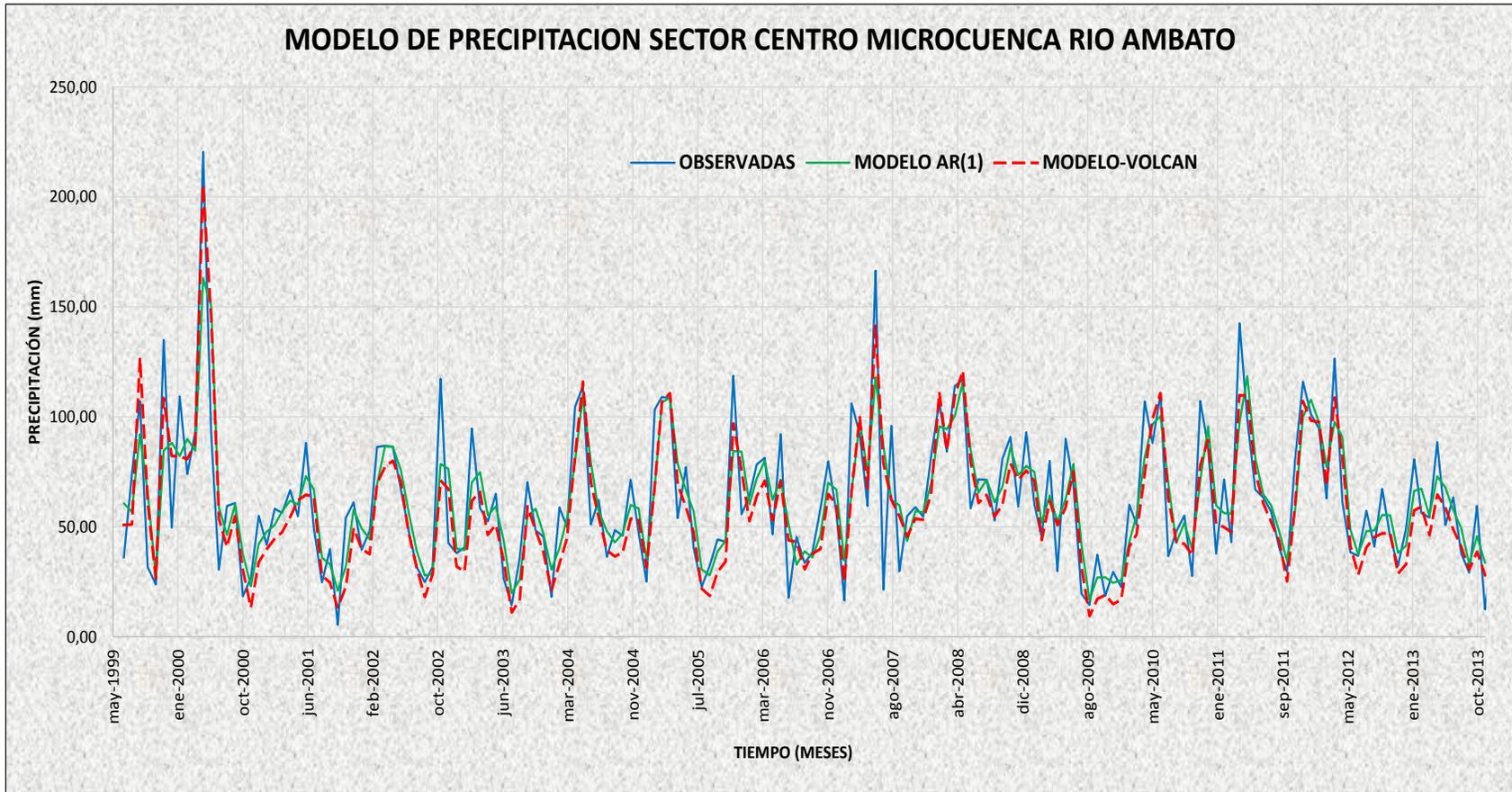
Zonas microcuena	Sub-períodos		Coefficiente	Estadístico z	p valor
Nor-este	Sub-período 1	const	-0,035672	-0,02452	0,5804
		$\emptyset_1$	-0,384389	-7,058	1,69e-012
	Sub-período 2	const	-0,027850	-0,01890	0,6849
		$\emptyset_1$	-0,389079	-7,161	7,99e-013
Centro	Sub-período 1	const	-0,098193	-0,07305	0,6418
		$\emptyset_1$	-0,454183	-8,646	5,32e-018
	Sub-período 2	const	-0,0261642	-0,01888	0,4849
		$\emptyset_1$	-0,452585	-8,600	7,98e-018
Sur	Sub-período 1	const	-0,249496	-0,1257	0,6000
		$\emptyset_1$	-0,399585	-7,390	1,47e-013
	Sub-período 2	const	-0,008696	-0,004184	0,6967
		$\emptyset_1$	-0,417098	-7,781	7,91e-015

La estimación del modelo de las series de precipitación se reproduce en la Tabla 5.22, el parámetro  $\emptyset_1$  es significativo y  $< |1|$  para todas las zonas de la microcuena, el término independiente se mantiene por cuestiones de ajuste aún cuando en este caso no es significativo.

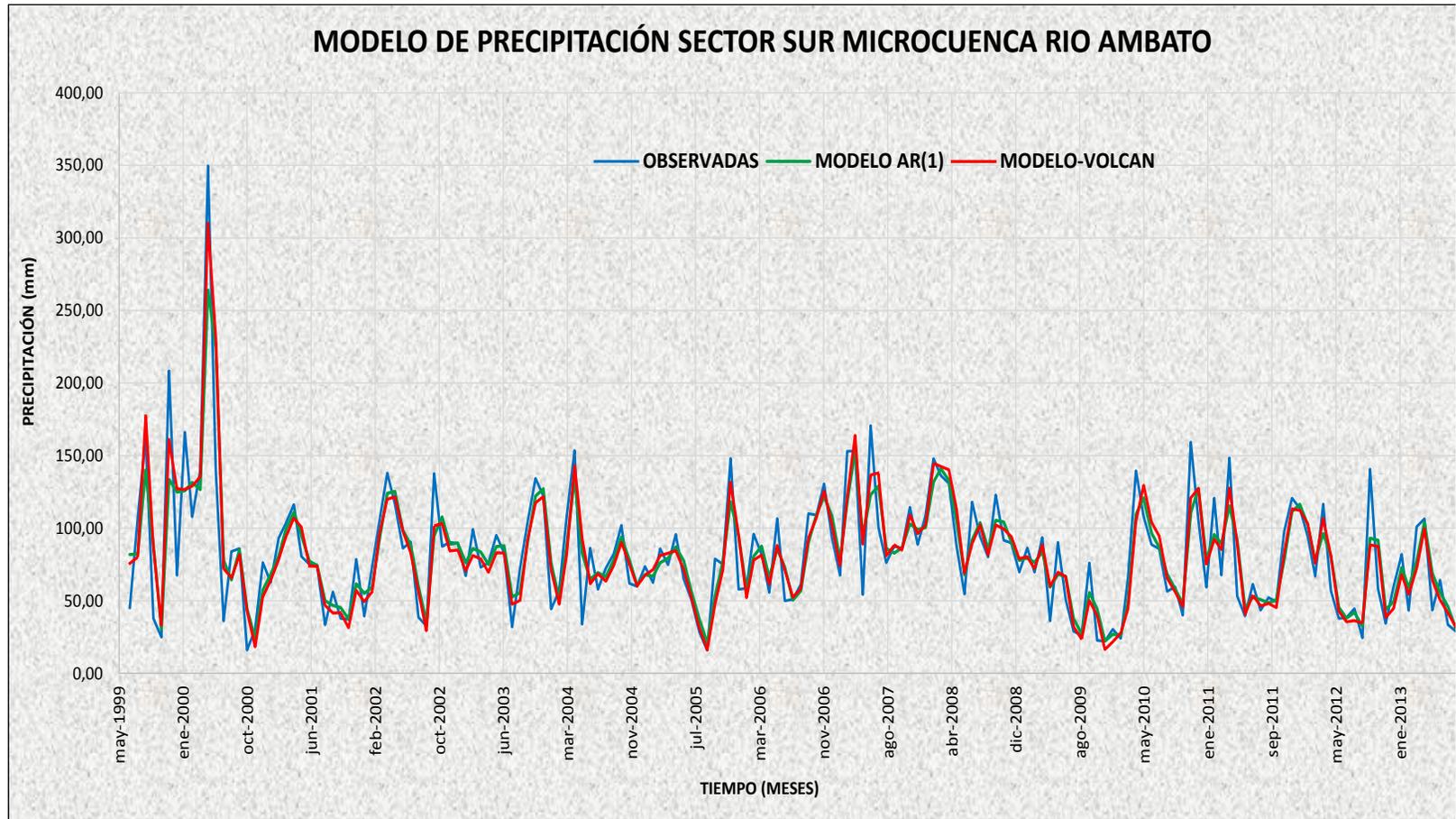
Una vez que se han estimado los valores de la componente determinista  $Yv$  y estocástica  $Y_t$  estos se incorporan en la Ec. (4.10) obteniéndose Apéndice K, los datos de precipitación de un modelo que incorpora los efectos del proceso eruptivo de un volcán, en una microcuena.



**Figura 5.43:** Modelos de precipitación sector norte microcuencia río Ambato



**Figura 5.44:** Modelos de precipitación sector centro microcuencia río Ambato



**Figura 5.45:** Modelos de precipitación sector sur microcuencia río Ambato

En la Figuras 5.43; 5.44 y 5.45 podemos observar tres series de precipitación, en negro las observaciones, en verde un modelo AR(1) y en rojo el modelo con efectos del volcán Tungurahua. En la Tabla 5.23 encontramos los estadísticos de Nash-Sutcliffe que permiten cuantificar la eficiencia del modelo.

**Tabla 5.23.** Estadísticos de Nash-Sutcliffe modelación microcuenca río Ambato

Zonas microcuenca	Estadístico NSE		Ajuste
	MODELO AR(1)	MODELO VOLCÁN	
NOR-ESTE	0,7632	0,8006	Muy Bueno
CENTRO	0,6599	0,7193	Muy Bueno
SUR	0,7031	0,7631	Muy Bueno

El coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE), determina la magnitud relativa de la varianza residual en comparación con la variación de datos medidos, un ajuste perfecto de este criterio viene dado por la unidad, un ajuste negativo indica un modelo pobre y no se ajusta a los datos observados. Mientras más cercano a uno sea este criterio estadístico mejor será la bondad de ajuste.

En el caso de estudio, para el modelo que incorpora los efectos de una erupción volcánica podemos observar que el coeficiente de Nash-Sutcliffe se encuentra entre 0,7193 en el centro de la microcuenca y 0,8006 para el nor-este de la microcuenca. En todas las zonas de la microcuenca los resultados de ajuste en las series modeladas son muy buenas, por tanto el modelo es validado. Si comparamos los resultados obtenidos del modelo que incorpora efectos de una erupción volcánica con el modelo AR(1) apreciamos que los coeficientes de Nash-Sutcliffe del modelo propuesto presenta mayor eficiencia.

Estos resultados del modelo permiten la construcción de políticas y estrategias locales que preveen en el corto plazo la modificación de los patrones de precipitación en la microcuenca del río Ambato ante un posible evento eruptivo del volcán Tungurahua.

# Capítulo 6

## CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

### 6.1 CONCLUSIONES

El interés y preocupación por la disponibilidad del recurso hídrico ha motivado el desarrollo de innumerables investigaciones y estudios científicos que aportan desde varios puntos de vista a esta problemática. Sin embargo, poco se ha estudiado sobre la relación que puede existir entre el comportamiento de la precipitación y el proceso eruptivo de un volcán a nivel de cuenca hidrográfica, más aún cuando la actividad volcánica se considera un evento natural imprevisto y repentino que complica disponer del escenario y las condiciones para un monitoreo continuo de la conexión entre estos dos fenómenos naturales.

Respecto de la presente tesis podemos sintetizar algunas conclusiones en relación a diferentes puntos de análisis:

- **APORTES AL CONOCIMIENTO**

La revisión bibliográfica demuestra que existen algunos estudios respecto a posibles efectos de la actividad volcánica sobre el clima y puntualmente sobre la precipitación. Sin embargo la mayoría de estas investigaciones refieren efectos por el impacto de grandes erupciones a nivel global y en el largo plazo, mientras que existen pocos aportes científicos respecto al impacto del proceso eruptivo a nivel de regiones o de cuencas hidrográficas. El primer aporte de la presente tesis, por lo tanto, es demostrar a través de herramientas estadísticas básicas y complejas, que existe una relación entre los dos fenómenos y que éstos ocurren precisamente en el área de influencia del volcán, lo que provoca no solo cambios importantes en aspectos sociales, familiares, productivos, sino que modifica condiciones meteorológicas con graves consecuencias a corto, mediano y largo plazo.

Las particulares condiciones de la zona de estudio, quizá una de las pocas en el mundo que corresponde a una zona de montaña con presencia de un proceso eruptivo continuo de más de 20 años de duración, facilitan al investigador las condiciones para construir una metodología de análisis de datos históricos y la construcción de un modelo que anticipa datos a corto plazo del comportamiento de la precipitación asociada a la actividad volcánica, en un escenario que permite la comprobación de hipótesis de investigación.

Un elemento innovador, es el aporte de la presente tesis y sus resultados, para profundizar el estudio y debate sobre el uso de medios artificiales para la modificación del clima, puesto que existen propuestas para experimentar con volcanes fabricados artificialmente, replicando el efecto de emisión de aerosoles a la atmósfera con el fin de provocar el enfriamiento que produce una erupción y así reducir la temperatura. Esto requiere un debate técnico y objetivo, pues podría implicar consecuencias catastróficas sobre el clima.

Otro elemento que constituye un aporte al conocimiento es el desarrollo de una metodología para la construcción de un indicador que represente los efectos de una erupción volcánica y que se construye a partir del valor de carga del SO<sub>2</sub> en la atmósfera y su relación con procesos físico-químicos que se producen en el entorno.

- **METODOLOGÍA ESTOCÁSTICA**

El uso de modelos estocásticos para el análisis de series temporales de precipitación se reconoce como una herramienta válida y ampliamente utilizada en el campo científico, sin embargo no existen referencias sobre estudios que relacionen en un modelo las series de precipitación y concentración de monóxido de azufre, como producto de erupciones volcánicas. El modelo estocástico propuesto en la presente investigación permitirá contar con una herramienta de predicción a corto plazo sobre los efectos de la actividad volcánica en los patrones de precipitación a nivel local.

Los resultados e información que genere el modelo permitirá a las administraciones públicas no solo abordar de manera genérica una amplia gama de problemas decisionales a nivel estratégico, respecto a la administración del agua; sino que además se convierte en un instrumento de comunicación e intercambio de información y experiencias entre las instituciones públicas con distintas competencias sectoriales, que se encuentran en las diversas circunscripciones territoriales del Ecuador y que son afectadas por la presencia de volcanes activos

El uso del modelo propuesto puede convertirse en una herramienta útil para la toma de decisiones para los responsables de los sistemas de agua, que generalmente realizan análisis de datos de precipitación a través de modelos puros que no incorporan otras variables de afectación a la precipitación. Precisamente, uno de los principales retos a los que se enfrentan las administraciones públicas en la toma de decisiones relacionadas con el medio ambiente, es la cada vez mayor cantidad de información que tiene que ser tomada en cuenta.

En el caso de la gestión integral de los recursos hídricos en Ecuador, es necesario el desarrollo de modelos hidrometeorológicos que permitan la incorporación e integración de información relacionada con eventos singulares como una erupción volcánica, que apoyen con información precisa a los procesos de gestión, planificación hídrica y políticas de riesgos.

## • RESULTADOS OBTENIDOS

De las pruebas realizadas podemos afirmar que en la microcuenca del río Ambato se producen modificaciones en los patrones de precipitación durante el proceso eruptivo del volcán Tungurahua. Estos cambios están relacionados con la intensidad de la erupción, la orientación y altura de la pluma de ceniza. Para eventos eruptivos con Índices de Explosividad Volcánica comprendidos entre dos y tres ( $2 \leq VEI \leq 3$ ) se registran cambios puntuales e inmediatos en las series de precipitación en toda la microcuenca especialmente en las zonas cercanas al volcán. Para eventos eruptivos con Índices de Explosividad Volcánica menores a dos ( $VEI \leq 2$ ) se registran cambios graduales en las series de precipitación en toda la microcuenca especialmente en las zonas donde se concentra el contenido de ceniza por la orientación del viento.

Cambios significativos en las series de precipitación al 95 % de confianza se presentan en los meses de diciembre, mayo, abril, julio y septiembre. En el año 1993 se registran los puntos de cambios en las series de precipitación para el período histórico de análisis, este año coincide con el inicio del proceso eruptivo del volcán Tungurahua. Para el segundo sub-período los puntos de cambios de las series de precipitación se registran en el año 1999 que coincide con el período eruptivo explosivo del volcán.

Las erupciones volcánicas entre septiembre de 1999 y mayo del año 2000 tuvieron un ( $VEI = 3$ ) inicio del proceso explosivo del volcán, las erupciones tuvieron una pluma de ceniza con alturas entre 4 y 8 kilómetros sobre el nivel del cráter. En el mes de mayo del año 2000 en todas las zonas de la microcuenca se registran eventos puntuales de precipitación atípicos, en el nor-este de la microcuenca se marcan incrementos puntuales de precipitación en valores de 285% respecto a la media del período, en el centro y sur de la microcuenca incrementos de 170,29% y 249% respectivamente.

La mayor cantidad de erupciones del volcán Tungurahua tienen un Índice de Explosividad Volcánica menor o igual a dos ( $VEI \leq 2$ ), las erupciones tuvieron una pluma de ceniza con alturas entre 2 y 4 kilómetros sobre el nivel del cráter. El mes de diciembre registra cambios con incrementos en los patrones de precipitación del segundo sub-período con respecto al primer sub-período con valores que llegan al 50,19%. Los meses de julio y septiembre registran cambios con disminuciones en los patrones de precipitación del segundo sub-período con respecto al primer sub-período con valores que llegan a -17,41% y -37,36% respectivamente.

Los cambios en los patrones de precipitación se confirman con el análisis de tendencias, en diciembre en todas las zonas de la microcuenca se registran tendencias negativas para el primer sub-período con valores que llegan a -1,44 mm/año, en tanto que para el segundo sub-período los valores de tendencia llegan a 1,95 mm/año. En septiembre se registran tendencias positivas que llegan a 0,60 mm/año para el primer sub-período, en tanto que para el segundo sub-período los valores de tendencia llegan a -0,25 mm/año.

El modelo para determinar la concentración de SO<sub>2</sub> depende de las reacciones químicas del monóxido de azufre que se encuentra en la atmósfera, los resultados encontrados a nivel de la microcuenca del río Ambato son coherentes en relación a la forma y dirección que toman las nubes de ceniza a diferente altura.

Las erupciones de volcán Tungurahua en la atmósfera tienen efecto en el clima en el corto plazo a nivel de la microcuenca del río Ambato. Los efectos de la plumas troposféricas son puntuales debido al tiempo de residencia del SO<sub>2</sub>, se verifica que en el proceso eruptivo de veinte años del volcán Tungurahua se presentan picos de temperaturas con anomalías negativas que van entre 0,3 a 0,6 °C para el nor-este de la microcuenca y entre 0,32 a 0,61 °C para el centro de la microcuenca, que ocurren en los años de los principales eventos explosivos eruptivos.

La mayor parte de SO<sub>2</sub> emanado por el volcán Tungurahua se encuentra en alturas menores a los 7.000 msnm y concentraciones de hasta 50 ppb en la tropósfera. Entre septiembre de 1999 y mayo de 2000, período inicial del proceso eruptivo explosivo, las emisiones de SO<sub>2</sub> llegan 10.000 msnm y las concentraciones calculadas llegan a 112 ppb en la tropósfera.

Las series de precipitación y las concentraciones de monóxido de sulfato cointegran estableciendo una relación entre las dos variables cuyos efectos se visualizan en la alteración de del balance de radiación solar y en las propiedades microfísicas de las nubes.

El modelo se desarrolla para datos en la microcuenca del río Ambato, por lo tanto es complicado precisar si la variabilidad de la precipitación por erupción del volcán Tungurahua se produce únicamente a nivel local y si las afectaciones son homogéneas en microcuencas de la región o si llegan a afectar a nivel global. Por lo tanto, se precisa ampliar este tipo de estudios en toda la zona de influencia del volcán Tungurahua.

## **6.2 LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN**

La aplicación de la metodología propuesta por el investigador en el estudio de caso del volcán Tungurahua proporciona datos confiables para mejorar la gestión del recurso hídrico. En base a este estudio, se considera pertinente la aplicación del modelo en otros casos similares de volcanes en actividad eruptiva, con el fin de deducir parámetros generalizables a otros casos.

Actualmente, el Ecuador enfrenta un nuevo proceso de reactivación del volcán Cotopaxi que es considerado uno de los volcanes más peligrosos del mundo debido a la frecuencia y estilo de sus erupciones, el volcán presenta cinco grandes períodos eruptivos: 1532-1534, 1742-1744, 1766-1768, 1853-1854, y 1877-1880. Se estima que actualmente más de 300.000 personas viven en zonas amenazadas por lahares, la caída de ceniza producida durante una erupción del Cotopaxi podría afectar una parte muy significativa de la Sierra y Costa del Ecuador. En este contexto se plantea ajustar la metodología para identificar los cambios en los patrones de precipitación en las subcuencas hidrográficas del río Guayllabamba, subcuenca hidrográfica del río Patate, subcuenca hidrográfica del río

Jatunyacu, subcuenca hidrográfica del río Misahualli y subcuenca hidrográfica del río Coca, debido al inicio del proceso eruptivo del volcán Cotopaxi.

Aplicar la metodología propuesta para determinar e incorporar los efectos del proceso eruptivo del volcán El Reventador en los patrones de precipitación en la subcuenca del río Coca y en la reserva Cayambe-Coca. El Reventador es un volcán ubicado a 90 kilómetros de la capital del Ecuador y presenta los siguientes períodos eruptivos: 1898-1912, 1926-1929, 1944, 1959-1960, 1972-1974, 1976, y el actual proceso eruptivo que inicio en el año 2002. La erupción actual del volcán inició con una fase que alcanzó un índice de explosividad de tres (VEI=3). La columna eruptiva generada se elevó 16 kilómetros sobre el nivel del cráter y produjo un volumen de tefra de 60 millones de metros cúbicos. En la actualidad el volcán permanece con una actividad más efusiva generando flujos de lava y algunos períodos explosivos de magnitud moderada que generan columnas de explosión de 1 a 2 kilómetros de altura.

Además se plantean líneas de investigación complementarias a los resultados del presente estudio.

Coordinar con los Gobiernos Provinciales de Tungurahua, Copotaxi y Napo la implementación de un Sistema de Información de Recursos Hídricos y Monitoreo Hidrometeorológico, que incluye la rehabilitación y ampliación de la red existente de estaciones meteorológicas e hidrométricas.

Desarrollar mecanismos para estudiar la contaminación de agua superficial en las cuencas hidrográficas debido al contenido de ceniza y SO<sub>2</sub> de la lluvia cuando ocurren los principales eventos eruptivos del volcán Tungurahua.

Elaborar planes de contingencia frente a períodos de inundación y sequía a nivel parroquial, cantonal y provincial con la finalidad de mitigar eventos potenciales que podrían presentarse en la zona debido a los efectos de la erupción volcánica. Se pondrá énfasis en la construcción de indicadores de eventos extremos y de un sistema de alerta de sequía.

Profundizar el estudio de series temporales a períodos temporales de agregación: diario, trimestral y/o estacional, con el fin de identificar si los resultados muestran datos más objetivos sobre la relación entre precipitación y actividad volcánica.

Investigar y modelar la tendencia o desplazamiento de la pluma de ceniza y gases de SO<sub>2</sub> con el fin de trabajar en modelos de predicción espacial de precipitaciones.

Ampliar el análisis del modelo propuesto incorporando otras variables externas que pueden o no ser determinantes para la precipitación, como la presencia del fenómeno del Niño.

Desarrollar sistemas de emergencia y apoyo en la administración del recurso hídrico, para garantizar agua en los períodos requeridos según los calendarios de cultivo.

Desarrollar estudios de Gestión Integrada de Cuencas Hidrográficas, en espacios territoriales de alta vulnerabilidad volcánica con limitada información hidrológica.

## Referencias

- Alvarez, P., Crespo, A., Nuñez, F., y Usabiaga, C. 2006. Introducción de elementos autorregresivos en modelos de dinámica de sistemas. *Revista de dinámica de sistemas* Vol 2, pp 37-66.
- Aguirre, L. 2000. *Introducción e identificación de sistemas: técnicas lineales y no lineales aplicadas a sistemas reales*. Belo Horizonte: UFMG.
- Alfaro, J. 1999. Algunas relaciones entre las zonas de surgencia del Pacífico Centroamericano y los Océanos Pacífico y Atlántico Tropical.
- Allan, R. 2010. Current changes in tropical precipitation. *Environmental Research Letters*, 5(2).
- Allen, M., e Ingram, J. 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle, *Nature*, 419,224-232.
- Amigo, A. 2006. Volcán Láscar: Aporte y dispersión de azufre oxidado a la atmósfera regional, Santiago, Informe Final GL69F, Universidad de Chile,20-23.
- Anchukaitis, K. 2011. *The Influence of Volcanic Eruptions on the Climate of the Asian Monsoon Region*, University of Columbia.
- Arellano, S. 2005. Estudio e implementación de un sistema de medición remota continua de flujo de gas SO<sub>2</sub> de origen volcánico basado en espectroscopia óptica diferencial de absorción. EPN.
- Arensburg, I., y Seoane, R. 2001. Transfer function applied to water table. 2001 Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology. Cancún, México. 6 al 12 de septiembre de 2001.
- Ariza, I. 2012. Estimación de aportaciones deducidas a presas mediante análisis de tiempo estacionales. Instituto de enseñanza e investigación en ciencias agrícolas, México.
- Betancur, J. 2003. Generalidades sobre dispersión. Contaminación del aire por material particulado. Medellín.
- Bethan, H. 2009. *Super-Volcanic Eruptions and the Earth's Climate*, University of Reading, Department of Meteorology.

- Bluth, S., Doiron, D., Schnetzler, C., and Walter, S. 2002. Global tracking of the SO<sub>2</sub> clouds from the June 1991 Mount Pinatubo eruptions, *Geophysical Research Letters*, 19(2):151-154.
- Blong, J. 1984. *Volcanic hazard*, Academic Press, London.
- Boshell, J., y León, G. 2013. Metodología para generar y utilizar información meteorológica. Programa AACC. Países Andinos. Series Manual No.4.
- Box, G. Jenkins, M. and Reinsel, G. 1976. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. San Francisco, California. Holden-Day. Revisión de la versión de 1970.
- Box, G. y Tiao, C. 1975. Intervention analysis with applications to economic and environmental problems. *Journal of the American statistical association*.
- Bursik, M. 1999. The concentration of ash in volcanic plumes, inferred from dispersal. In *US Geological Survey Bulletin*, Report B2047, pages 19-29.
- Bustillos, J. 2010. Transición del estilo eruptivo durante las erupciones andesíticas en sistema abierto: "Contribución al estudio de los depósitos de ceniza del volcán Tungurahua", Tesis Master 2 SGT PREFALC, Laboratoire Magmas et Volcans – Université Blaise Pascal.
- Bustillos, J. 2011. Volcán Tungurahua: Tamaño de las Erupciones Explosivas. Quito, 7mas Jornadas en Ciencia de la Tierra. I Encuentro sobre Riesgos y Desastres, EPN, Instituto Geofísico, 1-6.
- Canty, T., Mascioli, R., Smarte, D., and Salawitch, J. 2013. An empirical model of global climate, Part 1: A critical evaluation of volcanic cooling, Department of Atmospheric and Oceanic Science, University of Maryland.
- Carvajal, Y., Marco, B. 2005. Modelos multivariados de predicción de caudal mensual utilizando variables macroclimáticas: Caso de estudio Río Cauca, Colombia, *Ingeniería y Competitividad* ISSN:0123-3033, vol:7fase:1 págs 18-32.
- Casella, G., and Berger, R. 2002. *Statistical Inference*. Duxbury. Thomson Learning, 2<sup>nd</sup> ed USA.
- Ceccato, P. y Dinku, T. 2010. Introduction to remote sensing for monitoring rainfall, temperature, vegetation and water bodies.
- CELEC, 2013. Sistema de Transmisión de extra alta tensión y sistemas asociados, Consulsa, Estudio de impacto ambiental definitivo.
- Chan, I. Tiao, C., and Chen, C. 1988. Estimation of time series parameters in the presence of outliers. *Technometrics* 30, 193-204.
- Chapra, S. 1997. *Surface Water Quality Modeling*, Waveland Press, Inc, 4180 Long Grove, IL 60047-9580. ISBN 1-57766-605-4.

- Chen, C., y Liu, M. 1993. Recent developments of time series analysis in environmental impact studies. *Journal of environmental science and health* 26, 1217-1252.
- Chao, Z., Hua-Sheng H., Wei-Min B., Luo-Ping, Z. 2008. Robust recursive estimation of auto-regressive updating model parameters for real-time flood forecasting. *Journal of Hydrology*, 349, pp 376-382.
- Chorro, J. 2000. Modelos autorregresivos de series temporales multiples. *Psicothema*, ISSN 0214-9915, Vol.12, No 2. 2000, pags. 132-134 01/2000.
- Chow, V., Maidment, D., y Mays, L. 1998. *Hidrología aplicada*. Ed. McGraw Hill. Santafé de Bogotá, Colombia. 584 pp.
- Connor, R. 2010. Evaluation of water use, water in a changing world. *World Water Development Report 3, 2009*, Accessed June 21.  
[http://www.unesco.org/water.org/wwap/wwdr3/pdf/18\\_WWDR3\\_ch\\_7.pdf](http://www.unesco.org/water.org/wwap/wwdr3/pdf/18_WWDR3_ch_7.pdf)
- Czopak, C. 2012. Volcanic Impacts on Short and Long Term Climate, Comparison with Anthropogenic Climate Change, Háskólapen, EHF, Ciencias de la Tierra. 1-7.
- Domínguez, E. 2004. Aplicación de la ecuación de Fokker-Planck-Kolmogorov para el pronóstico de afluencias a embalses hidroeléctricos (caso práctico de la represa de Betania). *Meteorol. Colomb.* 8:17-26. ISSN 0124-6984. Bogotá, D.C.-Colombia.
- Doornbos, B. 2008. Adaptación al cambio climático en el uso y gestión del agua. Nota conceptual para el Núcleo de Interpredinlaje Agua, ASOCAM, 16 pp. Quito, Ecuador.
- Espinoza, C. 2010. Predicción a corto plazo de la demanda de agua urbana en áreas densamente pobladas. Universidad Politécnica de Valencia.
- Estrella, A., Fuhrer, J. 2002. Dynamic Inconsistencies: Counterfactual Implications of a Class of Rational-Expectations Models", *American Economic Review*, v.92-4, pp.1013-1028.
- FAO, AQUASTAT. 2014. Sistema mundial de información sobre el agua y la agricultura. Disponible en <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/main/indexesp.stm>.
- Fernández, G. 1997. *Manual de climatología aplicada: El clima, medio ambiente y planificación*. Madrid, España. Síntesis S.A.
- Fernández, M. 1997. La utilización de modelos en hidrología, Sección de Teledetección y Sistemas de Información Geográfica, Instituto de Desarrollo Regional de la Universidad de Castilla de la Mancha.
- Finger, D. (2011). *Calibration of Hydrological Models. Hydrological Processes and Modelling*, SS 2011. Swiss Federal Research Institute WSL. Switzerland.
- Forsyth, P. 1998 In the wake of Etna, 44 B.C., *Classical Antiquity*, 7, 49-57.

- Fortin, J., Moussa R., Bocquillon C., Villeneuve, J. 1995. Hydrotel un modèle hydrologique pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 8(1),97-124.
- Fuster, J. 2000. Vulcanismo y Cambio Climático, *Real Academia Ciencias*, s.n., 115-128.
- Gallardo, M., y Rubio, H. 2009. Diagnóstico de estacionalidad con X-12-ARIMA. *Studies in economics statics Central Bank of Chile*.
- Ganancias, F. 2010. Evaluación de metodologías de regionalización hidrológica: Aplicación a los caudales máximos de cuencas representativas de la región sur-oeste de la provincia de Córdoba. Argentina.
- García, P. 2010. Modelación Hidrológica Estocástica: Desarrollo de un Modelo de Generación Sintética de Series Temporales. Santa Cruz-Bolivia.
- Gillett, P., y Weaver, J. 2004. Detection of volcanic influence on global precipitation, *Geophysical, Research Letters*, Vol, 31, L12217, doi:10.1029/2004GL020044.
- Global Water Partneship. 2005. Agua para el Siglo XXI para América del Sur, de la Visión a la Acción. División de Recursos Naturales e Infraestructura CEPAL.
- Gómez, J. 2006. Estudio hidrológico complementario sobre el aprovechamiento y crecientes para el diseño de la presa de almacenamiento el Zapotillo, río verde, Jalisco.
- Grainger, G., y Highwood, J. 2003. Changes in stratospheric composition chemistry, radiation and climate caused by volcanic eruption. In C. Oppenheimer. D.M. Pyle, and J. Barclay editors. *Volcanic Degassing Geological Society*, Geological Society.
- Grattan, J., Brayshay, M., and Sadler, J. 1998. Modeling the distal impacts of past volcanic gas emissions, evidence of Europe-wide environmental impacts from gases emitted during the eruption of Italian and Icelandic and Icelandic volcanoes in 1783, *Quaternaire*, 9,25-35.
- Grimm, A. 2011. Interannual climate variability in South America: Impacts on Seasonal Precipitation, Extreme Events, and Possible Effects of Climate Change. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* DOI:10.1007/s00477-010-0420-1.
- Gutscher, M., Spakman, W., Bijwaard, H., and Engdahl, R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, Vol.19, No.5, pp. 814-833.
- Guzmán, J. 2005. Introducción a la Hidrología, Análisis Series de Tiempo, Grupo en Predicción y Modelamiento Hidroclimático, Escuela de Ingeniería Civil, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Guevara, A., Valencia, L., Gallegos, B., Criollo, E., y Mena, F. 2008. Estudio de suelos agrícolas afectados por la caída de ceniza del volcán Tungurahua, XI Congreso Ecuatoriano de la Ciencia del Suelo, Quito.

- Hall, M., y Beate, B. 1999. El volcanismo Plio-Cuaternario en Los Andes del Ecuador. El Paisaje Volcánico de la Sierra Ecuatoriana, estudios de Geografía. Vol 4.5-18.
- Halmer, M., y Schmincker, H. 2003. The impact of moderate-scale explosive eruptions on stratospheric gas injections. *Bulletin of Volcanology*, Vol 65: pp. 433-440, doi 10.1007/s00445-002-0270.
- Hamed, K. 2008. Trend detection in hydrologic data: The Mann-Kendall trend test under the scaling hypothesis. *Journal of Hydrology*, Vol. 349, No.3-4, pp 350-363.
- HCPT. 2004. Inventario y Diagnóstico del Recurso Hídrico Provincia de Tungurahua, Ambato, 244pp.
- HCPT. 2007. Estrategia Agropecuaria de Tungurahua, 88 pp.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J., Cotten, J. 2011. Adakitic magmas in the ecuadorian volcanic front: Petrogenesis of the Iliniza Volanic Complex (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(4): 366-392.
- Hoerling, M., y Kumar, J. 2008. What is causing the variability in global mean land temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 35,23712, doi10.1029/2008GL035984.
- Hulme.M. 2002. Framework for an integrated global climate management strategy *Science in Parliament*, 59 (2),14-15.
- Hunink, J., Immerzeel, P., and Droogers, P. 2013. Spatial and temporal rainfall variability in the Tungurahua province of Ecuador. *FutureWater*.
- Huntington, T. 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, 319 (1-4) 83-95.
- Hurtado, C. 2008. Series de tiempo. Tópicos de minería de datos. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.
- Irisarri, J., Oesterheld, M., Paruelo, J., Baldassini, P., Arocena, D., y Oyarzabal, M. 2012. Impacto de la erupción del volcán Puyehue y el déficit de precipitaciones sobre la producción de materia seca del suroeste de Río Negro, Universidad de Buenos Aires.
- IPCC, Climate Change. 2007. The Physical Science Basis, Contribution of Working Group to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon, S., D.Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, Ny, USA.
- IPCC, Tercer informe de evaluación cambio climático. 2001. La base científica, Resumen para responsables de políticas y resumen técnico.83pp. [www.ipcc.ch/pdf/climate-changes-2001/scientific-basis/scientific-spm-ts-sp.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/climate-changes-2001/scientific-basis/scientific-spm-ts-sp.pdf).

Izquierdo, M. 2006. Predicción de procesos ARMA mediante modelos autorregresivos y en el espacio de estados. X Congreso de Ingeniería de Organización.

Jaramillo R. 2005. Clima andino y café en Colombia. Cenicafé, 196 pp.

Katz, R. 1977. Precipitation as a Chain –Dependent Process, J. Appl. Meteorol., Vol 14, 598-603.

Kravitz, B., y Robock, A. 2011. Climate effects of high-latitude volcanic eruptions Role of the time of year, Journal of Geophysical Research, Vol 116, DO1105, doi:10.1029/2010JD014448.

Kundzewicz, Z., y Robson, A. 2004. Change detection in hydrological records a review of the methodology/Revue méthodologique de la detection de changements dans les choniques hydrologiques, Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques, Vol. 49, No.1, pp. 7-19.

Lambert, H. 2004. Detection and attribution of changes in 20 th century land precipitation. Oxford, Geophysical Research Letters, Vol. 31, 1-4.

Lammel, A., Goloubinoff, M., Katz, E. 2008. Aires y lluvias antropología del clima en México, Centro de estudios mexicanos y centroamericanos, Universidad Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social (CIESSAS), IRD, ISBN,9789684966727, 638pp.

Ledolter, J. 1989. The effect of additive outliers on the forecasts from arima models. International Journal of forecasting 5, 231-240.

Le Pennec, J., Ruiz, G., Ramón, P., Palacios, E., Mothes, P., y Yepes, H. 2011. Impact of tephra falls on Andean communities: The influences of eruption size and weather conditions during the 1999–2001 activity, J. Volcanol. Geotherm. Res. (2011),doi:10.1016/j. jvolgeores.2011.06.011.

Lidén, R., y Harlin, J. 2000. Analysis of conceptual rainfall-runoff modelling performance in different climates, J. Hydrol.238.231-247.

Lobo, L. 2004. Guía Metodológica para la Delimitación del Mapa de Zonas Áridas, Semiáridas y Subhúmedas Secas de América Latina y el Caribe. Centro del Agua para Zonas Áridas y Semiáridas. CAZALAC-UNESCO PH. [www.cazalac.org/mapa\\_alc\\_guia.php](http://www.cazalac.org/mapa_alc_guia.php).

López, A. 2006. Estadística especial en epidemiología y medio ambiente. Departamento de Estadística e Investigación Operativa. Universidad de Valencia.

Marengo, J., Soares, C. y Nicolini, M. 2004. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. Journal of Climate. Vol. 17, No.12, 2261-2280.

- Marengo, J. 2012. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections 38(9-12).
- Martínez, M., y Mera, D. 2004. Contaminación atmosférica. Ed. Universidad de Castilla La Mancha, 14,15,73,74.
- Meddahi, N. 2003. ARMA Representation of Integrated and Realized Variances, *Econometrics Journal*, 6, 334-355.
- Merlos, F., Sánchez, S., y Almanza, J. 2014. Creación de un Sistema de Información Hidrológico para el cálculo de intensidades máximas y gestión de datos meteorológicos, XXIII Congreso Nacional de Hidráulica, México.
- McGray, H., Hamill, A., Bradley, R. 2007. Weathering the Storm. Options for Framing Adaptation and Development, World Resources Institute.
- Migon, H., Monteiro, A. 1997. Rain Fall modelling: An application of Bayesian Forecasting., *Stochastic and Hydrology Hydraulics* 11:115-127.
- Mohammadi, K., Eslami, H., Katawita, R. 2006. Parameter estimation of an ARMA model for river forecasting using goal programming. *Journal of Hydrology*, 331, pp. 293-299.
- Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M., Cotton, J., Mothes, P., Arnaud, N. 1999. Sangay Volcano, Ecuador: Structural Development, Present Activity and Petrology. *J. Volcano Geotherm, Res Vol.90*, pp. 49-79.
- Monzier, M., Bourdon, E., Samaniego, P., Eissen, J., Robin, C., Martín, H., Cotten, J. 2003. Slab Melting and Nb-enriched Mantle beneath NVZ. EGS-AGU-EUG joint meeting. Nice, April: VGP7-1Fr1P-0621.
- Moreno, F., y Roldán, J. 1999. Regionalization of Daily Precipitation Stochastic Model Parameters. Application to the Guadalquivir Valley in Southern Spain. *Phys. Chem. Earth (B)*, 24, 1-2, pp. 65-71.
- Muñoz, A., Recalde, C., Cadena, J., Nuñez, A. Díaz, J., y Mejía, R. 2010. Análisis estadístico con F-Climdex para Ecuador. Informe Final. INAMHI-MAE.
- Neira, D. 2010. Ecuador: Estado de situación frente a la Agricultura, Seguridad Alimentaria y Gestión de Recursos Hídricos destinados a la agricultura y el Cambio Climático, Programa AACC, InWent, 16-20.
- Notaro, M. 2007. Global vegetation and climate change due to future increases in CO<sub>2</sub> as projected by a fully coupled model with dynamic vegetation. *Journal of climate*, 20(1), 70-90.
- Ontaneda, G., García, G., Arteaga, A. 2002. Evidencias del cambio climático en el Ecuador. Actualización. Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI)-Facultad de Ciencias Agrícolas de la Universidad Central. Comité Nacional sobre el

Clima/GEF-PNUD/Ministerio de Ambiente/Proyecto ECU/99/G31 Cambio Climático. Fase II. Quito, Ecuador, 92pp.

Onda, K. 2012. Global acces to safe wáter: Accounting for water quality and the resulting impact on MDG progress. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, doi:10.3390/ijerph9030880.

Ordoñez, J. 2011. Contribuyendo al desarrollo de una cultura del agua y la gestión integral de recurso hídrico. Lima.

Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO). 2009. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). Recursos Hídricos Compartidos-Oportunidades Compartidas. Día Mundial del Agua.

Pall, P., Allen, R., and Stone, A. 2007. Testing the Clausius –Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO2 warming. *Clim. Dyn.*,28,351-363.

Paris, M., D'Elia, M., Pérez, M., y Tujchneider O. 2003. Análisis estocástico de variables hidrometeorológicas para la estimación de recarga de acuíferos. *Boletín Geológico y Minero*, 114 (2): 193-202 ISSN: 0366-0176.

Peña, D. 2005. Análisis de Series Temporales. Alianza Editorial.

Pinto, P., Turco, R., y Toon B. 1989. Self-limiting physical and chemical effects in volcanic eruption clouds, *Journal of Geophysical Research*, 94(D8): 11165 – 11174.

Piwowar, J., y Ledrew, F. 2002. ARMA time series modeling of remote sensing imagery: a new approach for climate studies. *International Journal of Remote Sensing*.

PNUMA. 2007. Perspectivas del Medio Ambiente Mundial GEO4 medio ambiente para el desarrollo. Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, ISBN 978-92-807-2838-5 DEW/0964/NA.

Prohom, M. 2003. Incidencia de las grandes erupciones volcánicas en el clima de la Península Ibérica. Universidad de Barcelona, Departamento de Geografía Física, 1-36.

Pyle, D. 2000. Size of Volcanic Eruption. *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, California, Academy Press. Part II, 263-269.

Quispe, C. 2007. Previsión de la TSM frente a la costa peruana mediante un modelo autoregresivo integrado de media móvil. *R.P.B.* 14:109-115.

Ríos, I. 2014. Análisis exploratorio de la variabilidad de las precipitaciones en la microcuenca del río Ambato asociado a la erupción del volcán Tungurahua en Ecuador, Universidad Politécnica de Valencia.

Ríos, I. y Solera, A. 2015. Variations in the Patterns of Precipitation in the Watershed of the Ambato River Associated with the Eruptive Process of the Tungurahua Volcano in

Ecuador"; Open Journal of Modern Hydrology. ISSN Print: 2163-0461 ISSN Online: 2163-0496

Rivadeneira, F. 2007. Breves fundamentos sobre los terremotos en el Ecuador, Quito, Corporación Editora Nacional.

Rodríguez, N. 2003. Un pronóstico no paramétrico de la inflación colombiana. Revista Colombiana de Estadística, 15(2),89-128.

Robock, A., Oman, L., y Stenchilov, L. 2008. Regional climate responses to geoengineering with tropical and Arctic SO<sub>2</sub> injections, Journal Geophysical Research, Vol 113, 1-15.

Robock, A. 2000. Volcanic Eruptions and climate. Reviews of Geophysics, Vol 38, 191-219.

Roesner, L., y Yevjevich, V. 1966. Mathematical Models for time Series of Monthly Precipitation and Monthly Runoff, Hydrology Paper 15, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

Salas, J., Delleur, D., y Lane, W. 1980. Applied modeling of hydrologic time series. Water Resources Publications, Littleton, Colorado.

Samaniego, P., Marti, H., Robin, C., Monzier, M. 2004. Transition from Classical Calc-Adakitic Magmatism in the Cayambe Volcano, Ecuador: Insights into Slab Melts and Mantle Wedge Interactions. Geology vol. 30, pp. 967-970.

Samaniego, P., Le Penneç, J., Eissen, J., Hall, M., Molina, I., Robin, C., y Egred, J. 2005. Los peligros volcánicos asociados con el Tungurahua. Corporación Editora Nacional, Quito, Ecuador, ISBN: 9978-84-402-3.

Samaniego, P., Robin, C., Chazot, G., Bourdon, E., Cotten, J. 2010. Envolving metasomatic agent in the Northern Andean subduction zone, deduced from magma composition of the long-lived Pichincha volcanic complex (Ecuador). Contrib. Mineral Petrol. DOI 10.1007/500410-009-0475-5.

Sánchez, M., y Lazos, E. 2012. Percepciones indígenas del cambio en la variabilidad climática en una comunidad zoque de Chiapas, México, Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas.

Schaefer, M., Barker, B., Taylor, G., y Wallis, J. 2007. Regional precipitation-frequency analysis and spatial mapping for 24 hour and 2 hour durations in eastern Washington. Oregon. Oregon Climate Service.

Seinfeld, H. 2006. Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change. Wiley, New York.

- Seoane, R., y Arensburg, I. 1995. Análisis de Series Temporales de Niveles Freáticos. Revista del Instituto Superior de Correlación Geológica - CONICET. Serie correlación geológica (11) 81-89
- Shumway, R., y Stoffer D. 2006. Time Series Analysis and Its Applications, with R examples. Springer, 2 nd ed. USA.
- Smith, R., y Campuzano, C. 2000. Análisis exploratorio para la detección de cambios y tendencias en series hidrológicas. XIV Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología.
- Smithsonian Institution. 2008. Global Volcanism Program, Accessed June-Dec, 2008. <http://www.volcano.si.edu>.
- Somlyódy, L., y Honti, M. 2005 The case of Lake Balaton: how can we exercise precaution? Water Science and Technology 52, 195-203.
- Spolia, S. 1973. Modelling of surface runoff systems by ARMA model. J. Hydrol., 22:317-332.
- Spolia, S., Chander, S., y O'Connor, K. 1980. An autocorrelation approach for parameter estimation of fractional order equal-root autoregressive models using hyper geometric functions. J. Hydrol., 47:1-17.
- Spencer, R., Christy J., y Grody, C. 2006. Global atmospheric temperature monitoring with satellite microwave measurements: Method and results J. Climate, 3, 1111-1128.
- Sportisse, B. 2007. A review of current issues in air pollution modeling and simulation. Comp. Geosc., 11(2):159-181.
- Srikanthan, R., y McMahon, T. 2001. Stochastic generation of rainfall and evaporation data. AWRC Technical Paper No. 84, 301 pp.
- Stix, J., y Gaonach, H. 2000. Gas, plume, and thermal monitoring. In Encyclopedia of Volcanoes. H. Sigurdsson.
- Stoiber R.E., Jepsen A. (1973). Sulfur dioxide contribution to the atmosphere by volcanoes. Science 182, 577-578.
- Stothers, R. 1984. The great Tambora eruptions in 1815 and its aftermath, Science, 224,1191-1198.
- Textor, H., Graf, F., y Herzog, M. 2003. Injection of gases into the stratosphere by explosive volcanic eruptions, Journal of Geophysical Research, 108 (D19).
- Timmreck, C. y Graf, F. 2006. The initial dispersal and radiative forcing of a Northern Hemisphere mid-latitude super-volcanos: a model study. Atmospheric Chemistry and Physics 6-35.

- Trenberth, K. 2011. Changes in precipitations with climate change. *Climate Research*, 47(1-2), 123-138.
- Troncoso, L., Pennec, J., Java, D., Vallee, A. 2006. Depósito de caída de ceniza producidos durante las erupciones del volcán Tungurahua, 14 de julio y 16 de agosto de 2006, Quito, Instituto Geofísico, EPN, 3-5.
- Unal, N., Aksoy, H., y Akar, T. 2004. Annual and monthly rainfall data generation schemes, *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.*, 18,245-257.
- UNESCO. 2006. Crisis del agua: un problema, según el segundo Informe de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos en el Mundo. Disponible a: <http://portal.unesco.org/es/ev>.
- UNESCO. 2006. Guía metodológica para la elaboración del mapa de zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas de América Latina y El Caribe. CALZALAC. Documentos Técnicos del PHI\_LAC, No3.
- Urrutia, R., y Vuille, M. 2009. Climate Change Projections for the Tropical Andes Using a Regional Climate Model Temperature and Precipitation Simulations for the End of the 21 st Century. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 114(D2).
- Valero, B., Moreno, A. 2011. Estudiando el clima en los lagos. *Jornal of Paleolimnology*, 46, 319-325.
- Vargas, X. 2011. Evaluación de interconexión hidrogeológica de cuencas endorreicas en el altiplano chileno. Santiago de Chile.
- Villa, F. 2015. Métodos probabilísticos, hidrología general. Universidad de San Pedro.
- Villaseñor, J. 2011. Pruebas de bondad de ajuste para distribuciones con parámetros de forma. Colegio de Postgraduados, México.
- Viessman, W. 1989. *Introduction to Hydrology*. Harper and Row Publishers; New York.
- Vital Water Graphics. 2008. An overview of the state of the world's fresh and marine waters: 2nd Edition, (United Nations Environment Programme: 2008), Accessed January 15, 2015. <http://www.unep.org/dewa/vitalwater/article186.html> Wark K., and Warner C., Contaminación del aire: Origen y Control, Limusa, 650pp, ISBN 9681819543, México.
- Watson J., y Rao M. 2012. Climate change adaptation planning for Biodiversity conservation. *Advances in climate change research*. Volume 3, Issue 1.
- Weeks, W., y Boughton, C. 1987. Test of ARMA Model Forms for Rainfall Runoff Modeling, *J. Hydrol.*, 91:29-47.
- Wegmann, M. 2012. Impacts of explosive volcanic eruptions on large-scale climate variability in model ensemble data for the last 400 years, University of Ver, Climatology Reserch Group.

Witham, C. 2005. Volcanic disasters and incidents: A new database, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 148:191.233.

World Health Organization. 2000. Air Quality Guidelines for Europe, Number 91. WHO Reg. Pub. European series; No. 91.

Youbing, P., Shen, C., Wei, Ch., Ying, X. 2009. Response of summer precipitation over eastern China to large volcanic eruptions, *Jornal of climate*, Vol 23.

Yu, L., y Weller, A. 2007. Objectively analysed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans 1981-2005, *Bull Am. Meteor. Soc.*, 88,527-539,doi:10.1175/bams-88-4-527.

Yue, S., y Pilon, P. 2004. A comparison of the power of the t test, Mann-Kendall and bootstrap tests for trend detection, en *Hydrological Science Journal*, 49 (1), 21-37.

Zannetti, P. 1990. *Air Pollution Modeling: Theories, computational methods and available software*. WIT Press, New York.

Zevallos, O. 2007. Informe final de investigación, Proyecto Gestión de Riesgos en América Latina. En [www.cambioglobal.org/enso/informes](http://www.cambioglobal.org/enso/informes).

Zhang, X., y Li., G. 2004. Monte Carlo experiments on the detection of trends in extreme values, *Journal of Climate*, Vol. 17, No. 10, pp.1945-1952.

Zurich, E. 2012. Global and European climate response to transient forcings since 1870, as simulated in an atmospheric general circulation model. DISS:ETH No.20360.

# APÉNDICES

# Apéndice A

## SERIES DE PRECIPITACIÓN

Tabla A.1: Serie de precipitación estación Ambato

PRECIPITACION (mm)														
Estacion: Ambato -Aeropuerto														
Coordenadas 1° 12' 40" S 78° 34' 20" W														
Elevación : 2590,00 m.s.n.m.														
Cod. M066														
No.	AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
	1964	6.10	14.90	21.50	53.80	20.80	88.40	13.10	54.00	53.40	40.60	25.20	14.70	406.50
	1965	9.90	3.60	3.30	102.30	35.60	18.80	11.80	21.10	1.90	89.50	87.10	7.60	392.50
1	1966	10.50	58.90	56.60	12.20	33.30	52.90	36.10	29.00	39.60	24.30	43.80	92.00	489.20
2	1967	10.50	27.40	23.20	10.40	1.90	44.90	33.10	10.80	6.60	117.40	36.80	12.10	335.10
3	1968	53.40	50.60	78.20	28.60	12.50	73.70	21.20	5.90	16.20	48.10	15.90	14.70	419.00
4	1969	16.80	52.50	133.80	127.50	51.30	25.20	4.50	32.30	23.70	81.90	84.90	48.10	682.50
5	1970	36.90	63.50	50.70	49.00	109.80	61.60	27.10	22.00	22.70	70.60	58.10	44.30	616.30
6	1971	48.10	43.20	83.60	66.70	21.10	52.90	12.50	47.60	20.80	56.50	55.90	30.10	539.00
7	1972	40.90	46.70	83.40	99.20	34.50	82.70	29.90	19.70	21.10	18.90	76.80	3.40	557.20
8	1973	4.00	28.00	30.20	82.20	79.10	30.10	51.30	40.70	97.20	38.70	23.40	47.10	552.00
9	1974	18.60	74.40	104.70	61.90	79.70	35.20	46.40	6.50	88.10	64.30	75.00	59.10	713.90
10	1975	22.60	58.20	35.20	56.60	74.50	117.30	130.30	73.80	26.30	95.90	42.70	63.00	796.40
11	1976	10.80	34.20	26.60	49.70	56.10	52.10	36.30	19.50	25.30	17.00	58.60	18.40	404.60
12	1977	11.10	27.40	7.90	37.00	17.90	60.50	18.70	35.60	74.20	35.50	18.10	29.50	373.40
13	1978	7.90	48.00	46.80	87.80	42.90	47.80	18.70	21.70	33.20	8.70	0.50	34.70	398.70
14	1979	22.90	11.60	73.50	95.40	58.00	11.40	12.00	46.80	99.60	8.80	34.50	4.00	478.50
15	1980	34.90	37.50	32.50	23.70	17.30	26.90	9.90	27.90	12.00	89.30	62.20	38.20	412.30
16	1981	17.70	47.20	56.70	27.50	50.00	29.20	32.40	27.20	17.20	64.00	28.50	22.40	420.00
17	1982	66.00	31.70	34.80	49.80	112.00	11.90	33.80	41.40	10.40	71.30	19.60	91.30	574.00
18	1983	38.80	47.10	46.30	95.40	43.20	40.06	22.08	1.00	16.90	32.10	8.70	64.00	455.64
19	1984	53.80	61.90	104.60	93.10	82.50	49.10	23.40	19.80	147.40	66.90	68.90	29.90	801.30
20	1985	3.40	1.70	11.00	23.40	114.60	14.30	25.15	34.85	33.00	45.30	32.70	42.30	381.70
21	1986	11.10	26.80	50.30	30.40	64.60	15.10	16.90	23.30	48.80	84.20	39.60	13.60	424.70
22	1987	8.40	67.00	63.80	77.60	36.30	2.90	18.90	20.30	23.70	61.70	36.60	3.70	420.90
23	1988	11.00	95.80	16.50	90.50	77.80	60.70	44.10	46.40	22.50	90.10	69.80	53.00	678.20
24	1989	40.40	57.10	91.80	39.30	50.90	126.90	23.20	8.00	35.50	68.00	23.40	10.00	574.50
1	1990	36.80	57.10	18.90	73.20	55.20	35.80	27.70	8.80	21.40	128.80	35.00	20.70	519.40
2	1991	12.70	15.20	47.60	23.90	38.60	38.40	19.80	18.50	23.00	31.10	96.10	22.60	387.50
3	1992	17.40	73.20	49.30	59.90	35.20	18.70	22.20	10.20	36.80	44.80	38.00	29.00	434.70
4	1993	45.70	39.60	105.60	54.70	57.90	10.10	32.30	27.00	33.50	36.50	34.50	48.40	525.80
5	1994	41.50	39.80	67.30	81.00	41.90	38.60	27.80	55.50	7.60	27.20	67.50	43.20	538.90
6	1995	5.30	6.80	50.00	47.50	42.60	24.50	61.40	21.40	11.20	41.30	97.10	66.30	475.40
7	1996	81.50	107.30	40.10	57.90	42.10	37.50	9.90	8.10	25.50	52.10	45.70	45.90	553.60
8	1997	70.90	57.30	45.00	23.50	25.80	17.30	16.60	12.10	20.70	43.80	135.40	42.10	510.50
9	1998	19.10	45.00	34.90	89.90	81.40	62.50	45.90	25.20	12.40	114.20	57.80	31.70	620.00
10	1999	42.50	102.70	89.10	96.90	50.00	79.10	21.80	61.70	96.50	17.10	8.90	125.80	792.10
11	2000	36.00	98.80	61.70	82.10	215.60	81.50	16.00	46.40	47.80	3.20	12.20	41.70	743.00
12	2001	56.20	46.50	42.80	64.20	41.10	28.90	30.60	4.80	21.50	3.40	25.40	34.90	400.30
13	2002	20.50	34.80	101.90	93.40	59.60	36.80	36.60	7.80	15.90	73.60	71.30	23.40	575.60
14	2003	15.80	28.20	59.30	63.90	26.60	43.70	6.90	1.20	4.20	41.90	65.60	64.50	421.80
15	2004	19.00	45.90	23.00	66.80	86.50	8.60	32.60	14.20	25.00	33.10	38.30	58.20	451.20
16	2005	14.30	74.50	88.30	69.40	27.50	30.20	14.00	6.30	7.40	46.40	24.00	127.20	529.50
17	2006	26.60	25.30	66.20	43.00	21.40	65.60	1.30	27.40	25.50	47.50	101.70	53.70	505.20
18	2007	44.90	23.10	85.30	82.90	86.60	70.10	22.20	54.90	9.50	38.30	46.70	44.10	608.60
19	2008	62.20	69.00	60.20	55.50	68.70	45.10	30.90	38.90	29.40	70.60	60.90	104.60	696.00
20	2009	42.00	23.60	26.70	47.20	28.10	62.30	21.60	10.60	16.30	65.60	9.70	52.30	406.00
21	2010	2.70	33.70	38.40	73.50	67.80	51.90	44.10	14.90	34.00	15.50	142.50	94.80	613.80
22	2011	38.10	83.10	48.40	145.60	53.00	28.10	24.80	17.50	57.00	31.20	68.00	61.50	656.30
23	2012	66.80	62.30	27.90	93.10	19.50	7.70	10.00	21.10	6.00	77.20	39.20	35.60	466.40
24	2013	23.30	78.00	46.20	27.30	62.50	19.40	24.20	16.20	14.50	41.10	38.90	32.80	424.40
	Pmed	29.40	48.45	56.36	63.28	55.98	44.36	28.15	25.12	33.57	51.45	49.94	45.77	531.83

**Tabla A.2:** Serie de precipitación estación Cevallos

PRECIPITACION (mm)														
Estacion: Cevallos														
Coordenadas: 1° 21' 9" S 78° 36' 54" W														
Elevación: 2910 m.s.n.m														
Cod. M0128														
No.	AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
	1964									39.50	22.30	49.20	9.70	120.70
	1965	23.00		21.30	70.70	45.40	56.40	33.30	33.30	20.80	82.90	89.10	15.90	492.10
1	1966	18.00	53.60	68.20	29.30	32.00	46.40	45.20	24.60	29.20	38.40	21.40	83.50	489.80
2	1967	17.80	16.40	28.40	40.90	24.40	54.50	70.60	33.80	18.60	88.40	19.80	14.10	427.70
3	1968	19.70	28.80	53.10	29.40	33.60	73.80	55.50	7.90	11.80	63.00	17.00	15.98	409.58
4	1969	19.30	37.40	73.90	101.90	50.20	55.50	20.60	41.60	57.80	50.90	74.10	28.20	611.40
5	1970	33.80	76.90	42.30	49.80	80.10	58.80	36.20	36.40	35.00	45.80	64.50	28.90	588.50
6	1971	60.30	25.10	117.20	42.10	39.10	53.90	33.30	64.50	43.90	44.10	28.20	20.00	571.70
7	1972	93.50	40.20	71.90	43.30	38.90	82.90	61.20	15.90	14.70	10.70	76.60	28.60	578.40
8	1973	26.20	44.70	44.50	93.60	58.70	32.00	72.60	56.70	85.70	23.30	10.30	45.60	593.90
9	1974	16.50	81.00	62.60	42.30	75.00	70.40	54.50	21.10	63.00	65.90	77.80	34.40	664.50
10	1975	28.10	56.90	35.10	54.00	69.70	100.40	118.80	69.10	41.00	88.70	44.40	40.30	746.50
11	1976	24.40	34.30	50.50	94.10	89.90	62.00	81.70	47.10	102.60	25.40	58.10	30.50	700.60
12	1977	6.90	40.80	42.40	35.10	42.40	99.50	28.30	65.70	95.50	36.20	32.10	17.90	542.80
13	1978	14.70	38.30	65.80	81.50	33.70	84.50	26.70	23.60	45.80	24.10	37.00	7.30	483.00
14	1979	30.30	19.10	51.10	25.30	52.10	30.30	19.60	45.70	44.30	23.20	52.10	11.30	404.40
15	1980	14.90	47.70	20.60	72.00	27.60	29.80	27.60	23.60	18.20	64.40	39.60	7.90	393.90
16	1981	19.50	27.20	46.80	39.90	42.30	23.00	64.50	24.00	8.90	37.90	28.30	31.20	393.50
17	1982	72.30	18.20	34.20	40.20	62.40	34.50	25.60	32.40	12.10	35.20	32.50	65.10	464.70
18	1983	15.40	44.00	38.70	127.60	100.20	23.00	21.10	19.10	64.70	32.70	5.60	45.50	537.60
19	1984	28.30	37.90	73.70	98.30	71.30	67.60	46.60	14.50	140.70	42.10	25.90	17.40	664.30
20	1985	7.60	18.30	39.10	14.60	101.40	32.60	54.80	39.90	64.20	27.30	19.50	33.10	452.40
21	1986	11.60	18.70	58.70	47.50	54.20	45.50	58.10	23.10	47.40	28.20	24.70	21.40	439.10
22	1987	27.50	79.20	51.70	96.20	48.30	23.40	28.60	29.40	34.40	50.50	13.50	10.60	493.30
23	1988	26.00	91.70	25.10	63.20	89.30	60.90	64.40	43.70	35.80	96.40	61.10	13.30	670.90
24	1989	33.70	41.10	95.30	36.20	72.70	144.70	65.60	3.60	37.70	55.60	17.00	7.10	610.30
1	1990	13.70	40.40	33.90	39.80	55.10	57.50	38.10	26.80	26.60	109.30	22.40	25.00	488.60
2	1991	8.70	20.00	37.90	27.30	55.80	77.80	49.00	23.20	11.10	30.60	65.30	16.40	423.10
3	1992	5.10	33.50	48.80	54.40	33.10	38.40	31.90	17.30	30.10	13.00	34.00	5.00	344.60
4	1993	30.20	31.20	65.90	71.00	56.10	19.30	55.10	20.10	33.40	28.40	64.40	20.60	495.70
5	1994	39.50	27.50	49.50	71.10	42.10	64.90	49.30	57.00	13.30	40.90	60.50	46.20	561.80
6	1995	14.60	3.60	29.00	62.20	51.40	34.70	89.40	44.10	21.30	20.00	60.50	33.20	464.00
7	1996	63.90	58.20	38.70	37.60	67.80	49.60	35.10	30.70	45.10	12.70	32.70	27.00	499.10
8	1997	34.00	23.40	42.20	15.90	47.80	26.70	70.00	32.60	38.50	34.00	104.70	34.70	504.50
9	1998	23.30	37.40	23.50	91.80	81.60	61.60	55.20	34.70	14.00	49.20	18.40	10.80	501.50
10	1999	46.10	69.10	59.50	68.80	46.40	79.10	15.10	56.70	100.00	15.90	27.00	92.60	676.30
11	2000	40.90	82.10	44.90	71.80	199.50	102.90	30.10	64.00	46.20	7.00	14.90	40.90	745.20
12	2001	56.20	56.50	52.80	74.20	71.10	38.90	30.60	24.80	21.50	3.40	35.40	54.90	520.30
13	2002	12.20	39.90	46.70	74.30	73.20	54.30	20.90	28.60	17.00	58.40	51.30	38.50	515.30
14	2003	37.00	32.90	34.70	35.30	28.50	68.10	16.40	6.90	11.90	36.90	36.40	27.90	372.90
15	2004	13.30	36.20	55.00	76.80	76.50	24.60	46.50	27.20	33.70	29.00	66.70	32.30	517.80
16	2005	13.30	55.60	86.60	80.90	35.00	59.20	20.70	12.80	6.40	20.60	30.50	76.30	497.90
17	2006	42.50	49.80	58.80	47.80	31.80	74.60	11.70	36.60	30.50	37.70	83.50	37.20	542.50
18	2007	57.20	15.70	76.60	95.00	84.60	145.20	19.90	60.10	21.30	34.40	25.90	41.20	677.10
19	2008	23.90	81.30	49.80	71.80	68.30	60.10	48.10	48.40	41.50	67.60	50.90	36.60	648.30
20	2009	43.70	40.70	31.40	60.80	20.40	79.20	37.60	15.30	5.40	40.80	24.40	14.60	414.30
21	2010	8.30	28.80	44.40	81.70	63.60	63.20	55.00	28.90	34.60	14.60	109.00	73.70	605.80
22	2011	30.20	72.50	27.60	105.70	193.90	47.60	55.20	48.40	45.20	17.80	69.70	90.00	803.80
23	2012	35.50	24.80	18.50	144.70	32.50	28.80	36.80	35.80	22.10	120.30	18.80	17.90	536.50
24	2013	36.20	103.80	35.60	34.70	60.50	84.00	62.90	21.50	20.70	58.83	34.32	44.21	597.26
	Pmed	29.08	43.38	49.65	62.37	61.79	58.96	45.05	33.53	38.43	41.66	42.14	33.27	539.31

**Tabla A.3:** Serie de precipitación estación Pilahuin

PRECIPITACION (mm)														
Estacion: Pilahuin														
Coordendas: 1° 18' 6" S 78° 43' 56" W														
Elevación: 3314 m.s.n.m														
Cod. M0376														
No.	AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
	1964								78.70	87.20	58.00	37.30	23.90	684.99
1	1965	35.70	9.70	33.80	87.30	59.90	71.80	46.80	46.80	33.30	100.40	107.20	28.00	660.70
2	1966	30.30	68.80	84.60	42.50	45.40	61.00	59.70	37.40	42.40	52.30	33.90	101.10	659.40
3	1967	30.10	28.60	41.50	55.00	37.20	69.70	87.20	47.40	30.90	106.40	32.20	26.10	592.30
4	1968	32.10	41.90	68.20	42.60	47.10	90.60	70.80	19.40	23.60	78.90	12.70	43.00	570.90
5	1969	31.70	51.30	90.70	121.00	65.10	70.80	33.10	55.80	73.30	65.90	90.90	41.30	790.90
6	1970	47.40	94.00	56.60	64.70	97.40	74.40	50.00	50.20	48.70	60.30	80.60	42.10	766.40
7	1971	76.00	38.00	137.50	56.30	53.10	69.10	46.80	80.60	58.30	58.50	41.30	32.40	747.90
8	1972	111.90	54.30	88.60	57.60	52.90	100.40	77.00	28.00	26.70	22.40	93.60	41.80	755.20
9	1973	39.20	59.10	58.90	112.00	74.30	45.40	89.30	72.10	103.50	36.00	22.00	60.10	771.90
10	1974	28.70	98.40	78.50	56.50	91.90	86.90	69.70	33.60	78.90	82.10	94.90	48.00	848.10
11	1975	41.20	94.00	48.80	69.20	86.20	126.90	139.30	85.50	55.20	106.70	58.80	64.10	975.90
12	1976	20.00	48.60	47.50	77.40	68.60	91.80	81.70	31.10	66.80	40.80	47.00	32.10	653.40
13	1977	18.40	41.60	61.80	29.90	34.10	102.60	25.70	70.40	81.10	43.60	14.00	34.40	557.60
14	1978	13.20	43.00	82.20	126.00	43.30	41.30	94.90	45.00	54.50	8.20	12.40	24.30	588.30
15	1979	34.20	24.60	40.20	88.70	50.50	39.70	36.10	51.70	47.10	25.60	38.90	19.90	497.20
16	1980	55.30	69.90	37.40	79.90	49.80	58.70	43.70	32.70	23.30	106.60	72.10	21.10	650.50
17	1981	18.00	67.50	68.50	58.50	50.00	48.40	67.30	38.60	19.00	51.50	30.60	30.80	548.70
18	1982	57.50	45.70	35.60	113.60	80.60	32.20	61.40	35.50	26.60	64.30	54.50	94.00	701.50
19	1983	49.60	80.90	77.30	113.10	78.60	29.80	25.00	30.00	54.10	85.60	19.60	100.30	743.90
20	1984	34.00	57.10	69.80	94.00	76.00	58.00	61.00	22.60	145.10	48.90	83.00	28.90	778.40
21	1985	27.80	14.90	35.00	42.40	162.50	45.10	46.60	55.00	46.50	42.30	45.50	38.80	602.40
22	1986	19.00	44.70	68.70	55.00	60.30	39.40	57.80	29.30	65.90	50.50	37.80	31.70	560.10
23	1987	21.30	94.80	76.20	106.10	69.90	31.20	30.10	45.20	34.70	43.70	42.20	10.20	605.60
24	1988	34.00	95.20	35.50	74.20	91.10	57.50	82.60	70.10	28.00	89.40	73.70	25.00	756.30
1	1989	75.00	47.40	123.90	39.20	81.60	133.40	70.00	16.90	37.50	59.50	21.70	10.80	716.90
2	1990	27.80	62.30	39.30	55.60	71.80	48.60	48.50	32.20	19.40	123.60	23.60	36.30	589.00
3	1991	20.70	19.00	71.90	38.70	72.70	66.10	76.40	33.50	8.40	38.00	78.20	15.80	539.40
4	1992	14.00	59.60	109.00	55.70	43.80	30.70	58.90	26.40	37.40	26.80	31.80	19.20	513.30
5	1993	45.96	71.80	71.80	81.30	71.90	35.60	85.90	36.50	58.30	32.50	54.40	57.00	702.96
6	1994	87.10	23.30	86.00	82.70	74.50	62.70	79.30	85.90	32.00	40.10	82.40	50.90	786.90
7	1995	25.20	3.40	44.40	73.60	103.00	57.80	91.60	40.10	28.40	25.50	92.30	68.80	654.10
8	1996	84.90	80.30	52.90	83.30	96.80	76.20	55.30	39.70	52.80	34.30	45.70	35.40	737.60
9	1997	61.80	69.80	71.60	48.40	71.60	44.80	67.00	44.60	52.50	40.50	119.50	61.80	753.90
10	1998	38.90	64.40	46.00	92.60	117.40	86.70	96.10	51.20	28.60	84.50	61.70	59.30	827.40
11	1999	44.80	129.80	100.10	107.50	62.90	90.60	36.10	74.00	107.10	31.60	23.80	135.00	943.30
12	2000	49.60	109.30	74.00	93.40	220.50	92.90	30.50	59.50	60.80	18.40	26.90	55.00	890.80
13	2001	41.80	58.30	56.30	66.70	54.80	88.10	49.70	24.70	39.90	5.40	54.00	61.10	600.80
14	2002	39.60	48.30	86.30	86.80	86.40	66.80	47.90	31.60	24.80	31.76	117.30	42.60	710.16
15	2003	38.00	40.70	94.70	58.50	52.50	65.00	26.50	14.40	35.70	70.30	48.30	45.60	590.20
16	2004	18.10	58.90	49.90	104.60	113.80	51.00	62.20	36.30	48.50	46.00	71.40	47.80	708.50
17	2005	25.00	103.40	109.10	108.50	54.00	77.20	40.30	22.70	32.31	44.20	43.20	118.70	778.61
18	2006	55.70	64.20	78.40	81.30	46.60	92.10	17.70	45.30	33.60	38.30	58.20	79.80	691.20
19	2007	56.50	16.50	106.10	92.20	59.50	166.50	21.40	96.00	29.80	54.90	59.00	54.60	813.00
20	2008	82.30	106.80	84.20	113.90	117.00	58.40	71.60	71.40	52.90	80.90	90.90	59.20	989.50
21	2009	93.00	60.00	45.20	80.00	29.80	90.10	69.10	19.60	14.50	37.30	18.60	29.50	586.70
22	2010	22.60	60.10	51.20	107.00	88.10	110.50	36.60	47.90	55.10	27.70	107.20	86.10	800.10
23	2011	37.80	71.60	43.00	142.60	98.60	66.90	63.40	56.90	40.61	29.70	80.80	116.00	847.91
24	2012	101.10	94.70	62.90	126.50	61.40	38.40	36.80	57.30	41.00	67.30	45.30	32.20	764.90
25	2013	49.10	80.70	56.30	54.20	88.50	50.80	63.40	37.80	29.20	59.50	12.40	39.50	621.40
	Pmed	44.50	62.26	69.09	80.73	76.58	69.31	58.52	45.32	47.00	51.31	55.10	49.62	709.34

**Tabla A.4:** Serie de precipitación estación Tisaleo

PRECIPITACION (mm)														
Estacion: Tisaleo														
Coordenadas 1° 20' 54" S 78° 40' 13" W														
Elevación : 3266,00 m.s.n.m.														
Cod. M0377														
No.	AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
	1964								73.50	94.40	32.80	35.50	20.40	256.60
	1965	20.30	12.40	35.80	123.70	43.90	56.20	41.90	51.80	31.90	91.00	81.00	20.00	609.90
1	1966	32.40	65.60	86.60	31.10	47.20	50.50	72.30	38.60	49.60	31.80	43.50	64.80	614.00
2	1967	46.80	28.30	34.20	37.90	35.60	92.80	76.60	65.80	36.30	79.40	30.80	17.80	582.30
3	1968	46.20	51.90	68.00	35.70	27.90	80.70	78.80	21.30	37.60	60.00	21.70	9.20	539.00
4	1969	25.80	30.10	122.60	114.60	63.60	82.20	35.00	71.00	36.00	78.00	87.50	45.90	792.30
5	1970	45.80	95.00	57.70	57.50	98.50	77.80	54.40	50.40	45.90	34.00	56.70	40.10	713.80
6	1971	66.10	34.80	90.60	69.60	48.60	78.50	58.10	84.10	101.20	117.00	91.60	41.30	881.50
7	1972	98.40	81.30	82.10	77.50	54.30	95.40	82.70	32.40	43.30	27.70	58.60	39.70	773.40
8	1973	37.70	63.30	47.00	106.60	84.70	41.30	78.60	65.00	101.30	40.00	28.40	31.00	724.90
9	1974	41.30	66.20	82.30	34.50	106.60	47.30	74.10	32.30	51.70	57.60	99.50	43.90	737.30
10	1975	25.30	76.40	56.60	71.70	65.80	122.50	94.30	88.90	70.90	111.60	55.10	42.90	882.00
11	1976	48.10	58.00	52.70	85.00	79.80	90.60	78.40	41.50	41.90	29.70	55.20	34.80	695.70
12	1977	6.80	59.90	94.90	72.70	34.50	98.80	36.10	79.10	108.80	46.50	23.70	22.60	684.40
13	1978	23.80	43.50	111.20	119.80	57.50	96.40	38.00	52.80	41.40	12.90	11.90	24.00	633.20
14	1979	23.70	8.40	58.10	93.80	64.80	36.70	34.30	46.50	50.00	30.00	16.00	40.80	503.10
15	1980	53.50	67.80	42.50	92.50	50.70	67.10	40.70	42.10	29.60	83.40	45.20	18.60	633.70
16	1981	16.70	79.70	63.60	70.50	56.70	52.80	73.60	34.00	25.30	62.30	43.50	41.30	620.00
17	1982	67.10	22.80	34.00	85.90	81.40	45.10	69.20	40.90	33.30	53.70	62.20	93.90	689.50
18	1983	38.30	74.90	63.40	138.90	103.10	31.90	31.10	27.90	65.90	65.00	19.00	59.00	718.40
19	1984	52.90	46.70	97.90	104.30	85.80	78.50	55.70	24.10	165.20	62.30	71.20	39.40	884.00
20	1985	11.40	23.10	30.60	61.30	148.90	47.50	50.40	56.90	57.80	26.80	26.00	31.60	572.30
21	1986	12.80	36.30	30.60	71.30	66.10	54.80	65.20	57.20	71.40	65.10	25.90	29.00	585.70
22	1987	24.40	88.70	83.00	121.60	75.20	33.30	44.20	45.70	43.50	44.70	19.80	9.00	633.10
23	1988	34.40	119.50	65.80	95.70	93.70	70.10	85.90	64.60	52.20	97.30	110.20	24.60	914.00
24	1989	70.40	59.10	141.10	50.60	93.00	148.20	65.10	23.80	59.20	66.60	32.80	10.70	820.60
1	1990	31.60	47.00	46.90	62.30	70.30	70.10	49.00	32.50	32.40	114.60	45.50	45.30	647.50
2	1991	25.80	24.40	63.30	64.20	75.30	71.60	55.20	61.90	26.50	39.60	109.40	21.10	638.30
3	1992	13.40	48.60	87.50	69.40	49.80	44.20	56.00	26.50	55.00	25.70	91.30	15.20	582.60
4	1993	49.70	64.00	136.20	81.10	76.10	41.80	78.70	48.00	47.80	51.00	59.10	42.60	776.10
5	1994	82.60	50.30	64.10	123.00	77.30	80.00	81.00	67.30	41.40	49.60	73.70	123.10	913.40
6	1995	36.90	4.10	41.10	72.90	70.80	60.10	106.40	47.90	42.10	25.70	70.20	46.30	624.50
7	1996	70.30	99.70	79.60	75.20	81.30	65.20	41.10	47.20	57.40	38.40	45.10	39.80	740.30
8	1997	48.20	56.60	73.70	38.20	64.90	65.40	80.30	46.50	42.60	43.90	144.40	50.00	754.70
9	1998	34.10	52.40	46.80	103.20	137.40	81.80	70.30	52.70	26.90	64.90	26.30	20.40	717.20
10	1999	45.90	136.60	104.90	112.80	65.20	94.80	36.60	77.10	112.40	31.80	23.50	142.10	983.70
11	2000	51.00	114.70	77.10	97.80	233.40	97.20	30.70	61.60	63.00	17.70	26.80	56.80	927.80
12	2001	49.10	55.30	89.30	84.20	53.10	74.30	55.30	36.30	51.70	22.30	23.10	20.10	614.10
13	2002	31.80	42.10	82.10	80.90	82.10	59.40	35.20	38.00	37.30	77.90	77.10	25.50	669.40
14	2003	46.60	35.30	63.80	65.60	67.50	80.00	43.30	22.10	27.80	73.40	36.80	94.50	656.70
15	2004	8.50	58.30	60.80	109.60	108.40	55.20	67.80	37.90	46.10	44.00	89.60	71.90	758.10
16	2005	19.30	113.70	101.40	115.40	54.80	81.38	42.78	32.63	26.60	38.50	40.15	20.70	687.34
17	2006	36.30	52.10	65.20	99.60	77.10	83.20	24.80	33.70	52.60	123.90	26.50	79.30	754.30
18	2007	123.90	18.50	95.80	117.40	79.60	174.90	36.90	32.60	20.80	83.20	27.50	13.90	825.00
19	2008	55.28	97.72	78.97	79.27	89.40	68.12	65.41	52.90	53.17	90.08	60.32	59.89	850.55
20	2009	37.80	71.60	43.00	142.60	98.60	90.50	66.40	32.60	19.80	84.80	28.80	14.70	731.20
21	2010	21.40	44.00	49.20	118.00	91.30	92.30	58.20	54.10	59.30	21.20	111.10	36.60	756.70
22	2011	44.20	105.50	62.60	141.30	68.70	70.10	58.00	47.70	44.70	12.00	48.60	53.00	756.40
23	2012	62.40	62.00	39.70	91.40	58.80	28.30	32.90	53.10	32.80	71.50	62.40	36.30	631.60
24	2013	31.90	88.80	55.40	46.50	85.80	45.30	55.70	34.90	32.40	55.10	52.90	28.70	613.40
	Pmed	41.84	60.93	70.95	85.26	77.94	72.83	58.35	47.18	51.50	55.92	52.84	41.95	717.48

**Tabla A.5:** Serie de precipitación estación Urbina

PRECIPITACION (mm)														
Estacion: Urbina														
Coordenadas 1° 29' 0" S 78° 41' 0" W														
Elevación : 3610 m.s.n.m.														
Cod. M0390														
No.	AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
	1964	6.50	28.60	69.70	135.20	63.00	112.20	44.80	57.80	83.00	57.20	78.10	49.90	786.00
	1965	33.50	26.30	58.70	130.70	90.20	62.50	78.60	44.70	34.90	123.30	165.40	48.30	897.10
1	1966	82.70	73.60	112.80	107.00	68.70	68.10	72.80	40.80	45.40	81.80	70.30	109.60	933.60
2	1967	69.40	42.60	68.10	96.80	76.20	122.80	107.10	81.00	67.00	137.60	35.10	18.20	921.90
3	1968	111.20	72.10	116.70	55.10	19.10	96.10	92.70	41.00	115.60	96.80	67.60	19.80	903.80
4	1969	36.30	41.30	111.00	150.70	55.60	64.80	38.60	58.60	103.40	147.80	171.30	108.90	1088.30
5	1970	101.90	147.10	71.70	83.30	101.40	60.70	2.80	5.90	9.00	75.30	73.90	33.50	766.50
6	1971	35.40	77.20	149.10	91.20	70.90	81.30	86.20	87.50	51.70	73.70	69.00	11.00	884.20
7	1972	48.00	109.30	152.20	131.90	28.40	94.30	101.40	26.30	58.00	28.50	98.90	40.70	917.90
8	1973	58.20	81.90	94.70	131.60	62.70	64.50	102.40	94.10	92.30	25.10	45.20	68.40	921.10
9	1974	68.60	66.10	10.39	123.80	60.40	100.20	92.80	57.60	79.00	79.30	61.30	182.00	981.49
10	1975	105.30	65.80	84.80	110.60	91.90	108.10	119.60	105.60	73.50	109.60	77.80	103.50	1156.10
11	1976	68.50	44.90	51.30	82.80	109.60	107.50	123.20	92.00	62.60	79.20	95.30	47.50	964.40
12	1977	15.50	54.60	101.90	115.20	35.30	72.40	63.50	84.80	108.60	44.00	68.90	50.80	815.50
13	1978	78.00	131.30	69.90	219.80	78.60	101.20	112.00	76.70	113.30	10.20	12.60	58.40	1062.00
14	1979	4.80	40.10	68.30	105.70	99.50	47.80	100.70	34.40	78.00	15.20	19.40	58.30	672.20
15	1980	101.60	41.90	84.20	80.50	78.10	46.30	43.30	58.00	53.00	138.30	79.20	28.50	832.90
16	1981	37.00	64.60	109.10	151.40	113.50	42.20	85.20	31.80	27.00	72.90	91.20	68.80	894.70
17	1982	72.20	29.40	84.30	172.30	103.50	53.20	77.80	44.20	29.50	91.80	75.60	140.80	974.60
18	1983	67.50	119.20	113.20	172.30	115.40	34.80	26.90	35.20	74.90	72.60	13.60	86.70	932.30
19	1984	57.30	76.30	59.20	110.70	73.30	105.60	57.50	34.90	156.70	52.90	122.66	33.34	940.40
20	1985	31.50	10.20	43.40	55.60	253.90	60.10	58.00	71.50	63.90	40.90	27.20	43.30	759.50
21	1986	20.50	46.10	108.70	77.20	90.30	79.00	81.10	34.00	94.40	69.00	48.00	38.00	786.30
22	1987	20.80	142.10	111.40	160.80	101.00	37.10	35.30	60.20	42.90	57.80	55.30	2.50	827.20
23	1988	41.80	142.80	44.20	108.10	136.00	80.60	122.00	101.40	31.90	133.20	107.30	26.90	1076.20
24	1989	109.40	63.90	190.20	50.30	120.30	205.90	101.20	13.50	47.50	83.90	21.50	3.50	1011.10
1	1990	31.50	88.50	50.50	77.40	104.20	65.90	65.70	51.60	17.70	189.70	24.60	45.60	812.90
2	1991	19.80	17.00	104.30	49.50	105.60	94.80	111.80	40.90	17.00	48.40	114.70	11.70	735.50
3	1992	8.70	84.00	165.60	77.60	57.90	36.30	82.90	29.20	47.40	29.90	38.10	17.30	674.90
4	1993	20.00	104.20	104.20	119.80	104.30	44.40	127.40	33.80	37.50	136.60	71.00	48.60	951.80
5	1994	78.20	119.40	159.30	122.20	80.00	71.60	79.50	119.40	59.10	65.50	151.30	94.30	1199.80
6	1995	58.50	31.30	137.60	109.00	126.70	37.30	136.90	41.10	30.10	112.10	138.00	65.60	1024.20
7	1996	87.80	194.50	126.70	234.30	145.40	111.40	76.90	51.20	72.80	42.30	77.10	44.10	1264.50
8	1997	87.70	100.90	103.80	65.50	103.80	59.60	96.20	59.30	72.30	52.50	182.90	87.70	1072.20
9	1998	49.90	91.90	61.60	138.50	179.40	128.80	144.30	70.20	32.80	125.10	87.50	83.50	1193.50
10	1999	59.60	199.90	150.90	163.10	89.50	135.20	45.20	107.80	162.40	37.80	24.90	208.50	1384.80
11	2000	67.50	166.10	107.80	139.80	349.70	139.00	36.00	83.90	86.00	16.00	30.00	76.40	1298.20
12	2001	62.62	93.14	103.41	116.37	80.42	75.03	74.32	33.33	56.16	37.76	37.20	78.53	848.30
13	2002	39.35	73.01	104.21	137.93	116.86	86.18	90.58	38.55	32.56	137.70	87.40	90.30	1034.65
14	2003	89.60	67.20	99.20	73.00	76.30	95.20	83.00	32.00	71.80	104.60	134.40	122.10	1048.40
15	2004	44.20	56.80	107.20	153.60	33.90	86.30	57.90	72.40	82.40	102.00	61.90	59.90	918.50
16	2005	73.60	62.40	85.90	74.80	95.80	64.88	50.73	28.29	15.86	78.90	75.30	148.05	854.50
17	2006	57.79	58.58	95.86	82.06	55.62	106.63	49.90	50.86	61.26	110.00	109.00	130.60	968.17
18	2007	93.30	67.50	153.00	153.10	54.30	170.60	100.50	76.20	87.50	86.10	114.50	88.70	1245.30
19	2008	108.50	147.90	136.30	130.80	87.90	54.50	118.00	94.20	80.20	123.00	91.60	89.80	1262.70
20	2009	69.70	86.40	69.70	93.60	36.10	90.30	50.80	28.98	26.26	76.05	22.60	22.10	672.59
21	2010	30.30	24.00	65.60	139.54	108.19	88.75	85.89	56.51	59.57	39.96	159.32	105.64	963.27
22	2011	59.33	120.78	67.60	148.34	53.10	39.50	61.50	43.50	52.20	49.40	97.90	120.80	913.94
23	2012	113.60	94.00	66.90	116.60	57.00	37.80	38.30	44.60	24.40	140.60	58.20	34.30	826.30
24	2013	60.00	82.00	43.30	101.00	106.50	43.50	64.20	33.50	28.90	76.00	58.70	40.40	738.00
	Pmed	59.58	83.47	99.37	116.19	95.40	82.97	81.09	56.83	63.91	78.67	76.94	70.06	956.90

## Apéndice B

### PRUEBAS DE CONSISTENCIA SERIE PRECIPITACIÓN ANUAL

**Tabla B.1:** Pruebas consistencia estación Ambato M-066

Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t de Student	
No. Cambios	20	$T_{60}$	0,02375	Estadístico t:	-0,422
S-C	8	$T_{30}$	0,03953	Grados de libertad	46
n	48	$t_{60}$	0,19053	De tabla t=	2,013
$-(nj-1)^{0,5}$	-6,86	$t_{30}$	0,17194		
$(nj-1)^{0,5}$	6,86	De tabla t=	2,013		
El estadístico (S-C) No está comprendido entre $-(nj-1)^{0,5}$ y $(nj-1)^{0,5}$ . Por lo tanto la serie es Homogénea		El valor absoluto de los $t_w$ , es menor que el valor de tabla de t para 46 grados de libertad y para $\alpha=5\%$ . La serie es Homogénea		El valor absoluto del estadístico t es menor que el valor de la tabla de t para 46 grados de libertad y un nivel de significancia $\alpha=5\%$ . Por tanto la serie es Homogénea	

**Tabla B.2:** Pruebas consistencia estación Cevallos M-128

Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t de Student	
No. Cambios	21	$T_{60}$	0,02236	Estadístico t:	0,069
S-C	6	$T_{30}$	0,29652	Grados de libertad	46
n	48	$t_{60}$	0,17937	De tabla t=	2,013
$-(nj-1)^{0,5}$	-6,86	$t_{30}$	1,23725		
$(nj-1)^{0,5}$	6,86	De tabla t=	2,013		
El estadístico (S-C) no está comprendido entre $-(nj-1)^{0,5}$ y $(nj-1)^{0,5}$ . Por lo tanto la serie No es Homogénea		El valor absoluto de los $t_w$ , es menor que el valor de tabla de t para 46 grados de libertad y para $\alpha=5\%$ . La serie es Homogénea		El valor absoluto del estadístico t es menor que el valor de la tabla de t para 46 grados de libertad y un nivel de significancia $\alpha=5\%$ . Por tanto la serie es Homogénea	

**Tabla B.3:** Pruebas consistencia estación Pilahuin M-376

Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t de Student	
No. Cambios	19	$T_{60}$	0,08270	Estadístico t:	1,205
S-C	10	$T_{30}$	0,34968	Grados de libertad	46
n	48	$t_{60}$	0,66144	De tabla t=	2,013
$-(nj-1)^{0,5}$	-6,86	$t_{30}$	1,43657		
$(nj-1)^{0,5}$	6,86	De tabla t=	2,013		
El estadístico (S-C) no está comprendido entre $-(nj-1)^{0,5}$ y $(nj-1)^{0,5}$ . Por lo tanto la serie No es Homogénea		El valor absoluto de los tw, es menor que el valor de tabla de t para 46 grados de libertad y para $\alpha=5\%$ . La serie es Homogénea		El valor absoluto del estadístico t es menor que el valor de la tabla de t para 46 grados de libertad y un nivel de significancia $\alpha=5\%$ . Por tanto la serie es Homogénea	

**Tabla B.4:** Pruebas consistencia estación Tisaleo M-377

Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t de Student	
No. Cambios	18	$T_{60}$	0,14803	Estadístico t:	1,168
S-C	12	$T_{30}$	0,25386	Grados de libertad	46
n	48	$t_{60}$	1,22703	De tabla t=	2,013
$-(nj-1)^{0,5}$	-6,86	$t_{30}$	1,07088		
$(nj-1)^{0,5}$	6,86	De tabla t=	2,013		
El estadístico (S-C) no está comprendido entre $-(nj-1)^{0,5}$ y $(nj-1)^{0,5}$ . Por lo tanto la serie No es Homogénea		El valor absoluto de los tw, es menor que el valor de tabla de t para 46 grados de libertad y para $\alpha=5\%$ . La serie es Homogénea		El valor absoluto del estadístico t es menor que el valor de la tabla de t para 46 grados de libertad y un nivel de significancia $\alpha=5\%$ . Por tanto la serie es Homogénea	

**Tabla B.5:** Pruebas consistencia estación Urbina M-390

Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t de Student	
No. Cambios	18	$T_{60}$	0,21771	Estadístico t:	-1,589
S-C	12	$T_{30}$	0,55460	Grados de libertad	46
n	48	$t_{60}$	1,78247	De tabla t=	2,013
$-(nj-1)^{0,5}$	-6,86	$t_{30}$	1,98922		
$(nj-1)^{0,5}$	6,86	De tabla t=	2,013		
El estadístico (S-C) no está comprendido entre $-(nj-1)^{0,5}$ y $(nj-1)^{0,5}$ . Por lo tanto la serie No es Homogénea		El valor absoluto de los $t_w$ , es menor que el valor de tabla de t para 46 grados de libertad y para $\alpha=5\%$ . La serie es Homogénea		El valor absoluto del estadístico t es menor que el valor de la tabla de t para 46 grados de libertad y un nivel de significancia $\alpha=5\%$ . Por tanto la serie es Homogénea	

# Apéndice C

## ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA MENSUAL

**Tabla C.1:** Estadística descriptiva Enero

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN ENERO																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	30,04	29,07	43,90	41,83	60,71	25,02	27,76	39,41	39,58	60,14	35,07	30,39	48,39	44,08	61,29	33,40
Desvest	20,27	18,55	24,16	22,84	29,43	18,20	20,4	22,78	21,63	31,62	21,34	16,83	25,14	24,23	27,75	17,59
Coef. Var	0,6746	0,6381	0,55	0,5460	0,4847	0,7275	0,735	0,578	0,5466	0,5257	0,6086	0,554	0,5196	0,5498	0,4527	0,5268
Mín	2,70	5,1	13,20	6,80	4,80	3,40	6,9	13,2	6,8	4,8	2,70	5,1	14	8,5	8,7	1,50
Q1	12,3	14,85	27,15	25,68	36,83	10,72	16,22	26,17	24,25	36,07	18,6	13,6	27,15	31,75	42,98	21,43
Mediana	23,10	26,10	38,45	38,05	59,80	18,15	22,05	33,05	38	62,85	36,40	32,1	43,3	41	59,8	32,80
Q3	42,12	36,40	55,40	50,03	79,33	39,20	28,8	47,95	49,3	79,17	45,10	41,3	57,82	50,02	80,57	45,30
Max	81,50	93,50	111,90	123,90	113,60	66,00	93,5	111,9	98,4	111,2	81,50	63,9	101,1	123,9	113,6	65,10
Rango intercuartílico	30,87	22,05	29,75	25,25	45,10	29,42	14,12	26,12	27,75	45,9	27,70	28,7	34,62	19,02	44,76	27,02
Asimetría	0,6198	1,29	1,06	1,20	0,028	0,686	1,95	1,584	0,7554	0,07	0,473	0,2064	0,6682	1,489	-0,02	0,2336

**Tabla C.2:** Estadística descriptiva Febrero

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN FEBRERO																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	49,35	43,38	61,69	60,93	83,66	45,76	42,39	58,51	57,55	74,35	52,95	44,37	64,88	64,3	92,97	48,50
Desvest	24,66	22,55	27,59	29,78	43,67	20,58	21,5	24,14	26,32	38,43	28,14	23,98	30,85	33,1	47,32	24,39
Coef. Var	0,4996	0,5199	0,4472	0,4888	0,5220	0,4498	0,5072	0,4126	0,4574	0,51	0,5314	0,5405	0,4755	0,5147	0,5089	0,5029
Mín	1,70	3,60	3,4	4,1	10,2	1,7	16,4	14,9	8,4	10,2	6,80	3,6	3,4	4,1	17	3,2
Q1	30,82	27,43	44,275	43,15	56,25	30,77	26,67	42,72	35,92	44,32	32,32	28,47	55,8	46,25	66	33,775
Mediana	46,90	39,10	59,8	58,15	74,95	47,15	39,25	52,8	59,5	65,95	46,20	38,65	63,25	55,95	87,45	41,95
Q3	62,6	55,83	80,4	77,225	105,47	58,37	49,17	72,65	75,27	88,75	73,52	56,92	80,4	91,02	108	55,525
Max	107,30	103,80	129,8	136,6	199,9	95,80	91,7	98,4	119,5	147,1	107,30	103,8	129,8	136,6	199,9	102,1
Rango intercuartílico	34,12	29,00	37,17	36,42	52,87	29,80	26,5	35,97	40,85	59,27	44,60	29,95	29,8	50,74	52	25,92
Asimetría	0,426	0,78	0,16	0,43	0,76	0,096	0,8452	0,2728	0,2094	0,608	0,3736	0,7083	-0,01	0,4343	0,714	0,74

**Tabla C.3:** Estadística descriptiva Marzo

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN MARZO																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	55,54	49,65	68,83	70,94	97,52	55,94	53,78	67,22	70,71	92,11	55,14	45,51	70,44	71,18	102,94	52,53
Desvest	28,51	19,79	24,44	26,36	37,28	32,71	22,35	26,59	29,42	39,38	24,31	16,29	22,53	23,55	35,04	18,51
Coef. Var	0,5134	0,3987	0,3550	0,3716	0,3823	0,5848	0,4155	0,3956	0,4161	0,4275	0,4408	0,358	0,3198	0,3308	0,3404	0,3523
Mín	7,90	18,50	35,00	30,6	10,39	7,90	20,6	35	30,6	10,39	18,90	18,5	39,3	39,7	43,3	23,3
Q1	34,87	35,48	48,475	51,825	68,25	31,92	39	46	51,27	68,25	39,67	34,5	50,87	53,85	69,17	39,65
Mediana	49,65	46,75	68,6	64,65	102,65	50,50	50,8	68,35	64,7	89,75	48,85	44,65	71,7	64,65	104	49,85
Q3	74,67	58,98	84,3	86,825	112,9	79,5	66,4	79,42	87,6	11,75	66,47	53,35	86,07	83,45	129,1	61,75
Max	133,80	117,20	137,5	141,1	190,2	133,80	117,2	137,5	141,1	190,2	105,60	86,6	109,1	136,2	165,6	100,6
Rango intercuartílico	42,20	24,10	36,67	37,20	44,95	51,32	28,8	38,27	41,17	44,3	28,20	20,35	36	35,4	65,77	24,50
Asimetría	0,5914	1,06	0,66	0,66	0,20	0,5504	1,00	0,9139	0,5734	0,343	0,5893	0,6812	0,3309	0,8191	0,145	0,72

**Tabla C.4: Estadística descriptiva Abril**

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN ABRIL																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	63,15	62,36	79,39	85,26	115,88	58,95	58,26	73,97	79,19	114,36	67,34	66,47	84,81	91,32	117,39	68,33
Desvest	29,72	28,98	27,68	29,06	40,70	32,19	29,95	28,92	29,66	41,68	27,06	28,01	25,84	27,74	40,53	22,57
Coef. Var	0,4707	0,4648	0,3486	0,3409	0,3512	0,5461	0,5141	0,3909	0,3745	0,3645	0,4018	0,4214	0,3047	0,3038	0,3453	0,3303
Mín	10,40	14,60	29,9	31,1	49,5	10,40	14,6	29,9	31,1	50,3	23,50	15,9	38,7	38,2	49,5	22,2
Q1	42,07	39,88	56,15	68,45	82,61	29,95	38,97	55	60,35	83,17	52,90	45,8	64,65	72,02	80,94	54,1
Mediana	62,90	61,50	79,95	82,65	112,95	53,20	45,4	66,95	75,1	109,35	65,50	71,05	83	87,8	118,2	70,15
Q3	84,12	81,05	104,97	107,35	139,60	88,47	84,52	97,02	97,85	136,6	82,30	77,82	105,2	113,45	139,6	81,35
Max	145,60	144,70	142,6	142,6	234,3	127,50	127,6	126	138,9	219,8	145,60	144,7	142,6	142,6	234,3	108,8
Rango intercuartílico	46,35	41,52	49,87	42,30	57,49	60,77	53,45	48,07	43,7	63,07	33,40	38,07	45,85	44,47	61,02	32,15
Asimetría	0,3253	0,59	0,23	0,03	0,62	0,2531	0,6926	0,3887	0,088	0,568	0,6617	0,574	0,2175	0,07	0,701	-0,15

**Tabla C.5: Estadística descriptiva Mayo**

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN MAYO																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	55,35	61,79	75,11	77,93	94,83	55,07	57,89	68,64	71,83	89,31	55,63	65,69	81,57	84,04	100,35	64,97
Desvest	35,34	35,03	33,33	32,86	54,86	31,56	23,14	27,12	27,54	45,76	39,45	44,05	38,04	37,02	63,19	33,99
Coef. Var	0,6385	0,5669	0,4437	0,4216	0,5785	0,5730	0,3997	0,3951	0,3834	0,5123	0,7092	0,6706	0,4663	0,4405	0,6319	0,5232
Mín	1,90	20,40	29,8	27,9	19,1	1,90	24,4	34,1	27,9	19,1	19,50	20,4	29,8	49,8	33,9	33,7
Q1	34,20	39,05	52,8	58,475	62,125	34,2	39,05	49,95	53,4	67,2	33,42	40,32	58,32	66,92	57,67	44,5
Mediana	50,45	55,45	71,7	75,25	89,9	51,10	53,15	66,85	65,95	84,45	46,30	55,95	72,3	76,6	92,65	61,05
Q3	70,15	72,83	88,2	86,7	106,92	78,12	73,27	80,85	87,6	105,02	63,82	71,62	97,25	86,7	106,92	74,8
Max	215,60	199,50	220,5	233,4	349,7	114,60	101,4	162,5	148,9	253,9	215,60	199,5	220,5	233,4	349,7	215,6
Rango intercuartílico	39,45	34,12	35,80	30,67	46,79	45,17	35,47	31,5	39,6	43,87	36,60	35,9	42,17	22,72	50,54	31,10
Asimetría	2,04	2,34	2,06	2,39	2,55	0,3210	0,3987	1,662	0,7249	1,761	2,86	21,816	2,01	2,94	2,651	3,18

**Tabla C.6: Estadística descriptiva Junio**

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN JUNIO																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	43,07	58,96	69,14	72,83	81,21	46,89	57,91	66,84	71,7	80,6	39,26	60,01	71,43	73,96	81,81	70,31
Desvest	26,83	28,52	28,90	28,27	36,21	31,06	29,7	29,22	29,24	36,61	21,81	27,88	29,03	27,85	36,58	32,16
Coef. Var	0,6228	0,4836	0,4181	0,3882	0,4459	0,6625	0,5128	0,4371	0,4079	0,4542	0,5554	0,4646	0,4064	0,3766	0,4472	0,4573
Mín	2,90	19,3	29,8	28,3	34,8	2,90	23	29,8	31,9	34,8	7,70	19,3	30,7	28,3	36,3	28,3
Q1	25,02	34,65	47,65	52,225	54,17	26,47	32,45	44,15	47,45	58,37	23,22	38,77	50,95	59,92	51,97	45,975
Mediana	38,50	58,15	65,55	70,85	77,01	46,35	55	59,85	73,95	75,7	37,15	59,65	66,45	70,85	80,6	68,9
Q3	60,55	74,00	88,6	85,025	100,45	60,55	71,25	87,82	91,15	100,45	54,50	75,4	88,6	82,15	98,05	82,375
Max	126,90	145,20	166,5	174,9	205,9	126,90	144,7	133,4	148,2	205,9	81,50	145,2	166,5	174,9	170,6	158,8
Rango intercuartílico	35,97	39,85	43,45	37,60	47,42	35,02	40,8	47,42	44,9	46,02	39,02	38,47	38,75	23,27	56,84	40,6
Asimetría	0,98	1,04	1,03	1,18	1,11	0,98	1,058	0,727	0,6862	1,593	0,40	1,056	1,371	1,787	0,6313	1,19

**Tabla C.7: Estadística descriptiva Julio**

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN JULIO																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	27,69	45,04	59,14	58,35	79,84	30,33	49,23	62,78	61,36	79,33	25,05	40,85	55,5	55,33	80,35	54,50
Desvest	19,59	21,91	24,25	19,25	31,31	24,30	24,03	26,26	18,93	32,52	13,40	19,17	22,01	19,49	30,74	20,52
Coef. Var	0,7077	0,4865	0,4101	0,3299	0,3922	0,8012	0,488	0,4184	0,3085	0,4099	0,5351	0,4691	0,3966	0,3522	0,3826	0,3766
Min	1,30	11,70	17,7	24,8	2,8	4,50	19,6	25	31,1	2,8	1,30	11,7	17,7	24,8	36	18,0
Q1	18,25	28,125	39,425	41,00	57,8	18,70	28,12	45,87	43,32	57,87	16,45	27,8	36,75	40,05	56,12	41,45
Mediana	23,80	45,85	60,35	57,00	82,0	24,28	50,55	61,2	65,15	85,7	23,20	37,85	57,1	55,5	78,2	58,05
Q3	32,72	56,15	72,8	73,725	101,25	34,37	64,42	78,17	77,05	101,65	31,25	55,02	69,72	66,75	97,27	66,35
Max	130,30	118,8	139,3	106,4	144,3	130,30	118,8	139,3	94,3	123,2	61,40	89,4	96,1	106,4	144,3	101,4
Rango intercuartílico	15,62	29,67	37,52	33,17	43,75	16,82	36,7	36,1	36,37	44,52	15,80	31,87	34,32	29,5	46,85	30,90
Asimetría	1,08	0,84	0,59	0,22	-0,1	1,99	0,8868	0,8098	-0,167	-0,625	0,69	0,4913	0,0631	0,621	0,509	0,05

**Tabla C.8: Estadística descriptiva Agosto**

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN AGOSTO																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	24,84	33,33	45,20	47,18	56,09	27,58	33,62	45,17	49,45	57,12	22,11	33,43	45,22	44,9	55,05	40,72
Desvest	16,98	16,69	19,84	16,76	26,84	16,65	17,97	19,31	19,42	28,43	17,21	15,7	20,77	13,63	25,72	17,88
Coef. Var	0,6833	0,4979	0,4390	0,3552	0,4785	0,6035	0,5344	0,4276	0,3927	0,4977	0,7784	0,4697	0,4592	0,3037	0,4673	0,4390
Min	1,00	3,6	14,4	21,3	5,9	1,00	3,6	16,9	21,3	5,9	1,20	6,9	14,4	22,1	28,29	6,4
Q1	10,75	22,7	31,475	33,43	34,3	19,65	22,6	30,82	33,6	34,77	9,85	22,77	32,05	33,43	33,72	30,6
Mediana	21,25	30,05	39,9	46,5	51,02	25,25	30,9	41,8	46,1	57,8	16,85	29,8	39,9	46,85	47,73	39,7
Q3	35,03	44,5	56,075	56,975	76,325	36,87	44,2	55,2	64,7	81,95	27,10	45,17	57	52,95	70,75	47,82
Max	73,80	69,1	96,00	88,9	119,4	73,80	69,1	85,5	88,9	105,6	61,70	64	96	77,1	119,4	79,3
Rango intercuartílico	24,76	23,40	25,40	24,22	42,47	19,87	23,6	25,32	32,1	49,32	18,15	25,4	25,45	20,15	38,27	19,07
Asimetría	0,84	0,44	0,70	0,57	0,51	0,70	0,4498	0,567	0,42	0,09	1,06	0,4232	0,8176	0,4772	1,059	0,29

**Tabla C.9: Estadística descriptiva Septiembre**

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN SEPTIEMBRE																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	32,59	38,42	46,56	51,49	62,36	40,08	48,04	52,98	59,13	69,96	25,10	28,8	40,15	43,85	54,75	34,04
Desvest	29,41	28,19	25,47	27,17	33,96	35,32	32,4	29,1	31,87	34,08	20,08	19,53	19,82	19,28	32,77	18,08
Coef. Var	0,9024	0,7337	0,5470	0,5277	0,5446	0,8812	0,3745	0,5493	0,5389	0,4872	0,8000	0,6779	0,4936	0,4396	0,5986	0,5311
Min	4,20	5,4	8,4	19,8	9,0	6,60	8,9	19	25,3	9	4,20	5,4	8,4	19,8	15,86	12,4
Q1	16,12	18,5	29,05	35,32	32,741	19,90	26,55	30,17	40,45	46,97	12,10	16,25	29,05	31,25	29,8	22,7
Mediana	23,35	34,05	40,805	45,3	59,33	24,50	42,45	47,9	49,8	65,45	21,45	24,35	36,55	42,35	54,18	34,6
Q3	34,37	45,35	55,125	57,5	79,3	41,90	63,3	66,12	67,15	92,82	30,42	35,57	52,57	52,74	72,42	41,9
Max	147,40	140,7	145,1	165,2	162,4	147,40	140,7	145,1	165,2	156,7	96,50	100	107,1	112,4	162,4	106,4
Rango intercuartílico	19,15	27,35	26,42	23,72	47,28	28,40	42,65	37,85	31,1	47,95	20,97	22,77	23,97	24,07	43,47	20,80
Asimetría	1,05	1,58	1,63	2,09	0,88	1,63	1,139	1,437	1,823	0,52	1,04	1,985	1,461	1,78	1,378	2,17

**Tabla C.10: Estadística descriptiva Octubre**

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN OCTUBRE																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	31,87	41,66	52,48	55,92	79,90	56,64	45,76	59,58	57,64	75,72	46,89	37,55	45,37	54,19	84,08	44,01
Desvest	29,81	26,08	26,72	28,58	41,21	29,34	22,55	26,65	27,21	38,5	30,10	29,09	25,37	30,36	44,18	24,20
Coef. Var	0,5759	0,6261	0,5093	0,5111	0,5158	0,5179	0,4928	0,4473	0,4721	0,5084	0,6419	0,7747	0,5592	0,5603	0,5255	0,5498
Mín	3,20	3,4	5,4	12,0	10,2	8,70	10,7	8,2	12,9	10,2	3,20	3,4	5,4	12	16	15,3
Q1	31,87	23,9	33,85	31,8	47,3	34,65	27,97	43,27	33,45	50,67	31,17	17,32	31,12	30,27	46,87	25,85
Mediana	45,85	36,55	45,1	52,35	76,02	62,85	40,25	55,4	58,8	74,5	41,60	32,3	38,15	46,8	77,47	37,55
Q3	70,6	52,075	66,25	74,525	109,7	73,95	57,45	79,7	69,45	93,05	55,47	42,97	56,05	74,52	114,82	56,525
Max	128,80	120,3	123,6	123,9	189,7	117,40	96,4	106,7	117	147,8	128,80	120,3	123,6	123,9	189,7	109,8
Rango intercuartílico	39,17	30,92	34,00	44,97	64,80	46,30	33,62	38,67	42,8	49,32	31,10	30,75	28,17	49,55	76,45	31,22
Asimetría	0,53	1,15	0,72	0,58	0,39	0,02	0,7965	0,2627	0,5241	0,209	0,10	1,519	1,346	0,6693	0,4536	1,06

**Tabla C.11: Estadística descriptiva Noviembre**

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN NOVIEMBRE																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	49,48	42,14	54,18	52,83	76,17	42,29	36,71	48,07	47,33	67	56,68	47,56	60,28	58,34	85,33	46,51
Desvest	31,03	24,64	29,29	30,53	42,39	23,25	21,91	26,92	28,11	37,39	36,32	26,45	30,83	32,42	45,8	27,54
Coef. Var	0,6270	0,5849	0,5406	0,5778	0,5565	0,5498	0,5969	0,56	0,5939	0,5581	0,6407	0,5561	0,5114	0,5558	0,5367	0,5921
Mín	0,5	5,6	12,4	11,9	12,6	0,5	5,6	12,4	11,9	12,6	8,90	14,9	12,4	23,1	22,6	10,6
Q1	27,72	23,9	31,5	26,725	43,425	23,40	19,72	28,45	25,35	42,67	34,87	26,72	40,35	28,47	53,17	23,87
Mediana	41,15	34,16	47,65	45,35	72,45	38,20	30,2	41,75	43,5	68,95	46,20	35,9	56,3	50,75	82,25	41,05
Q3	67,62	60,65	78,8	70,45	98,15	59,50	53,6	72,5	59,5	82,2	68,82	64,62	81,2	74,55	114,55	60,32
Max	142,50	109,00	119,5	144,4	182,9	84,90	77,8	94,9	110,2	171,3	142,50	109	119,5	144,4	182,9	111,9
Rango intercuartílico	41,70	38,05	49,10	44,37	58,77	37,90	37,02	49,15	37,05	50,57	35,85	38,9	47,35	48,42	71,52	36,75
Asimetría	0,97	0,82	0,43	0,91	0,58	0,13	0,5935	0,4131	0,757	0,6925	0,8634	0,8404	0,3485	0,9592	0,3769	0,80

**Tabla C.12: Estadística descriptiva Diciembre**

ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA PRECIPITACIÓN DICIEMBRE																
Años registro	PERÍODO DE ESTUDIO					SUBPERÍODO 1-SIN PROCESO ERUPTIVO					SUBPERÍODO 2-CON PROCESO ERUPTIVO					
	1966-2013					1966-1989					1990-2013					
Estación	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M066	M128	M376	M377	M390	M258
Media	45,29	33,26	50,19	41,95	68,69	36,20	27,46	41,76	35,66	57,62	54,37	39,07	58,63	48,24	79,77	39,78
Desvest	29,10	21,86	28,92	27,77	46,11	25,41	18,68	25,43	19	44,73	30,20	23,6	30,23	33,66	45,7	25,13
Coef. Var	0,6425	0,6571	0,5762	0,6621	0,6712	0,7019	0,6802	0,6089	0,5329	0,7763	0,5555	0,6042	0,5157	0,6978	0,5729	0,6317
Mín	3,40	5,00	10,2	9,0	2,5	3,40	7,1	10,2	9	2,5	20,70	5	15,8	13,9	11,7	7,7
Q1	27,60	17,15	31,475	22,225	34,1	14,42	13,9	25,82	23,65	28,1	34,37	23,9	38,7	21	45,22	20,975
Mediana	42,20	29,7	42,35	39,55	59,15	32,40	24,8	33,4	37,1	45,4	45,00	35,65	54,8	41,2	81,01	37,25
Q3	58,42	40,975	60,35	47,225	91,3	49,32	33,42	44,25	41,7	73,27	62,25	44,7	63,55	57,57	97,13	50,85
Max	127,20	92,6	135,00	142,1	208,5	92,00	83,5	101,1	93,9	182	127,20	92,6	135	142,1	208,5	99,3
Rango intercuartílico	34,07	24,47	29,82	27,60	59,6	37,90	20,57	21,47	19,55	54,92	30,42	24	29,95	38,31	58,33	32,62
Asimetría	1,03	1,14	1,14	1,67	0,88	0,64	1,371	1,265	1,089	1,119	1,26	0,9189	1,06	1,36	0,799	0,77

## Apéndice D

### VALORES DE CONCENTRACIÓN TABLAS

Concentración SO2 sector norte microcuenca río Ambato

Fecha	Concentración mg/m3						
jul-1999	0,0022526	oct-2003	14,0909692	ene-2008	19,1790184	abr-2012	40,6890027
ago-1999	8,4261902	nov-2003	0,17464519	feb-2008	15,0704280	may-2012	0,8052137
sep-1999	88,6905565	dic-2003	3,63711844	mar-2008	19,6300273	jun-2012	4,5802371
oct-1999	3,8458130	ene-2004	0,27463482	abr-2008	21,4419106	jul-2012	0,7553364
nov-1999	18,0796153	feb-2004	5,87438799	may-2008	28,6974442	ago-2012	5,1825784
dic-1999	68,5415207	mar-2004	0,43477978	jun-2008	8,1805132	sep-2012	13,3162185
ene-2000	1,9866585	abr-2004	26,17875161	jul-2008	10,0992823	oct-2012	2,2484589
feb-2000	24,5093393	may-2004	30,52473940	ago-2008	5,1590643	nov-2012	3,8958202
mar-2000	0,7144779	jun-2004	0,48905294	sep-2008	5,4156334	dic-2012	0,2663228
abr-2000	27,4420898	jul-2004	14,79031802	oct-2008	3,7641147		
may-2000	96,1649791	ago-2004	0,57410111	nov-2008	3,2212484		
jun-2000	9,1225339	sep-2004	8,48642755	dic-2008	30,5959628		
jul-2000	8,2271514	oct-2004	0,15165320	ene-2009	3,7649778		
ago-2000	9,0443163	nov-2004	9,22631251	feb-2009	21,4436953		
sep-2000	8,1972960	dic-2004	7,47437730	mar-2009	0,9306927		
oct-2000	6,0090478	ene-2005	13,45190766	abr-2009	23,9544566		
nov-2000	0,4637437	feb-2005	18,60146438	may-2009	7,2446794		
dic-2000	2,5127330	mar-2005	21,46945998	jun-2009	18,7994797		
ene-2001	4,1102131	abr-2005	22,31947941	jul-2009	5,8749233		
feb-2001	7,2334022	may-2005	0,10610409	ago-2009	3,2943266		
mar-2001	0,4093668	jun-2005	5,16765481	sep-2009	2,1567045		
abr-2001	4,9668143	jul-2005	0,21923350	oct-2009	2,3850263		
may-2001	23,6877735	ago-2005	3,06491421	nov-2009	1,6451389		
jun-2001	1,0846238	sep-2005	0,11348191	dic-2009	1,1308199		
jul-2001	14,5758049	oct-2005	1,89592529	ene-2010	1,4483494		
ago-2001	0,7445650	nov-2005	0,14263992	feb-2010	14,6488139		
sep-2001	5,2683390	dic-2005	44,28895502	mar-2010	1,8928162		
oct-2001	2,0255984	ene-2006	0,58225692	abr-2010	3,9926047		
nov-2001	0,4292554	feb-2006	6,53011050	may-2010	39,6363580		
dic-2001	3,4047501	mar-2006	1,50680216	jun-2010	6,0939211		
ene-2002	0,2336037	abr-2006	1,20645191	jul-2010	27,5186562		
feb-2002	6,8989266	may-2006	1,27808419	ago-2010	0,9293205		
mar-2002	23,9492479	jun-2006	18,67664265	sep-2010	12,5914974		
abr-2002	0,1626197	jul-2006	3,35478475	oct-2010	3,0111110		
may-2002	7,6977012	ago-2006	19,84387148	nov-2010	37,9504868		
jun-2002	8,0342227	sep-2006	9,17385418	dic-2010	0,7481872		
jul-2002	1,4248966	oct-2006	22,50580151	ene-2011	5,9484045		
ago-2002	4,3943384	nov-2006	0,89784029	feb-2011	4,6699373		
sep-2002	0,1910042	dic-2006	14,92344193	mar-2011	4,3434291		
oct-2002	23,0603054	ene-2007	0,42729641	abr-2011	42,7330370		
nov-2002	0,4677061	feb-2007	4,59611024	may-2011	0,3571021		
dic-2002	4,7364009	mar-2007	18,48319357	jun-2011	9,3172215		
ene-2003	0,3344039	abr-2007	25,42452636	jul-2011	10,0489649		
feb-2003	2,3776736	may-2007	2,13183282	ago-2011	4,9012656		
mar-2003	1,0444081	jun-2007	29,94505751	sep-2011	10,0042400		
abr-2003	3,5520164	jul-2007	14,63490165	oct-2011	0,9177859		
may-2003	0,3016825	ago-2007	10,13127872	nov-2011	24,2193364		
jun-2003	4,5335806	sep-2007	17,48116646	dic-2011	10,5463453		
jul-2003	0,5701267	oct-2007	10,11527893	ene-2012	5,6875270		
ago-2003	3,2761849	nov-2007	23,97514088	feb-2012	15,4623154		
sep-2003	0,1737676	dic-2007	2,39158284	mar-2012	4,9468866		

**Concentración SO2 sector centro microcuenca río Ambato**

Fecha	Concentración mg/m3						
jul-1999	0,0022526	oct-2003	30,2727859	ene-2008	10,4811916	abr-2012	43,1986601
ago-1999	8,4264137	nov-2003	0,05333441	feb-2008	52,2186870	may-2012	0,8023663
sep-1999	92,0576012	dic-2003	3,75312487	mar-2008	0,2738560	jun-2012	4,6624633
oct-1999	9,9087699	ene-2004	0,54122534	abr-2008	39,1343696	jul-2012	1,1429997
nov-1999	18,5157314	feb-2004	5,68479754	may-2008	31,4431226	ago-2012	4,9422123
dic-1999	69,7279172	mar-2004	1,17197197	jun-2008	8,7951279	sep-2012	14,0260560
ene-2000	7,8237542	abr-2004	25,62226546	jul-2008	10,4111935	oct-2012	2,9925871
feb-2000	19,9585881	may-2004	33,57538631	ago-2008	5,9076155	nov-2012	3,5136832
mar-2000	1,2801860	jun-2004	1,03694768	sep-2008	6,5842519	dic-2012	0,9637782
abr-2000	27,0528468	jul-2004	14,39319302	oct-2008	3,3510090		
may-2000	108,3418920	ago-2004	2,36492626	nov-2008	4,6901247		
jun-2000	8,7612885	sep-2004	7,08673998	dic-2008	15,9268780		
jul-2000	9,4263167	oct-2004	2,13236235	ene-2009	15,9491111		
ago-2000	8,8853810	nov-2004	7,63024873	feb-2009	11,9067290		
sep-2000	9,2241393	dic-2004	9,68824612	mar-2009	3,9824618		
oct-2000	5,9873168	ene-2005	12,39290403	abr-2009	15,3635406		
nov-2000	0,0653604	feb-2005	20,79783843	may-2009	16,6098116		
dic-2000	2,8828013	mar-2005	21,52894740	jun-2009	11,9008245		
ene-2001	4,0585641	abr-2005	24,40173806	jul-2009	13,3519823		
feb-2001	7,6833143	may-2005	0,62739197	ago-2009	0,0734038		
mar-2001	0,5081551	jun-2005	4,75416775	sep-2009	5,1035430		
abr-2001	4,9270855	jul-2005	1,06840702	oct-2009	0,2020932		
may-2001	24,2129995	ago-2005	2,39595117	nov-2009	3,6574341		
jun-2001	3,0081966	sep-2005	0,96178264	dic-2009	0,1634796		
jul-2001	13,1188047	oct-2005	1,21717731	ene-2010	2,3474100		
ago-2001	3,3762070	nov-2005	0,88288839	feb-2010	15,6051639		
sep-2001	3,2016458	dic-2005	46,23199551	mar-2010	2,5686783		
oct-2001	4,2294860	ene-2006	3,39705302	abr-2010	3,6307013		
nov-2001	1,3686343	feb-2006	4,29833169	may-2010	25,1409315		
dic-2001	2,6832566	mar-2006	3,97019006	jun-2010	42,0661200		
ene-2002	0,9052580	abr-2006	1,88326684	jul-2010	6,4565564		
feb-2002	6,3757843	may-2006	0,84729040	ago-2010	20,7922598		
mar-2002	21,5160213	jun-2006	19,15388950	sep-2010	0,5767652		
abr-2002	1,2282482	jul-2006	4,82007543	oct-2010	14,0335152		
may-2002	6,8470547	ago-2006	41,76397496	nov-2010	34,2697392		
jun-2002	9,4900666	sep-2006	3,43732568	dic-2010	7,5083526		
jul-2002	1,0380319	oct-2006	23,60245055	ene-2011	3,8142254		
ago-2002	4,8504230	nov-2006	7,30132595	feb-2011	6,9962084		
sep-2002	0,0030209	dic-2006	9,80393248	mar-2011	2,9146823		
oct-2002	20,2455813	ene-2007	6,07253262	abr-2011	45,7182812		
nov-2002	4,7926321	feb-2007	0,04666571	may-2011	2,0432062		
dic-2002	1,2649104	mar-2007	22,63984508	jun-2011	7,9811791		
ene-2003	3,6281674	abr-2007	23,87778174	jul-2011	12,0603535		
feb-2003	0,0860450	may-2007	5,91310863	ago-2011	4,2624640		
mar-2003	3,1443869	jun-2007	68,58940158	sep-2011	11,0102483		
abr-2003	1,9475361	jul-2007	3,89029651	oct-2011	0,8392242		
may-2003	1,9592758	ago-2007	20,32334737	nov-2011	24,3743205		
jun-2003	3,2152291	sep-2007	10,19634739	dic-2011	34,9448086		
jul-2003	2,0923933	oct-2007	24,35622666	ene-2012	0,8089077		
ago-2003	2,0945491	nov-2007	13,39536525	feb-2012	20,3999924		
sep-2003	1,4600443	dic-2007	13,37651133	mar-2012	2,4650596		

**Concentración SO2 sector sur microcuenca río Ambato**

Fecha	Concentración mg/m3						
jul-1999	0,0022526	oct-2003	15,1375078	ene-2008	16,9404570	abr-2012	35,5059679
ago-1999	8,4267819	nov-2003	3,19603582	feb-2008	40,8751309	may-2012	12,3316164
sep-1999	93,4346722	dic-2003	1,71924040	mar-2008	16,1818373	jun-2012	7,4241824
oct-1999	10,0642419	ene-2004	2,47660474	abr-2008	28,8397228	jul-2012	7,7031187
nov-1999	19,5280850	feb-2004	4,51535981	may-2008	29,5218538	ago-2012	0,8652811
dic-1999	72,0963619	mar-2004	2,86123820	jun-2008	15,1832856	sep-2012	17,4836739
ene-2000	17,6815171	abr-2004	31,34711834	jul-2008	7,6967811	oct-2012	3,0378853
feb-2000	14,8303296	may-2004	34,04251116	ago-2008	9,3735764	nov-2012	3,9733846
mar-2000	7,8755651	jun-2004	6,22128826	sep-2008	4,0316535	dic-2012	1,2393118
abr-2000	31,9857987	jul-2004	11,19311616	oct-2008	6,0862792		
may-2000	112,0885493	ago-2004	6,79740923	nov-2008	2,7007592		
jun-2000	24,0347947	sep-2004	4,59239391	dic-2008	20,7958916		
jul-2000	0,9313316	oct-2004	4,91190380	ene-2009	15,3877635		
ago-2000	15,9474515	nov-2004	6,17222080	feb-2009	14,8784844		
sep-2000	6,0864685	dic-2004	11,88306886	mar-2009	3,9971396		
oct-2000	9,5343491	ene-2005	12,54993553	abr-2009	22,9905136		
nov-2000	0,2572022	feb-2005	22,72141499	may-2009	14,1638470		
dic-2000	2,7687968	mar-2005	23,67815570	jun-2009	16,2054811		
ene-2001	4,6038598	abr-2005	20,42407608	jul-2009	12,4993744		
feb-2001	7,9922774	may-2005	7,20117938	ago-2009	0,5320550		
mar-2001	1,5631938	jun-2005	0,58407596	sep-2009	4,8174401		
abr-2001	4,3244207	jul-2005	4,55583860	oct-2009	1,2222281		
may-2001	25,4100419	ago-2005	0,30392416	nov-2009	3,0274289		
jun-2001	6,1878299	sep-2005	2,71311970	dic-2009	0,6645645		
jul-2001	11,5438931	oct-2005	0,23609882	ene-2010	2,0484503		
ago-2001	6,5441114	nov-2005	1,71949088	feb-2010	16,1831608		
sep-2001	1,6945093	dic-2005	41,90949686	mar-2010	4,7436967		
oct-2001	5,7323649	ene-2006	15,53486012	abr-2010	2,6369002		
nov-2001	0,1973009	feb-2006	0,02712071	may-2010	31,4423069		
dic-2001	3,6682713	mar-2006	7,44883705	jun-2010	29,4248346		
ene-2002	0,7036291	abr-2006	0,01814983	jul-2010	29,1415598		
feb-2002	6,6547990	may-2006	2,36734802	ago-2010	7,1034523		
mar-2002	22,3768072	jun-2006	18,30441739	sep-2010	8,8227393		
abr-2002	4,1856065	jul-2006	8,50292361	oct-2010	8,7683090		
may-2002	5,1256756	ago-2006	17,37910946	nov-2010	34,9995858		
jun-2002	11,7280404	sep-2006	15,98866154	dic-2010	12,6354300		
jul-2002	1,1346246	oct-2006	20,48641144	ene-2011	6,0118361		
ago-2002	4,9573104	nov-2006	8,12244627	feb-2011	6,1913100		
sep-2002	0,9794589	dic-2006	21,47352842	mar-2011	4,5813680		
oct-2002	27,6094133	ene-2007	0,09033452	abr-2011	39,5938360		
nov-2002	3,3156734	feb-2007	4,92736646	may-2011	8,8141607		
dic-2002	3,0082244	mar-2007	19,47525613	jun-2011	3,9143554		
ene-2003	2,7018503	abr-2007	36,64601067	jul-2011	16,0081259		
feb-2003	0,9267947	may-2007	1,51724532	ago-2011	3,6678886		
mar-2003	2,6120049	jun-2007	42,04094657	sep-2011	12,0933995		
abr-2003	2,8075132	jul-2007	32,35653637	oct-2011	1,9348710		
may-2003	1,7186606	ago-2007	2,45756010	nov-2011	23,7993762		
jun-2003	3,6918639	sep-2007	25,13011703	dic-2011	17,1815327		
jul-2003	2,3081382	oct-2007	9,73600378	ene-2012	4,1454240		
ago-2003	2,2963304	nov-2007	26,87885729	feb-2012	15,8326325		
sep-2003	1,6712537	dic-2007	6,80239482	mar-2012	8,7680302		

# Apéndice E

## FIGURAS DE CURVA DE DOBLE MASA PRECIPITACIÓN MENSUAL

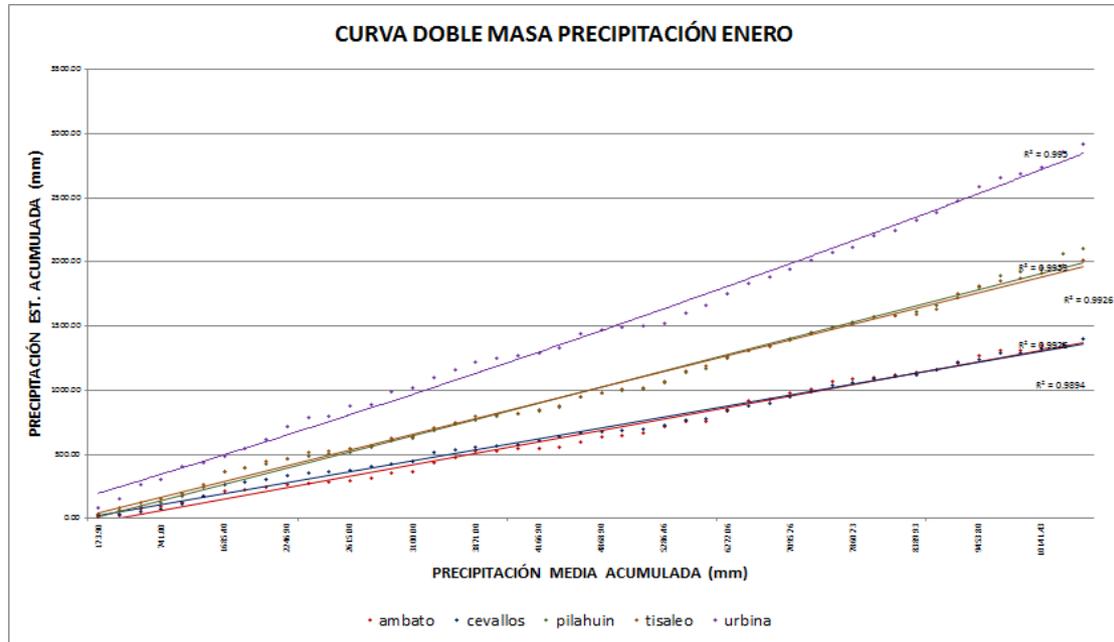


Figura E.1: Curva doble masa precipitación mes de Enero

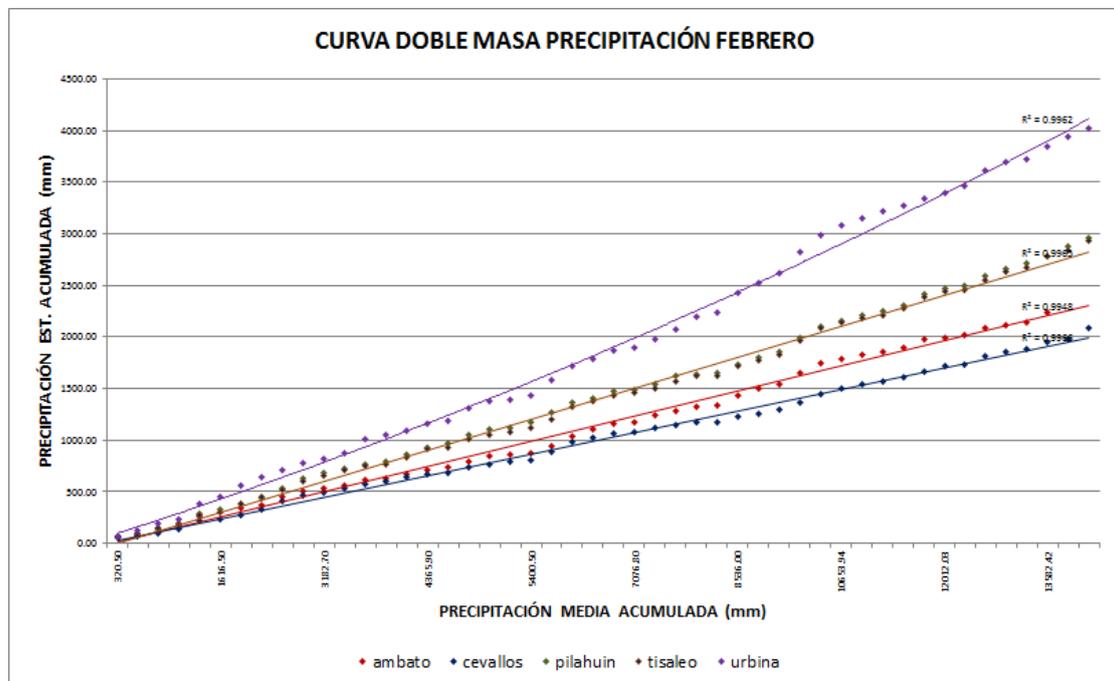


Figura E.2: Curva doble masa precipitación mes de Febrero

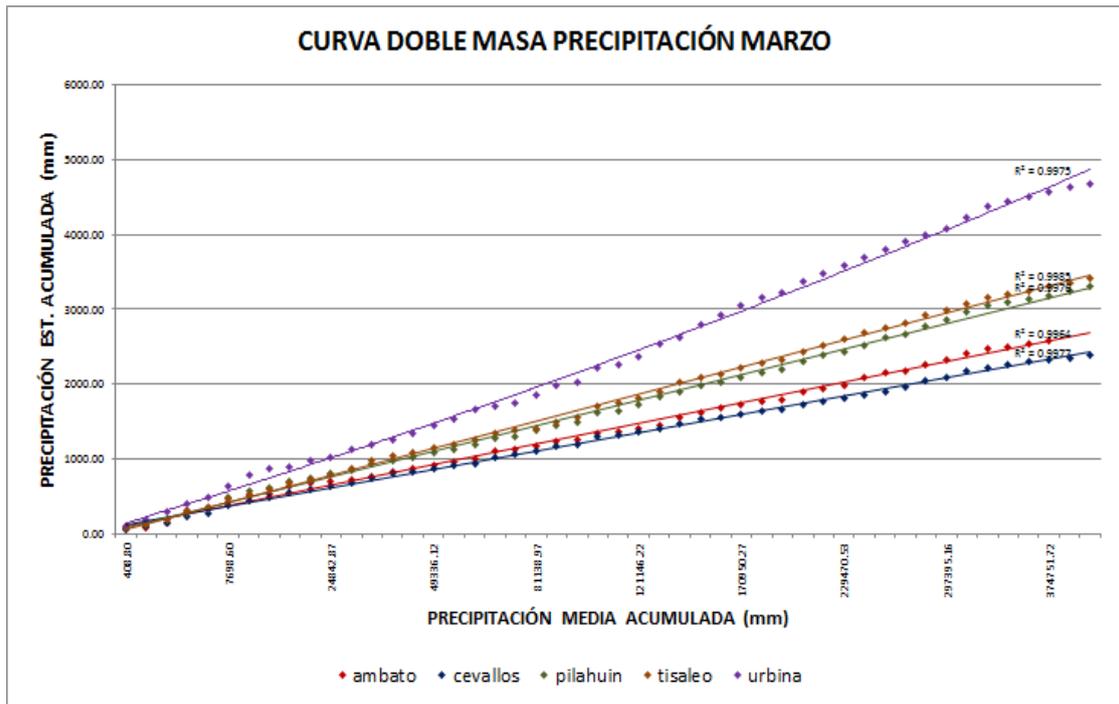


Figura E.3: Curva doble masa precipitación mes de Marzo

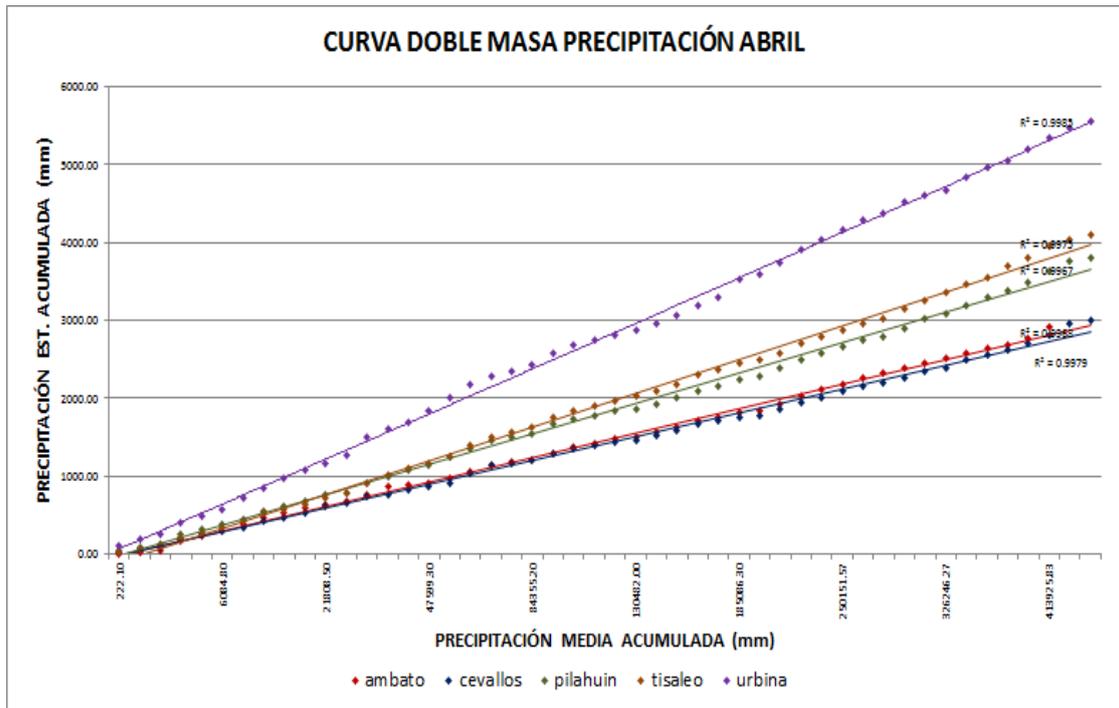


Figura E.4: Curva doble masa precipitación mes de Abril

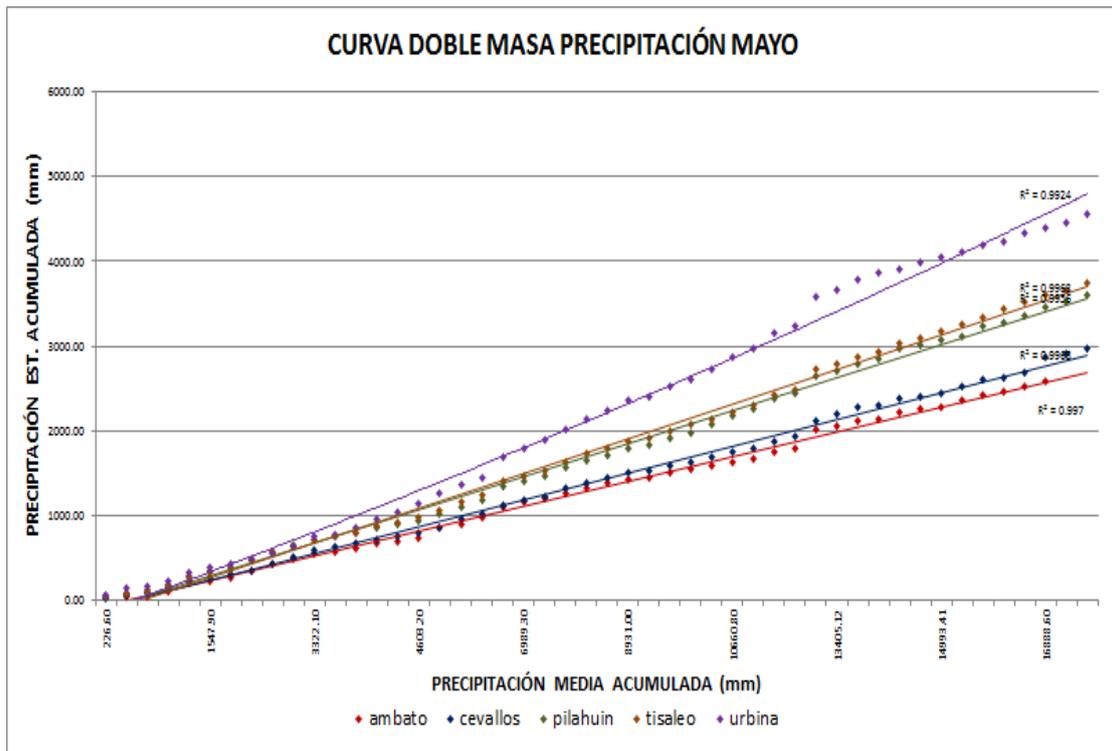


Figura E.5: Curva doble masa precipitación mes de Mayo

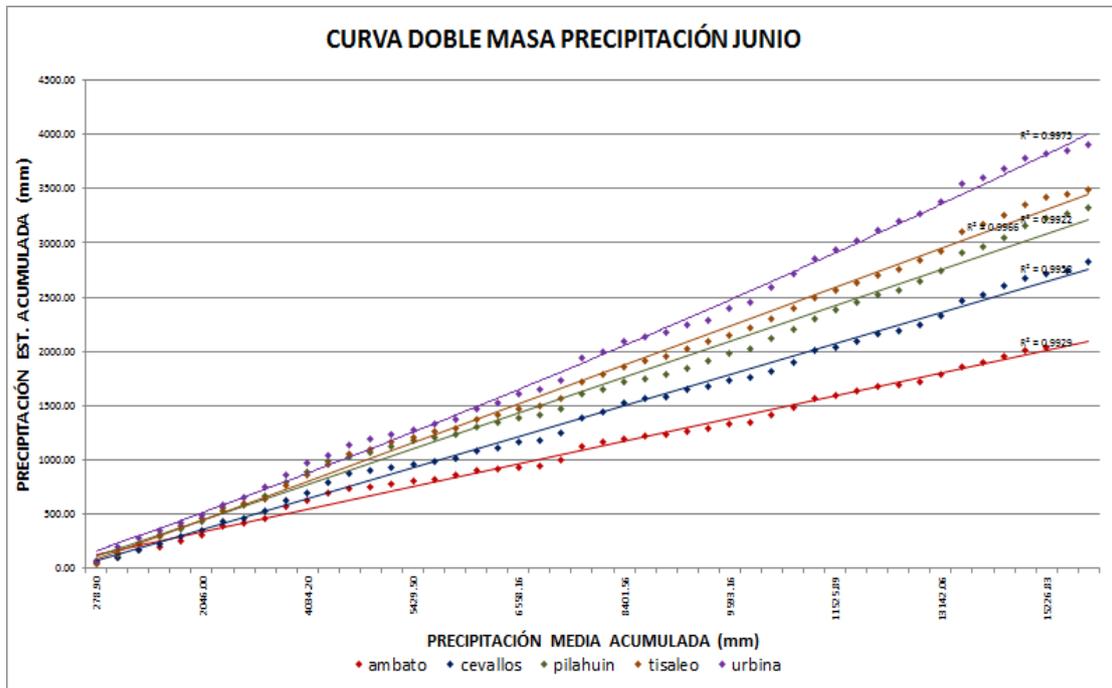


Figura E.6: Curva doble masa precipitación mes de Junio

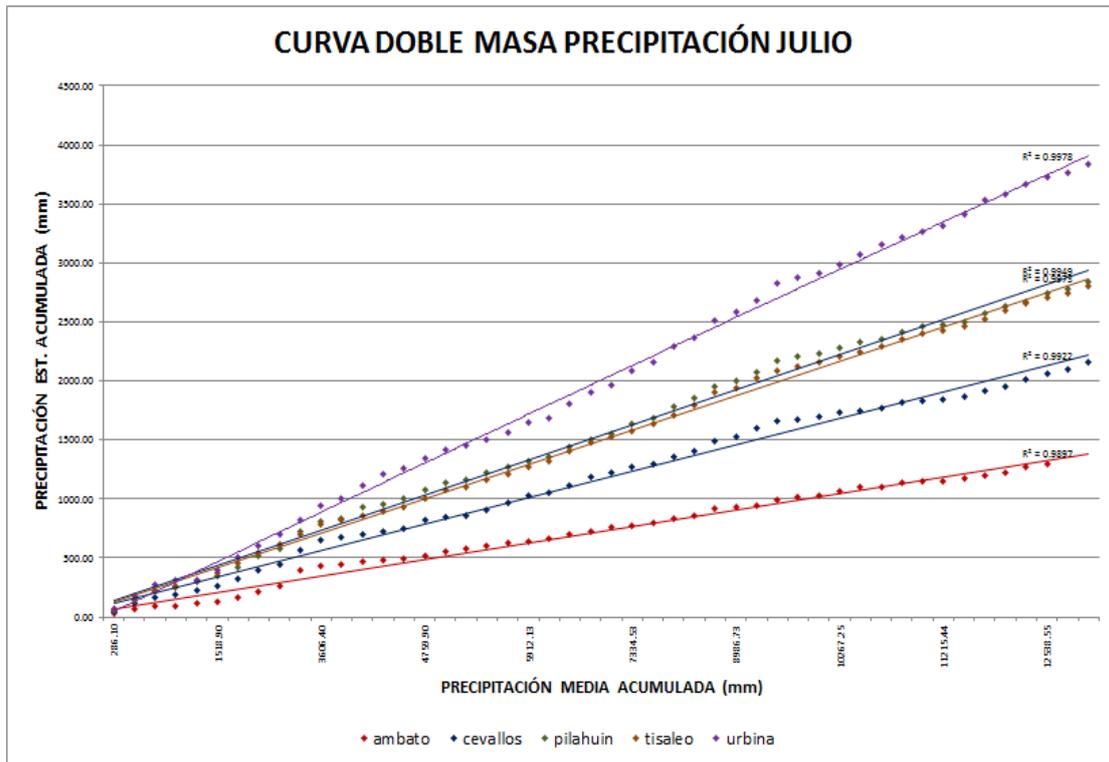


Figura E.7: Curva doble masa precipitación mes de Julio

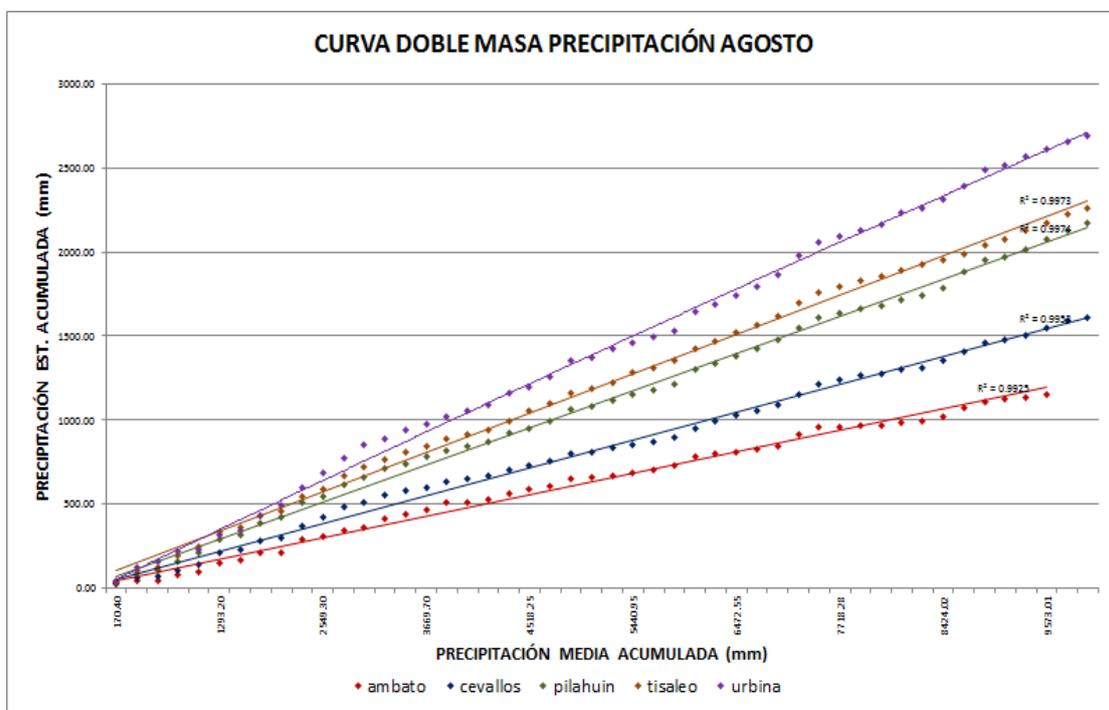


Figura E.8: Curva doble masa precipitación mes de Agosto

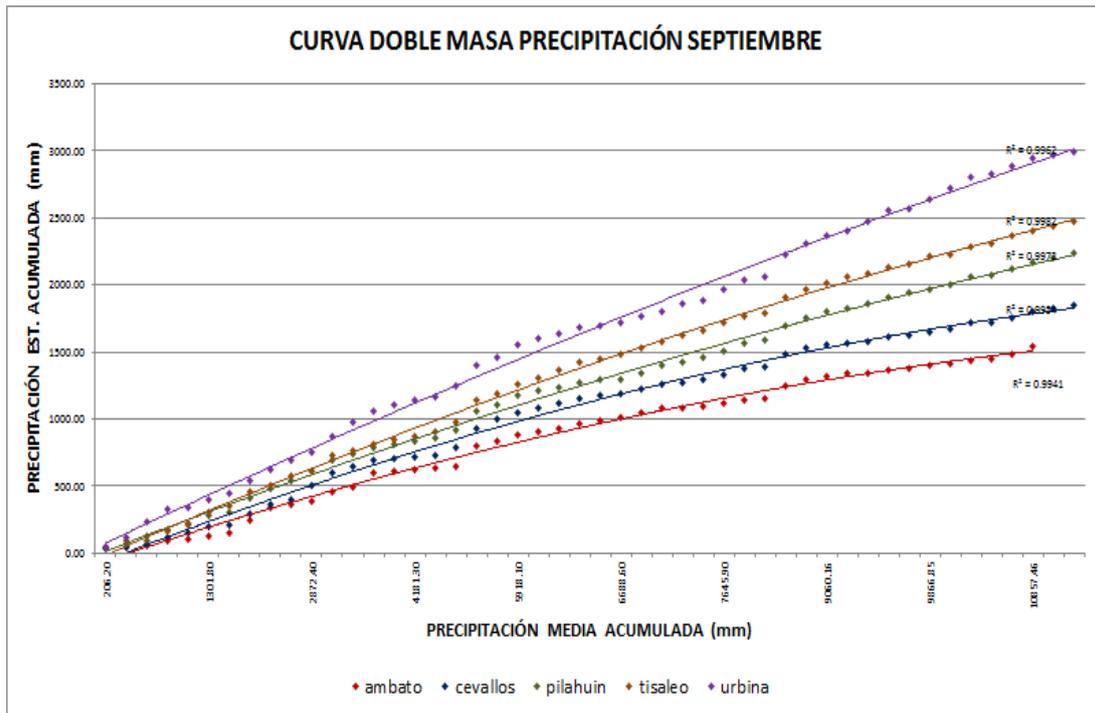


Figura E.9: Curva doble masa precipitación mes de Septiembre

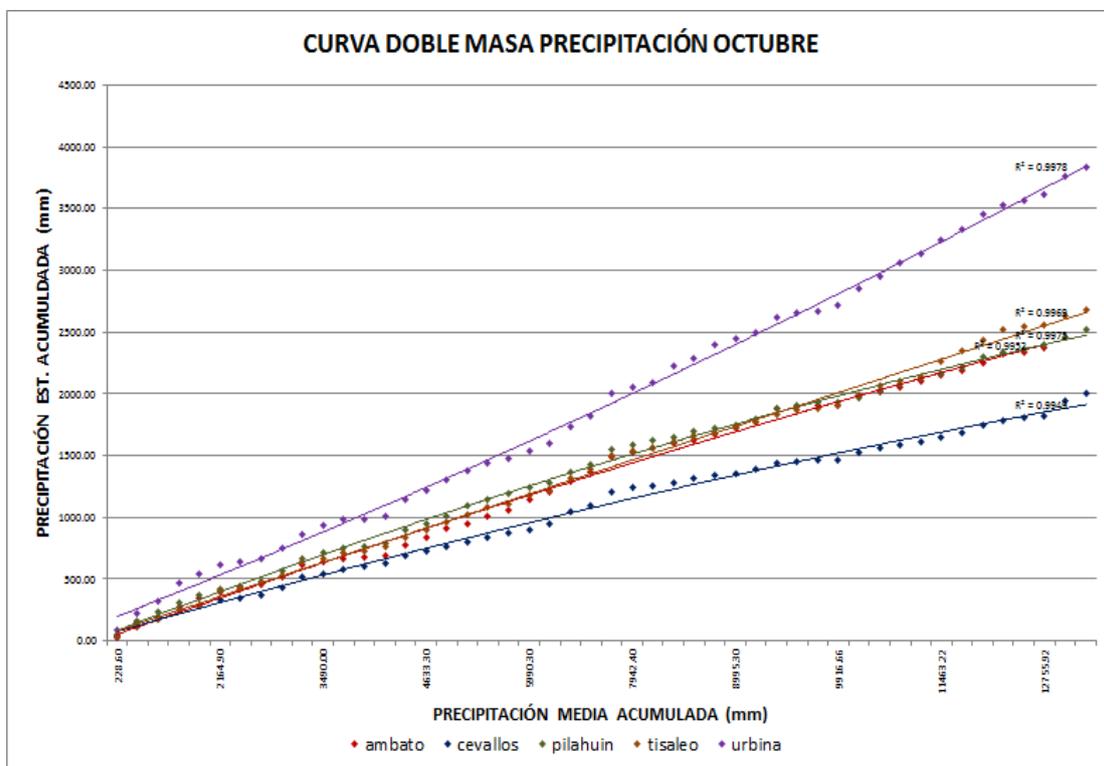


Figura E.10: Curva doble masa precipitación mes de Octubre

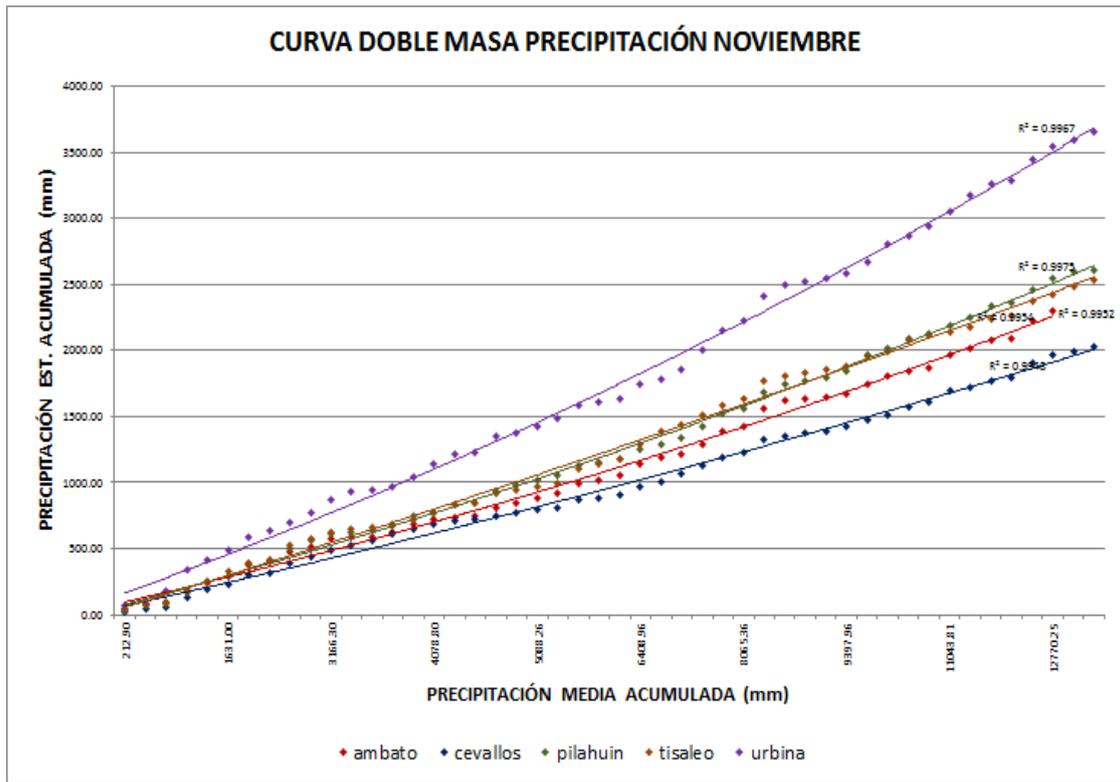


Figura E.11: Curva doble masa precipitación mes de Noviembre

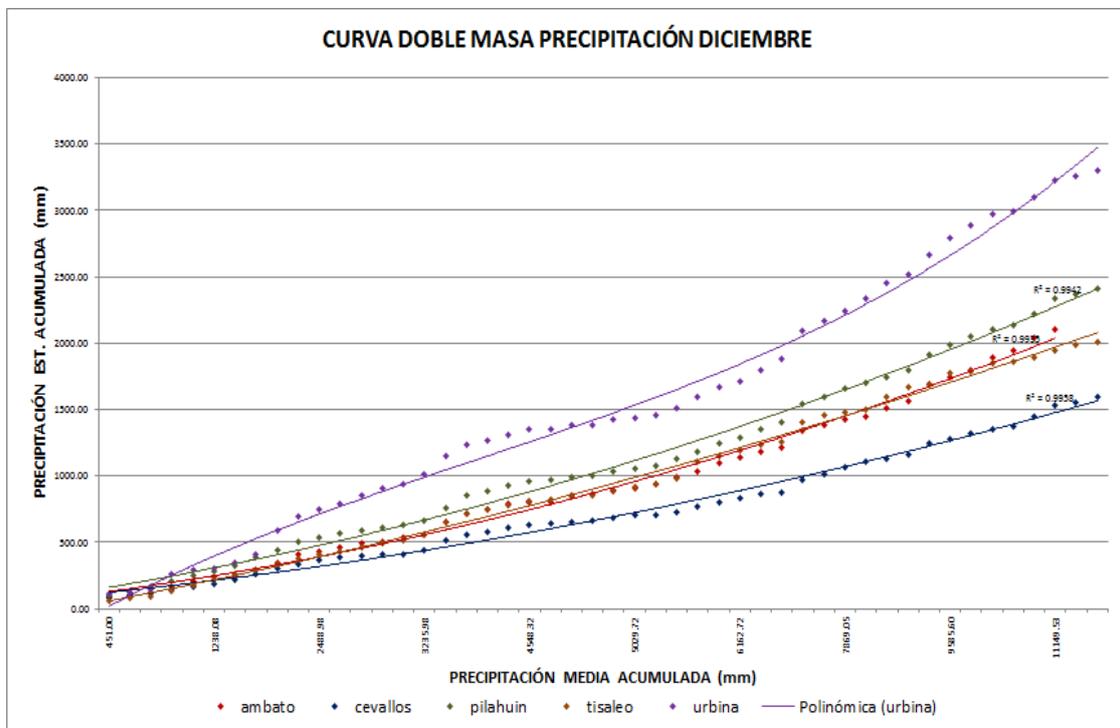
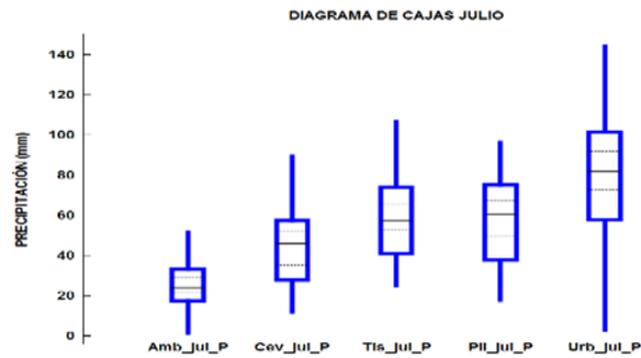
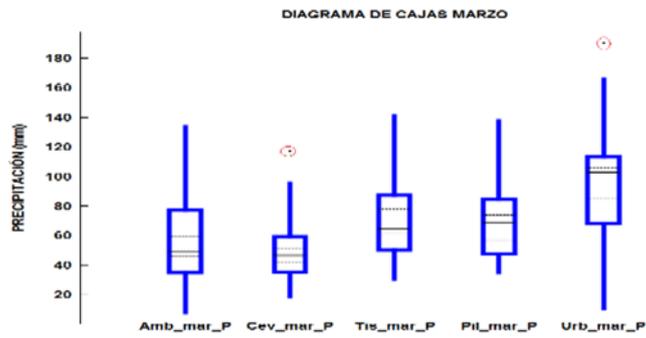
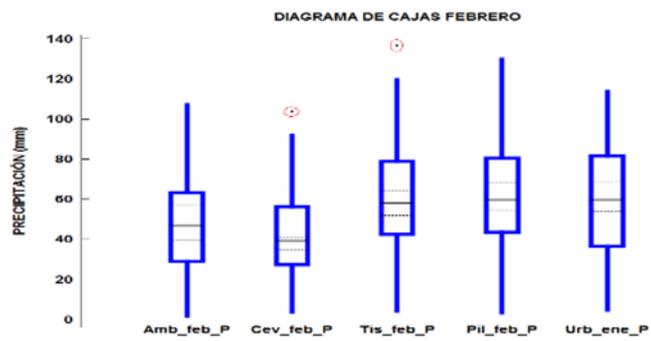
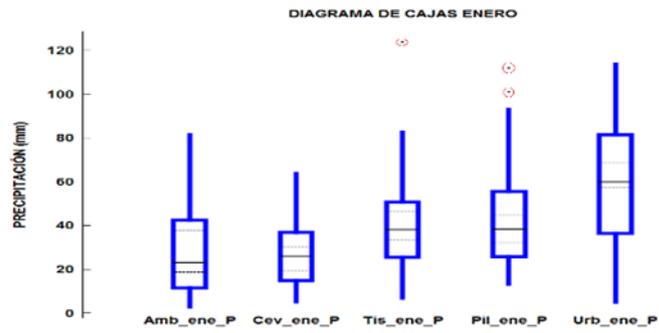


Figura E.12: Curva doble masa precipitación mes de Diciembre

# Apéndice F

## PRUEBA VALORES ATÍPICOS SERIES DE PRECIPITACIÓN MENSUAL



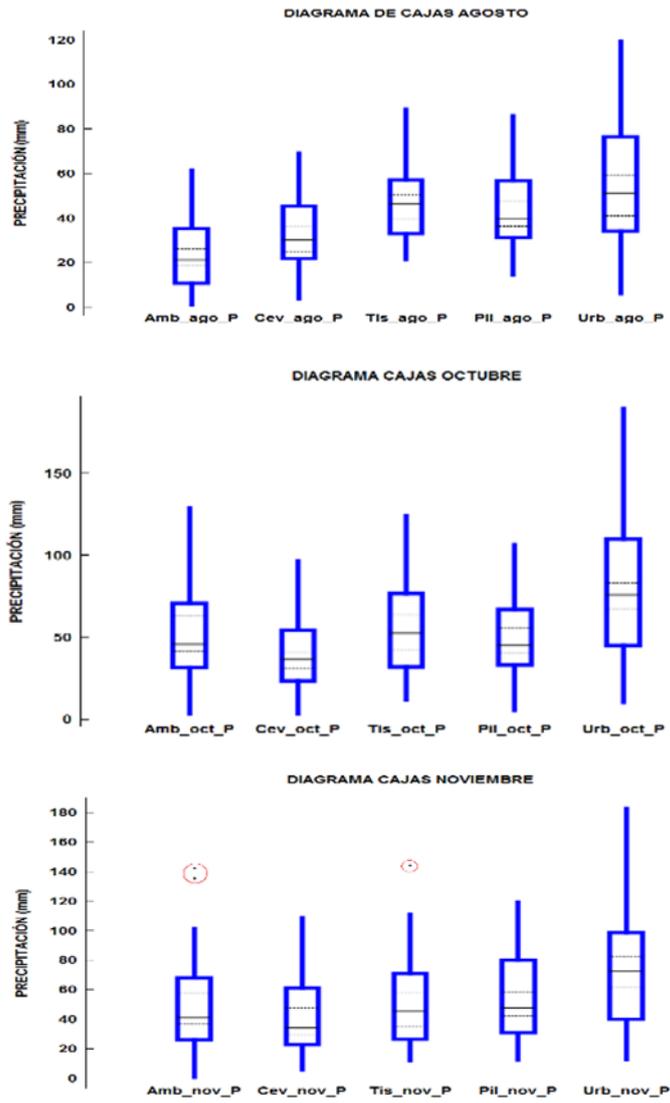


Figura F.1: Diagrama de cajas series de precipitación mensual

# Apéndice G

## ANÁLISIS GRÁFICO DEL COMPORTAMIENTO DE LA PRECIPITACIÓN MENSUAL

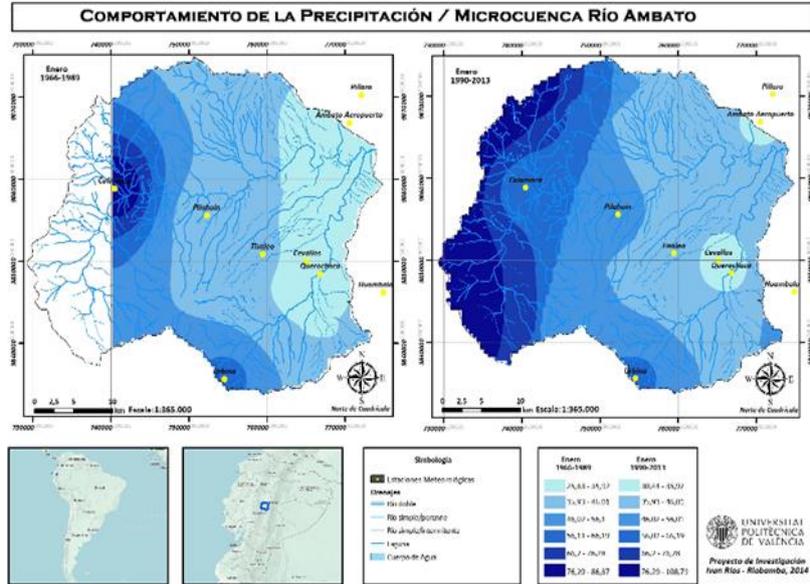


Figura G.1: Comportamiento precipitación enero sub-períodos

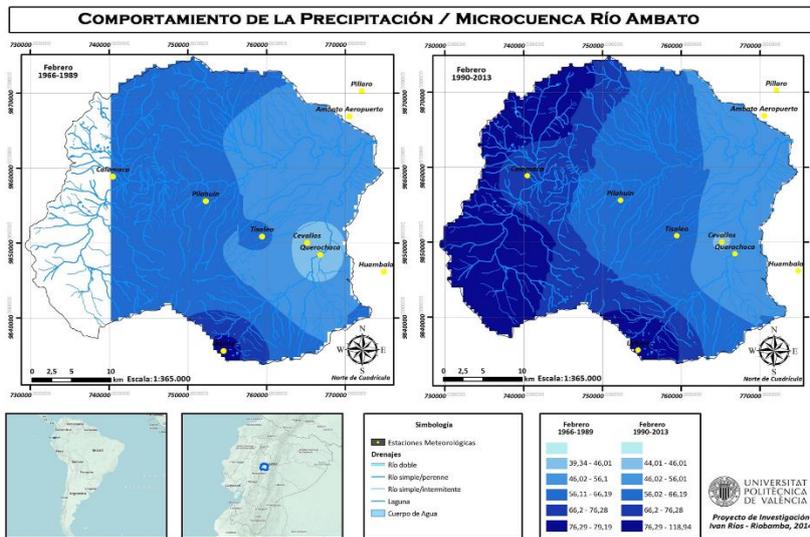


Figura G.2: Comportamiento precipitación febrero sub-períodos

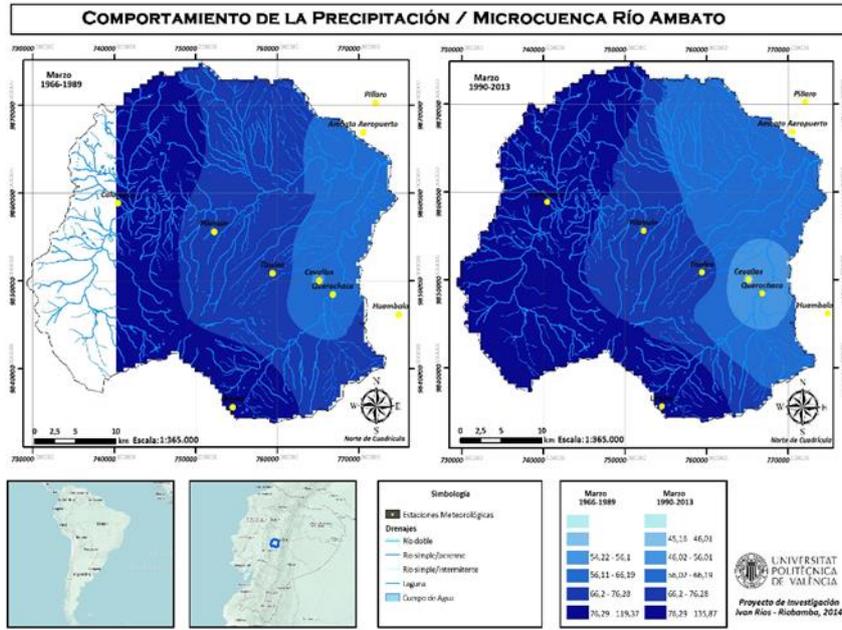


Figura G.3: Comportamiento precipitación marzo sub-períodos

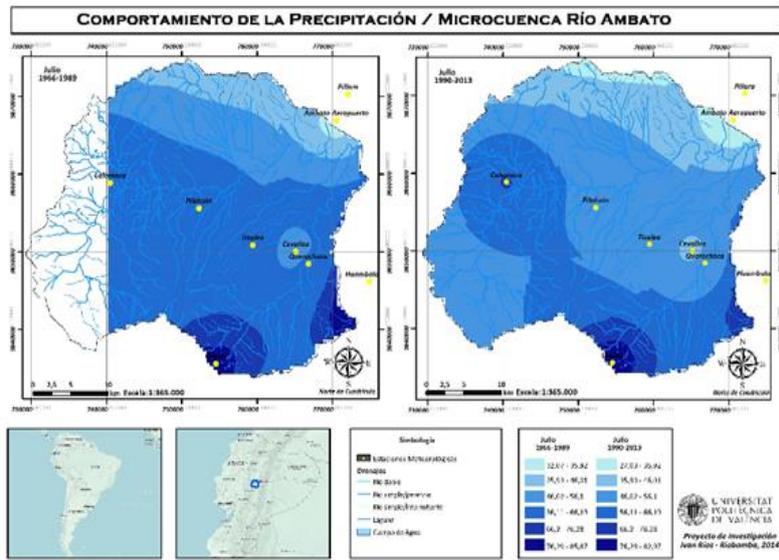


Figura G.4: Comportamiento precipitación julio sub-períodos

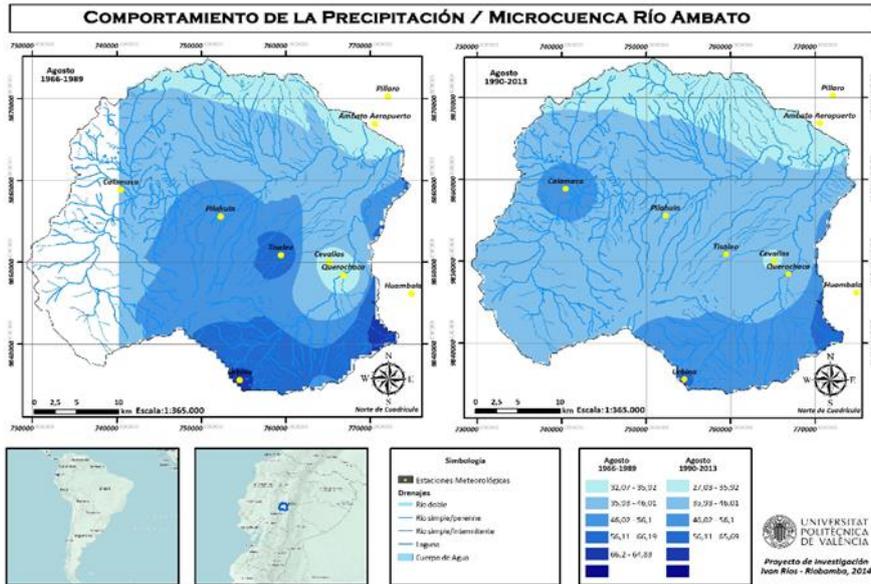


Figura G.5: Comportamiento precipitación agosto sub-períodos

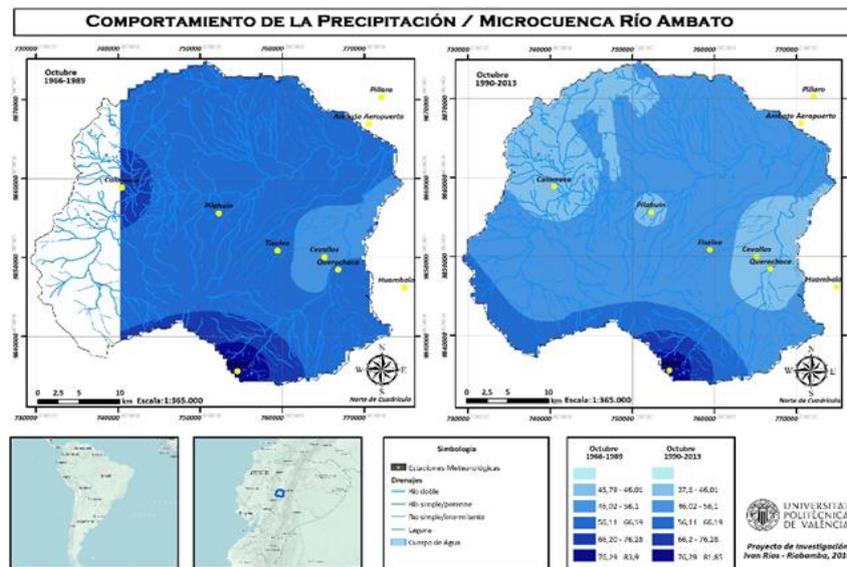
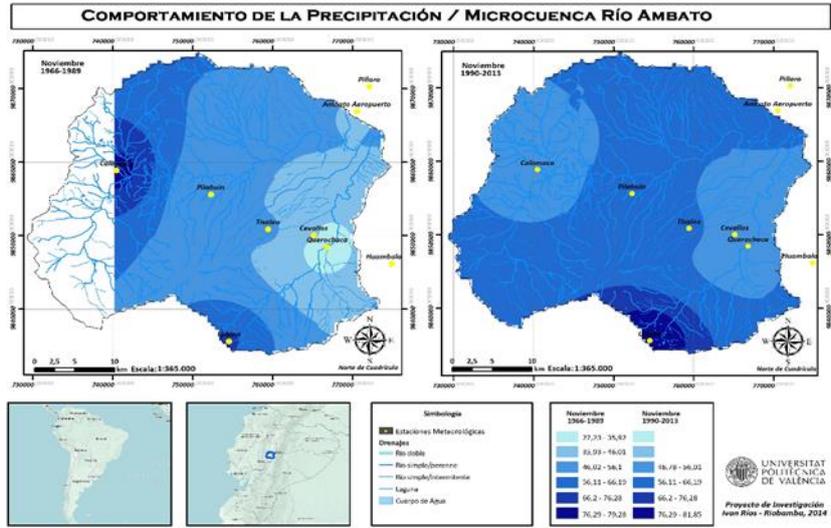


Figura G.6: Comportamiento precipitación octubre sub-períodos



**Figura G.7:** Comportamiento precipitación noviembre sub-períodos

## Apéndice H

### PRUEBAS DE HOMOGENEIDAD DE LAS SERIES DE PRECIPITACIÓN MENSUAL

**Tabla H.1:** Pruebas Homogeneidad Enero

PRUEBAS DE HOMOGENEIDAD ENERO							
ESTACIÓN	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t Student	t (tablas)	Resultado
	S-C	$\pm(nj-1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	t		
Ambato	8	6,86	1,29	0,88	-1.741	1,6810	Homogéneo
Cevallos	6		0,21	0,72	-0,48		Homogéneo
Pilahuin	14		0,77	1,13	-1.296		Homogéneo
Tisaleo	-4		0,35	0,46	-0,677		Homogéneo
Urbina	-4		0,04	1,45	-0,138		Homogéneo

**Tabla H.2:** Pruebas Homogeneidad Febrero

PRUEBAS DE HOMOGENEIDAD FEBRERO							
ESTACIÓN	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t Student	t (tablas)	Resultado
	S-C	$\pm(nj-1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	t		
Ambato	10	6,86	1,94	0,61	-0,995	1,6810	Homogéneo
Cevallos	34		1,03	1,6	-0,297		Homogéneo
Pilahuin	4		1,00	1,16	-0,788		Homogéneo
Tisaleo	4		1,38	1,12	-0,78		Homogéneo
Urbina	8		1,97	0,22	-1.466		Homogéneo

**Tabla H.3:** Pruebas Homogeneidad Marzo

PRUEBAS DE HOMOGENEIDAD MARZO							
ESTACIÓN	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t Student	t (tablas)	Resultado
	S-C	$\pm(nj-1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	t		
Ambato	-2	6,86	0,31	0,13	0,093	1,6810	Homogéneo
Cevallos	-2		0,98	0,49	1.433		Homogéneo
Pilahuin	2		0,71	0,38	-0,464		Homogéneo
Tisaleo	-2		0,46	0,34	-0,063		Homogéneo
Urbina	2		1,1	0,71	-1.013		Homogéneo

**Tabla H.4:** Pruebas Homogeneidad Mayo

PRUEBAS DE HOMOGENEIDAD MAYO							
ESTACIÓN	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t Student	t (tablas)	Resultado
	S-C	$\pm(nj-1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	t		
Ambato	-4	6,86	0,02	0,71	-0,055	1,6810	Homogéneo
Cevallos	4		0,91	1,58	-0,772		Homogéneo
Pilahuin	4		1,01	0,93	-1,358		Homogéneo
Tisaleo	2		1,45	1,52	-1,282		Homogéneo
Urbina	2		0,97	0,13	-0,695		Homogéneo

**Tabla H.5:** Pruebas Homogeneidad Junio

PRUEBAS DE HOMOGENEIDAD JUNIO							
ESTACIÓN	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t Student	t (tablas)	Resultado
	S-C	$\pm(nj-1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	t		
Ambato	22	6,86	1,01	0,48	0,978	1,6810	Homogéneo
Cevallos	4		0,64	1,16	-0,251		Homogéneo
Pilahuin	16		0,35	1,59	-0,548		Homogéneo
Tisaleo	12		0,42	0,89	-0,28		Homogéneo
Urbina	2		0,33	0,14	-0,116		Homogéneo

**Tabla H.6:** Pruebas Homogeneidad Julio

PRUEBAS DE HOMOGENEIDAD JULIO							
ESTACIÓN	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t Student	t (tablas)	Resultado
	S-C	$\pm(nj-1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	t		
Ambato	6	6,86	1,24	1,26	0,915	1,6810	Homogéneo
Cevallos	4		0,84	2,04	1,319		Homogéneo
Pilahuin	4		0,78	2,48	1,05		Homogéneo
Tisaleo	14		0,67	2,46	1,1		Homogéneo
Urbina	2		0,02	1,78	-0,113		Homogéneo

**Tabla H.7:** Pruebas Homogeneidad Agosto

PRUEBAS DE HOMOGENEIDAD AGOSTO							
ESTACIÓN	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t Student	t (tablas)	Resultado
	S-C	$\pm(nj-1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	t		
Ambato	2	6,86	1,28	1,29	1.115	1,6810	Homogéneo
Cevallos	4		0,63	0,18	0,038		Homogéneo
Pilahuin	2		0,31	0,2	-0,01		Homogéneo
Tisaleo	-2		0,89	1,72	0,927		Homogéneo
Urbina	4		0,65	0,92	0,266		Homogéneo

**Tabla H.8:** Pruebas Homogeneidad Octubre

PRUEBAS DE HOMOGENEIDAD OCTUBRE							
ESTACIÓN	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t Student	t (tablas)	Resultado
	S-C	$\pm(nj-1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	t		
Ambato	8	6,86	0,1	1,4	1.126	1,6810	Homogéneo
Cevallos	14		0,37	0,42	1.094		Homogéneo
Pilahuin	20		1,13	1,26	1.823		Homogéneo
Tisaleo	4		0,08	0,35	0,411		Homogéneo
Urbina	14		1,12	0,58	-0,706		Homogéneo

**Tabla H.9:** Pruebas Homogeneidad Noviembre

PRUEBAS DE HOMOGENEIDAD NOVIEMBRE							
ESTACIÓN	Prueba de Helmert		Prueba de Cramer		Prueba t Student	t (tablas)	Resultado
	S-C	$\pm(nj-1)^{0.5}$	$t_{60}$	$t_{30}$	t		
Ambato	-4	6,86	1,23	0,45	-1.608	1,6810	Homogéneo
Cevallos	-4		0,91	0,78	-1.504		Homogéneo
Pilahuin	-4		0,78	0,66	-1.458		Homogéneo
Tisaleo	2		1,03	0,28	-1,23		Homogéneo
Urbina	4		0,85	0,44	-1.512		Homogéneo

# APÉNDICE I

## ESTADÍSTICOS CAMBIOS PRECIPITACIÓN MENSUAL MICROCUENCA DEL RÍO AMBATO

**Tabla II:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Enero

ENERO																
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos cambios precipitación mensual microcuenca río Ambato										Significancia				
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
		S	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n) <sup>0</sup>	AÑO						
Ambato	1966-2013	194	1.71	7	1992	-1.887	2.161	1995	1.035	1992	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	2	0.025	3	1984	-0.202	1.435	1984	0.582	1984	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	10	0.223	3	2006	0.664	1.134	1995	0.499	1995	N	S	N	S	N	S
Cevallos	1966-2013	120	1.058	7	1992	-0.918	1.537	1995	0.741	1995	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-8	-0.174	4	1969	0.491	1.542	1972	0.695	1972	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	40	0.967	4	1995	0.202	2.614	1992	0.874	1995	N	S	N	S	N	S
Pilahuin	1966-2013	171	1.511	9	1992	-1.454	2.48	2005	1.068	1993	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-13	-0.298	4	1969	0.318	1.717	1972	0.765	1972	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	46	1.116	4	2005	-0.375	2.19	1993	0.92	2005	N	S	N	S	N	S
Tisaleo	1966-2013	33	0.284	3	1992	-0.629	1.526	2006	0.694	1992	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-34	-0.819	3	1984	0.837	1.84	1972	0.813	1972	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	8	0.174	3	1992	0.664	1.619	1992	0.588	2006	N	S	N	S	N	S
Urbina	1966-2013	44	0.382	4	1999	-0.217	1.799	2003	0.876	1993	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-58	-1.414	4	1983	1.01	1.681	1968	0.817	1976	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	84	2.059	4	1999	-1.357	4.348	1993	1.241	1993	S	N	S	S	S	S
Querochaca	1990-2013	28	0.67	2	2005	0.029	1.322	1992	0.543	2005	N	S	N	S	N	S

**Tabla I2:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Febrero

FEBRERO																
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos										Significancia				
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
		S	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n) <sup>0</sup>	AÑO						
Ambato	1966-2013	60	0.524	3	2010	-0.608	1.917	1986	0.935	1986	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-5	-0.099	3	1986	0.318	2.828	1986	0.837	1986	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	8	0.174	3	2010	0.664	1.477	1995	0.637	1995	N	S	N	S	N	S
Cevallos	1966-2013	78	0.684	5	1998	-0.196	2.915	2012	0.899	1998	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	6	0.124	3	1986	0.606	2.763	1986	0.822	1986	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	56	1.364	5	1998	-0.722	2.914	2012	1.079	1998	N	S	N	S	N	S
Pilahuin	1966-2013	179	1.582	8	1995	-1.103	2.343	1995	1.095	1995	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	23	0.546	2	1979	0.029	1.638	1986	0.534	1986	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	50	1.215	4	1995	-0.202	2.549	1995	1.013	1995	N	S	N	S	N	S
Tisaleo	1966-2013	112	0.987	4	2007	-0.423	2.164	1995	1.02	1995	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	18	0.422	2	1983	0.375	2.447	1986	0.75	1986	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	54	1.315	4	2007	-0.202	2.284	1995	0.929	1995	N	S	N	S	N	S
Urbina	1966-2013	128	1.129	7	1986	-1.681	2.229	1986	1.073	1986	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-14	-0.322	5	1974	0.433	2.17	1986	0.682	1986	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-20	0.471	6	2001	1.703	1.561	2000	0.772	2001	N	S	N	S	N	S
Querochaca	1990-2013	70	1.71	4	2007	-1.01	2.569	2012	0.931	2007	N	S	N	S	N	S

**Tabla I3:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Marzo

MARZO																
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos										Significancia				
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
		S	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n) <sup>0</sup>	AÑO						
Ambato	1966-2013	-34	-0.293	5	2008	-0.134	1.926	1974	0.739	1974	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-24	-0.571	5	1974	0.318	1.919	1974	0.898	1974	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-22	-0.521	5	2008	-0.029	1.932	2008	0.758	2008	N	S	N	S	N	S
Cevallos	1966-2013	-167	-1.475	5	2008	1.309	2.321	1972	0.849	1974	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-30	-0.719	3	1974	0.779	2.02	1988	0.732	1972	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-8	-0.174	5	2008	-0.202	2.368	2008	0.897	2008	N	S	N	S	N	S
Pilahuin	1966-2013	21	0.178	5	2008	-0.773	1.687	2008	0.559	1988	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-46	-1.116	3	1982	1.01	2.389	1988	0.784	1974	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-7	-0.149	7	2008	-0.491	2.269	2008	0.866	2008	N	S	N	S	N	S
Tisaleo	1966-2013	-48	-0.418	5	2008	-0.134	1.933	2008	0.58	2008	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-15	-0.347	3	1986	0.491	2.77	1988	0.551	1986	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-44	-1.067	6	2008	0.837	2.51	2008	0.939	2008	N	S	N	S	N	S
Urbina	1966-2013	-58	-0.507	6	1985	-0.691	2.312	2008	0.871	1988	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-22	-0.521	4	1973	0.606	2.935	1988	0.738	1973	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-102	-2.505	5	2008	1.97	3.54	2008	1.23	2008	S	N	S	S	S	S
Querochaca	1990-2013	-2	-0.025	3	2010	-0.26	2.53	2008	0.944	2008	N	S	N	S	N	S

**Tabla I4:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Abril

ABRIL																
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos									Significancia					
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
S	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n) <sup>0</sup>	AÑO								
Ambato	1966-2013	132	1.164	9	1997	-0.856	3	1968	0.904	1997	N.S	S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	17	0.397	3	1970	-0.375	2.725	1968	0.814	1968	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1990-2013	34	0.819	5	1997	-0.606	1.992	1997	0.903	1997	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
Cevallos	1966-2013	221	1.955	9	1992	-0.938	2.421	1997	1.098	1997	S	S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	28	0.67	3	1982	-0.318	1.601	1968	0.527	1982	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1990-2013	103	2.53	7	1999	-1.819	3.25	1997	1.23	1997	S	S	S	S	S	
Pilahuin	1966-2013	277	2.453	11	1992	-1.351	3.18	2003	1.296	1997	S	S	N.S	S	S	
	1966-1989	33	0.794	5	1974	-1.415	1.834	1968	0.743	1977	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1990-2013	115	2.828	7	1997	-2.05	3.33	1997	1.312	2003	S	S	S	S	S	
Tisaleo	1966-2013	306	2.71	9	1997	-1.392	3.437	1968	1.27	1997	S	S	N.S	S	S	
	1966-1989	80	1.86	4	1977	1.54	3.11	1968	1.096	1977	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1990-2013	92	2.257	6	2003	-1.975	2.495	1997	1.23	2003	S	S	S	N.S	S	
Urbina	1966-2013	69	0.604	7	1992	-0.299	1.31	1968	0.643	1992	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	-3	-0.05	4	1971	-548	1.625	1988	0.618	1983	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1990-2013	44	1.067	3	1992	-0.318	2.49	1992	0.766	1995	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
Querochaca	1990-2013	70	1.98	4	2003	-1.299	1.877	2006	0.888	2003	S	N.S	N.S	N.S	N.S	

**Tabla I5:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Mayo

MAYO																
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos									Significancia					
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
S	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n) <sup>0</sup>	AÑO								
Ambato	1966-2013	49	0.427	3	2006	0.258	2.065	1968	0.602	1981	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	68	1.662	3	1972	-1.184	2.561	1968	0.934	1981	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1990-2013	8	0.174	4	1997	-0.087	1.17	1997	0.559	1997	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
Cevallos	1966-2013	116	1.022	6	1981	0.052	1.779	1981	0.829	1981	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	98	2.406	6	1981	-1.068	2.967	1982	1.231	1981	S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1990-2013	14	0.322	4	1999	0.202	1.275	2010	0.567	1999	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
Pilahuin	1966-2013	216	1.97	8	1981	-1.474	2.465	1981	1.116	1981	S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	78	1.91	6	1981	-0.837	2.738	1981	1.164	1981	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1990-2013	-4	-0.074	2	2009	0.664	1.19	2000	0.6	2000	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
Tisaleo	1966-2013	271	2.4	8	1981	-1.227	2.678	1981	1.19	1981	S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	108	2.654	8	1981	-1.76	3.21	1981	1.03	1981	S	S	N.S	N.S	N.S	
	1990-2013	46	1.116	4	2005	-1.01	12.662	1997	0.6	1997	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
Urbina	1966-2013	124	1.093	7	1980	-0.588	2.315	1978	1.027	1980	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	138	3.398	7	1980	-3.147	3.372	1984	1.382	1980	S	S	S	S	S	
	1990-2013	-70	-1.97	7	2002	2.281	2.451	2000	1.23	2000	S	S	S	N.S	S	
Querochaca	1990-2013	-13	-0.298	2	2011	0.202	0.983	2000	0.501	2000	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	

**Tabla I6:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Junio

JUNIO																
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos									Significancia					
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
S	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n) <sup>0</sup>	AÑO								
Ambato	1966-2013	-109	-0.96	7	1978	0.67	2.23	1978	0.962	1978	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	-57	-1.389	5	1978	2.223	3.077	1988	0.855	1978	N.S	N.S	S	N.S	N.S	
	1990-2013	14	0.322	3	2010	-0.144	1.962	1997	0.891	1997	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
Cevallos	1966-2013	69	0.604	6	1997	-0.505	1.529	2005	0.655	1997	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	-29	-0.695	5	1978	1.934	3.73	1988	0.855	1978	N.S	N.S	N.S	S	N.S	
	1990-2013	50	1.215	4	2005	-0.953	1.81	1997	0.831	1997	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
Pilahuin	1966-2013	45	0.391	8	1977	-0.629	2.032	1997	0.937	1997	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	-78	-1.91	10	1977	3.200	3.057	1977	1.338	1977	N.S	S	S	N.S	S	
	1990-2013	64	1.563	6	1997	-0.953	2.453	1997	1.07	1997	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
Tisaleo	1966-2013	17	0.142	7	1978	-0.258	1.89	2011	0.575	1997	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	-41	-0.992	7	1978	1.703	3.14	1988	0.875	1978	N.S	S	N.S	S	N.S	
	1990-2013	36	0.868	4	1997	-0.318	2.11	2011	0.699	1997	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
Urbina	1966-2013	-30	-0.258	4	1997	-0.134	2.094	2010	0.61	1995	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1966-1989	-42	-1.017	3	1978	1.819	4.99	1988	0.713	1988	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
	1990-2013	0	0	4	1997	0.144	2.28	2010	0.801	1995	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	
Querochaca	1990-2013	-2	-0.025	4	2009	0.202	1.75	2010	0.712	1997	N.S	N.S	N.S	N.S	N.S	

**Tabla I7:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Julio

		JULIO														
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos										Significancia				
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
s	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n)^0	AÑO								
Ambato	1966-2013	-98	-0.862	5	1976	0.546	2.269	1976	0.924	1976	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-21	-0.496	5	1976	1.357	1.663	1976	0.816	1976	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-21	-0.496	2	2009	0.491	1.474	1995	0.668	2002	N	S	N	S	N	S
Cevallos	1966-2013	-131	-1.155	5	1998	1.165	2.563	1976	1.12	1998	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-2	-0.025	3	1984	1.357	1.963	1976	0.942	1976	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-15	-0.347	5	1998	1.01	3.26	1998	1.23	1998	N	S	N	S	N	S
Pilahuin	1966-2013	-170	-1.502	5	1998	0.753	3.17	1998	1.287	1998	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-32	-0.769	3	1982	1.126	1.872	1976	0.905	1976	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-63	-1.538	5	1998	1.819	3.872	1998	1.51	1998	S	N	S	N	S	S
Tisaleo	1966-2013	-193	-1.707	7	1976	1.083	3.17	1998	1.27	1998	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-38	-0.918	5	1976	1.876	2.625	1976	1.192	1976	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-48	-1.166	4	2007	1.184	3.29	1998	1.284	1998	N	S	N	S	N	S
Urbina	1966-2013	-112	-0.987	6	1981	0.299	1.954	1998	0.889	1998	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-18	-0.422	6	1979	0.953	1.505	1987	0.674	1979	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-64	-1.563	5	1998	1.184	3.24	1998	1.346	1998	N	S	N	S	N	S
Querochaca	1990-2013	-16	-0.372	4	2009	0.664	2.518	1998	1.23	1998	N	S	N	S	N	S

**Tabla I8:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Agosto

		AGOSTO														
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos										Significancia				
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
s	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n)^0	AÑO								
Ambato	1966-2013	-135	-1.191	7	2000	1.474	1.702	2000	0.749	2000	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	2	0.025	3	1982	-0.087	1.402	1968	0.494	1982	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	8	40.315	3	2000	0.664	1.244	2000	0.626	2000	N	S	N	S	N	S
Cevallos	1966-2013	-11	-0.089	4	1993	-0.113	1.668	19977	0.736	1979	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-37	-0.893	4	1979	1.645	2.038	1979	0.962	1979	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	17	0.397	4	1993	0.548	1.679	1993	0.615	1993	N	S	N	S	N	S
Pilahuin	1966-2013	4	0.027	4	2005	-0.113	1.471	2006	0.554	1979	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-42	-1.017	4	1979	1.299	1.689	1979	0.818	1979	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	36	0.868	4	2005	0.26	1.567	2006	0.706	2005	N	S	N	S	N	S
Tisaleo	1966-2013	-112	-1.075	4	2009	0.546	2.21	1978	0.956	1978	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-38	-0.918	4	1979	1.299	1.77	1978	0.862	1978	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-29	-0.695	5	2000	1.53	2.506	2000	1.15	2000	N	S	N	S	N	S
Urbina	1966-2013	-82	-0.72	5	2000	0.443	1.505	1978	0.667	1978	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-26	-0.62	3	1980	1.299	1.63	1978	0.801	1978	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-12	-0.273	3	2010	0.895	1.407	1993	0.671	2000	N	S	N	S	N	S
Querochaca	1990-2013	22	0.521	4	2005	0.375	1.742	2006	0.775	2006	N	S	N	S	N	S

**Tabla I9:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Septiembre

		SEPTIEMBRE														
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos										Significancia				
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
s	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n)^0	AÑO								
Ambato	1966-2013	-142	-1.253	4	1993	1.619	1.997	1986	0.971	1986	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	31	0.74	5	1972	-0.087	1.72	1972	0.767	1972	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-15	-0.347	2	2011	1.068	1.242	2000	0.625	2000	N	S	N	S	N	S
Cevallos	1966-2013	-197	-1.742	10	1989	2.361	2.605	1986	1.232	1986	S	S	N	S	N	S
	1966-1989	28	0.67	3	1986	0.202	1.822	1972	0.806	1972	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	5	0.099	3	2000	0.779	1.338	2000	0.669	2000	N	S	N	S	N	S
Pilahuin	1966-2013	-153	-1.351	9	1986	1.495	2.31	1986	1.108	1986	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-24	-0.571	5	1978	1.472	1.338	1968	0.48	1972	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	18	0.422	2	2009	0.375	2.095	2001	0.6	1995	N	S	N	S	N	S
Tisaleo	1966-2013	-157	-1.387	4	2001	1.784	2.09	2001	0.984	1989	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	40	0.967	5	1982	0.202	1.461	1982	0.662	1982	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	-21	-0.496	2	2011	1.241	1.595	2001	0.789	2001	N	S	N	S	N	S
Urbina	1966-2013	-176	-1.555	7	1986	1.681	2.203	1986	1.062	1986	N	S	N	S	N	S
	1966-1989	-24	-0.571	4	1979	0.664	1.643	1986	0.536	1986	N	S	N	S	N	S
	1990-2013	12	0.273	4	1995	0.087	1.805	1995	0.762	1995	N	S	N	S	N	S
Querochaca	1990-2013	22	0.521	4	2005	-0.202	1.246	1998	0.609	1998	N	S	N	S	N	S

**Tabla I10:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Octubre

OCTUBRE																
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos								Significancia						
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
s	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n) <sup>0</sup>	AÑO								
Ambato	1966-2013	-105	-0.924	7	1990	1.351	1.934	1990	0.949	1990	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1966-1989	20	0.471	4	1979	-0.318	1.547	1979	0.756	1979	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	8	0.174	2	2009	-1.01	3.335	1990	0.677	1998	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Cevallos	1966-2013	-132	-1.164	6	1975	1.639	2.846	2011	0.929	1990	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1966-1989	-12	-0.273	4	1975	0.664	2.126	1987	0.603	1986	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	40	0.967	4	2005	-1.81	3.09	2011	0.745	2011	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Pilahuín	1966-2013	-203	-1.795	9	1990	2.196	2.79	1990	1.318	1990	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1966-1989	-16	-0.372	4	1975	0.433	1.39	1968	0.576	1975	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	28	0.67	5	2002	-1.53	4.082	1990	0.643	1990	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Tisaleo	1966-2013	-19	-0.16	5	1990	0.629	1.288	2005	0.533	2001	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1966-1989	21	0.496	4	1979	-0.087	1.342	1987	0.465	1975	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	23	0.546	4	2005	-1.819	2.194	1990	0.86	2001	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Urbina	1966-2013	6	0.044	6	2001	-0.526	1.878	1969	0.586	2001	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1966-1989	-46	-1.116	5	1976	1.01	2.551	1969	0.872	1969	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	2	0.025	4	2001	-1.472	2.774	1990	0.544	2001	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Querochaca	1990-2013	34	0.819	4	2005	-1.241	3.716	1990	0.608	1990	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	

**Tabla I11:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Noviembre

NOVIEMBRE																
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos								Significancia						
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
s	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n) <sup>0</sup>	AÑO								
Ambato	1966-2013	94	0.827	5	1976	-1.289	1.783	1990	0.88	1990	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1966-1989	-35	-0.843	5	1976	1.357	1.998	1976	0.957	1976	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	6	0.124	2	2011	-0.779	1.151	1997	0.557	1998	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Cevallos	1966-2013	79	0.693	5	2000	-1.454	1.8	1990	0.888	1990	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1966-1989	-57	-1.389	5	1982	1.184	2.11	1980	0.973	1980	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	-3	-0.05	2	2011	0.722	1.183	2011	0.504	1997	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Pilahuín	1966-2013	120	1.058	7	1992	-1.412	1.792	1993	0.882	1990	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1966-1989	-10	-0.223	3	1968	0.606	1.545	1968	0.62	1975	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	-4	-0.074	2	2011	-0.26	1.644	2012	0.425	2011	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Tisaleo	1966-2013	81	0.711	4	2009	-1.392	1.636	1987	0.809	1987	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1966-1989	-29	-0.695	3	1976	1.357	1.628	1976	0.801	1976	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	-24	-0.571	4	1997	-0.144	2.558	1997	1.106	1997	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Urbina	1966-2013	124	1.093	6	1993	-1.474	1.965	1993	0.951	1993	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1966-1989	-22	-0.521	3	1984	1.126	1.459	1977	0.728	1977	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	4	0.074	2	2011	-0.491	1.381	1990	0.533	1998	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Querochaca	1990-2013	-18	-0.422	4	1997	-0.606	1.529	1997	0.716	1997	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	

**Tabla I12:** Estadísticos cambios en serie de precipitación mes de Diciembre

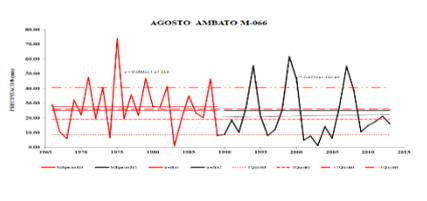
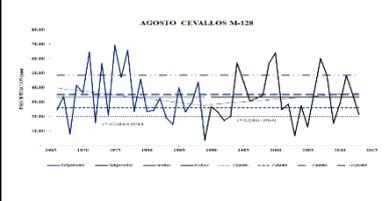
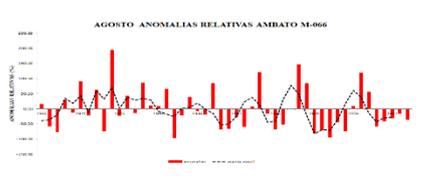
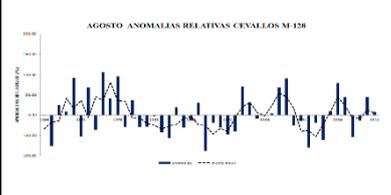
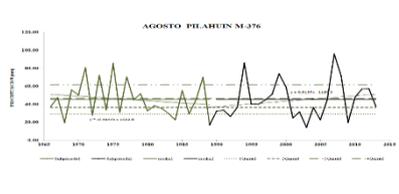
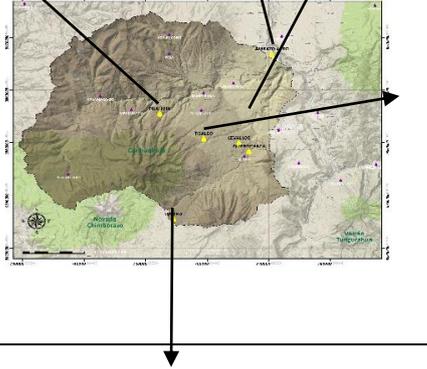
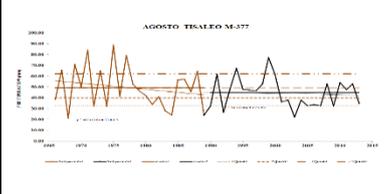
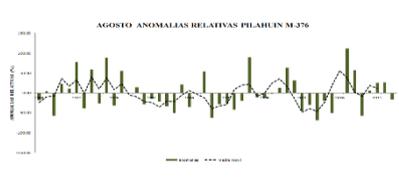
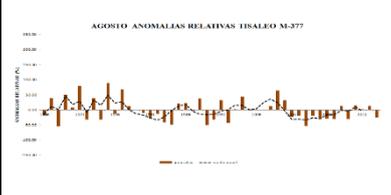
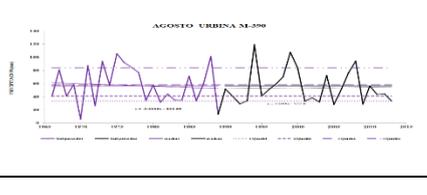
DICIEMBRE																
Estación	Periodo Subperiodo	Estadísticos								Significancia						
		1		2		3		4		5		1	2	3	4	5
		Kendall		Cusum		Rank Sum		Worsley		Desvia Acum.						
s	Z	MD	AÑO	Z	W	AÑO	Q(n) <sup>0</sup>	AÑO								
Ambato	1966-2013	252	2.231	7	2002	-2.175	3.234	1998	1.412	1992	S	N.S.	S	S	S	
	1966-1989	-24	-0.571	2	1985	0.491	2.481	1966	0.531	1983	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	66	1.97	5	2002	-1.81	2.084	1998	0.963	1998	S	N.S.	S	N.S.	N.S.	
Cevallos	1966-2013	221	1.96	10	1993	-2.01	3.481	1998	1.446	1998	S	S	S	S	S	
	1966-1989	50	-1.215	5	1976	1.63	3.12	1966	0.758	1976	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	78	1.97	7	1998	-1.18	3.26	1998	1.272	1998	S	S	N.S.	S	S	
Pilahuín	1966-2013	182	1.609	13	1992	-2.423	3.17	1992	1.42	1992	N.S.	S	S	S	S	
	1966-1989	-92	-2.257	6	1977	2.454	2.686	1966	0.862	1983	S	N.S.	S	N.S.	N.S.	
	1990-2013	40	0.967	3	1996	-0.26	2.332	1992	0.876	1996	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Tisaleo	1966-2013	41	0.356	4	1983	-1.186	2.12	1993	1.025	1992	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1966-1989	-59	-1.439	5	1984	0.722	2.199	1986	0.805	1984	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	-14	-0.322	3	2008	0.202	1.279	2006	0.586	2006	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Urbina	1966-2013	202	1.98	12	1993	-1.97	3.17	1996	1.327	1996	S	S	S	S	S	
	1966-1989	-44	-1.067	6	1983	0.722	2.269	1983	0.924	1983	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
	1990-2013	60	1.96	5	1998	-1.415	2.633	1993	1.055	1996	S	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	
Querochaca	1990-2013	66	1.612	5	1998	-0.664	2.419	1998	1.087	1998	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	

# Apéndice J

## TENDENCIAS Y ANOMALÍAS RELATIVAS MENSUALES

	Tendencias precipitación Febrero estación Ambato	Tendencias precipitación Febrero estación Cevallos
	Anomalías relativas Febrero estación Ambato	Anomalías relativas Febrero estación Cevallos
Tendencias precipitación Febrero estación Pilahuin		Tendencias precipitación Febrero estación Tisaleo
Anomalías relativas Febrero estación Pilahuin	Anomalías relativas Febrero estación Tisaleo	
	Tendencia precipitación Febrero estación Urbina	
	Anomalías relativas Febrero estación Urbina	

	Tendencias precipitación Junio estación Ambato	Tendencias precipitación Junio estación Cevallos
	Anomalías relativas Junio estación Ambato	Anomalías relativas Junio estación Cevallos
Tendencias precipitación Junio estación Pilahuin		Tendencias precipitación Junio estación Tisaleo
Anomalías relativas Junio estación Pilahuin		Anomalías relativas Junio estación Tisaleo
	Tendencia precipitación Junio estación Urbina	
	Anomalías relativas Junio estación Urbina	

		
	Tendencias precipitación Agosto estación Ambato	Tendencias precipitación Agosto estación Cevallos
		
	Anomalías relativas Agosto estación Ambato	Anomalías relativas Agosto estación Cevallos
		
Tendencias precipitación Agosto estación Pilahuin		Tendencias precipitación Agosto estación Tisaleo
		
Anomalías relativas Agosto estación Pilahuin		Anomalías relativas Agosto estación Tisaleo
		
	Tendencia precipitación Agosto estación Urbina	
		
	Anomalías relativas Agosto estación Urbina	

	Tendencias precipitación Octubre estación Ambato	Tendencias precipitación Octubre estación Cevallos
	Anomalías relativas Octubre estación Ambato	Anomalías relativas Octubre estación Cevallos
Tendencias precipitación Octubre estación Pilahuin		Tendencias precipitación Octubre estación Tisaleo
Anomalías relativas Octubre estación Pilahuin	Anomalías relativas Octubre estación Tisaleo	
	Tendencia precipitación Octubre estación Urbina	
	Anomalías relativas Octubre estación Urbina	

	<b>Figura I41:</b> Tendencias precipitación Noviembre estación Ambato	<b>Figura I45:</b> Tendencias precipitación Noviembre estación Cevallos
	<b>Figura I42:</b> Anomalías relativas Noviembre estación Ambato	<b>Figura I46:</b> Anomalías relativas Noviembre estación Cevallos
<b>Figura I43:</b> Tendencias precipitación Noviembre estación Pilahuin		<b>Figura I47:</b> Tendencias precipitación Noviembre estación Tisaleo
<b>Figura I44:</b> Anomalías relativas Noviembre estación Pilahuin	<b>Figura I48:</b> Anomalías relativas Noviembre estación Tisaleo	
	<b>Figura I49:</b> Tendencia precipitación Noviembre estación Urbina	
	<b>Figura I50:</b> Anomalías relativas Noviembre estación Urbina	

## Apéndice K

### SERIES DE PRECIPITACIÓN MODELO QUE INCORPORA EFECTOS ERUPCIÓN VOLCÁNICA

Tabla K.1: Serie precipitación modelada nor-este microcuenca río Ambato

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Ambato -Aeropuerto								
Coordenadas 1° 12' 40" S 78° 34' 20" W								
Cod. M066								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
ene-1966	10.50		abr-1970	49.00	49.68	jul-1974	46.40	42.09
feb-1966	58.90	40.21	may-1970	109.80	86.32	ago-1974	6.50	21.95
mar-1966	56.60	57.51	jun-1970	61.60	80.25	sep-1974	88.10	56.57
abr-1966	12.20	29.23	jul-1970	27.10	40.46	oct-1974	64.30	73.52
may-1966	33.30	25.16	ago-1970	22.00	23.99	nov-1974	75.00	70.88
jun-1966	52.90	45.34	sep-1970	22.70	22.45	dic-1974	59.10	65.27
jul-1966	36.10	42.62	oct-1970	70.60	52.10	ene-1975	22.60	36.73
ago-1966	29.00	31.77	nov-1970	58.10	62.95	feb-1975	58.20	44.46
sep-1966	39.60	35.52	dic-1970	44.30	49.66	mar-1975	35.20	44.11
oct-1966	24.30	30.24	ene-1971	48.10	46.65	abr-1975	56.60	48.35
nov-1966	43.80	36.28	feb-1971	43.20	45.11	may-1975	74.50	67.60
dic-1966	92.00	73.39	mar-1971	83.60	68.00	jun-1975	117.30	100.77
ene-1967	10.50	42.03	abr-1971	66.70	73.25	jul-1975	130.30	125.29
feb-1967	27.40	20.89	may-1971	21.10	38.75	ago-1975	73.80	95.66
mar-1967	23.20	24.84	jun-1971	52.90	40.63	sep-1975	26.30	44.68
abr-1967	10.40	15.37	jul-1971	12.50	28.14	oct-1975	95.90	69.01
may-1967	1.90	5.21	ago-1971	47.60	34.05	nov-1975	42.70	63.29
jun-1967	44.90	28.30	sep-1971	20.80	31.18	dic-1975	63.00	55.17
jul-1967	33.10	37.68	oct-1971	56.50	42.72	ene-1976	10.80	31.00
ago-1967	10.80	19.44	nov-1971	55.90	56.15	feb-1976	34.20	25.17
sep-1967	6.60	8.24	dic-1971	30.10	40.09	mar-1976	26.60	29.56
oct-1967	117.40	74.59	ene-1972	40.90	36.75	abr-1976	49.70	40.79
nov-1967	36.80	67.98	feb-1972	46.70	44.48	may-1976	56.10	53.65
dic-1967	12.10	21.67	mar-1972	83.40	69.23	jun-1976	52.10	53.67
ene-1968	53.40	37.45	abr-1972	99.20	93.11	jul-1976	36.30	42.43
feb-1968	50.60	51.70	may-1972	34.50	59.53	ago-1976	19.50	26.02
mar-1968	78.20	67.55	jun-1972	82.70	64.09	sep-1976	25.30	23.08
abr-1968	28.60	47.80	jul-1972	29.90	50.33	oct-1976	17.00	20.23
may-1968	12.50	18.74	ago-1972	19.70	23.66	nov-1976	58.60	42.54
jun-1968	73.70	50.06	sep-1972	21.10	20.58	dic-1976	18.40	33.96
jul-1968	21.20	41.52	oct-1972	18.90	19.77	ene-1977	11.10	13.94
ago-1968	5.90	11.84	nov-1972	76.80	54.44	feb-1977	27.40	21.12
sep-1968	16.20	12.24	dic-1972	3.40	31.80	mar-1977	7.90	15.46
oct-1968	48.10	35.79	ene-1973	4.00	3.79	abr-1977	37.00	25.77
nov-1968	15.90	28.37	feb-1973	28.00	18.74	may-1977	17.90	25.30
dic-1968	14.70	15.18	mar-1973	30.20	29.37	jun-1977	60.50	44.05
ene-1969	16.80	16.01	abr-1973	82.20	62.12	jul-1977	18.70	34.88
feb-1969	52.50	38.72	may-1973	79.10	80.32	ago-1977	35.60	29.09
mar-1969	133.80	102.39	jun-1973	30.10	49.06	sep-1977	74.20	59.30
abr-1969	127.50	129.96	jul-1973	51.30	43.12	oct-1977	35.50	50.48
may-1969	51.30	80.78	ago-1973	40.70	44.82	nov-1977	18.10	24.85
jun-1969	25.20	35.31	sep-1973	97.20	75.38	dic-1977	29.50	25.11
jul-1969	4.50	12.52	oct-1973	38.70	61.34	ene-1978	7.90	16.27
ago-1969	32.30	21.57	nov-1973	23.40	29.34	feb-1978	48.00	32.52
sep-1969	23.70	27.05	dic-1973	47.10	37.96	mar-1978	46.80	47.28
oct-1969	81.90	59.42	ene-1974	18.60	29.64	abr-1978	87.80	71.97
nov-1969	84.90	83.76	feb-1974	74.40	52.85	may-1978	42.90	60.28
dic-1969	48.10	62.35	mar-1974	104.70	93.01	jun-1978	47.80	45.93
ene-1970	36.90	41.25	abr-1974	61.90	78.47	jul-1978	18.70	29.97
feb-1970	63.50	53.24	may-1974	79.70	72.84	ago-1978	21.70	20.56
mar-1970	50.70	55.67	jun-1974	35.20	52.42	sep-1978	33.20	28.77

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Ambato -Aeropuerto								
Coordenadas 1° 12' 40" S 78° 34' 20" W								
Cod. M066								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
oct-1978	8.70	18.19	ene-1983	38.80	59.12	abr-1987	77.60	72.29
nov-1978	0.50	3.69	feb-1983	47.10	43.91	may-1987	36.30	52.29
dic-1978	34.70	21.50	mar-1983	46.30	46.63	jun-1987	2.90	15.83
ene-1979	22.90	27.48	abr-1983	95.40	76.44	jul-1987	18.90	12.74
feb-1979	11.60	15.99	may-1983	43.20	63.40	ago-1987	20.30	19.78
mar-1979	73.50	49.59	jun-1983	40.06	41.29	sep-1987	23.70	22.41
abr-1979	95.40	86.95	jul-1983	22.08	29.05	oct-1987	61.70	47.03
may-1979	58.00	72.48	ago-1983	1.00	9.17	nov-1987	36.60	46.32
jun-1979	11.40	29.44	sep-1983	16.90	10.77	dic-1987	3.70	16.44
jul-1979	12.00	11.79	oct-1983	32.10	26.24	ene-1988	11.00	8.20
ago-1979	46.80	33.37	nov-1983	8.70	17.77	feb-1988	95.80	63.04
sep-1979	99.60	79.21	dic-1983	64.00	42.64	mar-1988	16.50	47.18
oct-1979	8.80	43.92	ene-1984	53.80	57.76	abr-1988	90.50	61.91
nov-1979	34.50	24.59	feb-1984	61.90	58.79	may-1988	77.80	82.73
dic-1979	4.00	15.81	mar-1984	104.60	88.11	jun-1988	60.70	67.33
ene-1980	34.90	22.97	abr-1984	93.10	97.57	jul-1988	44.10	50.54
feb-1980	37.50	36.52	may-1984	82.50	86.62	ago-1988	46.40	45.53
mar-1980	32.50	34.45	jun-1984	49.10	62.03	sep-1988	22.50	31.76
abr-1980	23.70	27.12	jul-1984	23.40	33.36	oct-1988	90.10	63.99
may-1980	17.30	19.79	ago-1984	19.80	21.21	nov-1988	69.80	77.67
jun-1980	26.90	23.21	sep-1984	147.40	98.09	dic-1988	53.00	59.52
jul-1980	9.90	16.49	oct-1984	66.90	98.04	ene-1989	40.40	45.29
ago-1980	27.90	20.96	nov-1984	68.90	68.15	feb-1989	57.10	50.66
sep-1980	12.00	18.17	dic-1984	29.90	45.00	mar-1989	91.80	78.41
oct-1980	89.30	59.44	ene-1985	3.40	13.66	abr-1989	39.30	59.62
nov-1980	62.20	72.70	feb-1985	1.70	2.38	may-1989	50.90	46.44
dic-1980	38.20	47.50	mar-1985	11.00	7.43	jun-1989	126.90	97.54
ene-1981	17.70	25.65	abr-1985	23.40	18.63	jul-1989	23.20	63.31
feb-1981	47.20	35.82	may-1985	114.60	79.36	ago-1989	8.00	13.90
mar-1981	56.70	53.05	jun-1985	14.30	53.10	sep-1989	35.50	24.89
abr-1981	27.50	38.81	jul-1985	25.15	20.98	oct-1989	68.00	55.46
may-1981	50.00	41.32	ago-1985	34.85	31.12	nov-1989	23.40	40.66
jun-1981	29.20	37.26	sep-1985	33.00	33.74	dic-1989	10.00	15.20
jul-1981	32.40	31.18	oct-1985	45.30	40.57	ene-1990	36.80	26.46
ago-1981	27.20	29.23	nov-1985	32.70	37.59	feb-1990	57.10	49.27
sep-1981	17.20	21.09	dic-1985	42.30	38.61	mar-1990	18.90	33.69
oct-1981	64.00	45.93	ene-1986	11.10	23.18	abr-1990	73.20	52.23
nov-1981	28.50	42.24	feb-1986	26.80	20.75	may-1990	55.20	62.18
dic-1981	22.40	24.78	mar-1986	50.30	41.24	jun-1990	35.80	43.32
ene-1982	66.00	49.17	abr-1986	30.40	38.11	jul-1990	27.70	30.85
feb-1982	31.70	44.98	may-1986	64.60	51.40	ago-1990	8.80	16.13
mar-1982	34.80	33.62	jun-1986	15.10	34.26	sep-1990	21.40	16.55
abr-1982	49.80	44.02	jul-1986	16.90	16.22	oct-1990	128.80	87.30
may-1982	112.00	87.97	ago-1986	23.30	20.85	nov-1990	35.00	71.28
jun-1982	11.90	50.62	sep-1986	48.80	38.96	dic-1990	20.70	26.25
jul-1982	33.80	25.35	oct-1986	84.20	70.54	ene-1991	12.70	15.81
ago-1982	41.40	38.48	nov-1986	39.60	56.86	feb-1991	15.20	14.25
sep-1982	10.40	22.40	dic-1986	13.60	23.67	mar-1991	47.60	35.09
oct-1982	71.30	47.78	ene-1987	8.40	10.43	abr-1991	23.90	33.08
nov-1982	19.60	39.61	feb-1987	67.00	44.37	may-1991	38.60	32.94
dic-1982	91.30	63.60	mar-1987	63.80	65.06	jun-1991	38.40	38.50

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Ambato -Aeropuerto								
Coordenadas 1° 12' 40" S 78° 34' 20" W								
Cod. M066								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
jul-1991	19,80	27,01	oct-1995	41,30	29,68	ene-2000	36,00	68,66
ago-1991	18,50	19,02	nov-1995	97,10	75,55	feb-2000	98,80	84,32
sep-1991	23,00	21,28	dic-1995	66,30	78,23	mar-2000	61,70	73,31
oct-1991	31,10	27,99	ene-1996	81,50	75,64	abr-2000	82,10	85,56
nov-1991	96,10	70,99	feb-1996	107,30	97,35	may-2000	215,60	211,54
dic-1991	22,60	51,03	mar-1996	40,10	66,10	jun-2000	81,50	135,05
ene-1992	17,40	19,43	abr-1996	57,90	51,04	jul-2000	16,00	42,55
feb-1992	73,20	51,65	may-1996	42,10	48,23	ago-2000	46,40	36,31
mar-1992	49,30	58,56	jun-1996	37,50	39,30	sep-2000	47,80	48,47
abr-1992	59,90	55,82	jul-1996	9,90	20,59	oct-2000	3,20	20,50
may-1992	35,20	44,77	ago-1996	8,10	8,82	nov-2000	12,20	5,86
jun-1992	18,70	25,10	sep-1996	25,50	18,79	dic-2000	41,70	28,52
jul-1992	22,20	20,87	oct-1996	52,10	41,84	ene-2001	56,20	49,65
ago-1992	10,20	14,86	nov-1996	45,70	48,19	feb-2001	46,50	50,95
sep-1992	36,80	26,84	dic-1996	45,90	45,84	mar-2001	42,80	41,34
oct-1992	44,80	41,73	ene-1997	70,90	61,26	abr-2001	64,20	55,44
nov-1992	38,00	40,65	feb-1997	57,30	62,58	may-2001	41,10	59,40
dic-1992	29,00	32,50	mar-1997	45,00	49,78	jun-2001	28,90	31,08
ene-1993	45,70	39,26	abr-1997	23,50	31,83	jul-2001	30,60	34,51
feb-1993	39,60	41,98	may-1997	25,80	24,93	ago-2001	4,80	12,06
mar-1993	105,60	80,11	jun-1997	17,30	20,61	sep-2001	21,50	14,71
abr-1993	54,70	74,40	jul-1997	16,60	16,89	oct-2001	3,40	8,36
may-1993	57,90	56,68	ago-1997	12,10	13,86	nov-2001	25,40	14,02
jun-1993	10,10	28,60	sep-1997	20,70	17,40	dic-2001	34,90	29,92
jul-1993	32,30	23,74	oct-1997	43,80	34,89	ene-2002	20,50	23,09
ago-1993	27,00	29,07	nov-1997	135,40	100,01	feb-2002	34,80	29,80
sep-1993	33,50	31,01	dic-1997	42,10	78,19	mar-2002	101,90	85,47
oct-1993	36,50	35,36	ene-1998	19,10	28,01	abr-2002	93,40	93,67
nov-1993	34,50	35,29	feb-1998	45,00	35,01	may-2002	59,60	73,62
dic-1993	48,40	43,05	mar-1998	34,90	38,82	jun-2002	36,80	46,74
ene-1994	41,50	44,19	abr-1998	89,90	68,66	jul-2002	36,60	34,32
feb-1994	39,80	40,48	may-1998	81,40	84,71	ago-2002	7,80	18,14
mar-1994	67,30	56,69	jun-1998	62,50	69,83	sep-2002	15,90	9,76
abr-1994	81,00	75,72	jul-1998	45,90	52,34	oct-2002	73,60	60,33
may-1994	41,90	57,04	ago-1998	25,20	33,22	nov-2002	71,30	69,33
jun-1994	38,60	39,90	sep-1998	12,40	17,37	dic-2002	23,40	41,31
jul-1994	27,80	32,00	oct-1998	114,20	74,87	ene-2003	15,80	15,81
ago-1994	55,50	44,81	nov-1998	57,80	79,62	feb-2003	28,20	21,56
sep-1994	7,60	26,14	dic-1998	31,70	41,81	mar-2003	59,30	43,72
oct-1994	27,20	19,64	ene-1999	42,50	38,35	abr-2003	63,90	60,88
nov-1994	67,50	51,94	feb-1999	102,70	79,45	may-2003	26,60	38,07
dic-1994	43,20	52,61	mar-1999	89,10	94,38	jun-2003	43,70	36,37
ene-1995	5,30	19,97	abr-1999	96,90	93,91	jul-2003	6,90	18,32
feb-1995	6,80	6,24	may-1999	50,00	68,15	ago-2003	1,20	2,02
mar-1995	50,00	33,32	jun-1999	79,10	67,87	sep-2003	4,20	3,06
abr-1995	47,50	48,49	jul-1999	40,84	43,97	oct-2003	41,90	31,65
may-1995	42,60	44,56	ago-1999	47,61	46,30	nov-2003	65,60	53,43
jun-1995	24,50	31,52	sep-1999	126,67	83,07	dic-2003	64,50	63,74
jul-1995	61,40	47,16	oct-1999	46,72	47,82	ene-2004	19,00	33,63
ago-1995	21,40	36,88	nov-1999	18,49	12,09	feb-2004	45,90	35,49
sep-1995	11,20	15,16	dic-1999	113,61	159,56	mar-2004	23,00	28,97

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Ambato -Aeropuerto								
Coordenadas 1° 12' 40" S 78° 34' 20" W								
Cod. M066								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
abr-2004	66,80	60,55	jul-2008	30,90	38,60	oct-2012	77,20	47,76
may-2004	86,50	91,85	ago-2008	38,90	35,42	nov-2012	39,20	52,84
jun-2004	8,60	35,87	sep-2008	29,40	32,82	dic-2012	35,60	34,02
jul-2004	32,60	28,00	oct-2008	70,60	53,55	ene-2013	23,30	26,83
ago-2004	14,20	18,51	nov-2008	60,90	63,24	feb-2013	78,00	54,37
sep-2004	25,00	22,19	dic-2008	104,60	100,72	mar-2013	46,20	57,48
oct-2004	33,10	26,94	ene-2009	42,00	65,08	abr-2013	27,30	32,12
nov-2004	38,30	38,04	feb-2009	23,60	38,90	may-2013	62,50	47,79
dic-2004	58,20	51,34	mar-2009	26,70	22,88	jun-2013	19,40	33,52
ene-2005	14,30	35,25	abr-2009	47,20	48,79	jul-2013	24,20	20,72
feb-2005	74,50	57,92	may-2009	28,10	36,19	ago-2013	16,20	17,43
mar-2005	88,30	91,17	jun-2009	62,30	55,88	sep-2013	14,50	20,22
abr-2005	69,40	85,36	jul-2009	21,60	37,32	oct-2013	41,10	29,74
may-2005	27,50	40,65	ago-2009	10,60	13,48	nov-2013	38,90	41,75
jun-2005	30,20	28,78	sep-2009	16,30	12,13	dic-2013	32,80	3,02
jul-2005	14,00	17,27	oct-2009	65,60	44,69			
ago-2005	6,30	7,79	nov-2009	9,70	29,07			
sep-2005	7,40	3,93	dic-2009	52,30	33,32			
oct-2005	46,40	29,21	ene-2010	2,70	19,54			
nov-2005	24,00	29,63	feb-2010	33,70	26,33			
dic-2005	127,20	107,52	mar-2010	38,40	34,47			
ene-2006	26,60	62,69	abr-2010	73,50	58,93			
feb-2006	25,30	26,13	may-2010	67,80	87,77			
mar-2006	66,20	48,08	jun-2010	51,90	58,15			
abr-2006	43,00	49,50	jul-2010	44,10	58,51			
may-2006	21,40	27,32	ago-2010	14,90	23,57			
jun-2006	65,60	55,24	sep-2010	34,00	30,15			
jul-2006	1,30	24,82	oct-2010	15,50	21,13			
ago-2006	27,40	24,66	nov-2010	142,50	110,29			
sep-2006	25,50	27,96	dic-2010	94,80	110,53			
oct-2006	47,50	47,75	ene-2011	38,10	60,05			
nov-2006	101,70	78,12	feb-2011	83,10	65,05			
dic-2006	53,70	77,02	mar-2011	48,40	61,00			
ene-2007	44,90	45,42	abr-2011	145,60	127,43			
feb-2007	23,10	30,84	may-2011	53,00	85,88			
mar-2007	85,30	67,88	jun-2011	28,10	39,53			
abr-2007	82,90	94,12	jul-2011	24,80	28,27			
may-2007	86,60	83,19	ago-2011	17,50	19,80			
jun-2007	70,10	89,15	sep-2011	57,00	43,89			
jul-2007	22,20	45,32	oct-2011	31,20	38,55			
ago-2007	54,90	44,49	nov-2011	68,00	63,42			
sep-2007	9,50	33,15	dic-2011	61,50	66,46			
oct-2007	38,30	29,39	ene-2012	66,80	64,64			
nov-2007	46,70	52,97	feb-2012	62,30	69,08			
dic-2007	44,10	43,26	mar-2012	27,90	40,70			
ene-2008	62,20	62,20	abr-2012	93,10	86,22			
feb-2008	69,00	71,20	may-2012	19,50	45,27			
mar-2008	60,20	70,83	jun-2012	7,70	11,57			
abr-2008	55,50	65,51	jul-2012	10,00	6,40			
may-2008	68,70	75,61	ago-2012	21,10	16,43			
jun-2008	45,10	55,42	sep-2012	6,00	15,75			

**Tabla K.2:** Serie precipitación modelada centro microcuenca río Ambato

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Pilahuin								
Coordenadas 1° 18' 6" S 78° 43' 56" W								
Cod. M0376								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
ene-1966	30.30		abr-1970	64.70	61.00	jul-1974	69.70	77.45
feb-1966	68.80	51.34	may-1970	97.40	82.56	ago-1974	33.60	49.91
mar-1966	84.60	77.41	jun-1970	74.40	84.78	sep-1974	78.90	58.36
abr-1966	42.50	61.53	jul-1970	50.00	61.01	oct-1974	82.10	80.62
may-1966	45.40	44.05	ago-1970	50.20	50.08	nov-1974	94.90	89.07
jun-1966	61.00	53.90	sep-1970	48.70	49.35	dic-1974	48.00	69.20
jul-1966	59.70	60.26	oct-1970	60.30	55.01	ene-1975	41.20	44.25
ago-1966	37.40	47.46	nov-1970	80.60	71.38	feb-1975	94.00	70.06
sep-1966	42.40	40.10	dic-1970	42.10	59.50	mar-1975	48.80	69.23
oct-1966	52.30	47.78	ene-1971	76.00	60.62	abr-1975	69.20	59.93
nov-1966	33.90	42.20	feb-1971	38.00	55.17	may-1975	86.20	78.47
dic-1966	101.10	70.64	mar-1971	137.50	92.42	jun-1975	126.90	108.44
ene-1967	30.10	62.21	abr-1971	56.30	93.03	jul-1975	139.30	133.65
feb-1967	28.60	29.25	may-1971	53.10	54.52	ago-1975	85.50	109.83
mar-1967	41.50	35.63	jun-1971	69.10	61.82	sep-1975	55.20	68.89
abr-1967	55.00	48.85	jul-1971	46.80	56.86	oct-1975	106.70	83.35
may-1967	37.20	45.23	ago-1971	80.60	65.26	nov-1975	58.80	80.45
jun-1967	69.70	54.95	sep-1971	58.30	68.36	dic-1975	64.10	61.67
jul-1967	87.20	79.24	oct-1971	58.50	58.38	ene-1976	20.00	39.93
ago-1967	47.40	65.39	nov-1971	41.30	49.05	feb-1976	48.60	35.62
sep-1967	30.90	38.34	dic-1971	32.40	36.40	mar-1976	47.50	47.96
oct-1967	106.40	72.18	ene-1972	111.90	75.87	abr-1976	77.40	63.83
nov-1967	32.20	65.76	feb-1972	54.30	80.35	may-1976	68.60	72.55
dic-1967	26.10	28.83	mar-1972	88.60	73.04	jun-1976	91.80	81.26
ene-1968	32.10	29.35	abr-1972	57.60	71.60	jul-1976	81.70	86.24
feb-1968	41.90	37.43	may-1972	52.90	54.99	ago-1976	31.10	53.98
mar-1968	68.20	56.26	jun-1972	100.40	78.86	sep-1976	66.80	50.60
abr-1968	42.60	54.16	jul-1972	77.00	87.56	oct-1976	40.80	52.54
may-1968	47.10	45.03	ago-1972	28.00	50.15	nov-1976	47.00	44.16
jun-1968	90.60	70.87	sep-1972	26.70	27.26	dic-1976	32.10	38.81
jul-1968	70.80	79.73	oct-1972	22.40	24.31	ene-1977	18.40	24.57
ago-1968	19.40	42.64	nov-1972	93.60	61.33	feb-1977	41.60	31.06
sep-1968	23.60	21.67	dic-1972	41.80	65.22	mar-1977	61.80	52.62
oct-1968	78.90	53.83	ene-1973	39.20	40.34	abr-1977	29.90	44.31
nov-1968	12.70	42.64	feb-1973	59.10	50.06	may-1977	34.10	32.17
dic-1968	43.00	29.25	mar-1973	58.90	58.96	jun-1977	102.60	71.55
ene-1969	31.70	36.78	abr-1973	112.00	87.93	jul-1977	25.70	60.48
feb-1969	51.30	42.39	may-1973	74.30	91.34	ago-1977	70.40	50.13
mar-1969	90.70	72.83	jun-1973	45.40	58.45	sep-1977	81.10	76.22
abr-1969	121.00	107.25	jul-1973	89.30	69.39	oct-1977	43.60	60.55
may-1969	65.10	90.38	ago-1973	72.10	79.85	nov-1977	14.00	27.37
jun-1969	70.80	68.19	sep-1973	103.50	89.25	dic-1977	34.40	25.13
jul-1969	33.10	50.14	oct-1973	36.00	66.53	ene-1978	13.20	22.77
ago-1969	55.80	45.49	nov-1973	22.00	28.31	feb-1978	43.00	29.47
sep-1969	73.30	65.34	dic-1973	60.10	42.82	mar-1978	82.20	64.42
oct-1969	65.90	69.22	ene-1974	28.70	42.88	abr-1978	126.00	106.14
nov-1969	90.90	79.55	feb-1974	98.40	66.81	may-1978	43.30	80.71
dic-1969	41.30	63.72	mar-1974	78.50	87.48	jun-1978	41.30	42.17
ene-1970	47.40	44.60	abr-1974	56.50	66.43	jul-1978	94.90	70.60
feb-1970	94.00	72.87	may-1974	91.90	75.84	ago-1978	45.00	67.56
mar-1970	56.60	73.50	jun-1974	86.90	89.13	sep-1978	54.50	50.17

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Pilahuin								
Coordenadas 1° 18' 6" S 78° 43' 56" W								
Cod. M0376								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
oct-1978	8.20	29.13	ene-1983	49.60	69.67	abr-1987	106.10	92.53
nov-1978	12.40	10.47	feb-1983	80.90	66.70	may-1987	69.90	86.26
dic-1978	24.30	18.88	mar-1983	77.30	78.90	jun-1987	31.20	48.69
ene-1979	34.20	29.68	abr-1983	113.10	96.86	jul-1987	30.10	30.56
feb-1979	24.60	28.91	may-1983	78.60	94.19	ago-1987	45.20	38.33
mar-1979	40.20	33.10	jun-1983	29.80	51.86	sep-1987	34.70	39.42
abr-1979	88.70	66.71	jul-1983	25.00	27.14	oct-1987	43.70	39.59
may-1979	50.50	67.76	ago-1983	30.00	27.70	nov-1987	42.20	42.85
jun-1979	39.70	44.56	sep-1983	54.10	43.16	dic-1987	10.20	24.65
jul-1979	36.10	37.70	oct-1983	85.60	71.30	ene-1988	34.00	23.19
ago-1979	51.70	44.60	nov-1983	19.60	49.45	feb-1988	95.20	67.46
sep-1979	47.10	49.15	dic-1983	100.30	63.73	mar-1988	35.50	62.50
oct-1979	25.60	35.30	ene-1984	34.00	63.98	abr-1988	74.20	56.64
nov-1979	38.90	32.84	feb-1984	57.10	46.61	may-1988	91.10	83.41
dic-1979	19.90	28.47	mar-1984	69.80	64.02	jun-1988	57.50	72.68
ene-1980	55.30	39.24	abr-1984	94.00	83.01	jul-1988	82.60	71.20
feb-1980	69.90	63.26	may-1984	76.00	84.12	ago-1988	70.10	75.73
mar-1980	37.40	52.08	jun-1984	58.00	66.12	sep-1988	28.00	47.03
abr-1980	79.90	60.62	jul-1984	61.00	59.61	oct-1988	89.40	61.57
may-1980	49.80	63.39	ago-1984	22.60	39.95	nov-1988	73.70	80.77
jun-1980	58.70	54.64	sep-1984	145.10	89.60	dic-1988	25.00	47.02
jul-1980	43.70	50.46	oct-1984	48.90	92.42	ene-1989	75.00	52.33
ago-1980	32.70	37.65	nov-1984	83.00	67.53	feb-1989	47.40	59.86
sep-1980	23.30	27.52	dic-1984	28.90	53.36	mar-1989	123.90	89.23
oct-1980	106.60	68.85	ene-1985	27.80	28.26	abr-1989	39.20	77.52
nov-1980	72.10	87.69	feb-1985	14.90	20.71	may-1989	81.60	62.37
dic-1980	21.10	44.16	mar-1985	35.00	25.87	jun-1989	133.40	109.91
ene-1981	18.00	19.37	abr-1985	42.40	39.02	jul-1989	70.00	98.67
feb-1981	67.50	45.05	may-1985	162.50	108.09	ago-1989	16.90	40.91
mar-1981	68.50	68.01	jun-1985	45.10	98.22	sep-1989	37.50	28.14
abr-1981	58.50	62.99	jul-1985	46.60	45.89	oct-1989	59.50	49.51
may-1981	50.00	53.82	ago-1985	55.00	51.16	nov-1989	21.70	38.78
jun-1981	48.40	49.09	sep-1985	46.50	50.32	dic-1989	10.80	15.70
jul-1981	67.30	58.71	oct-1985	42.30	44.17	ene-1990	27.80	20.07
ago-1981	38.60	51.56	nov-1985	45.50	44.02	feb-1990	62.30	46.65
sep-1981	19.00	27.84	dic-1985	38.80	41.80	mar-1990	39.30	49.68
oct-1981	51.50	36.75	ene-1986	19.00	27.93	abr-1990	55.60	48.19
nov-1981	30.60	40.03	feb-1986	44.70	33.03	may-1990	71.80	64.43
dic-1981	30.80	30.68	mar-1986	68.70	57.80	jun-1990	48.60	59.07
ene-1982	57.50	45.38	abr-1986	55.00	61.17	jul-1990	48.50	48.51
feb-1982	45.70	51.01	may-1986	60.30	57.87	ago-1990	32.20	39.55
mar-1982	35.60	40.14	jun-1986	39.40	48.83	sep-1990	19.40	25.16
abr-1982	113.60	78.25	jul-1986	57.80	49.44	oct-1990	123.60	76.39
may-1982	80.60	95.51	ago-1986	29.30	42.17	nov-1990	23.60	68.84
jun-1982	32.20	54.08	sep-1986	65.90	49.30	dic-1990	36.30	30.52
jul-1982	61.40	48.15	oct-1986	50.50	57.44	ene-1991	20.70	27.73
ago-1982	35.50	47.19	nov-1986	37.80	43.52	feb-1991	19.00	19.74
sep-1982	26.60	30.60	dic-1986	31.70	34.43	mar-1991	71.90	47.92
oct-1982	64.30	47.20	ene-1987	21.30	25.98	abr-1991	38.70	53.70
nov-1982	54.50	58.90	feb-1987	94.80	61.49	may-1991	72.70	57.27
dic-1982	94.00	76.08	mar-1987	76.20	84.59	jun-1991	66.10	69.05

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Pilahuin								
Coordenadas 1° 18' 6" S 78° 43' 56" W								
Cod. M0376								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
jul-1991	76,40	71,70	oct-1995	25,50	26,78	ene-2000	49,60	82,19
ago-1991	33,50	52,89	nov-1995	92,30	62,02	feb-2000	109,30	82,08
sep-1991	8,40	19,73	dic-1995	68,80	79,41	mar-2000	74,00	80,73
oct-1991	38,00	24,56	ene-1996	84,90	77,58	abr-2000	93,40	87,86
nov-1991	78,20	59,97	feb-1996	80,30	82,35	may-2000	220,50	205,62
dic-1991	15,80	44,02	mar-1996	52,90	65,27	jun-2000	92,90	145,05
ene-1992	14,00	14,78	abr-1996	83,30	69,50	jul-2000	30,50	53,45
feb-1992	59,60	38,92	may-1996	96,80	90,65	ago-2000	59,50	40,81
mar-1992	109,00	86,60	jun-1996	76,20	85,49	sep-2000	60,80	54,82
abr-1992	55,70	79,80	jul-1996	55,30	64,73	oct-2000	18,40	30,63
may-1992	43,80	49,15	ago-1996	39,70	46,73	nov-2000	26,90	13,21
jun-1992	30,70	36,60	sep-1996	52,80	46,84	dic-2000	55,00	33,80
jul-1992	58,90	46,10	oct-1996	34,30	42,64	ene-2001	41,80	39,87
ago-1992	26,40	41,08	nov-1996	45,70	40,51	feb-2001	58,30	44,69
sep-1992	37,40	32,39	dic-1996	35,40	40,03	mar-2001	56,30	47,58
oct-1992	26,80	31,57	ene-1997	61,80	49,81	abr-2001	66,70	54,51
nov-1992	31,80	29,50	feb-1997	69,80	66,14	may-2001	54,80	62,05
dic-1992	19,20	24,87	mar-1997	71,60	70,75	jun-2001	88,10	64,61
ene-1993	45,96	33,81	abr-1997	48,40	58,87	jul-2001	49,70	63,57
feb-1993	71,80	60,07	may-1997	71,60	61,06	ago-2001	24,70	27,79
mar-1993	71,80	71,77	jun-1997	44,80	56,90	sep-2001	39,90	24,69
abr-1993	81,30	76,97	jul-1997	67,00	56,92	oct-2001	5,40	13,20
may-1993	71,90	76,12	ago-1997	44,60	54,71	nov-2001	54,00	22,79
jun-1993	35,60	52,00	sep-1997	52,50	48,89	dic-2001	61,10	49,31
jul-1993	85,90	63,09	oct-1997	40,50	45,90	ene-2002	39,60	39,90
ago-1993	36,50	58,83	nov-1997	119,50	83,70	feb-2002	48,30	37,58
sep-1993	58,30	48,40	dic-1997	61,80	87,89	mar-2002	86,30	69,66
oct-1993	32,50	44,15	ene-1998	38,90	49,23	abr-2002	86,80	77,30
nov-1993	54,40	44,45	feb-1998	64,40	52,82	may-2002	86,40	80,03
dic-1993	57,00	55,79	mar-1998	46,00	54,30	jun-2002	66,80	70,40
ene-1994	87,10	73,44	abr-1998	92,60	71,47	jul-2002	47,90	47,09
feb-1994	23,30	52,15	may-1998	117,40	106,14	ago-2002	31,60	31,46
mar-1994	86,00	57,58	jun-1998	86,70	100,57	sep-2002	24,80	18,01
abr-1994	82,70	84,16	jul-1998	96,10	91,81	oct-2002	31,76	28,56
may-1994	74,50	78,18	ago-1998	51,20	71,50	nov-2002	117,30	71,03
jun-1994	62,70	68,01	sep-1998	28,60	38,80	dic-2002	42,60	67,17
jul-1994	79,30	71,75	oct-1998	84,50	59,16	ene-2003	38,00	31,97
ago-1994	85,90	82,88	nov-1998	61,70	71,99	feb-2003	40,70	29,64
sep-1994	32,00	56,37	dic-1998	59,30	60,35	mar-2003	94,70	61,91
oct-1994	40,10	36,40	ene-1999	44,80	51,33	abr-2003	58,50	65,97
nov-1994	82,40	63,21	feb-1999	129,80	91,28	may-2003	52,50	46,29
dic-1994	50,90	65,13	mar-1999	100,10	113,51	jun-2003	65,00	51,03
ene-1995	25,20	36,80	abr-1999	107,50	104,12	jul-2003	26,50	35,08
feb-1995	3,40	13,24	may-1999	62,90	83,06	ago-2003	14,40	11,03
mar-1995	44,40	25,80	jun-1999	90,60	78,03	sep-2003	35,70	16,89
abr-1995	73,60	60,35	jul-1999	36,10	50,90	oct-2003	70,30	59,44
may-1995	103,00	89,66	ago-1999	74,00	51,06	nov-2003	48,30	48,42
jun-1995	57,80	78,23	sep-1999	107,10	126,88	dic-2003	45,60	38,77
jul-1995	91,60	76,26	oct-1999	31,60	60,72	ene-2004	18,10	20,94
ago-1995	40,10	63,38	nov-1999	23,80	26,44	feb-2004	58,90	33,31
sep-1995	28,40	33,66	dic-1999	135,00	108,59	mar-2004	49,90	44,67

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Pilahuin								
Coordenadas 1° 18' 6" S 78° 43' 56" W								
Cod. M0376								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
abr-2004	104,60	82,39	jul-2008	71,60	60,80	oct-2012	67,30	46,97
may-2004	113,80	116,04	ago-2008	71,40	64,49	nov-2012	45,30	47,10
jun-2004	51,00	70,07	sep-2008	52,90	54,60	dic-2012	32,20	28,73
jul-2004	62,20	54,24	oct-2008	80,90	59,98	ene-2013	49,10	33,03
ago-2004	36,30	39,30	nov-2008	90,90	78,78	feb-2013	80,70	57,48
sep-2004	48,50	36,54	dic-2008	59,20	71,41	mar-2013	56,30	59,15
oct-2004	46,00	38,30	ene-2009	93,00	75,56	abr-2013	54,20	46,25
nov-2004	71,40	53,73	feb-2009	60,00	70,85	may-2013	88,50	64,68
dic-2004	47,80	53,31	mar-2009	45,20	43,96	jun-2013	50,80	58,93
ene-2005	25,00	31,46	abr-2009	80,00	61,82	jul-2013	63,40	48,91
feb-2005	103,40	68,12	may-2009	29,80	50,72	ago-2013	37,80	41,03
mar-2005	109,10	107,09	jun-2009	90,10	58,70	sep-2013	29,20	30,56
abr-2005	108,50	110,73	jul-2009	69,10	75,21	oct-2013	59,50	38,67
may-2005	54,00	69,11	ago-2009	19,60	32,18	nov-2013	12,40	28,02
jun-2005	77,20	59,13	sep-2009	14,50	9,42	dic-2013	39,50	
jul-2005	40,30	47,65	oct-2009	37,30	17,20			
ago-2005	22,70	21,96	nov-2009	18,60	18,97			
sep-2005	32,31	18,56	dic-2009	29,50	14,77			
oct-2005	44,20	29,53	ene-2010	22,60	16,99			
nov-2005	43,20	34,21	feb-2010	60,10	40,82			
dic-2005	118,70	97,06	mar-2010	51,20	46,61			
ene-2006	55,70	76,00	abr-2010	107,00	73,62			
feb-2006	64,20	52,57	may-2010	88,10	98,97			
mar-2006	78,40	64,03	jun-2010	110,50	110,88			
abr-2006	81,30	71,03	jul-2010	36,60	63,32			
may-2006	46,60	52,85	ago-2010	47,90	42,99			
jun-2006	92,10	70,92	sep-2010	55,10	42,25			
jul-2006	17,70	43,85	oct-2010	27,70	37,04			
ago-2006	45,30	43,18	nov-2010	107,20	77,95			
sep-2006	33,60	30,69	dic-2010	86,10	89,42			
oct-2006	38,30	37,75	ene-2011	37,80	51,64			
nov-2006	58,20	39,86	feb-2011	71,60	49,81			
dic-2006	79,80	64,91	mar-2011	43,00	47,50			
ene-2007	56,50	60,13	abr-2011	142,60	109,80			
feb-2007	16,50	24,77	may-2011	98,60	109,64			
mar-2007	106,10	66,64	jun-2011	66,90	75,25			
abr-2007	92,20	100,20	jul-2011	63,40	60,96			
may-2007	59,50	67,30	ago-2011	56,90	52,04			
jun-2007	166,50	141,44	sep-2011	40,61	43,45			
jul-2007	21,40	79,11	oct-2011	29,70	25,18			
ago-2007	96,00	62,21	nov-2011	80,80	59,61			
sep-2007	29,80	54,85	dic-2011	116,00	107,14			
oct-2007	54,90	45,47	ene-2012	101,10	98,36			
nov-2007	59,00	53,77	feb-2012	94,70	97,61			
dic-2007	54,60	53,21	mar-2012	62,90	68,62			
ene-2008	82,30	64,97	abr-2012	126,50	108,78			
feb-2008	106,80	111,15	may-2012	61,40	81,39			
mar-2008	84,20	84,70	jun-2012	38,40	41,20			
abr-2008	113,90	109,56	jul-2012	36,80	28,21			
may-2008	117,00	120,97	ago-2012	57,30	40,55			
jun-2008	58,40	79,33	sep-2012	41,00	45,31			

Tabla K.3: Serie precipitación modelada sur microcuena río Ambato

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Urbina								
Coordenadas 1° 29' 0" S 78° 41' 0" W								
Cod. M0376								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
ene-1966	82.70		abr-1970	83.30	78.48	jul-1974	92.80	95.73
feb-1966	73.60	77.22	may-1970	101.40	93.93	ago-1974	57.60	71.87
mar-1966	112.80	96.72	jun-1970	60.70	77.21	sep-1974	79.00	70.18
abr-1966	107.00	109.28	jul-1970	2.80	26.32	oct-1974	79.30	79.09
may-1966	68.70	84.23	ago-1970	5.90	4.55	nov-1974	61.30	68.55
jun-1966	68.10	68.26	sep-1970	9.00	7.65	dic-1974	182.00	132.68
jul-1966	72.80	70.79	oct-1970	75.30	48.17	ene-1975	105.30	136.49
ago-1966	40.80	53.76	nov-1970	73.90	74.38	feb-1975	65.80	81.82
sep-1966	45.40	43.43	dic-1970	33.50	49.89	mar-1975	84.80	76.96
oct-1966	81.80	66.87	ene-1971	35.40	34.54	abr-1975	110.60	99.99
nov-1966	70.30	74.90	feb-1971	77.20	60.06	may-1975	91.90	99.44
dic-1966	109.60	93.48	mar-1971	149.10	119.69	jun-1975	108.10	101.40
ene-1967	69.40	85.71	abr-1971	91.20	114.72	jul-1975	119.60	114.82
feb-1967	42.60	53.44	may-1971	70.90	79.09	ago-1975	105.60	111.22
mar-1967	68.10	57.61	jun-1971	81.30	76.97	sep-1975	73.50	86.50
abr-1967	96.80	85.01	jul-1971	86.20	84.11	oct-1975	109.60	94.79
may-1967	76.20	84.51	ago-1971	87.50	86.88	nov-1975	77.80	90.68
jun-1967	122.80	103.71	sep-1971	51.70	66.21	dic-1975	103.50	92.93
jul-1967	107.10	113.41	oct-1971	73.70	64.64	ene-1976	68.50	82.69
ago-1967	81.00	91.56	nov-1971	69.00	70.83	feb-1976	44.90	54.44
sep-1967	67.00	72.62	dic-1971	11.00	34.57	mar-1976	51.30	48.60
oct-1967	137.60	108.72	ene-1972	48.00	32.82	abr-1976	82.80	69.86
nov-1967	35.10	76.81	feb-1972	109.30	84.21	may-1976	109.60	98.58
dic-1967	18.20	25.00	mar-1972	152.20	134.61	jun-1976	107.50	108.27
ene-1968	111.20	73.18	abr-1972	131.90	140.09	jul-1976	123.20	116.71
feb-1968	72.10	87.96	may-1972	28.40	70.52	ago-1976	92.00	104.64
mar-1968	116.70	98.42	jun-1972	94.30	67.33	sep-1976	62.60	74.50
abr-1968	55.10	80.13	jul-1972	101.40	98.42	oct-1976	79.20	72.34
may-1968	19.10	33.69	ago-1972	26.30	56.84	nov-1976	95.30	88.65
jun-1968	96.10	64.61	sep-1972	58.00	44.98	dic-1976	47.50	66.91
jul-1968	92.70	94.00	oct-1972	28.50	40.44	ene-1977	15.50	28.46
ago-1968	41.00	62.00	nov-1972	98.90	70.10	feb-1977	54.60	38.56
sep-1968	115.60	85.09	dic-1972	40.70	64.35	mar-1977	101.90	82.52
oct-1968	96.80	104.39	ene-1973	58.20	50.97	abr-1977	115.20	109.69
nov-1968	67.60	79.42	feb-1973	81.90	72.15	may-1977	35.30	67.80
dic-1968	19.80	39.21	mar-1973	94.70	89.39	jun-1977	72.40	57.18
ene-1969	36.30	29.48	abr-1973	131.60	116.46	jul-1977	63.50	67.04
feb-1969	41.30	39.17	may-1973	62.70	90.71	ago-1977	84.80	76.02
mar-1969	111.00	82.48	jun-1973	64.50	63.68	sep-1977	108.60	98.80
abr-1969	150.70	134.42	jul-1973	102.40	86.85	oct-1977	44.00	70.26
may-1969	55.60	94.30	ago-1973	94.10	97.40	nov-1977	68.90	58.66
jun-1969	64.80	60.96	sep-1973	92.30	92.94	dic-1977	50.80	58.09
jul-1969	38.60	49.20	oct-1973	25.10	52.42	ene-1978	78.00	66.82
ago-1969	58.60	50.35	nov-1973	45.20	36.91	feb-1978	131.30	109.47
sep-1969	103.40	85.04	dic-1973	68.40	58.85	mar-1978	69.90	94.85
oct-1969	147.80	129.60	ene-1974	68.60	68.43	abr-1978	219.80	158.58
nov-1969	171.30	161.63	feb-1974	66.10	67.03	may-1978	78.60	136.10
dic-1969	108.90	134.26	mar-1974	10.39	33.02	jun-1978	101.20	91.89
ene-1970	101.90	104.67	abr-1974	123.80	77.46	jul-1978	112.00	107.51
feb-1970	147.10	128.58	may-1974	60.40	86.17	ago-1978	76.70	91.01
mar-1970	71.70	102.36	jun-1974	100.20	83.88	sep-1978	113.30	98.28

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Urbina								
Coordenadas 1° 29' 0" S 78° 41' 0" W								
Cod. M0376								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
oct-1978	10.20	52.16	ene-1983	67.50	97.31	abr-1987	160.80	140.56
nov-1978	12.60	11.53	feb-1983	119.20	98.03	may-1987	101.00	125.30
dic-1978	58.40	39.63	mar-1983	113.20	115.56	jun-1987	37.10	63.07
ene-1979	4.80	26.57	abr-1983	172.30	148.11	jul-1987	35.30	35.94
feb-1979	40.10	25.61	may-1983	115.40	138.52	ago-1987	60.20	49.96
mar-1979	68.30	56.71	jun-1983	34.80	67.58	sep-1987	42.90	49.87
abr-1979	105.70	90.36	jul-1983	26.90	30.03	oct-1987	57.80	51.63
may-1979	99.50	101.94	ago-1983	35.20	31.73	nov-1987	55.30	56.23
jun-1979	47.80	68.80	sep-1983	74.90	58.62	dic-1987	2.50	23.68
jul-1979	100.70	79.04	oct-1983	72.60	73.45	ene-1988	41.80	25.68
ago-1979	34.40	61.35	nov-1983	13.60	37.57	feb-1988	142.80	101.52
sep-1979	78.00	60.13	dic-1983	86.70	56.80	mar-1988	44.20	84.32
oct-1979	15.20	40.72	ene-1984	57.30	69.20	abr-1988	108.10	81.95
nov-1979	19.40	17.60	feb-1984	76.30	68.46	may-1988	136.00	124.53
dic-1979	58.30	42.35	mar-1984	59.20	66.08	jun-1988	80.60	103.10
ene-1980	101.60	83.85	abr-1984	110.70	89.61	jul-1988	122.00	105.03
feb-1980	41.90	66.16	may-1984	73.30	88.46	ago-1988	101.40	109.71
mar-1980	84.20	66.86	jun-1984	105.60	92.34	sep-1988	31.90	60.16
abr-1980	80.50	81.92	jul-1984	57.50	77.03	oct-1988	133.20	91.80
may-1980	78.10	78.99	ago-1984	34.90	44.03	nov-1988	107.30	117.77
jun-1980	46.30	59.18	sep-1984	156.70	106.94	dic-1988	26.90	59.60
jul-1980	43.30	44.43	oct-1984	52.90	95.14	ene-1989	109.40	75.66
ago-1980	58.00	51.92	nov-1984	122.66	94.12	feb-1989	63.90	82.37
sep-1980	53.00	54.95	dic-1984	33.34	69.68	mar-1989	190.20	138.60
oct-1980	138.30	103.42	ene-1985	31.50	32.16	abr-1989	50.30	107.27
nov-1980	79.20	103.21	feb-1985	10.20	18.80	may-1989	120.30	91.66
dic-1980	28.50	49.09	mar-1985	43.40	29.77	jun-1989	205.90	170.90
ene-1981	37.00	33.44	abr-1985	55.60	50.54	jul-1989	101.20	143.81
feb-1981	64.60	53.25	may-1985	253.90	172.94	ago-1989	13.50	49.18
mar-1981	109.10	90.86	jun-1985	60.10	139.05	sep-1989	47.50	33.54
abr-1981	151.40	134.06	jul-1985	58.00	58.77	oct-1989	83.90	68.97
may-1981	113.50	128.87	ago-1985	71.50	65.90	nov-1989	21.50	46.86
jun-1981	42.20	71.19	sep-1985	63.90	66.91	dic-1989	3.50	10.75
jul-1981	85.20	67.57	oct-1985	40.90	50.19	ene-1990	31.50	19.99
ago-1981	31.80	53.49	nov-1985	27.20	32.70	feb-1990	88.50	65.16
sep-1981	27.00	28.87	dic-1985	43.30	36.64	mar-1990	50.50	65.91
oct-1981	72.90	54.09	ene-1986	20.50	29.71	abr-1990	77.40	66.34
nov-1981	91.20	83.65	feb-1986	46.10	35.57	may-1990	104.20	93.18
dic-1981	68.80	77.85	mar-1986	108.70	83.08	jun-1990	65.90	81.43
ene-1982	72.20	70.72	abr-1986	77.20	89.96	jul-1990	65.70	65.69
feb-1982	29.40	46.77	may-1986	90.30	84.87	ago-1990	51.60	57.26
mar-1982	84.30	61.82	jun-1986	79.00	83.52	sep-1990	17.70	31.44
abr-1982	172.30	136.32	jul-1986	81.10	80.15	oct-1990	189.70	119.46
may-1982	103.50	131.47	ago-1986	34.00	53.12	nov-1990	24.60	91.84
jun-1982	53.20	73.62	sep-1986	94.40	69.68	dic-1990	45.60	36.95
jul-1982	77.80	67.68	oct-1986	69.00	79.27	ene-1991	19.80	30.23
ago-1982	44.20	57.81	nov-1986	48.00	56.48	feb-1991	17.00	18.05
sep-1982	29.50	35.41	dic-1986	38.00	41.99	mar-1991	104.30	68.61
oct-1982	91.80	66.30	ene-1987	20.80	27.73	abr-1991	49.50	71.76
nov-1982	75.60	82.12	feb-1987	142.10	92.54	may-1991	105.60	82.63
dic-1982	140.80	114.12	mar-1987	111.40	123.83	jun-1991	94.80	99.12

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Urbina								
Coordenadas 1° 29' 0" S 78° 41' 0" W								
Cod. M0376								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
jul-1991	111,80	104,78	oct-1995	112,10	78,57	ene-2000	67,50	127,08
ago-1991	40,90	69,73	nov-1995	138,00	127,35	feb-2000	166,10	126,63
sep-1991	17,00	26,66	dic-1995	65,60	95,04	mar-2000	107,80	129,07
oct-1991	48,40	35,50	ene-1996	87,80	78,66	abr-2000	139,80	135,49
nov-1991	114,70	87,57	feb-1996	194,50	150,89	may-2000	349,70	310,19
dic-1991	11,70	53,62	mar-1996	126,70	154,26	jun-2000	139,00	229,96
ene-1992	8,70	9,83	abr-1996	234,30	190,33	jul-2000	36,00	72,27
feb-1992	84,00	53,20	may-1996	145,40	181,57	ago-2000	83,90	65,63
mar-1992	165,60	132,23	jun-1996	111,40	125,18	sep-2000	86,00	81,80
abr-1992	77,60	113,40	jul-1996	76,90	90,88	oct-2000	16,00	42,82
may-1992	57,90	65,85	ago-1996	51,20	61,59	nov-2000	30,00	18,23
jun-1992	36,30	45,02	sep-1996	72,80	63,90	dic-2000	76,40	52,59
jul-1992	82,90	63,81	oct-1996	42,30	54,65	ene-2001	62,62	64,21
ago-1992	29,20	51,01	nov-1996	77,10	62,82	feb-2001	93,14	78,24
sep-1992	47,40	39,89	dic-1996	44,10	57,47	mar-2001	103,41	93,77
oct-1992	29,90	36,95	ene-1997	87,70	69,83	abr-2001	116,37	106,93
nov-1992	38,10	34,67	feb-1997	100,90	95,43	may-2001	80,42	100,75
dic-1992	17,30	25,69	mar-1997	103,80	102,53	jun-2001	75,03	73,94
ene-1993	20,00	18,81	abr-1997	65,50	81,03	jul-2001	74,32	73,81
feb-1993	104,20	69,77	may-1997	103,80	88,09	ago-2001	33,33	46,92
mar-1993	104,20	104,11	jun-1997	59,60	77,54	sep-2001	56,16	41,46
abr-1993	119,80	113,35	jul-1997	96,20	81,18	oct-2001	37,76	41,75
may-1993	104,30	110,53	ago-1997	59,30	74,26	nov-2001	37,20	31,34
jun-1993	44,40	68,74	sep-1997	72,30	66,91	dic-2001	78,53	57,20
jul-1993	127,40	93,46	oct-1997	52,50	60,49	ene-2002	39,35	49,48
ago-1993	33,80	71,88	nov-1997	182,90	129,63	feb-2002	73,01	56,21
sep-1993	37,50	35,90	dic-1997	87,70	126,44	mar-2002	104,21	95,75
oct-1993	136,60	96,09	ene-1998	49,90	65,23	abr-2002	137,93	119,95
nov-1993	71,00	97,66	feb-1998	91,90	74,68	may-2002	116,86	121,66
dic-1993	48,60	57,65	mar-1998	61,60	73,87	jun-2002	86,18	97,98
ene-1994	78,20	66,04	abr-1998	138,50	107,05	jul-2002	90,58	83,14
feb-1994	119,40	102,51	may-1998	179,40	162,63	ago-2002	38,55	55,90
mar-1994	159,30	142,94	jun-1998	128,80	149,35	sep-2002	32,56	29,28
abr-1994	122,20	137,24	jul-1998	144,30	137,89	oct-2002	137,70	101,52
may-1994	80,00	97,12	ago-1998	70,20	100,33	nov-2002	87,40	103,28
jun-1994	71,60	74,94	sep-1998	32,80	47,96	dic-2002	90,30	84,34
jul-1994	79,50	76,19	oct-1998	125,10	87,37	ene-2003	89,60	84,97
ago-1994	119,40	103,04	nov-1998	87,50	102,75	feb-2003	67,20	70,59
sep-1994	59,10	83,60	dic-1998	83,50	85,04	mar-2003	99,20	81,19
oct-1994	65,50	62,80	ene-1999	59,60	69,26	abr-2003	73,00	78,82
nov-1994	151,30	116,22	feb-1999	199,90	142,59	may-2003	76,30	69,57
dic-1994	94,30	117,46	mar-1999	150,90	170,79	jun-2003	95,20	83,03
ene-1995	58,50	73,01	abr-1999	163,10	158,04	jul-2003	83,00	82,88
feb-1995	31,30	42,30	may-1999	89,50	119,43	ago-2003	32,00	47,69
mar-1995	137,60	94,16	jun-1999	135,20	116,47	sep-2003	71,80	50,17
abr-1995	109,00	120,57	jul-1999	45,20	75,73	oct-2003	104,60	92,10
may-1995	126,70	119,39	ago-1999	107,80	80,02	nov-2003	134,40	117,56
jun-1995	37,30	73,67	sep-1999	162,40	177,52	dic-2003	122,10	121,74
jul-1995	136,90	96,19	oct-1999	37,80	87,13	ene-2004	44,20	70,95
ago-1995	41,10	80,08	nov-1999	24,90	33,09	feb-2004	56,80	47,59
sep-1995	30,10	34,50	dic-1999	208,50	161,06	mar-2004	107,20	81,81

PRECIPITACION MODELO (mm)								
Estacion: Urbina								
Coordenadas 1° 29' 0" S 78° 41' 0" W								
Cod. M0376								
Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN		Fecha	PRECIPITACIÓN	
	Obs.	Mod.		Obse.	Mod.		Obse.	Mod.
abr-2004	153,60	143,12	jul-2008	118,00	89,51	oct-2012	140,60	88,45
may-2004	33,90	92,42	ago-2008	94,20	102,10	nov-2012	58,20	87,48
jun-2004	86,30	61,65	sep-2008	80,20	81,61	dic-2012	34,30	38,45
jul-2004	57,90	68,52	oct-2008	123,00	102,21	ene-2013	60,00	44,74
ago-2004	72,40	63,48	nov-2008	91,60	99,49	feb-2013	82,00	68,01
sep-2004	82,40	74,28	dic-2008	89,80	94,05	mar-2013	43,30	54,51
oct-2004	102,00	90,12	ene-2009	69,70	78,90	abr-2013	101,00	72,49
nov-2004	61,90	74,96	feb-2009	86,40	80,35	may-2013	106,50	99,58
dic-2004	59,90	60,08	mar-2009	69,70	72,20	jun-2013	43,50	64,16
ene-2005	73,60	67,68	abr-2009	93,60	88,39	jul-2013	64,20	50,60
feb-2005	62,40	71,39	may-2009	36,10	59,98	ago-2013	33,50	41,48
mar-2005	85,90	81,18	jun-2009	90,30	69,58	sep-2013	28,90	31,78
abr-2005	74,80	82,68	jul-2009	50,80	66,56	oct-2013	76,00	54,34
may-2005	95,80	84,42	ago-2009	28,98	31,95	nov-2013	58,70	63,32
jun-2005	64,88	71,58	sep-2009	26,26	23,44	dic-2013	40,40	
jul-2005	50,73	52,45	oct-2009	76,05	50,13			
ago-2005	28,29	31,40	nov-2009	22,60	39,63			
sep-2005	15,86	16,02	dic-2009	22,10	16,43			
oct-2005	78,90	47,12	ene-2010	30,30	21,74			
nov-2005	75,30	71,39	feb-2010	24,00	27,94			
dic-2005	148,05	131,74	mar-2010	65,60	44,66			
ene-2006	57,79	95,67	abr-2010	139,54	104,44			
feb-2006	58,58	52,09	may-2010	108,19	129,46			
mar-2006	95,86	77,96	jun-2010	88,75	104,22			
abr-2006	82,06	81,52	jul-2010	85,89	94,47			
may-2006	55,62	61,33	ago-2010	56,51	65,62			
jun-2006	106,63	88,19	sep-2010	59,57	56,26			
jul-2006	49,90	70,83	oct-2010	39,96	45,87			
ago-2006	50,86	52,40	nov-2010	159,32	120,78			
sep-2006	61,26	58,30	dic-2010	105,64	127,24			
oct-2006	110,00	93,49	ene-2011	59,33	74,85			
nov-2006	109,00	107,02	feb-2011	120,78	92,43			
dic-2006	130,60	125,63	mar-2011	67,60	85,25			
ene-2007	93,30	102,37	abr-2011	148,34	127,69			
feb-2007	67,50	74,14	may-2011	53,10	89,87			
mar-2007	153,00	121,03	jun-2011	39,50	40,70			
abr-2007	153,10	163,97	jul-2011	61,50	53,82			
may-2007	54,30	89,13	ago-2011	43,50	46,37			
jun-2007	170,60	136,60	sep-2011	52,20	48,11			
jul-2007	100,50	138,00	oct-2011	49,40	45,26			
ago-2007	76,20	81,08	nov-2011	97,90	83,04			
sep-2007	87,50	88,43	dic-2011	120,80	113,29			
oct-2007	86,10	85,03	ene-2012	113,60	112,29			
nov-2007	114,50	109,28	feb-2012	94,00	103,19			
dic-2007	88,70	96,21	mar-2012	66,90	75,86			
ene-2008	108,50	102,15	abr-2012	116,60	106,71			
feb-2008	147,90	144,71	may-2012	57,00	80,88			
mar-2008	136,30	142,40	jun-2012	37,80	42,91			
abr-2008	130,80	140,31	jul-2012	38,30	35,51			
may-2008	87,90	112,99	ago-2012	44,60	36,26			
jun-2008	54,50	69,02	sep-2012	24,40	34,61			