

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL Y AMBIENTAL

**ESTUDIO DE LA RELACIÓN EN LA PRECIPITACIÓN REGISTRADA
POR TRES TIPOS DE SENSORES Y SU VARIABILIDAD ESPACIO-
TEMPORAL EN LA CUENCA DEL GLACIAR 15 DEL ANTISANA**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA
AMBIENTAL**

DANIELA NATHALY PAILLACHO CHICAIZA
paillacho.daniela27@gmail.com

DIRECTOR: LUIS RIGOBERTO MAISINCHO GUAGRILLA, PhD.
lmaisincho@inamhi.gob.ec

CODIRECTOR: LENIN VLADIMIR CAMPOZANO PARRA, PhD.
lenin.campozano@epn.edu.ec

Quito, Noviembre 2019

DECLARACIÓN

Yo, Daniela Nathaly Paillacho Chicaiza, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

La Escuela Politécnica Nacional puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

DANIELA NATHALY PAILLACHO CHICAIZA

CERTIFICACIÓN

Certificamos que el presente trabajo fue desarrollado por Daniela Nathaly Paillacho Chicaiza, bajo nuestra supervisión.

Dr. Luis Rigoberto Maisincho

Guagrilla

DIRECTOR DE PROYECTO

Dr. Lenin Vladimir Campozano

Parra

CODIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por darme salud y vida, por regalarme bendiciones y fuerzas para luchar cada día.

A mis padres Carlos y Fanny, por su inmenso amor y sacrificio. Gracias por creer en mí, por ser mi apoyo incondicional en cada etapa de mi vida y ser los alentadores de mis sueños y motivo para seguir adelante. Gracias por ser los mejores padres.

A mis hermanos Vicente y Valeria, por su amor y confianza, por alegrar mis días con sus ocurrencias y travesuras, por ser mi inspiración para continuar en mi camino. Gracias por compartir tantos momentos a mi lado.

A mis abuelitos Segundo, Delia y Rosa, por brindarme su cariño, sus consejos, su bondad y cuidar de toda su familia.

A mis angelitos del cielo, a mi abuelito Vicente por haber sido un gran padre para sus hijos y por haberme regalado un padre maravilloso, y a mi tía-madrina Lucía, por cuidarme durante mi niñez y haber sido una gran luchadora para su familia. Gracias a ustedes por cuidar a su familia desde el cielo.

A mis tíos y primos, por brindarme su cariño incondicional, por acompañarme en cada uno de mis logros, por compartir momentos agradables y ser la gran familia que somos.

A Vinicio, por haberme brindado su confianza, comprensión y apoyo incondicional durante esta etapa de mi vida.

A mis amigos y compañeros, con quienes he compartido gratos momentos e inolvidables recuerdos durante mi vida estudiantil, en especial a Marco, Vane y Karen por su amistad y por ser un gran aporte para mi vida personal y profesional. A mi director de tesis, Dr. Luis Maisincho, por haberme brindado su confianza, motivación, sabiduría y sobre todo su tiempo y paciencia para lograr los objetivos de este proyecto. Mis más sinceros agradecimientos.

A mi codirector de tesis, Dr. Lenin Campozano, por haberme brindado su colaboración y respaldo en la realización de este proyecto.

A la Escuela Politécnica Nacional, al proyecto GREATICE e INAMHI por haberme brindado su apoyo y colaboración para la realización de este proyecto.

Daniela Nathaly

DEDICATORIA

A mis padres, Carlos y Fanny y a mis hermanos Vicente y Valeria por darme todo su amor, cariño y la fuerza para seguir adelante.

Daniela Nathaly

CONTENIDO

DECLARACIÓN	ii
CERTIFICACIÓN	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
DEDICATORIA.....	vi
CONTENIDO.....	vii
ÍNDICE DE TABLAS	xii
ÍNDICE DE FIGURAS	xiv
SIMBOLOGÍA Y SIGLAS.....	xvi
RESUMEN	xvii
ABSTRACT	xix
PRESENTACIÓN	xxi
CAPÍTULO 1	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	1
1.2 OBJETIVOS	4
1.2.1 OBJETIVO GENERAL	4
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
1.3 ALCANCE	4
1.4 JUSTIFICACIÓN.....	5
CAPÍTULO 2	7
ZONA DE ESTUDIO Y CLIMA	7
2.1 VOLCÁN ANTISANA	7
2.1.1 GLACIAR 15.....	8

2.1.2 ESTACIÓN METEOROLÓGICA ORE	9
2.2 CLIMA	10
CAPÍTULO 3	14
MARCO TEÓRICO Y ESTADO DEL ARTE	14
3.1 CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA	14
3.2 LA PRECIPITACIÓN	15
3.2.1 TIPOS Y ORIGEN DE LA PRECIPITACIÓN	15
3.2.2 FACTORES QUE AFECTAN LA DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN	17
3.2.3 LA PRECIPITACIÓN EN EL ANTISANA	18
3.2.4 IMPORTANCIA DE LA PRECIPITACIÓN EN LOS BALANCES DE MASA GLACIOLÓGICO E HIDROLÓGICO PARA LA ZONA DE ESTUDIO	19
3.3 MEDICIONES DE PRECIPITACIÓN EN LA ZONA DE ESTUDIO	22
3.3.1 INSTRUMENTOS UTILIZADOS PARA LAS MEDICIONES	22
3.3.2 INCERTIDUMBRES Y ERRORES EN LAS MEDICIONES	26
3.4 ESTADO DEL ARTE	27
3.4.1 REVISIÓN DE INVESTIGACIONES EN LOS ANDES TROPICALES	28
CAPÍTULO 4	32
DATOS Y METODOLOGÍA	32
4.1 DATOS	32
4.1.1 DATOS METEOROLÓGICOS	32
4.1.2 INVENTARIO DE DATOS METEOROLÓGICOS	35
4.2 TRATAMIENTO DE LOS DATOS DE LA RED DE PLUVIÓGRAFOS	36
4.2.1 VERIFICACIÓN DE LOS DATOS BRUTOS	37

4.2.2 RELLENO DE DATOS.....	39
4.3 TRATAMIENTO DE LOS DATOS DEL GEONOR	41
4.3.1 DATOS BRUTOS DEL GEONOR.....	42
4.3.2 CORRECCIÓN POR EFECTO DEL VIENTO	42
4.3.3 ESTIMACIÓN DE LA FASE DE PRECIPITACIÓN	46
4.3.4 ECUACIONES DE CORRECCIÓN PARA LOS DATOS DE PRECIPITACIÓN DEL GEONOR	47
4.3.5 PERIODO DE CONTROL.....	49
4.4 TRATAMIENTO DE LOS DATOS DE LA SONDA ULTRASONIDO	50
4.4.1 DATOS BRUTOS DE LA SONDA ULTRASONIDO.....	50
4.4.2 INFLUENCIA DE LA TEMPERATURA, LA HUMEDAD Y EL VIENTO EN LAS MEDICIONES	52
4.4.3 MÉTODO DE SICART ET AL. (2002).....	53
4.5 HOMOGENIZACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN	53
4.5.1 FACTOR PARA CORREGIR LAS MEDICIONES DEL PLUVIÓGRAFO UTILIZANDO EL GEONOR	53
4.6 ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN	56
4.6.1 CICLO DIARIO DE LA PRECIPITACIÓN	57
4.6.2 DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN MENSUAL.....	57
4.6.3 VARIACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ANUAL	57
4.6.4 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN.....	57
4.7 ESTIMACIÓN DE LOS GRADIENTES ALTITUDINALES	59
4.7.1 RELACIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN, LOS GRADIENTES ANTITUDINALES Y LOS ÍNDICES CLIMÁTICOS.....	61
CAPÍTULO 5	63

RESULTADOS Y DISCUSIÓN	63
5.1 ADAPTACIÓN DE LAS METODOLOGÍAS DESARROLLADAS EN LOS ANDES TROPICALES	63
5.1.1 SERIES CORREGIDAS DEL GEONOR.....	63
5.1.2 SERIES TRATADAS DE LA SONDA ULTRASONIDO.....	68
5.2 ANÁLISIS DE LA INTERCOMPARACIÓN ENTRE LOS TRES TIPOS DE SENSORES INSTALADOS A 4900 m.s.n.m.....	69
5.2.1 SERIES RELLENADAS DE LA RED DE PLUVIÓGRAFOS	69
5.2.2 COMPARACIÓN ENTRE EL GEONOR Y EL PLUVIÓGRAFO	70
5.2.3 COMPARACIÓN ENTRE EL GEONOR Y LA SONDA ULTRASONIDO	72
5.2.4 INTERCOMPARACIÓN ENTRE EL TOTALIZADOR, PLUVIÓGRAFO Y GEONOR.....	74
5.3 HOMOGENIZACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ENTRE LOS 4200 Y 4900 m.s.n.m.....	75
5.4 ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD ESPACIO – TEMPORAL EN LA RED DE PLUVIÓGRAFOS	77
5.4.1 CICLO DIARIO DE LA PRECIPITACIÓN	77
5.4.2 DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN MENSUAL.....	79
5.4.3 VARIACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ANUAL	81
5.4.4 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN.....	84
5.5 ANÁLISIS DEL GRADIENTE DE PRECIPITACIÓN ALTITUDINAL	87
5.5.1 RELACIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN, LOS GRADIENTES ALTITUDINALES Y LOS ÍNDICES CLIMÁTICOS	88
5.6 BASE DE DATOS Y PROTOCOLOS PARA EL TRATAMIENTO DE DATOS.....	92

CAPÍTULO 6	93
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	93
6.1 CONCLUSIONES.....	93
6.2 RECOMENDACIONES	95
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97
ANEXOS	109

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 4.1: SENSORES INSTALADOS EN LA CUENCA DEL GLACIAR 15 DEL ANTISANA	34
TABLA 4.2: COORDENADAS GEOGRÁFICAS DE LOS PLUVIÓGRAFOS Y LA ESTACIÓN ORE EN EL ANTISANA	34
TABLA 4.3: PORCENTAJE DE DATOS SEMIHORARIOS DISPONIBLES PARA LA RED DE PLUVIÓGRAFOS	38
TABLA 4.4: CORRELACIONES A NIVEL DIARIO, MENSUAL Y ANUAL RESPECTIVAMENTE ENTRE LA RED DE PLUVIÓGRAFOS.....	41
TABLA 4.5: VALORES RECOMENDADOS DE α PARA DIFERENTES EXPOSICIONES	46
TABLA 4.6: PERIODO DE CONTROL.....	50
TABLA 4.7: PORCENTAJE DE DATOS SEMIHORARIOS DISPONIBLES EN LA SONDA ULTRASONIDO.....	51
TABLA 4.8: MÉTODOS PARA DETERMINAR EL FACTOR DE CORRECCIÓN	55
TABLA 4.9: ESTIMACIÓN DE LOS FACTORES DE CORRECCIÓN PARA LA HOMOGENIZACIÓN DE LA RED DE PLUVIÓGRAFOS	56
TABLA 4.10 ÍNDICES CLIMÁTICOS	62
TABLA 5.1: PORCENTAJE DE INCREMENTO DE LA PRECIPITACIÓN EN EL GEONOR	64
TABLA 5.2: PRECIPITACIONES MEDIDAS POR EL GEONOR. PERIODO 2005-2017	65
TABLA 5.3: PORCENTAJE DE INCREMENTO DEL PLUVIÓGRAFO RESPECTO AL GEONOR.....	71
TABLA 5.4: CORRELACIÓN PLUVIÓGRAFOS-TOTALIZADORES-GEONOR. PERIODO DE ANÁLISIS 2002-2009.....	74
TABLA 5.5: RELACIÓN PLUVIÓGRAFO-TOTALIZADOR-GEONOR. PERIODO 2002-2009	75
TABLA 5.6: PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL EN LOS PLUVIÓGRAFOS	79

TABLA 5.7: PRECIPITACIÓN ANUAL EN LOS PLUVIÓGRAFOS.....	82
TABLA 5.8: GRADIENTES ALTITUDINALES A NIVEL ANUAL	88
TABLA 5.9: CORRELACIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN E ÍNDICES CLIMÁTICOS A NIVEL ESTACIONAL.....	90
TABLA 5.10: CORRELACIÓN ENTRE LOS GRADIENTES ALTITUDINALES E ÍNDICES CLIMÁTICOS A NIVEL ESTACIONAL.....	91

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 2.1: UBICACIÓN DEL VOLCÁN ANTISANA EN EL ECUADOR	7
FIGURA 2.2: MAPA DE ORIENTACIÓN DEL GLACIAR 15. UBICACIÓN DE LAS Lenguas Glaciares 15 α y 15 β	9
FIGURA 2.3: ESTACIÓN ORE UBICADA EN EL GLACIAR 15 DEL ANTISANA.....	10
FIGURA 2.4: EVOLUCIÓN DE LAS CONDICIONES CLIMÁTICAS MENSUALES PROMEDIO EN LA CUENCA DEL GLACIAR 15 α . 1998-2003.....	13
FIGURA 3.1: CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA	14
FIGURA 3.2: ESQUEMA DEL MOVIMIENTO DE HUMEDAD HACIA LOS ANDES DESDE EL ATLÁNTICO	19
FIGURA 3.3: PLUVIÓGRAFO DE CANGILONES	23
FIGURA 3.4: PLUVIÓGRAFO DE PESADA MARCA GEONOR T-200B.....	25
FIGURA 3.5: SONDA ULTRASONIDO MODELO SR 50.....	26
FIGURA 4.1: UBICACIÓN DE LOS PLUVIÓGRAFOS Y LA ESTACIÓN ORE EN EL ANTISANA.....	35
FIGURA 4.2: INVENTARIO DE DATOS METEOROLÓGICOS DISPONIBLES PARA EL PERIODO 2002-2017.....	36
FIGURA 4.3: CURVAS DE DOBLE MASA PARA LA RED DE PLUVIÓGRAFOS. DATOS BRUTOS	37
FIGURA 4.4: DATOS BRUTOS SEMIHORARIOS MEDIDOS POR EL GEONOR.....	42
FIGURA 4.5: BOSQUEJO DEL ANEMÓMETRO Y EL GEONOR INSTALADOS A 4900 m.s.n.m.....	44
FIGURA 4.6: DATOS BRUTOS DE LA SONDA ULTRASONIDO.....	51
FIGURA 4.7: COMPARACIÓN DE LOS MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN IDW- KRIGING	59
FIGURA 4.8: PERFIL LONGITUDINAL ENTRE LOS 4200 Y 5400 m.s.n.m.	60
FIGURA 5.1: PRECIPITACIÓN CORREGIDA Y SIN CORRECCIÓN DEL GEONOR	63

FIGURA 5.2: FASE DE PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA DEL GLACIAR ANTISANA. PERIODO 2005-2017.....	66
FIGURA 5.3: PRECIPITACIÓN SÓLIDA Y LIQUIDA CORREGIDA	67
FIGURA 5.4: PRECIPITACIÓN ANUAL DE LA SONDA ULTRASONIDO	68
FIGURA 5.5: ACUMULADOS DE LA RED DE PLUVIÓGRAFOS. DATOS RELLENADOS	70
FIGURA 5.6: COMPARACIÓN ENTRE EL GEONOR Y EL PLUVIÓGRAFO.....	72
FIGURA 5.7: COMPARACIÓN ENTRE EL GEONOR Y LA SONDA ULTRASONIDO	73
FIGURA 5.8: PRECIPITACIÓN ANUAL EN LA RED DE PLUVIÓGRAFOS. DATOS RELLENADOS Y HOMOGENIZADOS	76
FIGURA 5.9: CICLO DIARIO DE LA PRECIPITACIÓN REGISTRADA EN LOS CUATRO PLUVIÓGRAFOS.....	78
FIGURA 5.10: PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL EN LOS PLUVIÓGRAFOS	80
FIGURA 5.11: PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL	81
FIGURA 5.12: PRECIPITACIÓN ANUAL EN LOS PLUVIÓGRAFOS.....	83
FIGURA 5.13: PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL.....	84
FIGURA 5.14: DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA DEL GLACIAR 15.....	86

SIMBOLOGÍA Y SIGLAS

ENSO	El Niño-Oscilación del Sur
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
WGS84	World Geodetic System 84
T	Temperatura
u	Velocidad del viento
HR	Humedad Relativa
° C	grados Celsius
m.s ⁻¹	metros por segundo
mm	milímetros
mm.año ⁻¹	milímetros por año
m.s.n.m.	metros sobre el nivel del mar
%	porcentaje
m ³	metros cúbicos
ORE	Observatoire de Recherche pour l'Environnement
OMM	Organización Meteorológica Mundial
IDW	Ponderación de Distancia Inversa
SST	Temperatura de la Superficie del Mar
SSTA	Anomalía de la Temperatura de la Superficie del Mar
ZCIT	Zona de Convergencia Intertropical

RESUMEN

El presente proyecto estudia la relación en la precipitación registrada por tres tipos de sensores instalados en la estación ORE ubicada a 4900 m.s.n.m. durante el periodo 2005-2017 y analiza la variabilidad espacio-temporal entre los 4200 m.s.n.m. a 4900 m.s.n.m. utilizando cuatro pluviógrafos instalados sobre la cuenca del glaciar 15 del Antisana en el periodo 2002-2013. Para esto, los datos de cada sensor fueron validados, corregidos, rellenados y homogenizados de manera independiente aplicando técnicas-protocolos desarrollados por el proyecto GREATICE para la región Andina (Bolivia-Ecuador) y recomendaciones técnicas emitidas por la OMM e INAMHI. Esto permitió crear una base de datos pluviométrica de buena calidad para la cuenca del glaciar 15 a nivel semihorario, diario, mensual y anual durante el periodo de estudio.

Los tres sensores a pesar de estar instalados en un mismo sitio presentan diferentes acumulados de precipitación debido principalmente a los efectos provocados por la temperatura del aire y la velocidad del viento. En el primer caso, la fase de precipitación vinculada a la temperatura permitió separar las fases sólida y líquida en 87% y 13% respectivamente. En el segundo caso, para tomar en cuenta el efecto del viento sobre la precipitación medida por el Geonor sus registros deben ser incrementados en un 38%, mientras que el pluviógrafo debe incrementarse en un 52% y 19% para alcanzar las magnitudes del Geonor y pluviómetro totalizador respectivamente. Estos resultados ponen en evidencia que el pluviógrafo subestima sistemáticamente la precipitación. Lamentablemente el Geonor y la sonda ultrasonido no tienen correspondencia en ningún paso de tiempo, esto posiblemente debido a que la nieve en esta zona es efímera y porque el método utilizado está adaptado para una superficie glaciar y no de morrena.

La buena relación entre el pluviógrafo y el Geonor durante el periodo 2005-2017 permitió estimar los factores anuales de corrección para que el acumulado del pluviógrafo alcance el orden de magnitud del Geonor. Estos factores, comprendidos

en un rango de 1.2 a 2.3 permitieron homogenizar la red de pluviógrafos entre los 4200 m.s.n.m. y los 4900 m.s.n.m.

El análisis temporal de la precipitación a varias escalas indica que, con respecto al ciclo diario la precipitación se concentra entre las 7:00 y 12:00 horas mientras que en la noche es débil o casi nula. A escala mensual no se registran meses secos y presenta un régimen bimodal con dos picos máximos: el primero entre los meses de febrero-julio y el segundo entre octubre-diciembre. A escala anual muestra que las zonas de mayor y menor precipitación son P4 (4455 m.s.n.m.) con 1429 mm.año⁻¹ y P9 (4200 m.s.n.m.) con 1257 mm.año⁻¹ respectivamente. La distribución espacial, en el mapa de isoyetas evidencia un incremento de la precipitación en función de la altura, es decir, gradientes positivos entre P9-P4, P2 (4785 m.s.n.m.)-P0 (4900 m.s.n.m.) y P0-Zona de acumulación (5400 m.s.n.m.) sobre el glaciar. Sin embargo, entre el pluviógrafo P4 y P2 se observa una inversión de la precipitación posiblemente debido a la presencia de pequeños anticiclones formados por el cuerpo del mismo volcán y porque entre el P4 y P2 existe un cambio brusco de altitud en la transición páramo-morrena (desnivel de 330 m en 1.5 Km de distancia).

ABSTRACT

This project studies the relationship in precipitation recorded by three types of sensors installed at the ORE station located at 4900 m.a.s.l. during the 2005-2017 period and analyzes the spatio-temporal variability between 4200 m.a.s.l. at 4900 m.a.s.l. using four pluviographs installed on the basin of glacier 15 of the Antisana in the period 2002-2013. For this, the data of each sensor were validated, corrected, filled out and homogenized independently applying techniques-protocols developed by the GREATICE project for the Andean region (Bolivia-Ecuador) and technical recommendations issued by WMO and INAMHI. This allowed the creation of a good quality pluviometric database for the glacier 15 basin at a semi-hourly, daily, monthly and annual level during the study period.

The three sensors, despite being installed in the same place, have different accumulations of precipitation, mainly due to the effects caused by air temperature and wind speed. In the first case, the temperature related precipitation phase allowed the solid and liquid phases to be separated by 87% and 13% respectively. In the second case, to take into account the effect of the wind on the precipitation measured by the Geonor, its records must be increased by 38%, while the pluviograph must be increased by 52% and 19% to reach the magnitudes of the Geonor and totalizer rain gauge respectively. These results show that the pluviograph systematically underestimates precipitation. Unfortunately, the Geonor and the ultrasound probe have no correspondence at any time, this possibly because the snow in this area is ephemeral and because the method used is adapted for a glacier surface and not moraine.

The good relationship between the pluviograph and the Geonor during the 2005-2017 period allowed us to estimate the annual correction factors so that the accumulated of the pluviograph reaches the order of magnitude of the Geonor. These factors, in a range of 1.2 to 2.3, allowed homogenizing the pluviograph network between 4200 m.a.s.l. and the 4900 m.s.n.m.

The temporal analysis of the precipitation at several scales indicates that, with respect to the daily cycle, the precipitation is concentrated between 7:00 and 12:00 hours while at night it is weak or almost zero. On a monthly scale there are no dry months and it has a bimodal regime with two maximum peaks: the first between the months of February-July and the second between October-December. On an annual scale it shows that the areas with the highest and lowest pluviographs are P4 (4455 m.s.n.m.) with $1429 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ and P9 (4200 m.s.n.m.) with $1257 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ respectively. The spatial distribution in the isoyetas map shows an increase in precipitation depending on the height, that is, positive gradients between P9-P4, P2 (4785 m.a.s.l.) -P0 (4900 m.a.s.l.) and P0-Accumulation zone (5400 m.a.s.l.) over the glacier. However, between the P4 and P2 pluviographs an inversion of the precipitation is observed possibly due to the presence of small anticyclones formed by the body of the same volcano and because between P4 and P2 there is a sharp change in altitude in the moor-moraine transition (difference of 330 m in 1.5 km distance).

PRESENTACIÓN

El presente proyecto de titulación muestra un estudio de la relación en la precipitación de tres tipos de sensores instalados sobre la morrena lateral del glaciar 15α del Antisana a 4900 m.s.n.m. en el periodo 2005-2017 y un análisis de la variabilidad espacio-temporal entre 4200 m.s.n.m. a 4900 m.s.n.m. utilizando la red de pluviógrafos instalados sobre la cuenca del glaciar 15 durante el periodo 2002- 2013.

Este trabajo está compuesto por 6 capítulos:

El Capítulo 1, contiene el planteamiento del problema, los objetivos general y específicos, el alcance y la justificación.

El Capítulo 2, muestra la información de la zona de estudio: el volcán Antisana, el glaciar 15, la estación ORE y el clima.

El Capítulo 3, refiere al marco teórico donde se define: la circulación general de la atmósfera, la precipitación, sus tipos y formas, los principales factores que afectan a la precipitación, la descripción de los instrumentos de medición utilizados para la zona del Antisana y la incertidumbre de las mediciones. En el estado del arte se presenta la revisión de investigaciones en los Andes Tropicales que abordan el tema de estudio.

El Capítulo 4, presenta los datos meteorológicos disponibles para el estudio durante el periodo 2002-2017, describiendo las metodologías y técnicas adaptadas a los datos medidos por los tres tipos de sensores, la discriminación de la fase de precipitación, efectos provocados por el viento, la estimación del factor de corrección de la precipitación para homogenizar los registros provenientes de la red de pluviógrafos y la metodología de análisis de la variabilidad espacial-temporal de la precipitación entre los 4200 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m.

El Capítulo 5, presenta los resultados y discusión de los datos de precipitación obtenidos al aplicar técnicas y tratamientos independientes a cada uno de los sensores, la intercomparación entre los mismos, la homogenización de los datos y el análisis de la distribución temporal y espacial de la precipitación.

Finalmente, el Capítulo 6 muestra las conclusiones y recomendaciones del presente trabajo.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La precipitación es un elemento que define las condiciones climáticas de cualquier zona del planeta. Su distribución espacial y temporal (espacio-temporal) varía según las condiciones ambientales, terrestres y atmosféricas de cada zona (Guerra et al., 2006). Sin embargo, medir con exactitud la precipitación es muy difícil porque su medición es afectada por los siguientes factores:

- a) Orográficos: En la región tropical Andina la cordillera de los Andes actúa como una barrera orográfica natural provocando una compleja distribución de la precipitación debido a la interacción entre el transporte de los flujos de humedad desde la Amazonía producida por los vientos alisios y la topografía (Espinoza et al., 2015; Campozano et al., 2018). La precipitación en esta zona presenta fuertes gradientes altitudinales; por ejemplo: registros de precipitación medidos en la cordillera oriental del Perú, indican que en las estaciones Corani (barlovento) y Colomi (sotavento) situadas a 3250 m.s.n.m. la precipitación decrece de 2540 a 628 mm.año⁻¹ en una distancia horizontal de 10 km, este gradiente excepcional de 190 mm.km⁻¹, confirma que el efecto barlovento y sotavento juegan un papel importante en la distribución espacial de la precipitación en el lado oriental de los Andes (Armenta, 2013; Espinoza et al., 2015). También en la cordillera oriental del Ecuador la estación del Reventador situada a 1470 m.s.n.m. registra un acumulado anual de 6200 mm, mientras que a 80 km de distancia la estación Oyacachi situada a 3200 m.s.n.m. registra 1400 mm. La variación espacial entre estas dos estaciones es de 58 mm.km⁻¹ poniendo en evidencia la presencia de un fuerte gradiente de precipitación que afectan la distribución espacial de la precipitación en esta zona del Ecuador (Espinoza et al., 2009). El análisis de Campozano et al., (2016) muestra que la ZCIT cumple un rol importante en la mejora de la convección durante todo el

año pero en el verano boreal el fortalecimiento de la circulación de Walker produce hundimientos representando la estación seca de las regiones interandinas.

- b) Operativos: Durante la fase operativa para medir la precipitación se pueden cometer errores sistemáticos y aleatorios. En el primer caso el viento, humedad, evaporación, ventiscas de nevadas y salpicaduras son principalmente la causa de que las medidas de la cantidad de precipitación sea inferior (3-30%, o más) a la real; mientras que el segundo caso los errores aleatorios pueden producirse por fallas instrumentales pero estos errores con frecuencia son considerados insignificantes en vista de los altos valores que pueden alcanzar los errores sistemáticos (OMM, 2011a).

- c) Instrumentales: Actualmente los instrumentos automáticos utilizados para medir la precipitación abarcan una gran diversidad de dispositivos mecánicos, electromecánicos y electrónicos que pueden medir la precipitación con diferentes rangos de precisión (OMM, 2011b). Sin embargo, sin un adecuado mantenimiento y calibración de estos dispositivos los datos registrados podrían presentar incertidumbres que en algunos casos no sería posible evaluarlas (OMM, 2011a).

El volcán Antisana ubicado en la cordillera oriental del Ecuador está expuesto a los flujos de humedad que provienen de la Amazonía y a las masas de aire arrastradas por los vientos alisios del Atlántico que chocan con la cordillera oriental, ascienden y sufren un enfriamiento adiabático originando precipitación por el efecto orográfico (Favier et al., 2004; Favier, 2004; Vuille et al. 2007; Campozano et al., 2018). En la zona del glaciar 15 la precipitación se mide de forma continua utilizando tres tipos de sensores: i) pluviógrafo de pesada, ii) una sonda ultrasonido y iii) pluviógrafo de cangilones. Estos sensores se encuentran instalados a 4900 m de altura sobre la morrena lateral del glaciar 15. Los datos del sensor ultrasonido no han sido tratados desde su instalación en el año 2005, los registros del pluviógrafo de pesada fueron tratados parcialmente entre los años 2008 y 2009, mientras que los datos

pluviográficos de cangilones fueron tratados durante el periodo 2002-2012 y sirven como referencia hasta la actualidad (Maisincho et al., 2007). Estudios de balances de masa y energía realizados en el glaciar 15 α , donde la precipitación es un factor principal, indican que existe una subestimación del ~60% en la precipitación registrada por el pluviógrafo de cangilones mientras que los gradientes altitudinales de precipitación no han sido considerados en estos estudios (Wagnon et al., 2009; Maisincho, 2015; Basantes et al., 2016).

En la zona del Antisana, se desconoce si la subestimación de la precipitación evidenciada en el pluviógrafo de cangilones es similar en los otros sensores de pesada y ultrasonido. La zona de estudio está equipada con una red de pluviógrafos situados entre los 4000 m.s.n.m. (paramo) y 4900 m.s.n.m. (morrena), sin embargo, se desconoce la existencia de un gradiente de precipitación altitudinal y estacional entre el páramo y la morrena de la cuenca del glaciar 15 (Lhuissier, 2005; Manciatì & Freile, 2007; Buytaert et al., 2006).

Medir la precipitación es importante para una adecuada gestión de recursos hídricos. Sin embargo, el problema del submonitoreo ha sido ampliamente reportado en Ecuador. La causa de este submonitoreo se debe por un lado, a la falta de recursos asignados a las entidades gubernamentales encargadas del monitoreo climático y por otro lado, a la alta variabilidad espacial de precipitación en las zonas de montaña (Francou et al., 2013). Estimaciones de modelos globales y regionales, hasta el momento adolecen de una buena representación de precipitación en zonas montañosas tropicales principalmente a la combinación de escasos de datos y orografía heterogénea (Celleri et al., 2007; Heredia et al., 2018). Además las intensidades de precipitación en la zona tropical Andina (p. ej. Cordillera Oriental del Ecuador); presentan una variación muy marcada durante el ciclo diurno (Junquas et al., 2018). Las estimaciones satelitales en zonas montañosas tropicales todavía tienen limitaciones marcadas, especialmente en las estribaciones de la cordillera oriental (Campozano, comunicación personal). Esto pone en evidencia la importancia de contar con registros de precipitación de buena

calidad medidos in situ para calibrar los modelos globales en la cordillera oriental del Ecuador.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 OBJETIVO GENERAL

Estudiar la relación en la precipitación registrada por tres tipos de sensores y la variabilidad espacio-temporal entre el páramo (4000 m.s.n.m.) y la morrena (4900 m.s.n.m.) de la cuenca del glaciar 15 del Antisana.

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Adaptar metodologías desarrolladas en los Andes tropicales para tratar los registros provenientes de los sensores de peso y ultrasonido instalados en la morrena lateral del glaciar 15 α del Antisana a 4900 m.s.n.m.
- Intercomparar la precipitación medida por los sensores de peso, ultrasonidos y pluviógrafo aplicando métodos y protocolos desarrollados por la OMM, INAMHI y GREATICE para los glaciares tropicales Andinos.
- Analizar y homogenizar la precipitación medida entre los 4000 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m. durante el periodo 2002-2017.
- Crear una base de datos pluviométrica de buena calidad para la cuenca del glaciar 15 utilizando la información tratada y validada.
- Determinar el gradiente de precipitación espacial y temporal entre el páramo (4000 m.s.n.m.) y la morrena (4900 m.s.n.m.) del glaciar 15 del Antisana.

1.3 ALCANCE

El presente trabajo estudia la relación en la precipitación registrada por tres tipos de sensores: pluviógrafo de cangilones, pluviógrafo de pesada y sonda ultrasonido instalados en un mismo sitio a 4900 m.s.n.m. La intercomparación de los acumulados evidenciarán si existe subestimación de los pluviógrafos de cangilones

con respecto a los registros del sensor de pesada y la sonda ultrasonido. Analiza la variabilidad espacio-temporal de la precipitación entre el páramo y la morrena utilizando los registros de la red de pluviógrafos instalados en la cuenca del glaciar 15 entre los 4200 m.s.n.m. y los 4900 m.s.n.m., que permitirá contribuir al conocimiento sobre la evolución de la precipitación en cuencas de alta montaña, misma que permite determinar el aporte del glaciar y los páramos en la producción de caudales contribuyendo a mejorar los cálculos del balance de masa, energía e hídrico importantes en el análisis del impacto de las fluctuaciones climáticas y del cambio climático.

1.4 JUSTIFICACIÓN

Este trabajo pretende aportar al conocimiento existente sobre la evolución de la precipitación en cuencas de alta montaña utilizando datos medidos por diferentes sensores instalados en un mismo sitio a 4900 m.s.n.m. Para esto, la precipitación registrada en la zona del nevado Antisana fue tratada y validada aplicando técnicas estadísticas y protocolos emitidos por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) del Ecuador, además de los métodos desarrollados por el Instituto francés de Investigación para el Desarrollo (IRD) para los Andes tropicales a través de su programa regional llamado Glaciares y Recursos Agua en los Andes Tropicales e Indicadores del Ambiente (GREATICE, por sus siglas en francés).

Este ejercicio se realizó de forma diferenciada puesto que el principio de funcionamiento de cada aparato es diferente, así: a) el pluviógrafo de pesada realiza un pesaje del agua recolectada utilizando un tensiómetro que vibra en función de la tensión aplicada (Wagnon et al., 2009), b) la sonda ultrasonidos emite una señal acústica para medir la altura entre el sensor y la superficie del suelo (morrena), los cambios de distancia permiten conocer la evolución y altura de la nieve depositada en el suelo (Sicart et al., 2002), y c) el pluviógrafo de cangilones registra la precipitación mediante un sistema de báscula conectado a un switch que

emite un pulso eléctrico cuando el agua recolectada acciona el balancín (Francou & Pouyaud, 2004).

Un análisis de consistencia e intercomparación permite verificar si la subestimación de hasta el 60% de precipitación evidenciada en los pluviógrafos de cangilones (Wagnon et al., 2009; Maisincho, 2015; Basantes et al., 2016) es similar en los sensores de pesada y ultrasonido. Esto servirá para corregir la precipitación y por ende mejorar los cálculos de balance de masa, energía e hidrológico donde la precipitación es un componente principal para calcular el caudal proveniente del glaciar y páramos.

Utilizando los registros corregidos y validados es posible analizar la distribución espacio-temporal y estimar posibles gradientes de precipitación entre la zona del páramo (4000 m.s.n.m.) y la morrena (4900 m.s.n.m.) aplicando métodos que involucran las diferencias de los acumulados y de altitud.

El tratamiento y análisis de la precipitación proveniente de los pluviógrafos de cangilones, de pesada y sonda ultrasonidos instalados en la zona del Antisana a 4900 m.s.n.m. permitirá obtener una serie de precipitación inédita para el Ecuador, ya que, estos sensores son los únicos en su tipo instalados a esta altitud en el país. Los datos de precipitación tratados alimentarán la base de datos climática nacional (INAMHI-EPN) e internacional (GLACIOCLIM-GREATICE) y además permitirá a las instituciones e investigadores científicos contar con datos de buena calidad para realizar estudios hidro-meteorológicos, climáticos y glaciológicos.

Los protocolos y técnicas aplicados en este estudio servirán como referentes para futuros análisis de la precipitación en el país y de la región tropical Andina, donde vacíos e incertidumbres en la precipitación no permiten establecer con rigurosidad la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en cuencas de alta montaña.

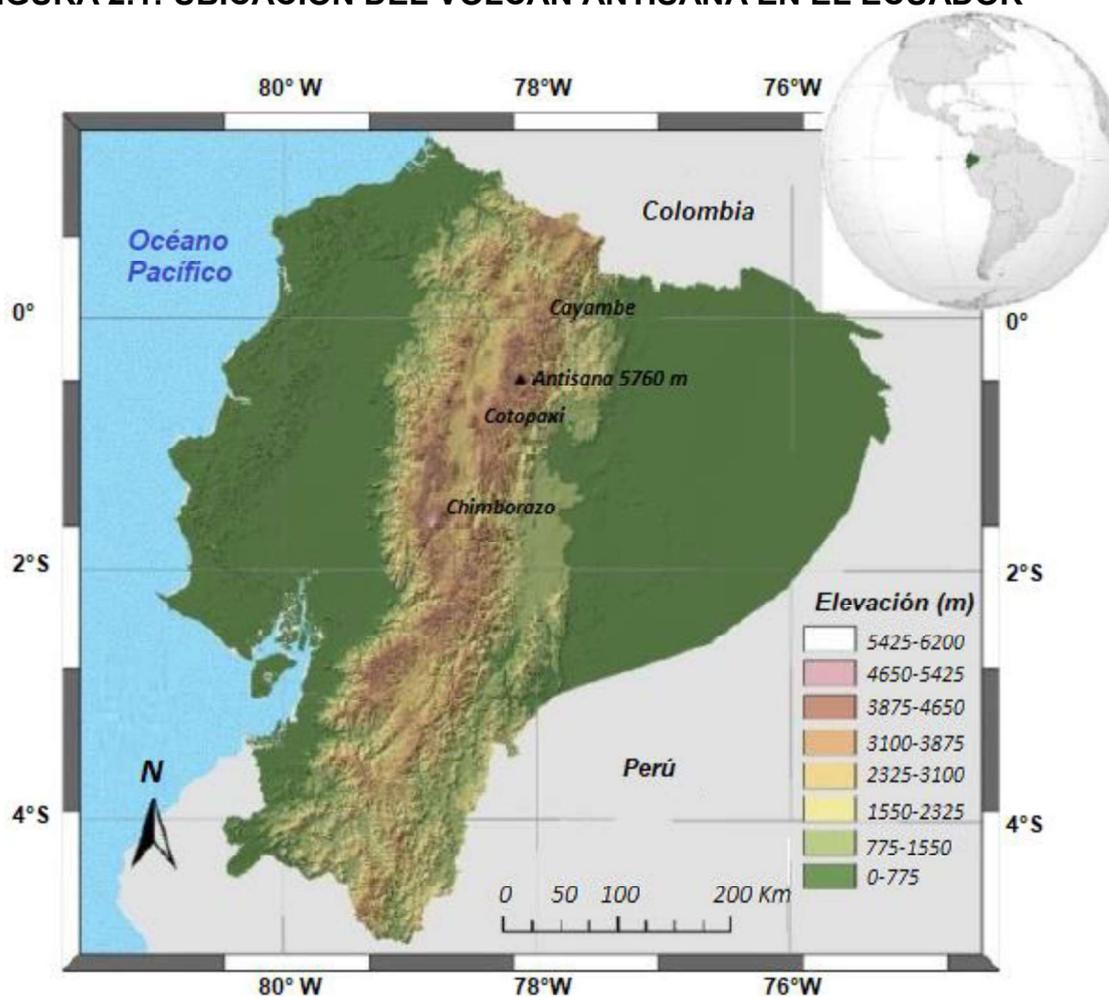
CAPÍTULO 2

ZONA DE ESTUDIO Y CLIMA

2.1 VOLCÁN ANTISANA

El volcán Antisana potencialmente activo tiene un ciclo eruptivo comprendido entre 200 y 400 años, se encuentra ubicado en la provincia de Napo aproximadamente a unos 40 Km al sureste de la ciudad de Quito con coordenadas $0^{\circ}28'S$, $78^{\circ}09'W$ (Figura 2.1) (Villacís, 2008). El macizo del volcán comprende un rango de altitudes que van desde 4840 hasta los 5760 m.s.n.m. (Francou et al., 2004).

FIGURA 2.1: UBICACIÓN DEL VOLCÁN ANTISANA EN EL ECUADOR



Fuente: Maisincho, 2015

La zona del Antisana presenta una ligera estacionalidad en las precipitaciones en comparación con las pronunciadas estaciones secas y húmedas observadas en los trópicos exteriores (Favier et al., 2004).

2.1.1 GLACIAR 15

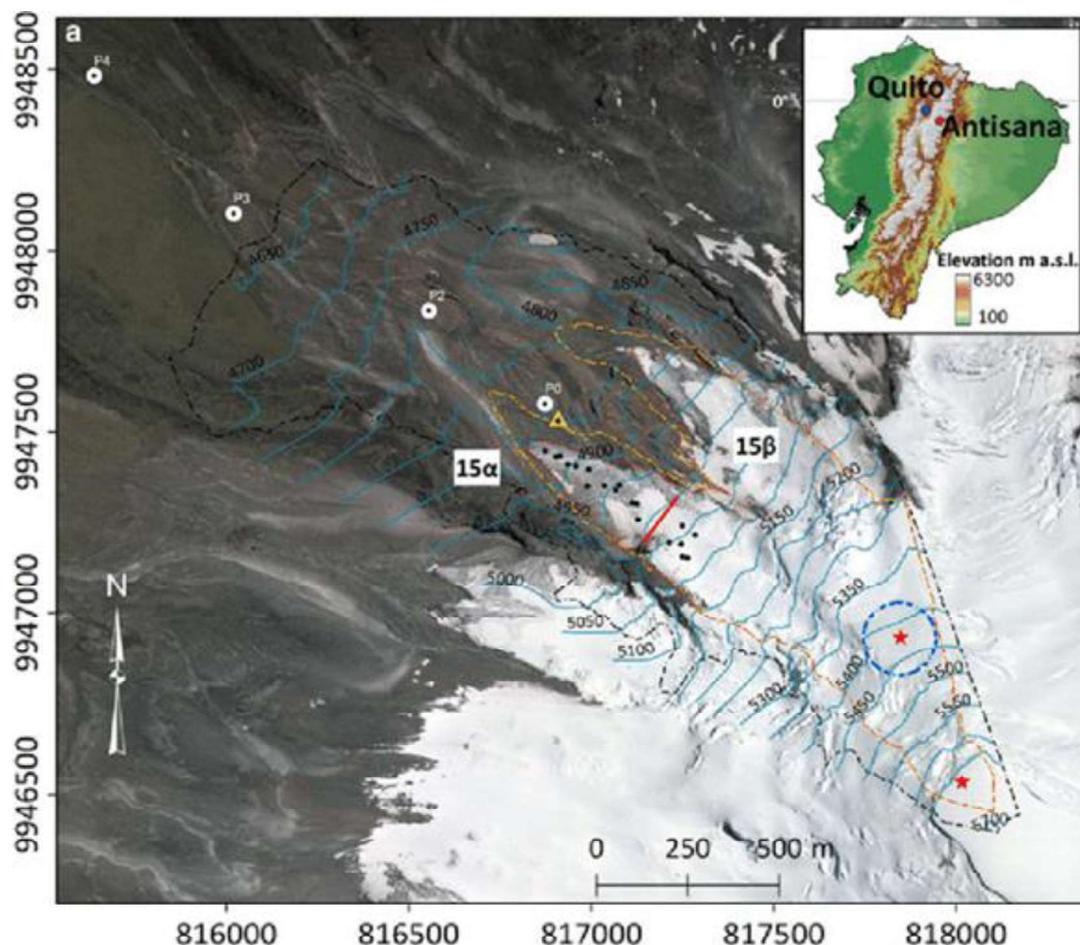
El Glaciar 15 se encuentra ubicado en el flanco noroccidental del macizo con una longitud de 1.8 km y 0.4 km promedio de ancho, posee 2 Km de largo de cobertura glaciar y tiene un área de 0.7 km², entre los 4800 m.s.n.m. y 5760 m.s.n.m. (Villacís, 2008). Desde 1956 la parte baja (< 5000 m.s.n.m.) se ha separado en dos lenguas glaciares (Figura 2.2.) denominadas 15 α y 15 β (Francou et al., 2000).

La Unidad de Investigación GREATICE del Instituto de Investigación y Desarrollo (IRD, por su siglas en francés) instrumentó el glaciar 15 en junio de 1994 con una red de balizas y pluviómetros que permitieron calcular el balance de masa específico del glaciar y la evaluación mensual de la ablación (< 5100 msnm) (Maisincho, 2015).

En septiembre de 1997 se instala una Estación Meteorológica Automática o AWS fija a 5100 m.s.n.m. en el glaciar 15 α para el estudio del balance de energía, pero debido a las continuas avalanchas y las fuertes acumulaciones de nieve en los sensores, en diciembre de 2004 la Estación Meteorológica Automática, fue reubicada a 4900 m.s.n.m. en la morrena lateral del glaciar 15 α para mantener el monitoreo y mejorar la calidad de los datos. Cabe señalar que esta estación es la más alta instalada en el Ecuador destinada a ser parte de la red nacional.

Para mejorar el monitoreo de las precipitaciones en la cuenca del glaciar 15 se instalaron varios pluviógrafos automáticos HOBO entre los 4000 m.s.n.m. (páramo) y 4900 m.s.n.m. (morrena) y durante la instalación de la AWS a 4900 m.s.n.m. también se instaló un pluviógrafo de pesada marca Geonor para reducir la incertidumbre de las mediciones.

FIGURA 2.2: MAPA DE ORIENTACIÓN DEL GLACIAR 15. UBICACIÓN DE LAS LENGUAS GLACIARES 15 α y 15 β



Fuente: Basantes et al., 2016

2.1.2 ESTACIÓN METEOROLÓGICA AUTOMÁTICA ORE

La estación meteorológica más alta del Ecuador ORE (Observatoire de Recherche pour l'Environnement, por sus siglas en francés) (Figura 2.3), está situada sobre la morrena lateral del glaciar 15 α a 4900 m.s.n.m. monitorea la meteorología local desde el año 2004 y proporciona mediciones cada media hora de los principales parámetros meteorológicos tales como: temperatura, precipitación, viento, humedad relativa y radiaciones (Maisincho et al., 2007).

La ORE es una estación automática permanente y funciona hasta la presente fecha, permitiendo estudiar y comprender el funcionamiento de la interacción glaciar-clima

y su dinámica a largo plazo, con el fin de responder cuestiones científicas en relación con el medio ambiente y la variabilidad climática (Maisincho et al., 2007).

FIGURA 2.3: ESTACIÓN ORE UBICADA EN EL GLACIAR 15 DEL ANTISANA



La Figura 2.3, muestra los instrumentos de la estación ORE: a) pluviógrafo de pesada marca Geonor, b) sonda ultrasonido, c) pluviógrafo de cangilones tipo HOBO, d) anemómetro-sensor de temperatura del aire y e) pluviómetro totalizador, utilizados en el presente estudio.

Fuente: Fotografía tomada por Daniela Paillacho, febrero 2019.

2.2 CLIMA

Los Andes Tropicales pertenecen a la parte de la Cordillera de los Andes extendida por más de 1500 Km entre 11°N y 23°S, comenzando en el oeste de Venezuela

hasta el norte de Chile y Argentina, incluido el Ecuador. Esta parte de los Andes se caracteriza por la presencia de altiplanos en medio de dos cadenas montañosas paralelas, la más grande y conocida en Perú y Bolivia superando los 5000 m.s.n.m. (Josse et al., 2011; Maisincho, 2015).

Desde un enfoque climático, la zona tropical andina se subdivide en dos: i) la zona tropical interna con precipitación continua durante todo el año y ii) la zona tropical externa caracterizada por una estación húmeda y una seca (Kaser, 2001). La temperatura y radiación en la región tropical interna donde se encuentra el Antisana, presentan una pequeña variación durante el año, a diferencia de la precipitación, velocidad del viento y nubosidad que tienen una mayor variabilidad (Cadier et al., 2008; Rabatel et al., 2013).

Gran parte de la variabilidad de la precipitación interanual en los Andes subtropicales están asociada con el fenómeno climático ENSO (El Niño-Oscilación del Sur), con un desfase de 3 meses entre la respuesta local de la atmósfera y la señal ENSO en la región 3-4 del Pacífico (Francou et al., 2004; Vuille et al., 2008; Espinoza et al., 2011). Esta influencia sería más pronunciada en la Sierra ecuatoriana entre junio y noviembre (Villacis et al., 2003). A pesar de la proximidad al Pacífico, la variabilidad de la precipitación en los Andes también está relacionada con el Atlántico tropical, lo que la hace que la precipitación sea más compleja. El aumento de la precipitación está asociado con el Atlántico Tropical presentando correlaciones positivas con SSTA (Anomalías de la Temperatura de la Superficie del Mar) al sur de la ZCIT (Zona de Convergencia Intertropical) y correlaciones negativas al norte. (Vuille et al., 2000). Sin embargo, la importancia de la influencia del Pacífico en la precipitación en la cuenca del Amazonas a través de fenómeno como la PDO (Oscilación Decadal del Pacífico) que es espacialmente similar a ENSO, pero su amplitud es aproximadamente la mitad de la de sus homólogos de ENSO, sería más nítido que el del Océano Atlántico (Garreaud et al., 2009). Según Espinoza et al. (2009) el 65% de la variación del componente principal de la precipitación del trimestre de junio a agosto en toda la cuenca del Amazonas incluida la parte andina se explica por la combinación del MEI (índice ENSO

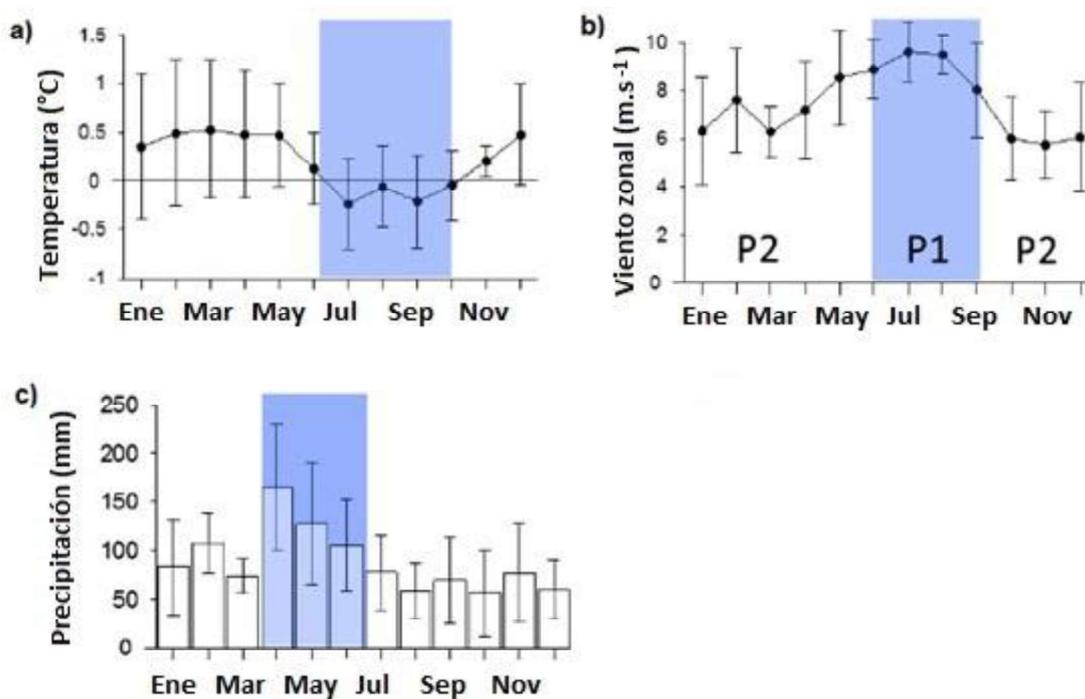
multivariable) y PDO, este componente principal sería representativo de la parte noroeste de la cuenca del Amazonas.

El clima del Ecuador se caracteriza por dos factores principales: la circulación atmosférica general y las masas de aire locales influenciados por la presencia de la Cordillera de los Andes (Pourrut, 1995). La Cordillera de los Andes produce masas de aire frío, modifica el régimen de las precipitaciones, delimita las hoyas más secas y constituye como una barrera que impide el contacto entre las masas de aire provenientes del Pacífico y de la Amazonía, dando lugar a las tres regiones naturales del Ecuador (Francou et al., 2004).

En el Antisana la velocidad viento es importante en la distribución de la energía, es más intenso entre junio, julio, agosto y septiembre presentando velocidades medias mayores a 9 m. s^{-1} mientras que en los demás meses el promedio es 4 m. s^{-1} . En la cuenca del glaciar 15, a una altitud de 4550 m.s.n.m. la precipitación durante el periodo 2000 y 2008 muestra una variabilidad interanual significativa entre 800 mm. año^{-1} y $1300 \text{ mm. año}^{-1}$ (Maisincho, 2015).

La Figura 2.1, representa la evolución de las condiciones climáticas promedio entre el periodo 1998 y 2003 en la cuenca del glaciar 15α. Esta figura muestra a) la temperatura medida a 4900 m.s.n.m., b) la precipitación medida entre 4500 y 4900 m.s.n.m. y c) la velocidad del viento medida a 4900 m.s.n.m. El periodo definido en color azul corresponde al mínimo de temperatura y al máximo de la precipitación y velocidad del viento (Favier et al., 2004).

FIGURA 2.4: EVOLUCIÓN DE LAS CONDICIONES CLIMÁTICAS MENSUALES PROMEDIO EN LA CUENCA DEL GLACIAR 15α. 1998-2003



La Figura 2.4, muestra a) la temperatura medida a 4900 m.s.n.m. b) la precipitación medida entre los 4500 y 4900 m.s.n.m. y la figura c) la velocidad del viento medida a 4900 m.s.n.m.

Fuente: Maisincho, 2015

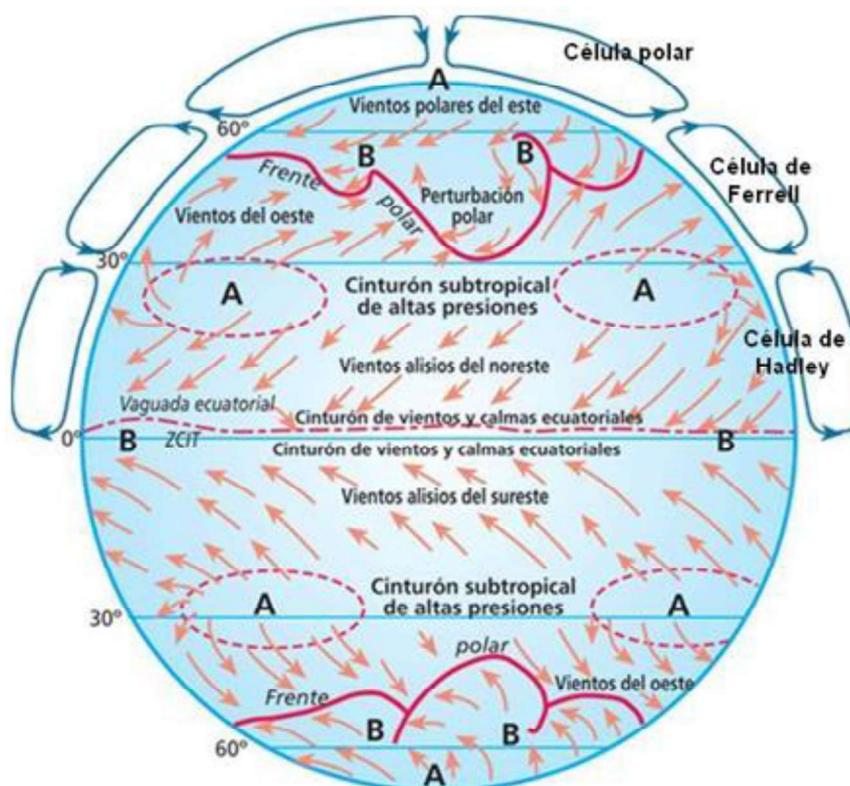
CAPÍTULO 3

MARCO TEÓRICO Y ESTADO DEL ARTE

3.1 CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA

La presencia de procesos meteorológicos como la precipitación son el resultado de la circulación general de la atmosfera (Figura 3.1), que distribuye espacialmente la masa y energía (Pourrut, 1995).

FIGURA 3.1: CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA



Fuente: Blog cambio climático, energía

En la zona tropical interna donde está ubicado el Antisana los principales forzantes climáticos de gran escala son: la Célula de Hadley, los vientos alisios y la Zona de convergencia intertropical.

La Célula de Hadley, se extiende entre el Ecuador y 30° de latitud en ambos hemisferios. Inicia en el Ecuador con masas de aire cálidas y húmedas que fluyen hacia los polos y vuelven a descender hacia la superficie en los subtrópicos (latitud 30° N/S) produciendo los vientos alisios y generando anticiclones subtropicales (Pourrut, 1995; Garreaud et al., 2009).

Los Vientos Alisios, circulan entre los trópicos de 30° de latitud hacia el Ecuador en los dos hemisferios, soplan del noreste en el hemisferio norte y del sureste en el hemisferio sur por el efecto de Coriolis (Pourrut, 1995).

La Zona de convergencia intertropical (ZCIT), ubicada en la zona ecuatorial con bajas presiones. Es una franja en donde convergen vientos alisios del sureste y noreste y por las altas temperaturas las masas de aire ascienden, originando gran cantidad de nubosidad que provoca intensas precipitaciones (Pourrut, 1995; Kaser, 2001; Garreaud et al., 2009).

3.2 LA PRECIPITACIÓN

La precipitación es cualquier forma de agua sólida o líquida que vuelve a la superficie de la tierra desde la atmósfera debido a la condensación del vapor de agua (Chow et al., 1994). Existen diferentes tipos de precipitación según la forma y tamaño de las gotas y; distintos mecanismos de elevación de las masas de aire que dan origen a la precipitación (Rodríguez et al., 2004).

3.2.1 TIPOS Y ORIGEN DE LA PRECIPITACIÓN

Los tipos de precipitación pueden clasificarse según la forma y el tamaño de las gotas que caen sobre la superficie de la Tierra.

- En forma líquida: “llovizna (gotas pequeñas que caen uniformemente), chubasco (gotas de mayor tamaño que caen de forma violenta), etc.” (Rodríguez et al., 2004).

- En forma sólida: formación de cristales de hielo en las nubes a -40°C , estos cristales pueden crecer debido a gotas de agua con muy bajas temperaturas que se congelan sobre ellos (formación del granizo) o se unen a otros cristales formando copos de nieve. Cuando alcanzan el tamaño adecuado y por acción de la gravedad salen de la nube dando lugar a la precipitación (Rodríguez et al., 2004).

El origen de la precipitación depende del mecanismo por el cual las masas de aire son obligadas a ascender.

- Precipitaciones convectivas: Originadas cuando las masas de aire calientes y húmedas tratan de ascender y son reemplazadas por otras menos densas y más frías, si hay humedad se forma la nube para la condensación (Rodríguez et al., 2004; Chow et al., 1994).
- Precipitaciones orográficas: Producidas cuando las masas de aire húmedas se elevan con movimientos horizontales y chocan sobre las barreras naturales como las montañas (Rodríguez et al., 2004; Chow et al., 1994).
- Precipitación por convergencia: Hay tres tipos: i) la convergencia propiamente dicha producida por la ascensión del choque de dos masas de aire a la misma temperatura; ii) frontal originada cuando una masa de aire en movimiento choca con una masa de aire de diferente temperatura, el desplazamiento de una de ellas tiende a provocar una ascensión frontal de la otra masa y; iii) el ciclón formado por una masa de aire circular de baja presión, con un centro (ojo del ciclón) en el que la presión es baja en comparación con otras masas circundantes, esto hace que asciendan las masas de aire de las capas inferiores (Rodríguez et al., 2004; Monsalve Sáenz, 1995).

3.2.2 FACTORES QUE AFECTAN LA DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

Existen diferentes factores meteorológicos y geográficos que afectan la distribución de la precipitación. Entre los principales se describen los siguientes:

Velocidad del Viento: Se origina cuando existen diferencias de presión o temperatura (Rodríguez et al., 2004; Monsalve, 1999). En la zona del Antisana se registra la velocidad del viento zonal a 4900 m.s.n.m., representada en este documento por la letra *u*. La velocidad del viento es inversamente proporcional con la nubosidad, es por esto que las precipitaciones más intensas aparecen cuando el viento es moderado o débil (velocidad promedio inferior a 5 m.s^{-1}) (Favier et al., 2004).

Temperatura: Está relacionada generalmente con la altura (Pourrut, 1995). El Antisana se caracteriza por un comportamiento anual homogéneo de la temperatura (temperatura promedio de $0.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$), su límite inferior está próximo a la isoterma anual de 0°C en el cual las precipitaciones cambian de líquidas a sólidas (Favier et al., 2004; Basantes, 2010; Soruco, 2009) La temperatura controla la fase de precipitación (Favier et al., 2004).

Humedad Relativa: Representa la relación entre la cantidad de vapor de la masa de aire y la capacidad máxima de almacenamiento (Rodríguez et al., 2004). La humedad relativa es directamente proporcional con la nubosidad y la precipitación, así: en días secos (baja humedad) y ventosos no contribuirá a la precipitación, mientras que una situación contraria favorece la presencia de la precipitación (Favier et al., 2004).

El Océano Pacífico y las corrientes oceánicas: Sobre el océano pacífico se forman masas de aire tropical con una temperatura elevada y una alta tasa de humedad, condiciones propicias para provocar precipitaciones cuando el viento sopla hacia el continente. El régimen normal de las masas de aire tropical oceánico es perturbado por la influencia de las corrientes marinas (Pourrut, 1995).

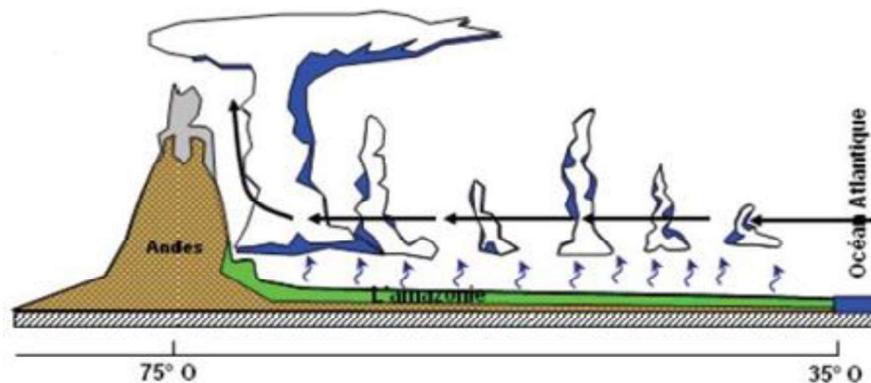
Relieve y Condiciones Geográficas: Provocan variaciones en la elevación y la pendiente de la superficie terrestre influyendo permanentemente en los elementos climáticos, la disposición y orientación del relieve; y restringiendo la llegada de las masas de aire, mismas que se modifican al chocar con los obstáculos montañosos, por ejemplo: la Cordillera de los Andes es de gran importancia en la formación, transporte y aislamiento de las masas de aire local y regional, esta barrera modifica el régimen de las precipitaciones a lo largo de la cordillera (Pourrut, 1995; Carracedo et al., 2004).

3.2.3 LA PRECIPITACIÓN EN EL ANTISANA

La precipitación puede variar en el espacio y tiempo según las condiciones ambientales, terrestres y atmosféricas de cada zona (Guerra et al., 2006). Conocer su distribución y variación es fundamental en la gestión de los recursos hídricos y los estudios hidrológicos (IARNA, 2015).

En el lado oriental del Antisana las masas de humedad son arrastradas por los vientos alisios del Atlántico, chocan con la cordillera oriental, ascienden y sufren un enfriamiento adiabático lo que ocasiona la precipitación orográfica. La humedad originada en el Atlántico no llega directamente a los Andes, si no que precipita primero en la Amazonía (Figura 3.2). Además, el Antisana está situado en el borde de la región andina lo que ocasiona una confluencia entre el Amazónico y el régimen de los valles andinos dando lugar a una compleja distribución espacio-temporal de la precipitación en la zona del Antisana (Favier, 2004; Heredia et al., 2018).

FIGURA 3.2: ESQUEMA DEL MOVIMIENTO DE HUMEDAD HACIA LOS ANDES DESDE EL ATLÁNTICO



Fuente: Mena, 2010

Existe evidencia de que los flujos de humedad de la Amazonía influyen en la precipitación, pero no muestra completamente la variación de la misma. En la zona del Antisana se presenta un régimen bimodal con dos picos máximos: Un pico principal entre marzo y mayo que coincide con el máximo de precipitación en el noreste de Brasil y un segundo pico en junio que coincide con el máximo que se presenta en el norte de la cuenca Amazónica (Villacís, 2008).

3.2.4 IMPORTANCIA DE LA PRECIPITACIÓN EN LOS BALANCES DE MASA GLACIOLÓGICO E HIDROLÓGICO PARA LA ZONA DE ESTUDIO

Desde el año 1997 en la zona del glaciar Antisana se han desarrollado estudios glaciológicos, meteorológicos e hidrológicos para evaluar el impacto del cambio climático en los ecosistemas de alta montaña. Estudiar los glaciares y páramos del Antisana tiene gran interés científico y socioeconómico para evaluar la cantidad de agua que se produce en esta zona. Por una parte, la cuantificación del aporte del glaciar en la producción de caudales, permite evaluar la cantidad de fusión en función del clima y tamaño del glaciar (Calispa, 2010; Sicart et al., 2011; Francou et al., 2013; Naz et al., 2014; Pouget et al., 2015). Por otro lado, la fusión del glaciar unido al caudal de páramo drena hacia el sistema “Mica-Quito Sur”, abasteciendo de agua potable al sur de la ciudad de Quito con un caudal de $1.7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para

~600000 habitantes y generando electricidad para la red nacional a 138 KV (EPMAPS, 2019).

Para evaluar los recursos hídricos en una cuenca con cobertura glaciar es necesario estimar los balances de masa glaciológico e hidrológico dónde la principal fuente de entrada son las precipitaciones (sólidas-líquidas), por esta razón es crucial realizar mediciones correctas de la precipitación in situ (Francou & Pouyaud, 2004).

3.1.3.1 BALANCE DE MASA GLACIOLÓGICO

El Balance de Masa (BM) glaciológico representa la “pérdida o ganancia” de masa en un periodo de tiempo establecido (Francou & Pouyaud, 2004). Desde un contexto glaciológico el BM se define como la diferencia entre la acumulación y la ablación que ocurre durante un periodo de tiempo. La acumulación (ganancia de masa) depende principalmente de la precipitación sólida recogida en la superficie, mientras que la ablación (pérdida de masa) depende de la cantidad de energía absorbida en el glaciar y los cambios de temperatura (Francou & Vincent, 2010; Villacís, 2008). El BM es estimado mediante la siguiente ecuación.

$$BM = \text{acumulación} - \text{ablación} \quad (3.1)$$

Donde:

BM: Balance de masa glaciológico (mm equivalentes de agua).

Acumulación: precipitación sólida (nieve, granizo, escarcha) (mm).

Ablación: fusión, evaporación/sublimación (mm).

Según la Ecuación 3.1, el BM tiene como única entrada de masa la precipitación, por tanto, mediciones incorrectas de precipitación provocan errores en la estimación del BM, este caso fue puesto en evidencia por Basantes et al. (2016) & Maisincho, (2015) demostrando que existe una discrepancia en los balances de masa glaciológicos que puede ser explicada por la subestimación neta del ~60%

en las mediciones de acumulación de la precipitación, para equilibrar las escalas de masa glaciológica.

3.1.3.1 BALANCE HIDROLÓGICO

El balance hidrológico evalúa la reserva de agua en un lugar y tiempo determinados. Además, permite establecer cuantitativamente los recursos hídricos disponibles para planificar su utilización (IARNA, 2015).

En una cuenca hidrográfica, el balance hidrológico es evaluado mediante la ecuación de conservación de masa, en forma general el balance hidrológico se describe mediante la siguiente ecuación (Francou & Pouyaud, 2004):

$$P + S = R + E + (S \pm \Delta S) \quad (3.2)$$

Donde:

P: precipitaciones líquidas y sólidas (mm).

S: recursos en aguas dentro de la cuenca (aguas superficiales y subterráneas, humedad del suelo, nieve, etc.) (mm).

R: escurrimiento superficial y subterráneo (mm).

E: evaporación, sublimación y evapotranspiración (mm).

(S±ΔS): estados de los recursos al final del paso de tiempo del balance (mm).

En la Ecuación 3.2, notamos que la precipitación es el elemento principal (*input*) para evaluar el balance hidrológico ya que permite conocer la cantidad de agua disponible en un determinado sitio. En este caso, las mediciones de precipitación juegan un rol muy importante para estimar la cantidad de agua disponible en una cuenca hidrográfica. El estudio de Favier et al. (2008) en la cuenca del glaciar 15 muestra que para el cálculo del balance hidrológico, la precipitación es asumida como constante y sin gradientes sobre toda la cuenca del glaciar 15. Evidentemente esto es una aproximación muy general porque en esa época no se contaba con la red de pluviógrafos que permite evaluar la distribución espacial, los gradientes y la corrección de la subestimación en los acumulados de precipitación.

En el estudio realizado por Villacis (2008), la comparación de los balances glaciológicos e hidrológicos hace posible entre otras cosas estimar la precisión de los términos involucrados en los balances, este enfoque es utilizado para evaluar la consistencia de las mediciones hidrológicas cuantificando mejor la disponibilidad actual para mejorar las predicciones del recurso glaciar. Este estudio supone que la precipitación es homogénea en toda el área de la cuenca de Humbolt porque la correlación a nivel diario con pluviógrafos vecinos son fuertes ($r \geq 0.7$). La precipitación se subestima en el lado izquierdo de la cuenca debido a que se encuentra más expuesta al flujo de humedad del Amazonas que el lado derecho de la cuenca, los nuevos pluviómetros instalados en la cuenca mostraron una disminución (30%) de la precipitación con la altitud, pero las observaciones fueron insuficientes para confirmar estos gradientes, por lo que se mantuvo la homogeneidad espacial de la precipitación en toda la cuenca.

3.3 MEDICIONES DE PRECIPITACIÓN EN LA ZONA DE ESTUDIO

La precipitación es medida en milímetros (mm), esto corresponde al grosor de la lámina de agua horizontal formado en un metro cuadrado. El objetivo de medir la precipitación es obtener muestras representativas de la cantidad y su distribución espacio-temporal en la zona de interés. Para medir la precipitación se utilizan instrumentos manuales, mecánicos y electrónicos que deben estar acorde a los estándares emitidos por los servicios meteorológicos locales y de la OMM (OMM, 2011b).

3.3.1 INSTRUMENTOS UTILIZADOS PARA LAS MEDICIONES

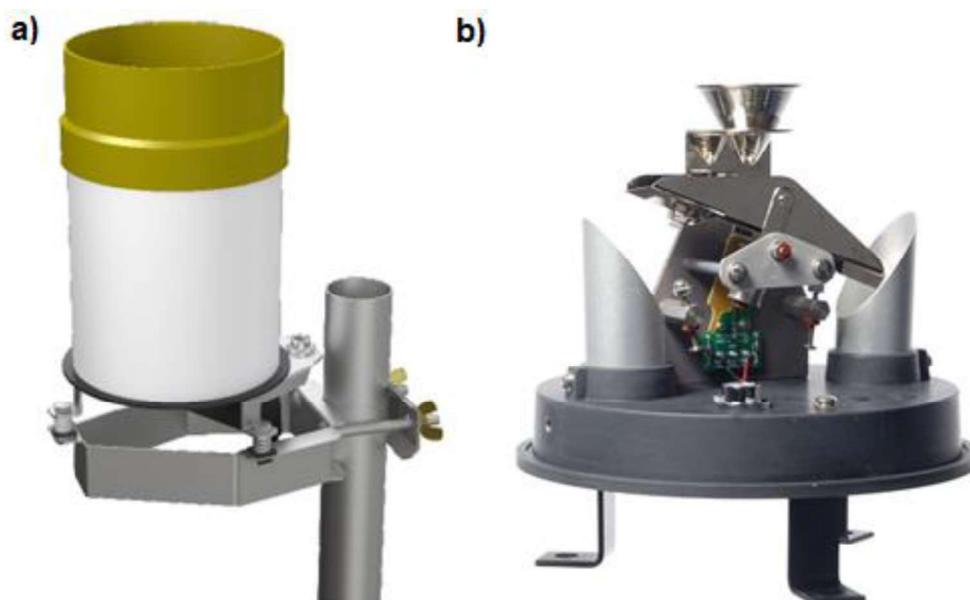
Para medir la precipitación en la zona del Antisana se utilizan tres tipos de sensores: 1) pluviógrafo de cangilones, 2) pluviógrafo de pesada y 3) una sonda ultrasonido instalados a 4900 m.s.n.m. y una red de pluviógrafos de cangilones instalada entre los 4000 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m. (ver Figura 4.1). Estos sensores son descritos de manera detallada a continuación.

3.3.1.1 PLUVIÓGRAFO DE CANGILONES TIPO HOBO

El principio de funcionamiento de este tipo de pluviógrafo es muy simple: envía pulsos eléctricos al módulo de la memoria producido por efecto de basculación grabando la fecha y hora en que se produjo la medición. Esta basculación se genera cuando los cangilones recogen alternativamente cierta cantidad de agua producto de la precipitación (Francou & Pouyau, 2004; Maisincho et al., 2007; Jaramillo, 2011). La Figura 3.3 muestra el pluviógrafo de cangilones utilizado para medir la precipitación en la zona del Antisana.

La precisión de los pluviógrafos instalados en la zona de estudio es 0.214 mm y no es apropiado para medir precipitaciones sólidas. Sus medidas se analizan y controlan mediante diferentes tratamientos estadísticos (Francou & Pouyau, 2004).

FIGURA 3.3: PLUVIÓGRAFO DE CANGILONES



La Figura 3.2, muestra: a) el recolector del pluviógrafo y b) el sistema de basculación del pluviógrafo.

Fuente: <http://hidrologia.usal.es/temas/Precipitaciones.pdf>

Los registros de este pluviógrafo presentan inconvenientes cuando existen fuertes precipitaciones. En el caso de precipitaciones sólidas intensas, estas llenan y desbordan el recolector impidiendo el registro continuo de datos, en el caso de las lluvias intensas puede ocasionar basculaciones parásitas que sobreestiman la precipitación o cuando existen ligeras lloviznas o lluvias muy finas que pueden evaporarse en las paredes del recolector impidiendo su registro (Francou & Pouyaud, 2004). Además, este tipo de pluviógrafo no cuenta con un sistema para disminuir la perturbación del viento en la recolección de la precipitación.

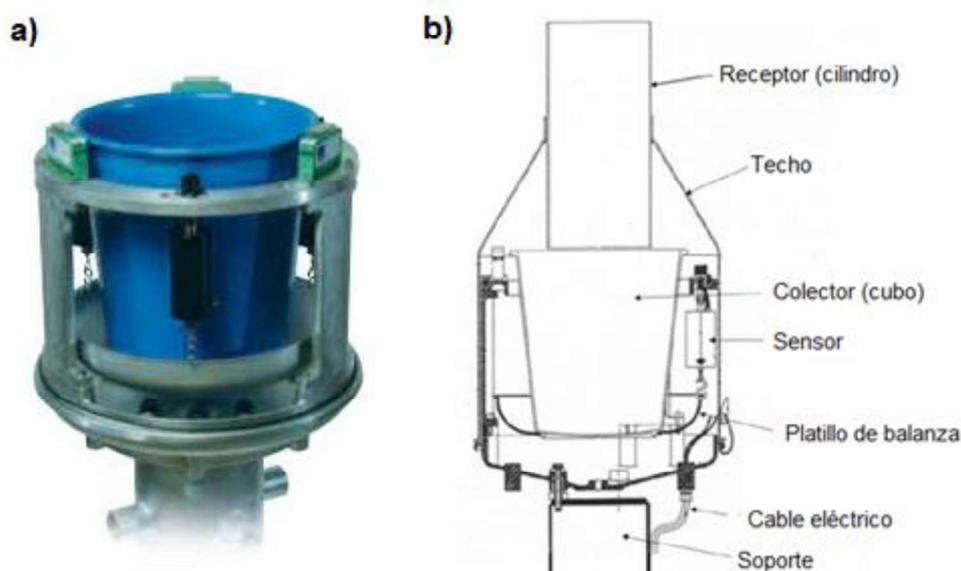
3.3.1.2 PLUVIÓGRAFO DE PESADA MARCA GEONOR T-200B

El pluviógrafo de pesada marca Geonor tipo T-200B, está diseñado para mediciones automáticas de precipitaciones sólidas y líquidas. Este pluviógrafo posee una carcasa protectora en su exterior y en el interior un contenedor que recoge la cantidad de precipitación mediante un sensor de carga de cable vibrante, el cual proporciona una salida de frecuencia. La frecuencia está en función de la tensión provocada por el peso del agua recolectada (Campbell Scientific, 2016).

El contenedor tiene una capacidad de 550 mm de precipitación. En el contenedor se coloca una cierta cantidad de anticongelante para mantener líquida la precipitación recolectada de esta forma, las precipitaciones sólidas y líquidas son registradas automáticamente cuando ocurre el evento. La Figura 3.4 muestra el pluviógrafo de pesada marca Geonor instalado a 4900 m.s.n.m. en la estación ORE.

La precisión del pluviógrafo de pesada marca Geonor es de 0.1 mm y sus registros pueden ser afectados por microvibraciones debido al efecto del viento y desbordamientos de agua (Francou & Pouyaud, 2004).

FIGURA 3.4: PLUVIÓGRAFO DE PESADA MARCA GEONOR T-200B



La figura 3.3, muestra a) el interior del pluviógrafo de pesada marca Geonor T-200B y b) el esquema del pluviógrafo.

Fuente: <https://geneq.com/environment/en/product/campbell/precipitation-gauge-6142>;
 Francou & Pouyaud, 2004

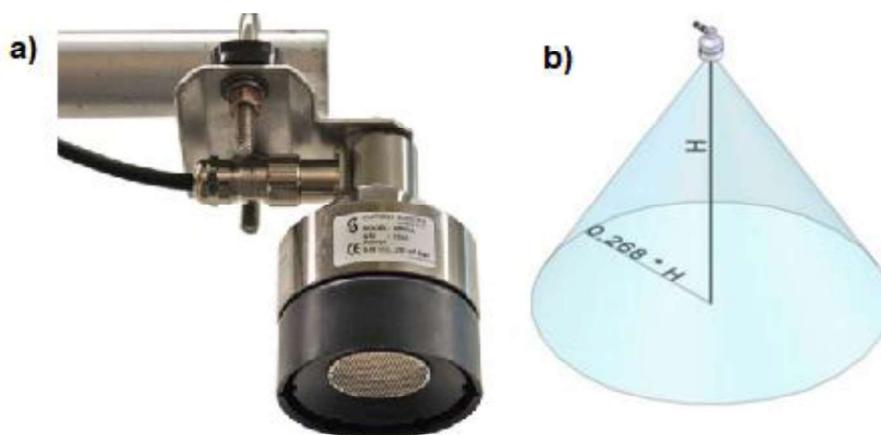
3.3.1.3 SONDA ULTRASONIDO MODELO SR 50

La Sonda Ultrasonido modelo SR 50 mostrada en la Figura 3.5, es utilizada para medir la precipitación sólida (manto de nieve) acumulada en la superficie que se encuentra bajo este sensor (Maisincho et al., 2007). Para medir la altura del manto de nieve y su evolución en el tiempo la SR 50 emplea un algoritmo de procesamiento de eco múltiple cuyo ciclo se completa en pocos segundos, garantizando la confiabilidad de la medición (Sicart et al., 2002). La precisión y resolución de la Sonda Ultrasonido es de ± 1 cm y 1 mm respectivamente. Cabe mencionar que este sensor, está equipado con un sensor de temperatura interno utilizado para corregir la velocidad del eco eliminando la necesidad de un posterior procesamiento (Campbell Scientific, 2007).

La sonda ultrasonido proyecta un haz de ultrasonidos en un campo de visión de 30° que es el espacio libre requerido para evitar perturbaciones por la presencia de obstáculos en el área de medición (Campbell Scientific, 2007). La siguiente fórmula se utiliza para determinar el campo de visión.

$$\text{Radio del Cono} = 0.268 * (\text{Altura del Cono}) \quad (3.3)$$

FIGURA 3.5: SONDA ULTRASONIDO MODELO SR 50



La figura 3.4, muestra a) la Sonda Ultrasonido modelo SR 50 y b) el campo de visión proyectada por el haz de ultrasonidos.

Fuente: <https://www.campbellsci.eu/sr50ah-l>

La sonda ultrasonido instalada en la estación ORE del Antisana está ubicada a 1.4 m de la superficie, aplicando la ecuación 3.3 con esta altura (h) se estable que los obstáculos deben estar alejados mínimo 0.37 m desde el centro del haz de ultrasonidos. Durante las salidas de campo se verificó que no existen obstáculos bajo la SR 50.

3.3.2 INCERTIDUMBRES Y ERRORES EN LAS MEDICIONES

La precipitación varía a nivel temporal y espacial debido a la influencia de diversas condiciones atmosféricas y orográficas, esta variación puede ser analizada estadísticamente para caracterizar la precipitación en la zona de interés (Guerra et

al., 2006). Todo parámetro observado se compone de un valor verdadero y de un error sistemático y/o aleatorio, los errores más frecuentes son: instrumentales (cada instrumento tiene sus propias fuentes de errores de medición); errores de lectura incorrecta con respecto a lo indicado por el instrumento; errores por procedimientos de observación defectuosos y el error de desviación debido a la ubicación de los instrumentos en condiciones no aptas (OMM, 2011a, OMM, 2011b).

Los sensores instalados en la zona del Antisana pueden presentar muchas fuentes de errores como por ejemplo: interferencia por efectos del viento, por evaporación, las salpicaduras, posibles fugas, congelamiento del agua y caídas de voltaje, etc. (Francou & Pouyaud, 2004) que impiden la medición correcta de la precipitación.

Los datos de precipitación que son obtenidos por instrumentos instalados bajo condiciones ambientales extremas (Velocidad alta del viento, temperaturas menores a los 0 ° C, topografía compleja, etc.) requieren sin duda de tratamientos específicos con objeto de hacerlos más confiables (Guerra et al., 2006). El tratamiento y corrección de los datos de precipitación medidos en el sitio de estudio son desarrollados en el Capítulo 4.

3.4 ESTADO DEL ARTE

El estudio de la precipitación en la región Tropical Andina ha sido de gran importancia para, conocer la evolución de la precipitación en cuencas de alta montaña porque permite conocer el aporte del glaciar y los páramos en la producción de caudales (Villacís, 2008). Evaluar la subestimación de la precipitación contribuye a mejorar los cálculos del balance de masa glaciológico e hidrológico que son importantes para analizar el impacto de las fluctuaciones climáticas y del cambio climático en la zona de estudio.

Los glaciares tropicales son conocidos por su alta sensibilidad al cambio climático y su gran desempeño en la hidrología de las cuencas altas importantes en la

contribución a los recursos hídricos (Francou et al., 2013; Francou & Vincent, 2010). Los países andinos han establecido redes de monitoreo pluviométrico, glaciológico e hidrológico para entender mejor la relación entre el clima y los cambios observados en los glaciares. Aunque los instrumentos y metodologías para su estudio son similares a los otros glaciares del mundo, la diferencia principal está en que los glaciares tropicales alternan la acumulación y ablación a lo largo del año, mientras que los otros glaciares acumulan masa durante el invierno y pierden masa durante en verano (Francou et al., 2013).

3.4.1 REVISIÓN DE INVESTIGACIONES EN LOS ANDES TROPICALES

A continuación, se presentan las investigaciones relevantes realizadas sobre estudios de la precipitación en los Andes Tropicales. Esto permitirá adaptar las técnicas y protocolos desarrollados en estas investigaciones para mejorar la estimación de la precipitación en la zona del Antisana.

UNDERSTANDING AND MODELING THE PHYSICAL PROCESSES THAT GOVERN THE MELTING OF SNOW COVER IN A TROPICAL MOUNTAIN ENVIRONMENT IN ECUADOR. WAGNON ET AL. (2009)

Wagnon et al. (2009), proponen un modelado de la capa de nieve en el glaciar 15 α del Antisana entre el 16 de junio del 2005 y el 30 de junio del 2006. Este estudio determinó características especiales del Antisana en comparación con el Zongo y mostró que en el Antisana la velocidad del viento es más intensa (3 veces más grande) a diferencia del Zongo. El viento es importante en la redistribución de las nevadas y la determinación de un tipo mosaico de superficie.

Wagnon et al. (2009), realizan simulaciones para establecer la evolución del manto de nieve (profundidad) sobre la morrena utilizando datos de precipitación sin ninguna corrección. Las diferencias de medias entre las profundidades de nieve simuladas y observadas son siempre negativas, lo que determina que la precipitación es subestimada. Por tanto, la precipitación requiere una corrección por el efecto del viento (ver sección 2.2 en Wagnon et al., 2009). Una de las

conclusiones del estudio indica que para corregir la subestimación de la precipitación medida por el Geonor debe ser incrementada en 51% durante el periodo de estudio.

SOLID PRECIPITATION ON A TROPICAL GLACIER IN BOLIVIA MEASURED WITH AN ULTRASONIC DEPTH GAUGE. SICART ET AL. (2002)

El registro preciso de las nevadas en un corto periodo de tiempo es importante en el estudio de los flujos de energía en la superficie del glaciar porque los eventos de nieve aumentan en gran medida el albedo y la radiación solar, principal fuente de energía de fusión. En Sicart et al., 2002 trataron los datos de nieve medidos por una sonda ultrasonido instalada sobre una superficie de hielo, entre los años 1998 y 2000 en el Zongo a 5150 m.s.n.m.

Lo eventos de nieve están asociado con un viento moderado ($< 4\text{m. s}^{-1}$). El estudio de la influencia del viento, la temperatura y la humedad del aire en las mediciones que se corrigen internamente en la sonda ultrasonido, proporciona una cuantificación de las nevadas en un intervalo de tiempo de 3 horas con una sensibilidad de 1 cm de nieve. Sicart et al. (2002) compararon medias de 3 mediciones consecutivas repartidas en una hora a intervalos de 3 horas para poder detectar cambios de altura de más de 1 cm. Las medias de varias mediciones fueron calculadas para reducir errores aleatorios y se eligió un paso de tiempo superior a media hora para detectar cambios significativos en la altura y suficientemente cortos para detectar una nevada antes de una fusión. La precipitación sólida se representó por la disminución de la altura entre el sensor y la superficie que al multiplicar por la densidad de la nieve fresca igual a 250 Kg m^{-3} se obtiene los equivalentes de agua.

La precipitación que ocurre con altas temperaturas del aire y la nieve se derrite tan pronto como cae, lo que conduce a una baja variabilidad espacial de acumulación de nieve en los glaciares tropicales.

CONSTITUTION D'UNE BASE DE DONNEES METEOROLOGIQUES SUR UN SITE ANDIN DE HAUTE ALTITUDE: LE SITE DU CHARQUINI, 4795 M, BOLIVIE. LEJEUNE ET AL. (2007)

Este artículo describe la base de datos meteorológicos recopilada entre el periodo de octubre de 2001 y julio de 2013 en el glaciar de Charquini, Bolivia. Lejeune et al. (2007) presenta métodos para estimar parámetros no medidos: como la nubosidad N (cobertura total de nubes) y la fase de precipitación.

Las variaciones de la profundidad (grosor) del manto de nieve son un criterio muy útil para la estimación de la fase de precipitación. Según lo recomendado por la OMM, la precipitación medida por pluviómetros en caso de nevadas frías y ventosas requiere que acumulaciones medidas sean revaluadas. Estas correcciones dependen del tipo de pluviómetro, la temperatura del aire, la velocidad del viento y la fase de precipitación (Førland et al., 1996). El estudio mostró que el conjunto de datos de precipitación en el Charquini después de la estimación de la fase, la precipitación se incrementó en un 5% relativamente bajo, debido a que la mayoría de los eventos de precipitación ocurrieron con vientos bajos y temperaturas de aire cercanas a 0°C.

DISTRIBUCIÓN DE LA PLUVIOMETRÍA EN LA PARTE OCCIDENTAL DEL VOLCÁN ANTISANA A ESCALA MENSUAL, ESTACIONAL E INTERANUAL. LHUISSIER (2005)

Los recursos hídricos provenientes del Antisana conllevan a un estudio de las reparticiones espaciales y temporales de las precipitaciones en el volcán. El estudio realizado por Lhuissier (2005) en el periodo desde enero de 1997 hasta noviembre de 2004, muestra el análisis de los datos de pluviometría del Antisana, este análisis permitió reconstruir datos atípicos o faltantes para determinar el comportamiento de la pluviometría local. Los análisis de correlación entre los pluviómetros determinan ecuaciones que permiten reconstruir datos faltantes.

Lhuissier (2005) analizó los totales anuales de la precipitación determinando un comportamiento similar entre los pluviógrafos, identificando un comportamiento de precipitación en el glaciar 15 y un comportamiento en el páramo. Además, determinó relaciones entre las precipitaciones locales y el clima para establecer una correspondencia entre la precipitación local y la climatología a mayor escala a fin de mejorar los modelos de comportamiento de la precipitación en el Antisana.

En el marco del proyecto GREATICE no se ha puesto en evidencia estudios realizados de la subestimación de la precipitación provocada por los efectos del viento y la alternancia de las fases sólida y líquida que dificultan las mediciones, por lo que es crucial estimar correctamente la precipitación para evaluar procesos que se están produciendo en los glaciares tropicales, a fin de mejorar la predicción de su futura evolución y de su hidrología en función de datos proporcionados por redes de monitoreo y modelos de previsión del clima.

CAPÍTULO 4

DATOS Y METODOLOGÍA

4.1 DATOS

Las series de datos utilizadas en este estudio fueron proporcionadas por el Laboratorio Mixto Internacional - Glaciares y Recursos Agua en los Andes Tropicales e Indicadores del Ambiente (LMI-GREATICE por sus siglas en francés) y el observatorio mundial denominado GLAciars un Observatorio del Clima (GLACIOCLIM), los cuales trabajan en conjunto con el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI), la Escuela Politécnica Nacional y la Universidad Regional Amazónica IKIAM.

La red de pluviómetros instalados entre los 4000 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m. registra datos instantáneos cuando ocurre un evento de precipitación junto a la fecha y la hora de medición.

La estación meteorológica automática ORE proporciona mediciones de parámetros meteorológicos almacenados cada 30 minutos. Los registros recuperados de la estación corresponden a promedios y acumulados (para la precipitación) cada media hora, con la fecha y hora de medición.

4.1.1 DATOS METEOROLÓGICOS

Los datos de precipitación utilizados para establecer la relación de la precipitación provienen de tres tipos de sensores instalados a 4900 m.s.n.m. al interior de la estación meteorológica ORE. Estos sensores son el pluviógrafo de cangilones tipo HOBO, el pluviógrafo de pesada marca Geonor y la sonda ultrasonido SR 50. El periodo de estudio de los registros de estos sensores está comprendido entre los años 2005 y 2017.

Los datos de precipitación utilizados para analizar la variabilidad espacio-temporal provienen de la red de pluviómetros de cangilones tipo HOBO instalados sobre la

cuenca del glaciar 15 entre los 4000 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m. durante los años 2002 y 2017.

Los datos de velocidad del viento y temperatura del aire registrados por la estación ORE durante el periodo 2005-2017, fueron utilizados para corregir la precipitación registrada por el pluviógrafo de pesada marca Geonor y sonda ultrasonido.

A pesar que el objetivo de este estudio es intercomparar tres sensores automáticos, incluimos un breve análisis de los datos provenientes de la red de pluviómetros totalizadores instalados sobre la cuenca del glaciar 15. Un pluviómetro totalizador es un cilindro metálico con diámetro de 50 cm y 1.20 m de altura, donde se realizan mediciones mensuales de precipitación (para mayores detalles ver Francou & Pouyaud, (2004); Manciatì & Freile, (2007)). Estos pluviómetros están instalados al costado de cada uno de los pluviógrafos y reciben el mismo nombre, en este estudio para diferenciar al pluviógrafo del totalizador este último fue denominado como P_T . Los datos mensuales de esta red de pluviómetros totalizadores han sido tratados y validados durante el periodo 1997-2009 por el proyecto GREATICE e INAMHI.

Las características técnicas de los sensores e instrumentos instalados en la cuenca del glaciar 15 se muestran en la Tabla 4.1.

Para facilitar la lectura, de aquí en adelante a los pluviógrafos de cangilones, pluviógrafo de pesada y sonda ultrasonido se los denominará pluviógrafo, Geonor y sonda ultrasonido respectivamente.

TABLA 4.1: SENSORES INSTALADOS EN LA CUENCA DEL GLACIAR 15 DEL ANTISANA

Parámetro (Unidad)	Marca, tipo de sensor	Altura de instalación	Precisión constructor
Pluviógrafo por pesada (mm)	Geonor, T-200B	1.83 m	0.1 mm
Pluviógrafo de cangilones (mm)	Hobo, Event Logger	1.60 m	0.214 mm
Pluviómetro totalizador (mm)	Fabricación local	1.40 m	5 a 10 mm
Sonda ultrasonido (m)	Campbell, UDG01, idéntico a la SR50 actual	1.40 m	± 1 cm
Velocidad del Viento (m.s ⁻¹)	Young, 05103	1.00 m	± 0.3 m s ⁻¹
Temperatura del aire	Vaisala, HMP45C	2.17 m	± 0.2°C a 20°C

Fuente: Adaptado de Francou & Pouyau, 2004; Wagnon et al., 2009

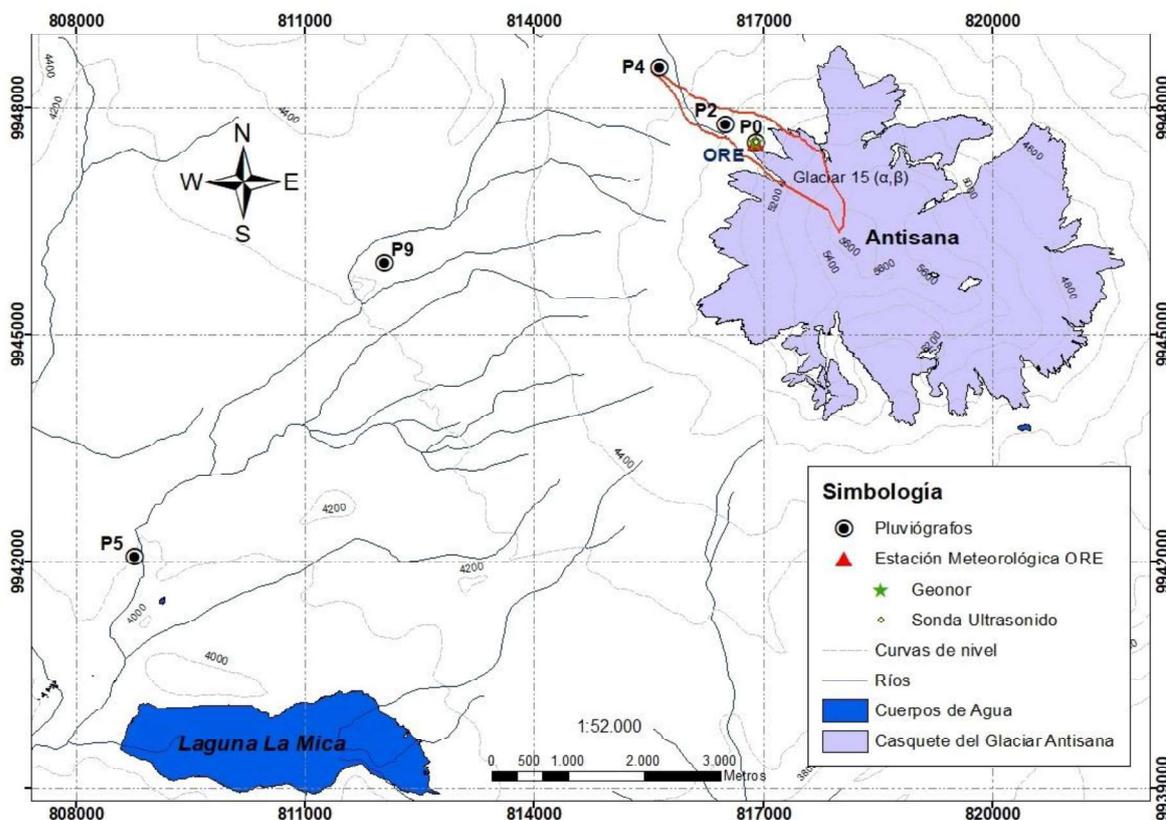
Las coordenadas geográficas de los pluviógrafos y la estación ORE utilizados en este estudio se presentan en la Tabla 4.2, mientras que su ubicación gráfica se muestra en la Figura 4.1.

TABLA 4.2: COORDENADAS GEOGRÁFICAS DE LOS PLUVIÓGRAFOS Y LA ESTACIÓN ORE EN EL ANTISANA

Estación	Sensores	COORDENADAS WGS84		Altura (m.s.n.m.)
		ESTE	NORTE	
ORE	Geonor Sonda Ultrasonido	817123	9947944	4850
P0 (ORE)	Pluviógrafo			
P2 (Morrena)	Pluviógrafo	816805	9948201	4785
P4 (Antisana)	Pluviógrafo	815888	9948851	4455
P5 (Mica)	Pluviógrafo	809054	9942411	3930
P9 (Páramo)	Pluviógrafo	812350	9946318	4269

Elaboración: Daniela Paillacho

FIGURA 4.1: UBICACIÓN DE LOS PLUVIÓGRAFOS Y LA ESTACIÓN ORE EN EL ANTISANA



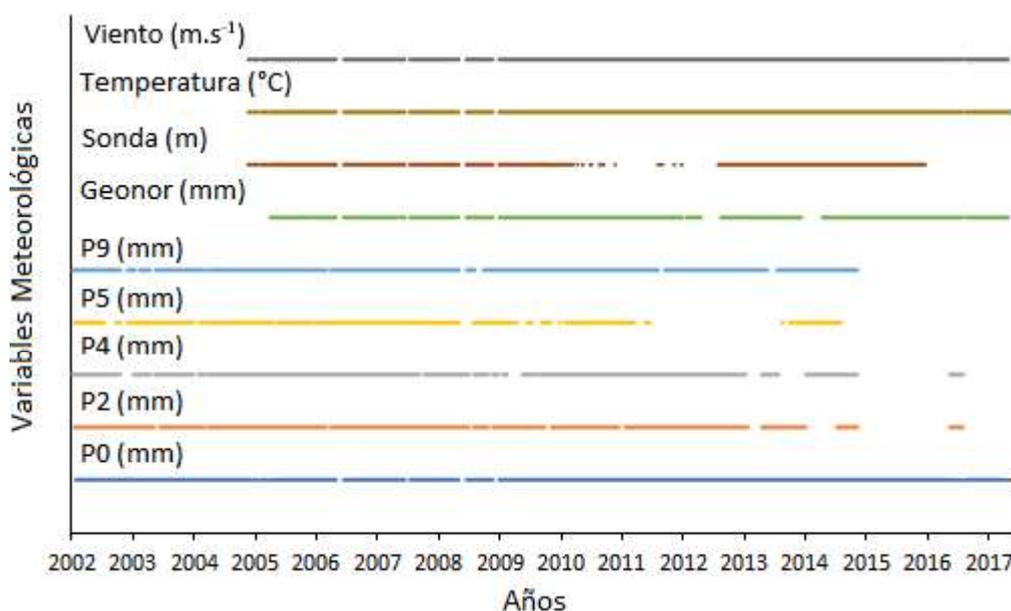
Shapes (Casquete del Glaciar y cuerpos de agua) proporcionado por: Jean Carlos Ruiz

Elaboración: Daniela Paillacho

4.1.2 INVENTARIO DE DATOS METEOROLÓGICOS

La disponibilidad de datos meteorológicos para el periodo de estudio 2002-2017 se presenta en la Figura 4.2, las series de datos presentan vacíos provocados por diferentes inconvenientes como: fallas de los sensores, caídas de voltaje, errores de medición, etc., mencionados en la sección 3.2.

FIGURA 4.2: INVENTARIO DE DATOS METEOROLÓGICOS DISPONIBLES PARA EL PERIODO 2002-2017



Elaboración: Daniela Paillacho

Además, se incluye un dato de acumulación de nieve (2012 mm) medido por una baliza instalada a 5400 m.s.n.m. del glaciar 15 del Antisana, entre los años 2018 y 2019 (Gualco et al., 2019, en elaboración).

Los datos tratados y validados de la red de totalizadores fueron tomados de los informes anuales del proyecto GREATICE actualizados únicamente hasta el año 2009. Para realizar la comparación a nivel mensual entre Geonor y totalizador, el periodo de análisis es 2005-2009, mientras que para los pluviógrafos y totalizadores el periodo se restringe a 2002-2009.

4.2 TRATAMIENTO DE LOS DATOS DE LA RED DE PLUVIÓGRAFOS

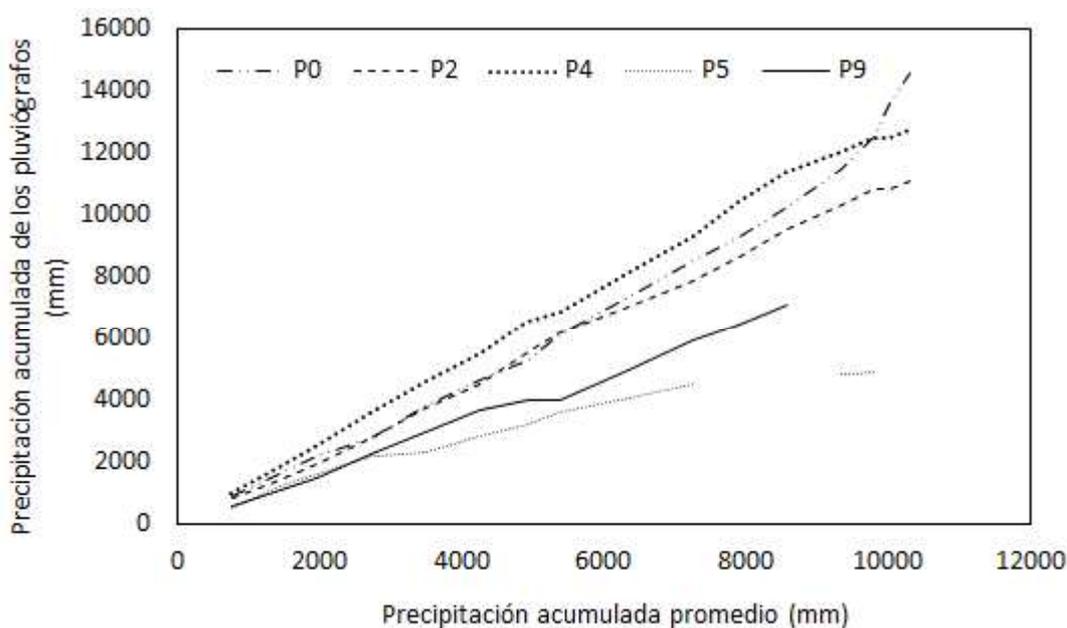
Los datos brutos pueden presentar errores y vacíos durante la medición (ver sección 3.2.1), por lo que es fundamental realizar un control de calidad y consistencia de las series de datos antes de cualquier análisis.

4.2.1 VERIFICACIÓN DE LOS DATOS BRUTOS

Para evaluar la calidad y consistencia de los datos brutos aplicamos el método denominado curvas de doble masa, que consisten en graficar en el eje de las abscisas (x) la suma acumulada promedio de los valores anuales de los pluviógrafos y en el eje de las ordenadas (y) la suma acumulada promedio de los valores de los pluviógrafos a controlar. Las curvas de doble masa consideran que en una zona homogénea un gráfico de la acumulación de una cantidad frente a la acumulada de otra cantidad durante el mismo periodo se representará como una recta, siempre y cuando los datos sean proporcionales (Castro & Escobar, 2010).

La Figura 4.3, indica las curvas de doble masa de la precipitación a nivel anual para la red de pluviógrafos durante el periodo de estudio 2002- 2017, donde se puede observar periodos de datos vacíos o inconsistentes en cada uno de los pluviógrafos.

FIGURA 4.3: CURVAS DE DOBLE MASA PARA LA RED DE PLUVIÓGRAFOS. DATOS BRUTOS



Elaboración: Daniela Paillacho

Las normas técnicas recomiendan que las series de datos para ser considerados como consistentes pueden presentar hasta un 20% de vacíos (García, 2015; OMM,

2011b), sin embargo, el estudio de Campozano et al. (2014) realizado en los Andes ecuatorianos indica la posibilidad de considerar consistente una serie de datos con vacíos de hasta el 26%.

La Tabla 4.3, presenta el porcentaje de datos disponibles a nivel semihorario para cada año en la red de pluviógrafos. El porcentaje de datos disponibles fue calculado utilizando datos semihorarios durante el periodo 2002-2017. En caso de series completas (sin vacíos) el número total de datos es de 70128, mientras que para las series con vacíos se aplicó una regla de tres. Los valores menores al 74% son mostrados en negrita e itálico.

TABLA 4.3: PORCENTAJE DE DATOS SEMIHORARIOS DISPONIBLES PARA LA RED DE PLUVIÓGRAFOS

Año	P0 (%)	P2 (%)	P4 (%)	P5 (%)	P9 (%)
2002	94	95	82	91	87
2003	100	90	84	90	83
2004	100	93	84	85	93
2005	84	100	97	93	96
2006	87	92	100	92	92
2007	91	100	92	75	88
2008	87	92	92	94	91
2009	89	88	94	93	95
2010	100	88	100	75	100
2011	100	89	100	64	97
2012	100	100	100	0	91
2013	100	76	74	0	83
2014	100	49	54	78	100
2015	100	34	36	8	37
2016	97	6	6	0	0
2017	86	16	17	0	0

Elaboración: Daniela Paillacho

Debido a que a partir del año 2014 las series presentan vacíos entre el 46% y el 100% en toda la red de pluviógrafos, no es posible realizar el relleno de datos. Por esta razón, el periodo de análisis en este estudio se restringe al periodo 2002-2013.

4.2.2 RELLENO DE DATOS

Para el análisis estadístico y relleno de datos se aplicó las metodologías desarrolladas por el proyecto GREATICE y el INAMHI en la zona de estudio, obteniendo así series de datos completas y de buena calidad que permitieron realizar un estudio riguroso de la precipitación en la cuenca del glaciar 15. Los métodos aplicados fueron la regresión y correlación simple.

4.2.2.1 REGRESIÓN Y CORRELACIÓN LINEAL SIMPLE

Para el relleno de datos a nivel diario se aplicó un proceso muy sencillo como es la comparación entre los pluviógrafos y mediante el método de regresión y correlación lineal simple permitió obtener las ecuaciones y escoger las de mejor coeficiente de correlación (Cáceres et al., 2012; Maisincho et al., 2007; Manciatì & Freile, 2007; Lhuissier, 2005).

El método supone una relación lineal entre las variables y mediante la gráfica de dispersión se establece el grado de relación mediante el coeficiente de correlación, r (Tapia, 2016).

$$Y = mX + b \quad (4.1)$$

$$r = \frac{n \sum XY - \sum X \sum Y}{\sqrt{[n \sum X^2 - (\sum X)^2][n \sum Y^2 - (\sum Y)^2]}} \quad (4.2)$$

Donde:

Y: Medida de la estación base

X: Medida de la estación que se desea completar

m y b: Constantes de regresión

n: número de datos

En hidrometeorología un coeficiente de correlación mayor o igual a $r \geq 0.7$, entre dos estaciones cercanas, es apto para rellenar vacíos utilizando la ecuación de la recta obtenida al comparar las dos estaciones (Villacrés & Gallegos, 2010), sin embargo algunos trabajos referentes a buscar relaciones entre la precipitación establecen como correlaciones fuertes el coeficiente de correlación mayor o igual a $r \geq 0.6$ (Konrad, 1996; Abad, 2014) ubicándose en el rango de correlaciones moderadas y fuertes (Lahura, 2003).

La correlación entre los pluviómetros instalados entre los 4000 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m. fue realizada con series en paralelo a nivel a) diario, b) mensual y c) anual en la Tabla 4.4, esto permitió determinar zonas homogéneas en este rango altitudinal. Las mejores correlaciones significativas diarias y mensuales fueron obtenidas entre los pluviómetros P0-P2, P0-P4, P2-P4 con $r = 0.8$, $p < 0.001$ y P2-P9 con $r = 0.6$, $p < 0.001$. Mientras que para el pluviómetro P5 se obtuvieron bajas correlaciones ($r \leq 0.5$, $p < 0.001$) con los demás pluviómetros, por esta razón no fue posible el relleno de su serie de datos. Esta baja correlación puede deberse a que el P5 se encuentra instalado al interior del campamento “La Mica” donde el cerramiento puede generar un microclima perturbando directamente las mediciones. Por estas razones este pluviómetro fue excluido del análisis.

TABLA 4.4: CORRELACIONES A NIVEL DIARIO, MENSUAL Y ANUAL RESPECTIVAMENTE ENTRE LA RED DE PLUVIÓGRAFOS.

a)	P0	P2	P4	P5	P9	b)	P0	P2	P4	P5	P9
P0	1					P0	1				
P2	0.8	1				P2	0.8	1			
P4	0.8	0.8	1			P4	0.8	0.8	1		
P5	0.4	0.4	0.4	1		P5	0.5	0.5	0.5	1	
P9	0.5	0.6	0.5	0.5	1	P9	0.6	0.6	0.5	0.5	1

c)	P0	P2	P4	P5	P9
P0	1				
P2	0.6	1			
P4	0.6	0.6	1		
P5	0.3	0.2	0.3	1	
P9	0.4	0.5	0.4	0.4	1

Elaboración: Daniela Paillacho

En el Anexo 2, se muestran las figuras y ecuaciones utilizadas para el relleno de vacíos en la red de pluviógrafos.

Por las razones descritas en los párrafos anteriores, el análisis espacio-temporal de la precipitación en la cuenca del glaciar 15 del Antisana se realizó utilizando cuatro pluviógrafos P0, P2, P4 y P9 situados entre los 4200 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m. durante el periodo comprendido entre los 2002 y 2013.

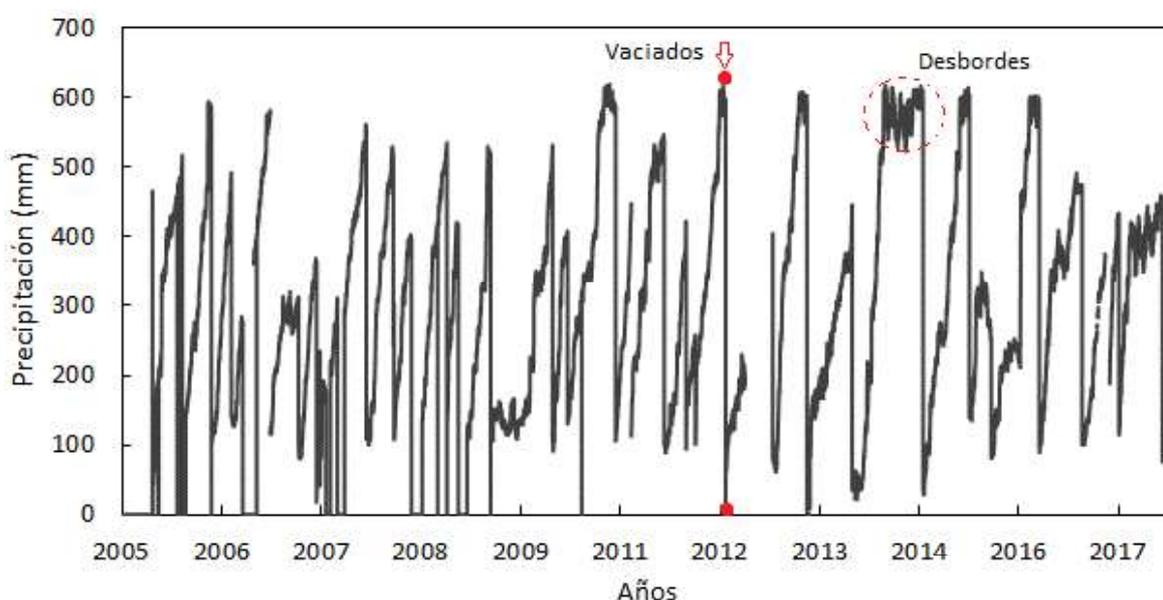
4.3 TRATAMIENTO DE LOS DATOS DEL GEONOR

Este sensor de pesada tipo Geonor, ha sido recomendado por la Organización Meteorológica Mundial para la medición de precipitaciones sólidas en zonas de alta montaña (Francou & Pouyaud, 2004; OMM, 2011b). Este pluviógrafo mide la precipitación sólida y líquida. Por estas razones el Geonor es tomado como referencia para el pluviógrafo y la sonda ultrasonido.

4.3.1 DATOS BRUTOS DEL GEONOR

La Figura 4.4, presenta los datos brutos semihorarios medidos por el Geonor durante el periodo 2005-2017 en la que se observan vacíos e inconsistencias como, por ejemplo: registros constantes en el tiempo provocados por el desborde del colector. Las subidas y bajadas bruscas representan un vaciado del colector del Geonor realizadas durante las visitas de campo.

FIGURA 4.4: DATOS BRUTOS SEMIHORARIOS MEDIDOS POR EL GEONOR



Elaboración: Daniela Paillacho

Los datos brutos del Geonor no pueden ser utilizados directamente porque son registros acumulados semihorarios en un rango comprendido 20 mm y 600 mm. Estudios realizados in situ y en otras latitudes indican que las mediciones del Geonor pueden ser perturbadas por efectos del viento (Førland et al., 1996; Wagnon et al., 2009; L'Hôte, 2005). Para corregir estos errores recurrimos a metodologías desarrolladas para los Andes Tropicales.

4.3.2 CORRECCIÓN POR EFECTO DEL VIENTO

El anemómetro instalado en la estación ORE registró una velocidad máxima del viento de $24 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (dato semihorario) entre el 2005 y 2017, estos valores pueden

provocar microvibraciones que perturban las mediciones del Geonor entre los ± 0.1 mm y ± 0.3 mm (Francou & Pouyaud, 2004), por lo que es importante eliminar estas microvibraciones.

4.3.2.1 ELIMINACIÓN DE MICROVIBRACIONES

Las microvibraciones son fluctuaciones parásitas inducidas por las vibraciones que experimenta el Geonor cuando se expone al viento. Estas vibraciones perturban la medición en el sensor de cable vibrante e inducen la aparición de microvibraciones que producen valores de precipitación positivos y negativos irreales (diferencias entre dos pasos de tiempo). La eliminación únicamente de las microvibraciones negativas sería incorrecta porque aumentaría artificialmente el número de eventos de precipitación, así como el nivel acumulativo de agua durante el periodo de corrección, por tanto, es necesario corregir los microvalores negativos como positivos. Esta eliminación de los microvalores lo realiza el algoritmo denominado `macro_suprfluctuaciongeonor`, desarrollado para tratar datos medidos por un sensor Geonor en los Andes Tropicales de Bolivia y Ecuador (Glaciares Charquini, El Zongo y Antisana respectivamente). El algoritmo fue elaborado por Lafaysse, (2008) publicado en Wagnon et al. (2009) en el periodo de junio 2005 a junio 2006 y aplicado por Yves Lejeune, (2009) en el sitio del Charquini y el Antisana.

Observación: Para eliminar las microvibraciones con el algoritmo en Excel, se necesita tener una serie de datos semihorarios completa.

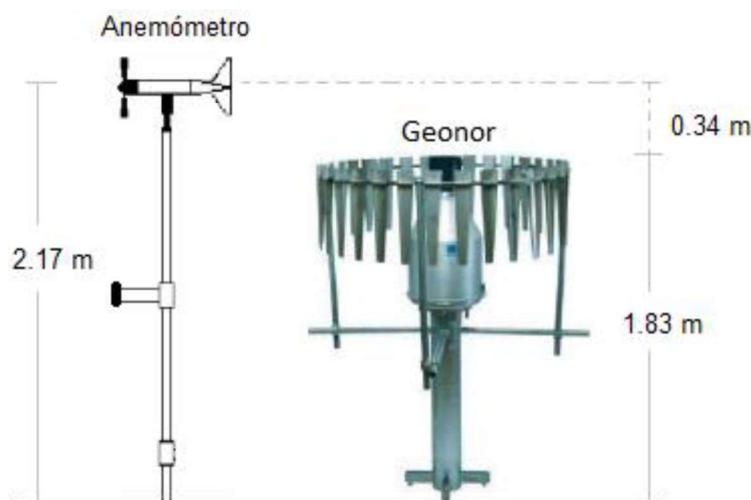
La velocidad del viento debe ser medida al nivel del sistema de recolección, pero si esta velocidad es medida a diferente nivel se debe realizar una corrección de la velocidad del viento por altura para acercarla al nivel de recolección (Førland et al., 1996).

4.3.2.2 CORRECCIÓN DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO POR ALTURA

La velocidad del viento presenta un perfil logarítmico, es decir a menor altura la velocidad disminuye (Mur Amada, 2009), por esta razón es necesario corregir la

velocidad del viento medida en el anemómetro para acercarla al sistema de recolección del Geonor. En la estación ORE el anemómetro está instalado a 2.17 m de altura mientras que el sistema de recolección del Geonor a 1.83 m de altura (Figura 4.5).

FIGURA 4.5: BOSQUEJO DEL ANEMÓMETRO Y EL GEONOR INSTALADOS A 4900 m.s.n.m.



Elaboración: Daniela Paillacho

La diferencia de altura entre el anemómetro y el sistema de recolección es de 0.34 m. Para tomar en cuenta este diferencial de altura se utilizó la ecuación 4.3 propuesta por Førland et al. (1996).

$$Vg = (\log h z_0^{-1}) (\log H z_0^{-1})^{-1} (1 - 0.024 \alpha) V_H \quad (4.3)$$

Donde:

Vg : velocidad del viento al nivel del orificio del sistema de recolección ($m \cdot s^{-1}$).

h : altura del orificio del sistema de medición sobre el suelo (m).

Z_0 : longitud de rugosidad (m).

H : altura del instrumento de medición de la velocidad del viento sobre el suelo (m).

V_H : velocidad del viento medido a la altura H sobre el suelo ($m \cdot s^{-1}$).

α : ángulo vertical medio de obstáculos alrededor del aparato (grados).

La longitud de rugosidad (Z_0) se determina de acuerdo al tamaño y distribución de los elementos de rugosidad, es considerada como la altura por encima de la superficie del suelo en la cual la velocidad del viento tiende a cero debido al efecto de los elementos rugosos (Mur Amada, 2009). La estación ORE está situada sobre una morrena por esta razón presenta una superficie muy rugosa, el Z_0 se calculó en función de la ecuación 4.4 descrita en Mur Amada, (2009).

$$Z_0 = 0.5 S h A_h^{-1} \quad (4.4)$$

Donde:

S y h: sección y altura cara al viento de los elementos de rugosidad (m).

A_h : área horizontal media de cada obstáculo (m).

El ángulo vertical (α) depende de la exposición del sitio tomando como referencia el valor promedio de las mediciones directas de los obstáculos presentes alrededor del sensor (Førland et al., 1996). La Tabla 4.5, presenta los valores recomendados de α para diferentes tipos de exposiciones. El valor del ángulo vertical (α) para la zona del Antisana fue seleccionado dentro del rango de valores 0 - 5 como un sitio expuesto porque no existe cobertura vegetal y/o infraestructuras construidas en los alrededores de la estación ORE.

TABLA 4.5: VALORES RECOMENDADOS DE α PARA DIFERENTES EXPOSICIONES

Clase	Ángulo α	Descripción
Sitio Expuesto	0 - 5	Solo unos pocos obstáculos pequeños, como arbustos, grupos de árboles, una casa.
Sitio muy expuesto	6 - 12	Pequeños grupos de árboles o arbustos, o una o dos casas.
Sitio muy protegido	13 -19	Parques, bosques, centros de pueblos, grupos de casas, patios.
Sitio Protegido	20 -26	Bosque joven, claro de bosque pequeño, parque con grandes árboles, centros urbanos, valles cerrados y profundos, terreno muy accidentado, sotavento de grandes colinas.

Fuente: Adaptado de Førland et al. 1996

La corrección de la velocidad del viento por altura en el periodo de estudio 2005-2017, mostró un cambio de la velocidad promedio del viento de: 4.10 m.s⁻¹ a 3.21 m.s⁻¹. Es decir, un diferencial de 0.34 m en promedio provoca una reducción del 21% en la velocidad del viento a la altura del sistema de recolección del Geonor.

Además de los efectos de la velocidad del viento se debe incluir la influencia de la temperatura en los tipos de precipitación conocida como fase de precipitación.

4.3.3 ESTIMACIÓN DE LA FASE DE PRECIPITACIÓN

La precipitación puede presentarse en fase líquida (lluvia) o sólida (nieve-granizo), estas fases se separan a una temperatura del aire determinada conocida como la fase de precipitación (L'hôte et al., 2004).

Conocer la fase de precipitación es importante principalmente en cuencas de alta montaña para evaluar correctamente los balances de masa, energía e hidrológicos

(L'hôte et al., 2004; Lejeune, 2009). Por tal razón, estimar la fase de precipitación de manera objetiva, precisa y realista, basándose en parámetros meteorológicos medidos por la estación, es una prioridad (Lejeune et al., 2003).

Estimar la fase de precipitación en el presente estudio permitió separar la precipitación sólida de la líquida para poder aplicar las ecuaciones propuestas por Førland et al. (1996) y realizar las respectivas correcciones de acuerdo a cada fase.

En la zona del Antisana, la fase de precipitación es estimada utilizando la temperatura del aire (T_{aire}) mediante los siguientes umbrales: Si $T_{\text{aire}} \leq -1^{\circ}\text{C}$, la precipitación es nieve; si $T_{\text{aire}} \geq +3^{\circ}\text{C}$, la precipitación es lluvia y si $-1^{\circ}\text{C} < T_{\text{aire}} < +3^{\circ}\text{C}$, la precipitación es una mezcla. Para discriminar la mezcla se aplicó una relación empírica que involucra P que es la proporción de nieve: Si $P = 1$; la precipitación es nieve; si $P = 0$ la precipitación es lluvia (Wagnon et al., 2009; Lejeune et al., 2003). Esta relación se expresa en el siguiente polinomio:

$$P = -0.0273T_{\text{aire}}^5 + 0.1606T_{\text{aire}}^4 - 0.1653T_{\text{aire}}^3 - 0.3053T_{\text{aire}}^2 - 0.0145T_{\text{aire}} + 0.9927 \quad (4.5)$$

Una vez discriminada la fase de precipitación utilizamos las ecuaciones de corrección propuesta por Førland et al. (1996) en función de la temperatura del aire y la velocidad del viento. Este método fue adoptado por L'Hôte, (2005) en el Glaciar Zongo, Bolivia determinando que estas correcciones a la precipitación medidas en el Geonor explicarían los déficits de lluvia observados en los balances hidrológicos del glaciar.

4.3.4 ECUACIONES DE CORRECCIÓN PARA LOS DATOS DE PRECIPITACIÓN DEL GEONOR

Las correcciones en los registros del Geonor deben ser diferenciadas para la precipitación sólida y líquida porque la velocidad del viento y la temperatura del aire influyen en su distribución y forma. Las ecuaciones de corrección permiten

determinar un coeficiente denominados K_s y K_l para la precipitación sólida y líquida respectivamente.

4.3.6.1 CORRECCIÓN PARA LA PRECIPITACIÓN LÍQUIDA

El coeficiente de corrección para la lluvia se determina en función de la velocidad del viento, la intensidad de la lluvia y una constante que depende del dispositivo de recolección de la precipitación como se describe en la ecuación 4.6.

$$K_l = \exp(-0.00101 \ln I - 0.012177 V_g \ln I + 0.034331 V_g + 0.007697 + c) \quad (4.6)$$

Donde:

K_l : Coeficiente de corrección para la fase líquida.

V_g : Velocidad del viento a la altura del anillo de medición ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

$\ln I$: Logaritmo natural de la intensidad de la lluvia (mm).

c : toma valor de 0 para un dispositivo sin pantalla contra el viento y -0.05 con pantalla de viento (caso Geonor).

4.3.6.2 CORRECCIÓN PARA LA PRECIPITACIÓN SÓLIDA

El coeficiente de corrección para la precipitación sólida se determina en función de la velocidad del viento y la temperatura del aire siguiendo la ecuación 4.7.

La ecuación para corregir la precipitación sólida es válida para velocidades del viento inferiores a $7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y temperaturas superiores a $-12 \text{ }^\circ\text{C}$ (Førland et al., 1996). Esta restricción fue aplicada en el glaciar Charquini de Bolivia por Lejeune et al. (2003) dando buenos resultados. Por esta razón esta restricción se aplicó en los datos del presente estudio de 2005 a 2017 en la zona del Antisana.

$$K_s = \exp(-0.12159 + 0.18546 V_g + 0.0069182 T - 0.005254 V_g T) \quad (4.7)$$

Donde:

Ks: Coeficiente de corrección para la fase sólida.

Vg: Velocidad del viento a la altura del anillo de medición ($m \cdot s^{-1}$).

T: Temperatura del aire (ventilada) ($^{\circ}C$).

Una vez realizadas las correcciones por la influencia del viento y la discriminación de la fase de precipitación. También se deben considerar las pérdidas por evaporación. Para el caso del sensor Geonor no se consideran estas pérdidas por evaporación porque el colector cuenta permanentemente con una capa delgada de aceite para impedir la evaporación como lo recomiendan el fabricante y Førland et al. (1996).

Para validar las correcciones aplicadas en los datos del Geonor nuestros datos y resultados fueron comparados con los obtenidos por Wagnon et al. (2009), durante el periodo del 16 de Junio del 2005 al 30 de Junio del 2006. Este periodo fue denominado como periodo de control.

4.3.5 PERIODO DE CONTROL

Durante el periodo de control (16 de junio de 2005 al 30 de junio de 2006) para realizar las correcciones en los datos de precipitación, Wagnon et al. (2009) utilizaron la precipitación medida por el Geonor, la velocidad del viento y la temperatura del aire para aplicar el logaritmo de la eliminación de microvibraciones y realizar las correcciones por la influencia del viento y la fase de precipitación mostrado en secciones anteriores. La Tabla 4.6, muestra una comparación entre los valores obtenidos por Wagnon et al. (2009) y los resultados del estudio actual.

TABLA 4.6: PERIODO DE CONTROL

Cantidad	Wagnon et al. 2009	Estudio Actual
Precipitación (mm)	2163	2163
Nieve (mm)	1893	1885
Lluvia (mm)	270	278
Temperatura (°C)	1.11	1.12
Viento (m.s ⁻¹)	4.4	4.34

Elaboración: Daniela Paillacho

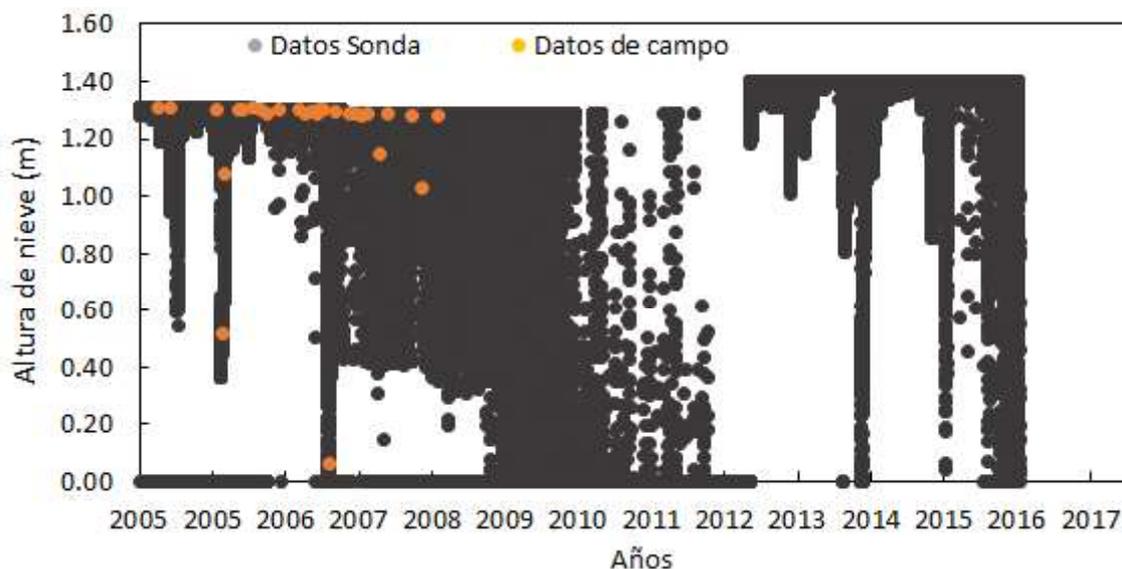
Los valores del estudio actual coinciden con los valores estimados en Wagnon et al. (2009), con un desfase de 8 mm de precipitación, concluyendo que las correcciones aplicadas son adecuadas.

4.4 TRATAMIENTO DE LOS DATOS DE LA SONDA ULTRASONIDO

La sonda modelo UDG01 fue instalada en la estación ORE durante el periodo 2005-2012 a 1.3 m sobre la superficie, mientras que después del año 2012 esta altura fue modificada a 1.4 m por una sonda modelo SR 50.

4.4.1 DATOS BRUTOS DE LA SONDA ULTRASONIDO

La Figura 4.5, muestra las alturas registradas en metros entre la sonda ultrasonido y la superficie del suelo. En esta figura se observa un cambio de altura que obedece al reemplazo de un nuevo modelo de sonda SR 50 en el año 2013, además existen vacíos durante su registro que se pueden corroborar con la Tabla 4.7, que indica periodos de vacíos en los años 2010, 2011, 2012 y 2016.

FIGURA 4.6: DATOS BRUTOS DE LA SONDA ULTRASONIDO

Elaboración: Daniela Paillacho

Los datos fuera de rango normal (altura límite 1.3 m para el primer periodo y 1.4 m para el segundo periodo) o datos parásitos fueron eliminados con referencia a los datos registrados de forma manual en informes de salidas de campo en años anteriores hasta el año 2009.

TABLA 4.7: PORCENTAJE DE DATOS SEMIHORARIOS DISPONIBLES EN LA SONDA ULTRASONIDO

Año	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
% Datos Disponibles	80	83	91	84	83	27	2	1	100	100	100	52

Elaboración: Daniela Paillacho

Las mediciones de la sonda ultrasonido son afectadas por la influencia de la temperatura, humedad del aire y viento, por lo que se requiere realizar correcciones aplicando dichas variables meteorológicas.

4.4.2 INFLUENCIA DE LA TEMPERATURA, LA HUMEDAD Y EL VIENTO EN LAS MEDICIONES

Sicart et al. (2002), hace referencia a la temperatura, humedad y viento vertical que influyen en la velocidad del sonido en el aire (c), su dependencia de la densidad del aire se puede reducir a una función de la temperatura del aire:

$$c = \sqrt{\frac{RTY}{M}} \quad (4.8)$$

Donde R es la constante de los gases ideales (8.31 JK^{-1}) e $Y = 1.4$ para aire seco y M la masa molar de gas ($0.029 \text{ Kg mol}^{-1}$). La corrección de temperatura es del orden 2 mm por grado kelvin para la medición de 1 m, alrededor de 0°C . El efecto de la humedad se consigue reemplazando la temperatura del aire por su temperatura virtual $T = T (1 - 0.378e/p)^{-1}$ donde e representa la presión parcial del vapor de agua y p es la presión total del aire. Para $T = 273 \text{ K}$ y $p = 540 \text{ hP}$ una variación del 40% al 100% provoca una variación de 1.3 mm para la medición de 1 m. La velocidad del viento se suma o se resta de la velocidad del sonido dependiendo de la dirección.

No hubo corrección en la humedad del aire porque su variabilidad por encima de las superficies glaciales y su influencia en las mediciones ultrasónicas son más bajas que las de la temperatura, además de que las mediciones no son muy precisas en entornos glaciares. La calidad de las correcciones de temperatura y humedad es limitada ya que las mediciones se realizan en un solo nivel, pero pueden aparecer fuertes gradientes de temperatura y humedad cerca de la superficie. Las perturbaciones en las mediciones ultrasónicas relacionadas con el gradiente vertical de temperatura y las velocidades del viento vertical por encima de las superficies de nieve donde la capa superficial es típicamente estable, son del orden de 1 mm para una altura de 1 m.

4.4.3 MÉTODO DE SICART ET AL. (2002)

En el glaciar Zongo del Bolivia a 5150 m.s.n.m., Sicart et al. (2002) compararon medias de 3 mediciones consecutivas repartidas en una hora a intervalos de 3 horas, para poder detectar cambios de altura de más de 1 cm. Estas medias se calcularon para reducir los errores aleatorios eligiendo un paso de tiempo superior a la media hora para detectar cambios significativos en la altura y suficientemente cortos para detectar una nevada antes de que comience la fusión.

La precipitación sólida (eventos de nieve) es representada por la disminución de la distancia entre el sensor y la superficie, y multiplicada por la densidad de la nieve con un valor igual a 250 kg.m^{-3} para convertirla en mm equivalentes de agua (El equivale de una nevada en agua refiere a la cantidad de precipitación líquida presente en dicha nevada). La densidad de la nieve en el periodo de estudio fue considerada con el mismo valor (250 kg.m^{-3}) ya que ha sido utilizada en otros estudios para la zona del Antisana.

4.5 HOMOGENIZACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

Para proceder con cualquier análisis de la precipitación es importante garantizar el control adecuado de la calidad de los datos. Utilizando las series corregidas del Geonor y las series rellenadas del pluviógrafos obtuvimos un factor de corrección que permitió la homogenización de los datos de los pluviógrafos. Para esto fueron correlacionados los dos juegos de datos a nivel diario, mensual y anual indicados en la sección 5.2.2.

4.5.1 FACTOR PARA CORREGIR LAS MEDICIONES DEL PLUVIÓGRAFO UTILIZANDO EL GEONOR

Un factor de corrección es un coeficiente que se ajusta a un valor resultante de un cálculo determinado que sufre alteraciones debido a variables no consideradas

inicialmente durante la medición, con el fin de obtener datos de precipitación cercanos a la realidad (Bernal et al., 2012; Llabrés et al., 2015; Guijarro, 2018).

En este estudio se calculó el valor empírico del factor de corrección de la siguiente manera:

$$f_c = \frac{A_G}{A_P} \quad (4.9)$$

Donde:

f_c : factor de corrección de la precipitación.

A_G : precipitación acumulada a nivel anual del Geonor.

A_P : precipitación acumulada a nivel anual del Pluviógrafo.

El valor empírico fue comparado con ciertas transformaciones estadísticas, también conocidas como métodos de mapeo de cuantiles (Tabla 4.8) que permiten modelar directamente series de tiempo observando que tan cerca se encuentra la distribución de un conjunto de datos a una distribución ideal o con el fin de comparar la distribución de dos conjuntos de datos (Gudmundsson et al., 2012; Gudmundsson, 2016). El análisis también se realizó con el cálculo del error absoluto (MAE) y el error medio cuadrático (RMSE). Todo esto permitió determinar que el valor calculado de manera empírica es simple y efectivo ya que es comparable con otros métodos más complejos.

TABLA 4.8: MÉTODOS PARA DETERMINAR EL FACTOR DE CORRECCIÓN

Método	r	RMSE	MAE
Sin factor	0.84	65	44
Con factor	0.84	49	34
PTF	0.84	50	33
Power.x0	0.84	50	34
Expasympt.x0	0.84	50	34
linear	0.84	50	34
Scale	0.84	49	35
Expasympt	0.84	50	34
SSPLIN	0.84	53	35
DIST	0.84	49	33
RQUANT	0.84	51	33
QUANT	0.84	51	33

Elaboración: Daniela Paillacho

En el Anexo 3, se muestran los gráficos de los métodos observados en la Tabla 4.8.

El cálculo del factor de corrección de forma empírica fue aplicado para todos los años del periodo 2002-2017, utilizando las series corregidas del Geonor y las series rellenadas del pluviógrafo obteniendo así un valor promedio para cada año del periodo de estudio según los acumulados anuales para que el pluviógrafo alcance el mismo orden de magnitud del Geonor. La Tabla 4.9, presenta la clasificación descendente de los años secos (promedio menos una desviación estándar), húmedos (comprendidos entre los años secos y años húmedos) y muy húmedos (promedio más una desviación estándar) según el acumulado anual del pluviógrafo que permite establecer los rangos de aplicación de los factores de corrección a los datos de la red de pluviógrafos.

TABLA 4.9: ESTIMACIÓN DE LOS FACTORES DE CORRECCIÓN PARA LA HOMOGENIZACIÓN DE LA RED DE PLUVIÓGRAFOS

Clasificación	Año	Pluviógrafo	Geonor	Velocidad* del viento	Factor anual	Factor Promedio
Años muy húmedos	2010	1167.8	1532.2	4.3	1.3	1.3
	2011	1076	1590	4.2	1.5	
	2015	1045.4	1195.6	6	1.1	
Años húmedos	2017	963.2	1406.5	4.5	1.5	1.5
	2006	890	1557.1	4	1.7	
	2009	874.4	1139.3	4.9	1.3	
	2016	865.4	1134.8	2.7	1.3	
	2007	823	1430	4.3	1.7	
	2013	765.6	888.3	2	1.2	
	2014	705.2	1081.9	4.4	1.5	
Años secos	2008	603.1	1402.2	3.5	2.3	2.1
	2005	580.8	1134.6	4.6	2	
	2012	546.6	1085.7	3.6	2	

* Velocidad del viento promedio anual a partir de datos media hora

Elaboración: Daniela Paillacho

La clasificación de los eventos muestra que los años secos requieren una mayor corrección en sus acumulados. No existe correlación entre la velocidad del viento y la precipitación a una altura de 4900 m.s.n.m. porque la máxima correlación anual entre las dos variables fue de $r = 0.3$. Esto puede deberse a que el pluviógrafo y el Geonor poseen diferentes sistemas de recolección.

4.6 ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN

Las series de precipitación presentadas en esta sección para realizar el análisis de la variabilidad espacial y temporal entre los 4200 m.s.n.m. y los 4900 m.s.n.m. a

diferentes escalas temporales fueron homogenizadas aplicando los factores de corrección mostrados en la Tabla 4.9, en el periodo 2002-2013.

4.6.1 CICLO DIARIO DE LA PRECIPITACIÓN

Para conocer el ciclo diario de la precipitación se realizaron gráficos de contorno que permiten explorar la relación tridimensional (porcentaje de la precipitación, horas y meses). En los ejes vertical y horizontal se encuentran las dos variables independientes, horas y meses respectivamente, mientras que las líneas de contorno representan el porcentaje de distribución de la precipitación (Tapia, 2016). Estos gráficos muestran la distribución horaria (en porcentaje) de la precipitación en los meses del año.

4.6.2 DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN MENSUAL

Los acumulados de precipitación mensual permiten determinar el comportamiento de los regímenes de precipitación en cada uno de los pluviógrafos en función de la altitud (Montealegre, 2004). Para analizar la distribución mensual se realizó el promedio para cada uno de los meses del año durante el periodo 2002-2013.

4.6.3 VARIACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ANUAL

Esta sección se refiere al año hidrológico (enero-diciembre). La precipitación anual se obtiene a partir del acumulado de los datos de los doce meses del año. La distribución de la precipitación anual de cada pluviógrafo proporciona un resumen rápido de las variaciones existentes durante el periodo 2002-2013.

4.6.4 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN

Para trazar el mapa de isoyetas se utilizó la precipitación promedio anual de los pluviógrafos instalados entre los 4200 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m. incluyendo el dato medido en la zona de acumulación sobre el glaciar a 5400 m.s.n.m. El mapa de isoyetas permite observar de forma inédita la distribución espacial de la precipitación en la cuenca del glaciar 15 del Antisana.

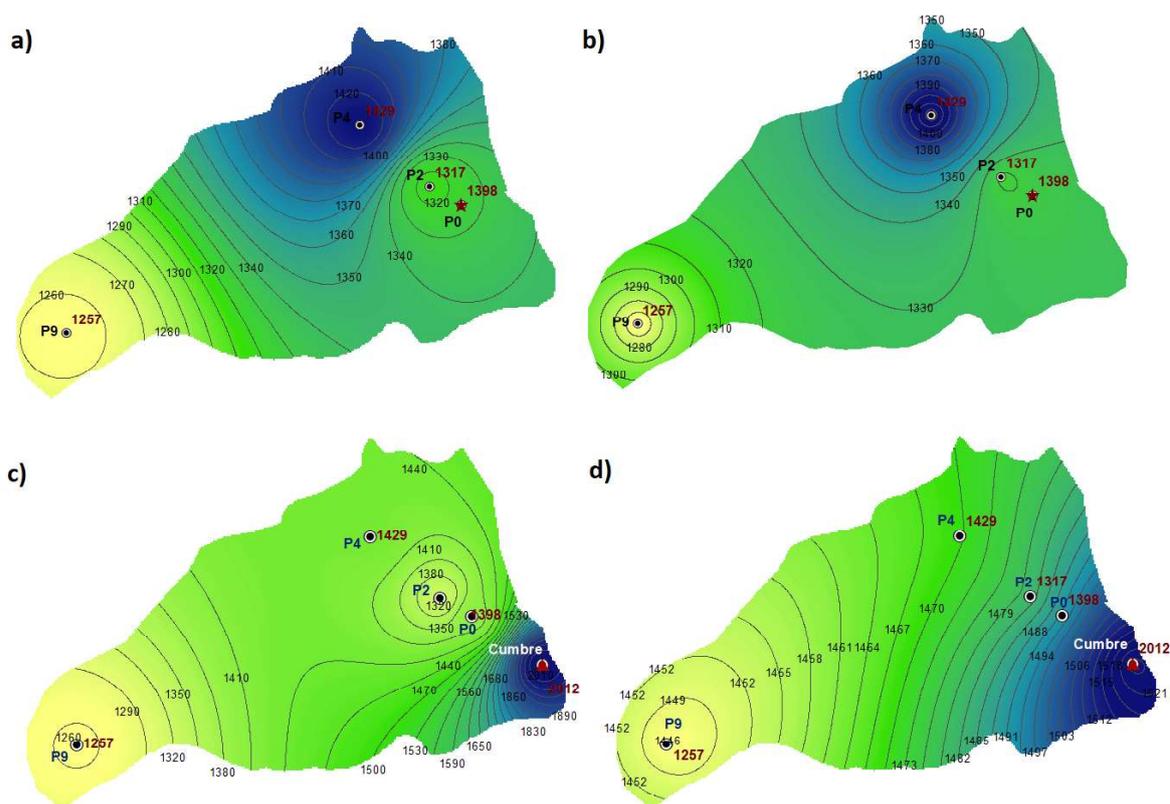
Los métodos de interpolación utilizados para trazar el mapa de isoyetas fueron: IDW y Kriging. El método Kriging Ordinario es una técnica de modelos geoestadísticos que determinan el valor de la elevación mediante el cálculo medio de las elevaciones más cercanas (Garzón, 2013; Oliver & Webster, 2014). Este método se basa en la autocorrelación espacial de las variables, ajustando una función matemática a un conjunto de puntos en un radio específico que determina el valor de salida para cada sitio (Pérez, 2016). En el método IDW los valores de las celdas se calculan mediante una ponderación de los puntos de muestreo (Garzón, 2013). La influencia de un punto en relación con otros disminuye a medida que la distancia aumenta entre ellos, es decir se asigna una mayor ponderación a los puntos más cercanos a las posición por predecir que a aquellos que se encuentran más alejados (Vargas et al. , 2011).

La Figura 4.7, muestra la comparación entre los métodos de interpolación IDW-Kriging para determinar el mejor trazado de isoyetas en la cuenca del glaciar 15 del Antisana. En las figuras a y b no se incluye el pluviógrafo P0 para observar la cantidad de la precipitación promedio en ese sitio y realizar una verificación de la variación de la precipitación utilizando los dos métodos. En las figuras c y d se presentan los cuatro pluviógrafos y el dato de acumulación medido a 5400 m.s.n.m sobre el glaciar para tener una mejor observación de la variación de la precipitación en la cuenca del glaciar 15.

La comparación de los dos métodos de interpolación para trazar el mapa de isoyetas observada en la Figura 4.7, muestra que el método IDW presenta una mejor predicción de las áreas de precipitación ya que se acerca a los valores de precipitación estimados por los cuatro pluviógrafos y el dato de acumulación, en comparación con el método Kriging. Por tanta el método IDW fue seleccionado para representar la distribución espacial de la precipitación en la zona de estudio. El procedimiento de interpolación que tiene en cuenta el método IDW es: la definición de la zona circundante del punto interpolar (delimitación del radio de acción, forma de hacer el re-muestreo y la orientación de los puntos), la cantidad de puntos que se utilicen al interior de la zona circundante y la elección de la función matemática

que se ajuste a la variación sobre la cantidad de puntos seleccionados (Garzón, 2013).

FIGURA 4.7: COMPARACIÓN DE LOS MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN IDW-KRIGING



a) Método de Interpolación IDW sin el pluviógrafo P0, b) Método de Interpolación Kriging Ordinario sin el pluviógrafo P0, c) Método de Interpolación IDW con la red de pluviógrafos completa incluida la baliza de acumulación y d) Método de Interpolación Kriging Ordinario con la red de pluviógrafos completa incluida la baliza de acumulación.

Elaboración: Daniela Paillacho

4.7 ESTIMACIÓN DE LOS GRADIENTES ALTITUDINALES

Los gradientes de precipitación altitudinales entre los 4200 m.s.n.m y los 5400 m.s.n.m. se estimaron aplicando las diferencias entre los acumulados de precipitación sobre las diferencias de altura a la que se encuentran los diferentes

pluviógrafos (Immerzeel et al., 2014; Martínez del Castillo et al., 2012), instalados en la cuenca del glaciar 15 del Antisana desde el pluviógrafo de menor altitud al pluviógrafo de mayor altitud como se observa en la Figura 4.8, así: i) P9 (4200 m.s.n.m.) a P4 (4455 m.s.n.m.); ii) P4 a P2 (4785 m.s.n.m.); iii) P2 a P0 (4900 m.s.n.m.) y; iv) P0 a la zona de acumulación (5400 m.s.n.m.) sobre el glaciar.

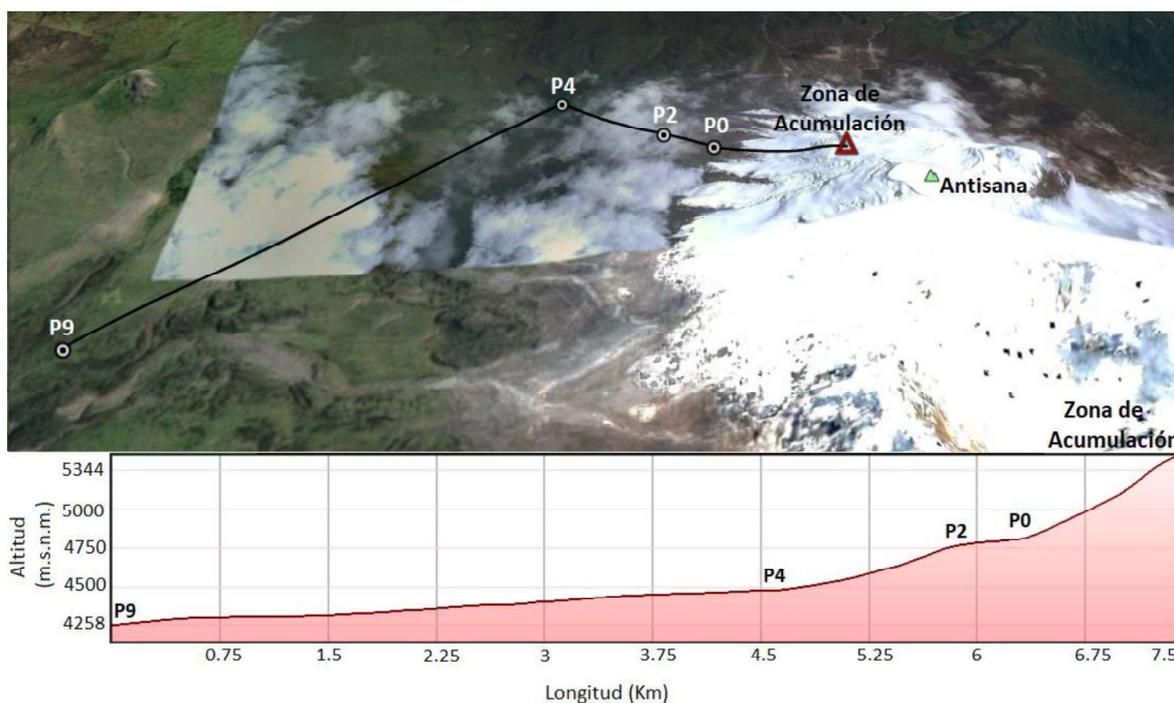
$$PG = \frac{P1 - P2}{Z1 - Z2} \quad (4.10)$$

Donde:

P1 y P2 son los acumulados de precipitación (mm).

Z1 y Z2 son sus respectivas alturas (m.s.n.m.).

FIGURA 4.8: PERFIL LONGITUDINAL ENTRE LOS 4200 Y 5400 m.s.n.m.



Fuente: Google Earth

Entre los pluviógrafos P9-P4 existe una distancia en línea recta de 4.7 km con un desnivel de 255 m de altura, entre los pluviógrafos P4-P2 en la transición páramo-morrena hay un desnivel de 300 m de altura en 1.5 km de distancia, entre los

pluviógrafos P2-P0 hay un desnivel de 115 m de altura en 0.8 km de distancia y entre P0 y la zona de acumulación sobre el glaciar existe un desnivel de 500 m de altura en 1 km de distancia aproximadamente.

4.7.1 RELACIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN, LOS GRADIENTES ANTITUDINALES Y LOS ÍNDICES CLIMÁTICOS

Para establecer una relación con la precipitación, los gradientes altitudinales y los índices climáticos, se correlacionó estas series obtenidas durante el periodo 2002-2013.

Los índices climáticos son proporcionados por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA). Un índice climático es un valor usado para describir el estado y los cambios en el sistema climático (Jiménez, 2011). El análisis del comportamiento local de las precipitaciones con los datos climáticos globales permite establecer previsiones a más largo plazo (NOAA, 2019).

Los índices presentados en esta sección están basados en patrones climáticos de:

- I. La atmosfera, permiten determinar las diferencias de presión atmosférica entre dos puntos específicos de la tierra.
- II. Los índices ENSO, monitorean las interacciones océano-atmósfera y tienen lugar en el Pacífico Tropical.
- III. Los índices basados en la SST, monitorean los océanos Atlántico y Pacífico, usando las anomalías de la temperatura de la superficie del mar.
- IV. El índice de precipitación SPI, permite evaluar el estado de sequía o exceso de lluvia y;
- V. Las teleconexiones climáticas identificadas como diversos centros de anomalías de presión de diferente o mismo signo separadas por largas distancias que son de gran utilidad por su aplicación dentro del campo de predicción estacional, principalmente en la pluviometría para gestionar mejor los recursos hídricos (NOAA, 2019).

La Tabla 4.10 muestra los índices utilizados para correlacionarlos con la precipitación y sus gradientes altitudinales.

TABLA 4.10 ÍNDICES CLIMÁTICOS

ÍNDICES	NOMENCLATURA	
Atmósfera	AAO	La Oscilación Antártica
	AO	La Oscilación Ártica
ENSO	SOI	Índice de la Oscilación del Sur
	MEI	Índice Multivariado ENSO
Precipitación	ESPI	Índice de precipitación ENSO
SST_Atlántico	CAR	Índice SST del Caribe
	TNA	Índice SST del Atlántico Norte Tropical
	TSA	Índice del Atlántico Sur Tropical
SST_Pacífico	ONI	Índice de El Niño Oceánico
	TNI	Índice Trans-Niño
Teleconexión	EPO	Oscilación del Pacífico Oriental
	NAO	La Oscilación del Atlántico Norte
	PDO	Oscilación Decadal del Pacífico
	PNA	Patrón Pacífico Norte América
	WPO	Índice del Pacífico Occidental

Elaboración: Daniela Paillacho

CAPÍTULO 5

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

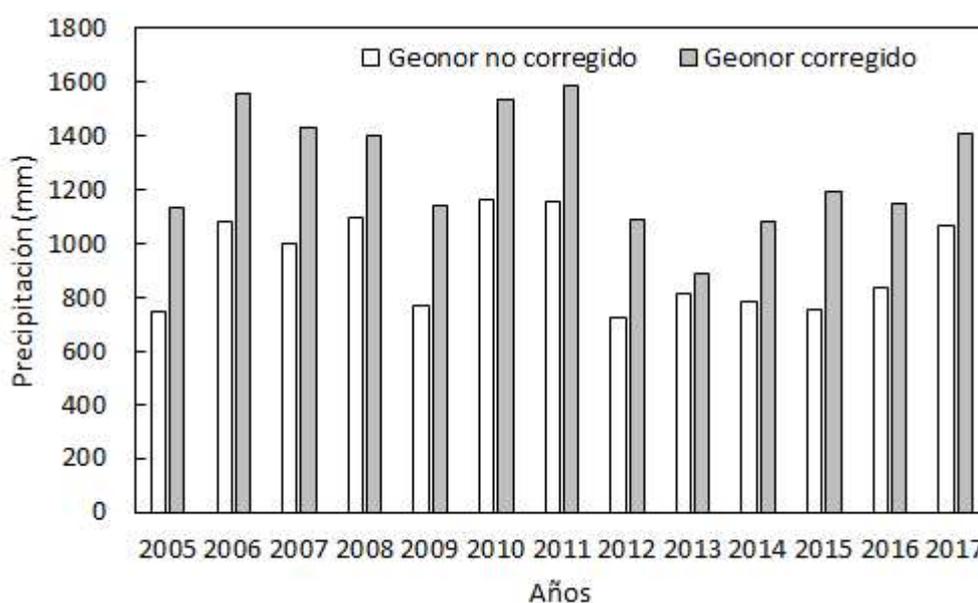
El objetivo de este trabajo es estudiar la relación en la precipitación registrada por tres tipos de sensores instalado en la estación ORE, para luego analizar la variabilidad espacial-temporal entre el páramo y la morrena utilizando los datos medidos entre los 4200 m.s.n.m y 4900 m.s.n.m.

5.1 ADAPTACIÓN DE LAS METODOLOGÍAS DESARROLLADAS EN LOS ANDES TROPICALES

5.1.1 SERIES CORREGIDAS DEL GEONOR

La Figura 5.1, muestra la precipitación original y corregida en el periodo de estudio entre 2005 y 2017. Los métodos de corrección fueron descritos en el Capítulo 4 y en la Figura 5.1, se puede observar fuertes variaciones en los acumulados debido a las correcciones aplicadas.

FIGURA 5.1: PRECIPITACIÓN CORREGIDA Y SIN CORRECCIÓN DEL GEONOR



Elaboración: Daniela Paillacho

Wagnon et al (2009), en su estudio determinaron un incremento del 51% de la precipitación en el mismo Geonor para el periodo de estudio del 16 de junio de 2005 al 30 de junio de 2006. En este estudio se evidenció un incremento máximo del 58% en el año 2005 y un incremento mínimo del 9% en el año 2013 con velocidades promedio anuales del viento de 6 m.s^{-1} y 2 m.s^{-1} respectivamente como se muestra en la Tabla 5.1. Esto demuestra que la velocidad del viento es directamente proporcional al porcentaje de incremento de la precipitación en el Geonor.

TABLA 5.1: PORCENTAJE DE INCREMENTO DE LA PRECIPITACIÓN EN EL GEONOR

Años	Geonor sin Corregir (mm)	Geonor corregido (mm)	Velocidad* del viento (m.s⁻¹)	Porcentaje de Incremento (%)
2005	750	1135	4,6	51
2006	1082	1560	4	44
2007	1003	1430	4,3	43
2008	1093	1402	3,5	28
2009	770	1139	4,9	48
2010	1163	1532	4,3	32
2011	1159	1590	4,2	37
2012	726	1086	3,6	49
2013	815	888	2	9
2014	785	1082	4,4	38
2015	757	1196	6	58
2016	836	1146	2,7	37
2017	1067	1408	4,5	32
Acumulado	12007	16594		38

*Promedio anual de la velocidad del viento

Elaboración: Daniela Paillacho

Durante 13 años de análisis el resultado indica que el acumulado del Geonor debe incrementarse en promedio un 38% (16594 mm de precipitación son medidos en

lugar de 12007 mm) (ver Tabla 5.1). Esto determina la subestimación de la precipitación en el mismo Geonor.

La Tabla 5.2, presenta los acumulados totales de nieve y lluvia corregida y no corregida para el periodo de estudio 2005-2017.

TABLA 5.2: PRECIPITACIONES MEDIDAS POR EL GEONOR. PERIODO 2005-2017

Cantidad	Geonor no corregido (mm)	Geonor corregido (mm)
Nieve	9940	14410
Lluvia	2067	2184
Total	12007	16594

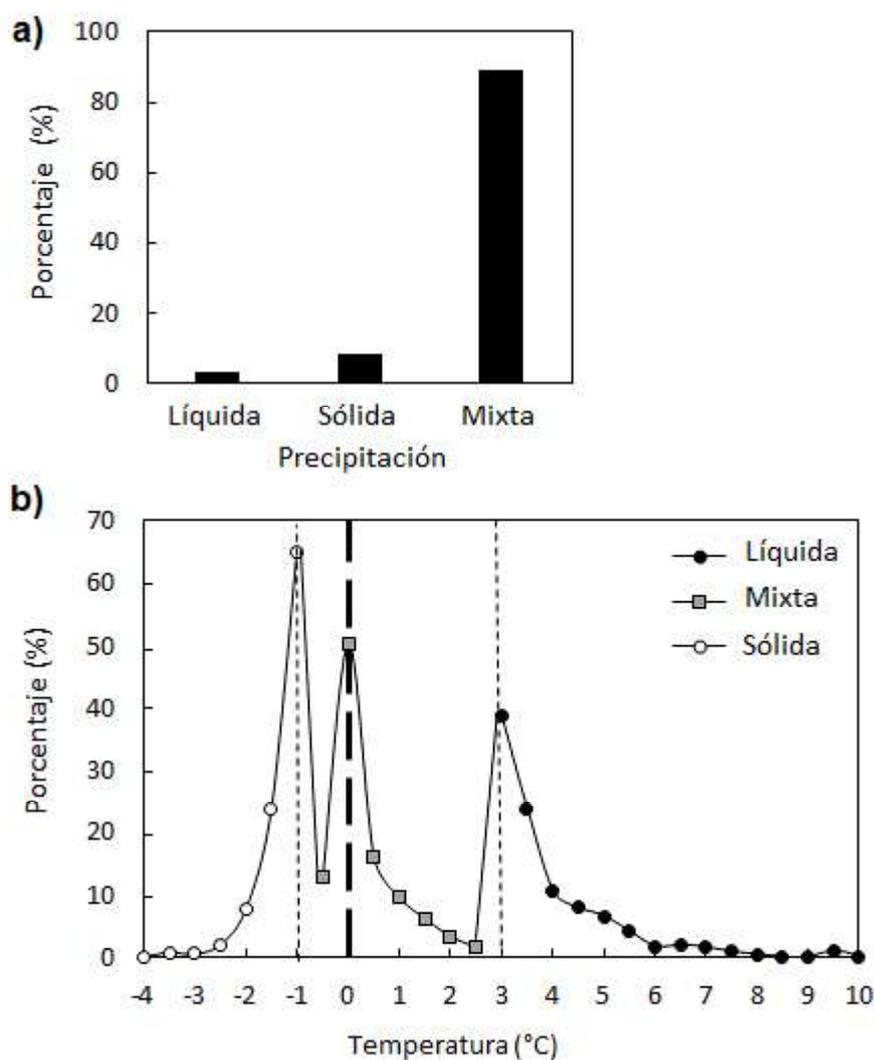
Elaboración: Daniela Paillacho

Los resultados indican que la precipitación medida por el Geonor a pesar de ser el sensor mejor adaptado para medir la precipitación en cuencas de alta montaña, requieren de correcciones sistemáticas para tomar en cuenta la influencia del viento y la temperatura del aire en la recolección de la precipitación.

5.1.1.1 DISCRIMIANCIÓN DE LA FASE DE PRECIPITACIÓN

La Figura 5.2, muestra la discriminación de la fase de precipitación en la zona del glaciar 15α a 4900 m.s.n.m. durante el periodo de estudio 2005-2017. La parte a) indica el porcentaje para cada tipo de precipitación, donde se estima un 3% como líquida, un 8% como sólida y un 89% como una mezcla. La parte b) indica el porcentaje de distribución de los tipos de precipitación en función de la temperatura del aire. Los mayores eventos de precipitación sólida (un 65%) ocurren a una temperatura de -1°C , mientras que los mayores eventos de precipitación líquida (un 39%) ocurren a una temperatura de 3°C , y para el rango $-1^{\circ}\text{C} < T_{\text{aire}} > +3^{\circ}\text{C}$ los mayores eventos de precipitación mixta (un 50%) ocurre a una temperatura de 0°C .

FIGURA 5.2: FASE DE PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA DEL GLACIAR ANTISANA. PERIODO 2005-2017.



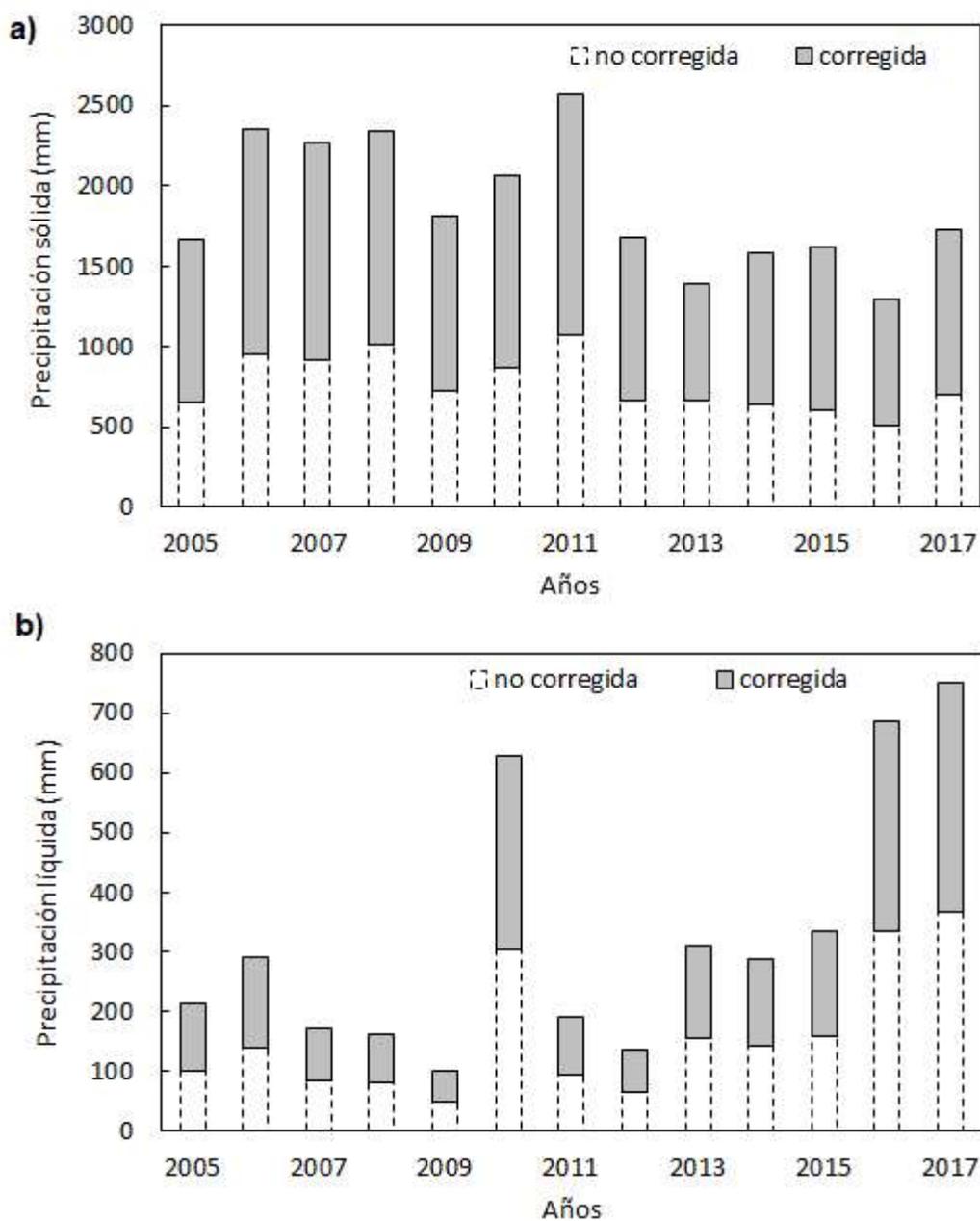
Elaboración: Daniela Paillacho

La discriminación de la mezcla (precipitación mixta) para el periodo 2005-2017 determina un 87% y 13% como precipitación sólida y líquida respectivamente. Esto evidencia que a 4900 m.s.n.m. del volcán Antisana los mayores eventos de precipitación es de tipo sólido.

La Figura 5.3, muestra la precipitación sólida y líquida corregida y no corregida para el periodo 2005-2017. La precipitación sólida requiere un mayor incremento en sus

acumulados para tomar en cuenta los efectos de la velocidad del viento y temperatura del aire en comparación con la precipitación líquida.

FIGURA 5.3: PRECIPITACIÓN SÓLIDA Y LIQUIDA CORREGIDA



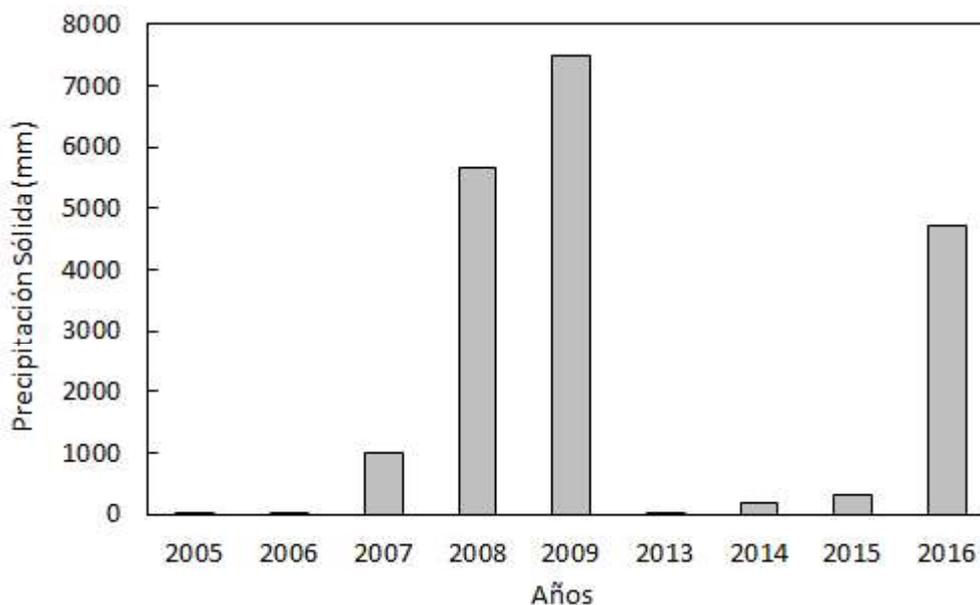
Elaboración: Daniela Paillacho

5.1.2 SERIES TRATADAS DE LA SONDA ULTRASONIDO

La Figura 5.4, muestra los resultados obtenidos al aplicar el método de Sicart et al. (2002) en las series de la sonda ultrasonido durante el periodo 2005-2016 en la zona del Antisana. El resultado muestra un acumulado total de 21009 mm de precipitación y un registro anual de hasta 7500 mm en el año 2009.

En los años 2008, 2009 y 2016 la sonda registró los mayores eventos de precipitación sólida, mientras que en los demás años se registró una menor cantidad. Esto indica una distribución anual no uniforme de la precipitación sólida durante el periodo de estudio.

FIGURA 5.4: PRECIPITACIÓN ANUAL DE LA SONDA ULTRASONIDO



Elaboración: Daniela Paillacho

Observaciones:

- Los valores semihorarios de altura de nieve registrados por la SR 50 fueron convertidos en mm de precipitación utilizando la densidad de nieve aplicada por Sicart et al. (2002) de 250 Kg.m^3 , obteniendo un acumulado de 418928 mm entre el 2005 y 2016 siendo 25 veces más respecto al acumulado del sensor Geonor (16594 mm) en el mismo periodo.

- Tomando en cuenta únicamente la fase de precipitación, se obtuvo un acumulado de 274309 mm para el periodo 2005-20017, siendo 16 veces más respecto al acumulado del sensor Geonor.
- Considerando los valores menores a 120 mm de altura (valores que alcanza el Geonor en sus mediciones) y los valores de la temperatura del suelo menores a cero, se obtuvo un acumulado de 35846 mm siendo 2 veces más respecto al acumulado del Geonor.

Después de aplicar la metodología de Sicart et al. 2002 y haber realizado las anteriores observaciones los resultados muestran un mal funcionamiento del sensor porque sobreestima la precipitación sólida, debido a diferentes fallas y una gran cantidad de vacíos durante el periodo de estudio, esto puede ser explicado porque la sonda ultrasonido está instalada en una zona de morrena y no en una superficie glaciar, lo que implica una medición incorrecta de la capa de nieve debido a que la nieve en esta zona es efímera y a los flujos de calor geotérmicos que afectan la evolución del manto de nieve.

5.2 ANÁLISIS DE LA INTERCOMPARACIÓN ENTRE LOS TRES TIPOS DE SENSORES INSTALADOS A 4900 m.s.n.m.

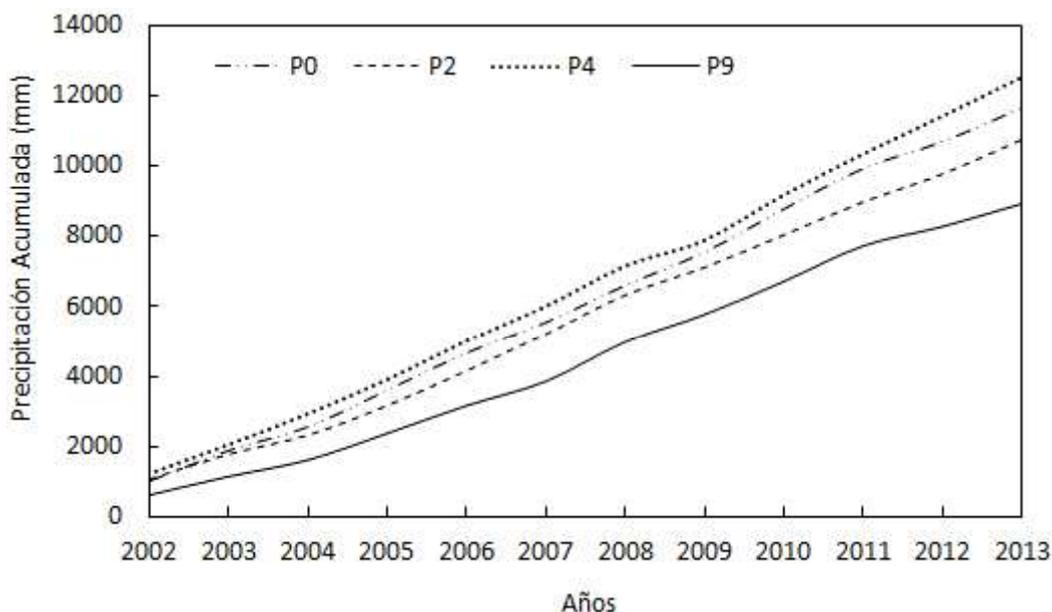
Para el análisis de la relación entre los tres tipos de sensores se rellenó los datos faltantes de los pluviógrafos expuesto en el Capítulo 4. Sección 4.2, obteniendo series de datos completas para el análisis.

5.2.1 SERIES RELLENADAS DE LA RED DE PLUVIÓGRAFOS

Las series de datos rellenadas para la red de pluviógrafos se presentan en la Figura 5.5. y se observa que dichas series presentan una mejor tendencia de los acumulados de precipitación durante el periodo 2002-2013. El pluviógrafo P4 instalado a 4455 m.s.n.m midió la mayor cantidad de precipitación (12514 mm)

mientras que el pluviógrafo P9 instalado a 4900m.s.n.m. midió la cantidad menor de precipitación (8937 mm) entre los años 2002 y 2013 en el sitio de estudio.

FIGURA 5.5: ACUMULADOS DE LA RED DE PLUVIÓGRAFOS. DATOS RELLENADOS



Elaboración: Daniela Paillacho

Las series de datos rellenadas de los pluviógrafos para el periodo 2002-2013 se muestran en el Anexo 1.

La intercomparación de los tres sensores se realizó entre los datos rellenados del pluviógrafo P0, los datos corregidos del Geonor y los datos tratados de la sonda ultrasonido instalados en la estación ORE a 4900 m.s.n.m.

5.2.2 COMPARACIÓN ENTRE EL GEONOR Y EL PLUVIÓGRAFO

Los datos del pluviógrafo y Geonor fueron correlacionados durante el periodo 2005-2017. Las correlaciones a nivel diario, mensual y anual: $r = 0.76$, $p < 0.001$; $r = 0.8$, $p < 0.001$ y $r = 0.6$, $p < 0.05$ respectivamente, muestran que existe una buena relación entre estos dos tipos de sensores.

A pesar de la buena correlación la información de la Tabla 5.3, evidencia que el pluviógrafo debe incrementar sus valores para alcanzar las magnitudes del Geonor. Durante el periodo de estudio el incremento máximo se presenta en el año 2008 y el mínimo incremento en el año 2015 con 133% y 14% respectivamente.

TABLA 5.3: PORCENTAJE DE INCREMENTO DEL PLUVIÓGRAFO RESPECTO AL GEONOR

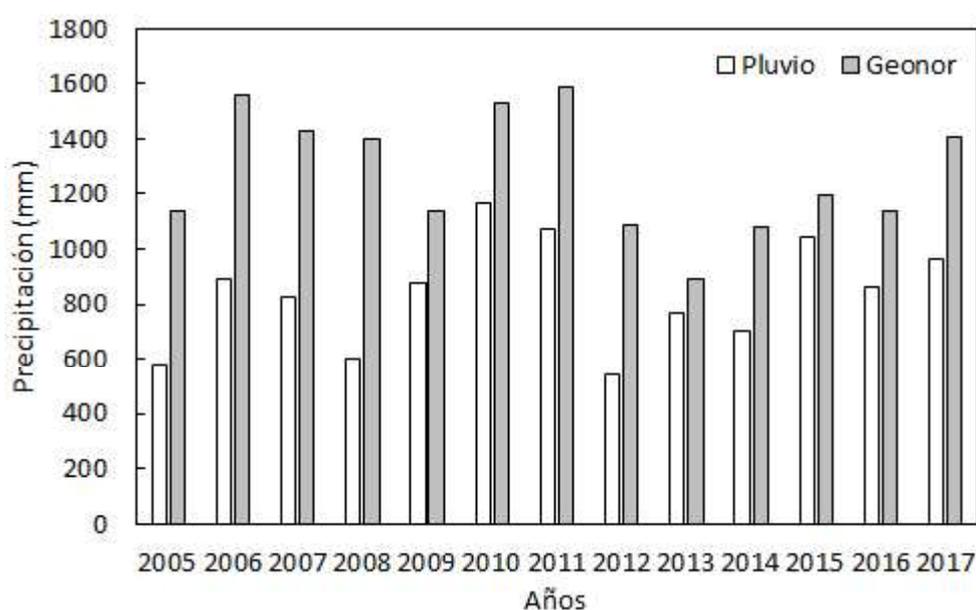
Años	Pluviógrafo (mm)	Geonor (mm)	Porcentaje de incremento del Pluviógrafo (%)	Velocidad del viento (m. s-1)
2005	581	1135	95	4.6
2006	890	1557	75	4.0
2007	823	1430	74	4.3
2008	603	1402	133	3.5
2009	874	1139	30	4.9
2010	1168	1532	31	4.3
2011	1076	1590	48	4.2
2012	547	1086	99	3.6
2013	766	888	16	2.0
2014	705	1082	53	4.4
2015	1045	1196	14	6.0
2016	865	1135	31	2.7
2017	963	1407	46	4.5
Acumulado	10907	16578	52	4.1

Elaboración: Daniela Paillacho

En el Geonor la velocidad del viento es directamente proporcional al incremento de la precipitación (ver sección 5.1.1). Para el caso del pluviógrafo esto no es evidente. Esta situación puede deberse a que el pluviógrafo cuenta con un sistema diferente de medición (cangilones) y a que tampoco cuenta con una cortina metálica para atenuar los efectos aerodinámicos producidos por el viento. Además de las mediciones parásitas o problemas sistemáticos.

En la zona del Antisana Basantes et al. (2016) & Maisincho, (2015) estimaron una subestimación de la precipitación medida por el pluviógrafo del ~60% en la zona del Antisana. La comparación entre el pluviógrafo y el Geonor en el periodo 2005-2017 mostrada en la Figura 5.6, indica que es necesario un incremento total del 52% de la cantidad de precipitación medida por el pluviógrafo respecto al Geonor, 10907 mm son medidos por el pluviógrafo en comparación con 16578 mm medidos por el Geonor durante el periodo de estudio.

FIGURA 5.6: COMPARACIÓN ENTRE EL GEONOR Y EL PLUVIÓGRAFO



Elaboración: Daniela Paillacho

Además, se realizó la separación de la fase de precipitación en el pluviógrafo aplicando la misma metodología del Geonor para comparar los datos entre el Geonor y pluviógrafo, pero los resultados no fueron significativos.

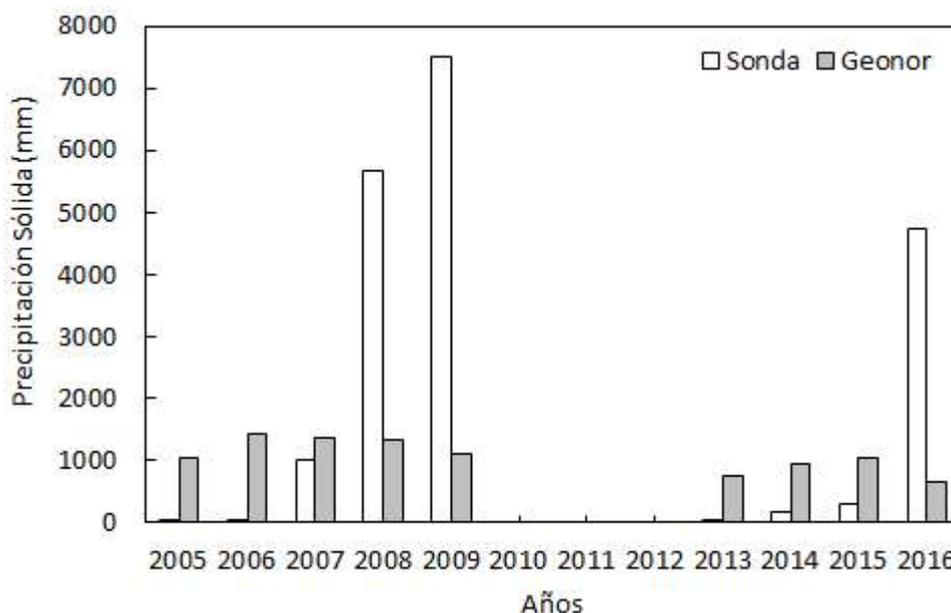
5.2.3 COMPARACIÓN ENTRE EL GEONOR Y LA SONDA ULTRASONIDO

La comparación entre el Geonor y la sonda ultrasonido se realizó con datos en paralelo entre los dos sensores, descartando los años 2010, 2011 y 2012 debido a los vacíos durante el registro. Las correlaciones no significativas a nivel diario,

mensual y anual son $r = 0.1$, $p < 0.01$; $r = 0.14$, $p > 0.05$ y $r = 0.25$, $p > 0.05$ respectivamente.

Las Figura 5.7, muestra el acumulado a nivel anual de los dos sensores. El acumulado de la sonda es 6 veces mayor que el Geonor en los años 2008, 2009 y 2016 determinando que la sonda supera en promedio al Geonor en un 83%. Mientras que en los años 2005, 2006, 2007, 2013, 2014 y 2015 la sonda subestima en promedio al Geonor en un 76%.

FIGURA 5.7: COMPARACIÓN ENTRE EL GEONOR Y LA SONDA ULTRASONIDO



Elaboración: Daniela Paillacho

Las correlaciones mostradas entre los dos sensores indican que no existe una relación entre estos dos tipos de sensores ya que como se observa la precipitación medida por la sonda ultrasonido muestra un déficit de precipitación en algunos años del periodo de estudio, debido a un mal funcionamiento y a que no se encuentra instalada en una zona glaciar, como se mencionó anteriormente en la Figura 5.4.

5.2.4 INTERCOMPARACIÓN ENTRE EL TOTALIZADOR, PLUVIÓGRAFO Y GEONOR

Para establecer una relación entre estos sensores se realizó una breve comparación a nivel mensual entre Geonor y totalizador en el periodo 2005-2009, y entre los pluviógrafos y totalizadores para el periodo 2002-2009.

La Tabla 5.4, presenta la correlación entre los acumulados mensuales de los pluviógrafos, totalizadores y el Geonor durante los años 2002 y 2009. Esta comparación indica buenas correlaciones significativas con un máximo de un $r = 0.83$, $p < 0.001$, entre los totalizadores y pluviógrafos P_{T2} -P2, P_{T9} -P9 y una correlación nula entre el totalizador P_{T2} y pluviógrafo P5. La correlación entre el Geonor y el totalizador muestra una correlación significativa de $r = 0.76$, $p < 0.001$ en un mismo sitio a 4900 m.s.n.m. pero también se observa una buena correlación con P_{T4} de $r = 0.81$, $p < 0.001$.

TABLA 5.4: CORRELACIÓN PLUVIÓGRAFOS-TOTALIZADORES-GEONOR. PERIODO DE ANÁLISIS 2002-2009

		Totalizadores				
		P_{T0}	P_{T2}	P_{T4}	P_{T5}	P_{T9}
Pluviógrafos	P0	0.77				
	P2	0.68	0.83			
	P4	0.69	0.68	0.74		
	P5	0.44	0.00	0.41	0.59	
	P9	0.47	0.66	0.49	0.71	0.83
	Geonor *	0.76	0.68	0.81	0.53	0.31

* Datos a nivel mensual entre el periodo 2005-2009.

Elaboración: Daniela Paillacho

La Tabla 5.5, presenta el porcentaje promedio de incremento del pluviógrafo respecto al totalizador y del totalizador respecto al Geonor, esta última comparación se realiza únicamente con el totalizador P_{T0} ya que se encuentran instalados en el mismo sitio (estación ORE). Este análisis pone en evidencia que el pluviógrafo

subestima sistemáticamente la precipitación respecto al totalizador, durante el periodo 2002-2009 y que el totalizador subestima al Geonor durante el periodo 2005-2009. Según estos periodos de estudio el pluviógrafo requiere un incremento promedio del 19% similar al reportado por Favier et al., (2008) (20%) para alcanzar la magnitud del totalizador y este a su vez requiere incrementar el 61% de sus acumulados respecto al Geonor.

TABLA 5.5: RELACIÓN PLUVIÓGRAFO-TOTALIZADOR-GEONOR. PERIODO 2002-2009

Pluviógrafo	Prom* (mm)	Totalizador	Prom* (mm)	Geonor	Relación	Diferencia	Diferencia
						P _T -P (%)	P _T -Geonor (%)
P0	74	P _{T0}	83	133	P0-P _{T0} -Geonor	12	61
P2	69	P _{T2}	76		P2-P _{T2}	10	
P4	79	P _{T4}	107		P4-P _{T4}	35	
P5	49	P _{T5}	64		P5-P _{T5}	29	
P9	60	P _{T9}	65		P9-P _{T9}	8	
Promedio						19	

*Prom: promedios para todo el periodo.

Elaboración: Daniela Paillacho

La comparación entre las series de precipitación de los sensores pluviógrafo-Geonor mencionados anteriormente permitió realizar la homogenización de la precipitación en la red de pluviógrafos entre los 4200 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m.

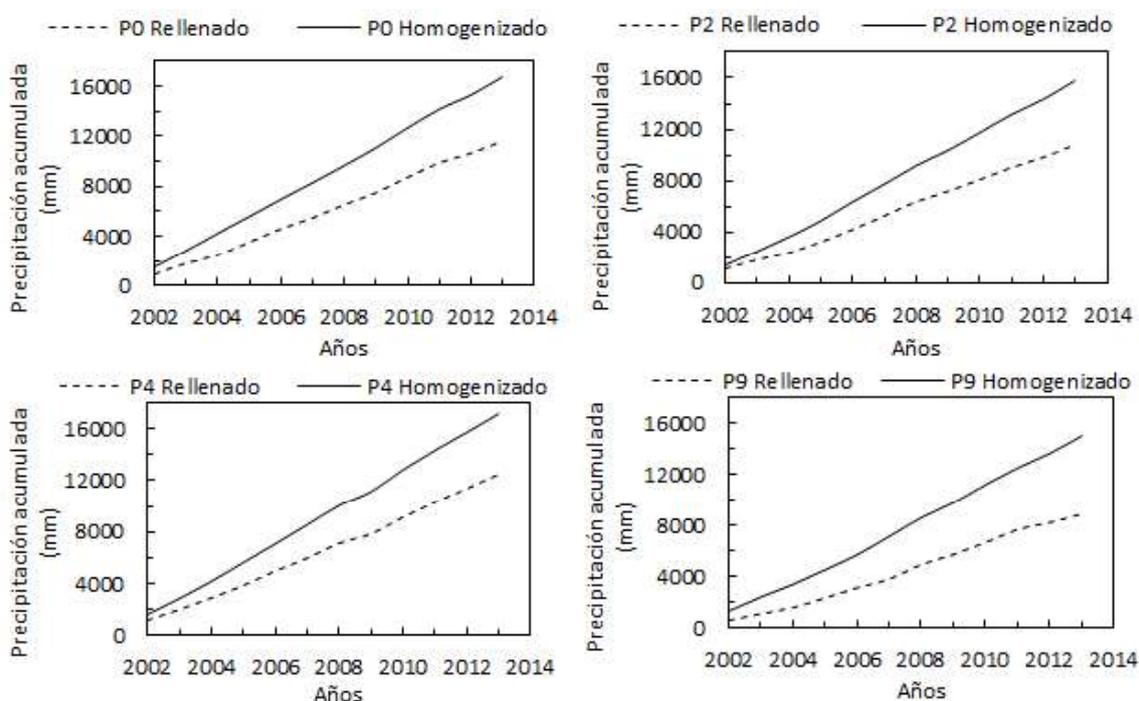
5.3 HOMOGENIZACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ENTRE LOS 4200 Y 4900 m.s.n.m.

Para homogenizar los acumulados anuales de la red de pluviógrafos fue necesario correlacionar los registros del pluviógrafo y del Geonor instalados en la estación ORE durante el periodo 2005-2017, donde se cuenta con datos en paralelo en los sensores. Las buenas correlaciones a nivel diario, mensual de $r = 0.76$, $r = 0.8$

respectivamente y una correclación significativa a nivel anual de $r = 0.6$ permitieron estimar los factores de corrección que van en el rango de 1.2 a 2.3 (ver Tabla 4.8) para que el pluviógrafo alcance el mismo orden de magnitud del Geonor.

La figura 5.8, muestra la precipitación rellenada (sin el factor corrección) y la homogenizada durante el periodo 2002 al 2013.

FIGURA 5.8: PRECIPITACIÓN ANUAL EN LA RED DE PLUVIÓGRAFOS. DATOS RELLENADOS Y HOMOGENIZADOS



Elaboración: Daniela Paillacho

Los factores de corrección obtenidos a nivel anual puede ser utilizados para homogenizar la precipitación proveniente de la red de pluviógrafos medidos a nivel semihorario, diario y mensual.

La homogenización de la precipitación permitió obtener datos depurados y validados entre los 4200 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m. durante el periodo 2002-2013 para realizar el análisis de la variabilidad espacial-temporal que se desarrolla en la siguiente sección.

5.4 ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD ESPACIO – TEMPORAL EN LA RED DE PLUVIÓGRAFOS

Esta sección presenta el análisis de los resultados de la distribución a nivel horario, mensual, anual y espacial de la precipitación.

5.4.1 CICLO DIARIO DE LA PRECIPITACIÓN

El análisis del ciclo diario de la precipitación es fundamental porque permite establecer las horas con mayores concentraciones de precipitación durante el día y determinar el origen de la precipitación en la zona de estudio.

La Figura 5.9, muestra los gráficos de contorno para el estudio de la distribución del porcentaje de precipitación durante el día, en los diferentes meses del año. Este análisis fue realizado para el periodo 2002-2013 a un paso de tiempo horario para los 4 pluviógrafos ubicados a los 4200 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m. Para este análisis el eje X representa los días en cada uno de los meses, el eje Y representa las 24 horas de día y las líneas de contorno representan el porcentaje de precipitación horaria que varía durante las 24 horas y los 12 meses del año.

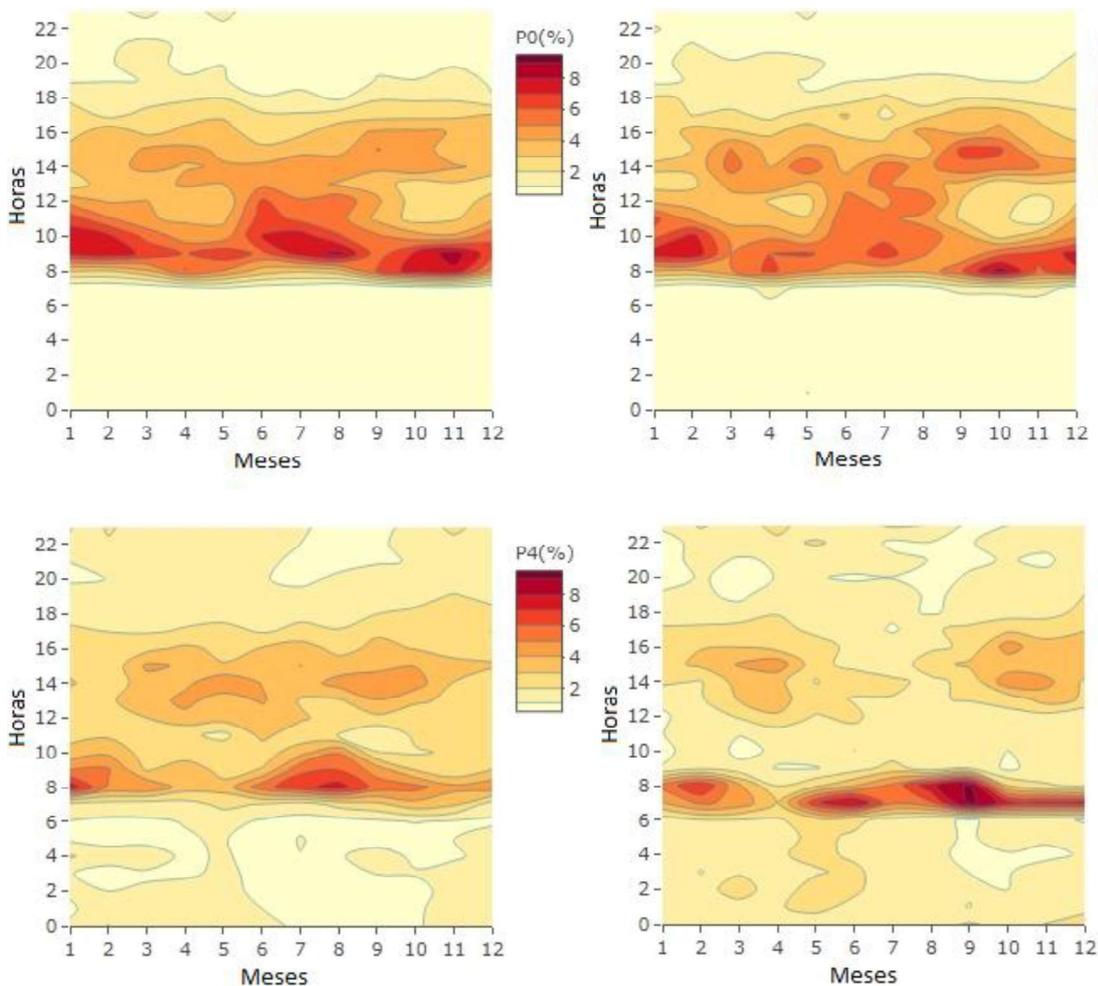
Durante el periodo 2002-2013 se observa que existe una distribución homogénea a pesar de que el acumulado total varía entre los pluviógrafos. Vemos una distribución similar entre P0 y P2, mientras que P4 y P9 son similares entre ellos y un poco diferente a las anteriores.

Para P0 y P2, la mayor cantidad de precipitación se concentra entre las 8:00 y 12:00 horas del día, estas precipitaciones pueden ser consideradas como fuertes (>7%), la cantidad de precipitación entre las 13:00 y 19:00 horas es moderada (2-7%) porque disminuye la cantidad y mientras que entre las 20:00 y 7:00 horas del siguiente día la cantidad de precipitación es débil o casi nula (<2%).

Para P4 y P9 las precipitaciones fuertes se concentran entre las 7:00 y 9:00 horas del día, las precipitaciones moderadas entre las 10:00 y 17:00 horas y la distribución

de la cantidad de precipitación débil incrementa para estos pluviógrafos entre las 18:00 y 6:00 horas del siguiente día.

FIGURA 5.9: CICLO DIARIO DE LA PRECIPITACIÓN REGISTRADA EN LOS CUATRO PLUVIÓGRAFOS.



Elaboración: Daniela Paillacho

La distribución de la precipitación evidenciada en los 4 pluviógrafos indica que la precipitación de origen convectivo no es marcada en esta zona ya que el mayor porcentaje se concentra entre las 8:00 y 12:00 horas del día, por tanto, se deduce que la precipitación llega a esta zona por advección proveniente de la cuenca amazónica y pacífica.

5.4.2 DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN MENSUAL

Para establecer la climatología de una zona se utilizan datos mensuales de las variables meteorológicas, en esta sección presentaremos la precipitación en la zona del Antisana.

Los datos de Tabla 5.6 y la Figura 5.10, muestran una variabilidad notable a nivel mensual durante el periodo 2002-2013. La mayor concentración de precipitación ocurre generalmente en los meses de febrero a julio, mientras que las precipitaciones más bajas se registran de julio a febrero, siendo agosto y septiembre los meses con menores cantidades de precipitación.

TABLA 5.6: PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL EN LOS PLUVIÓGRAFOS

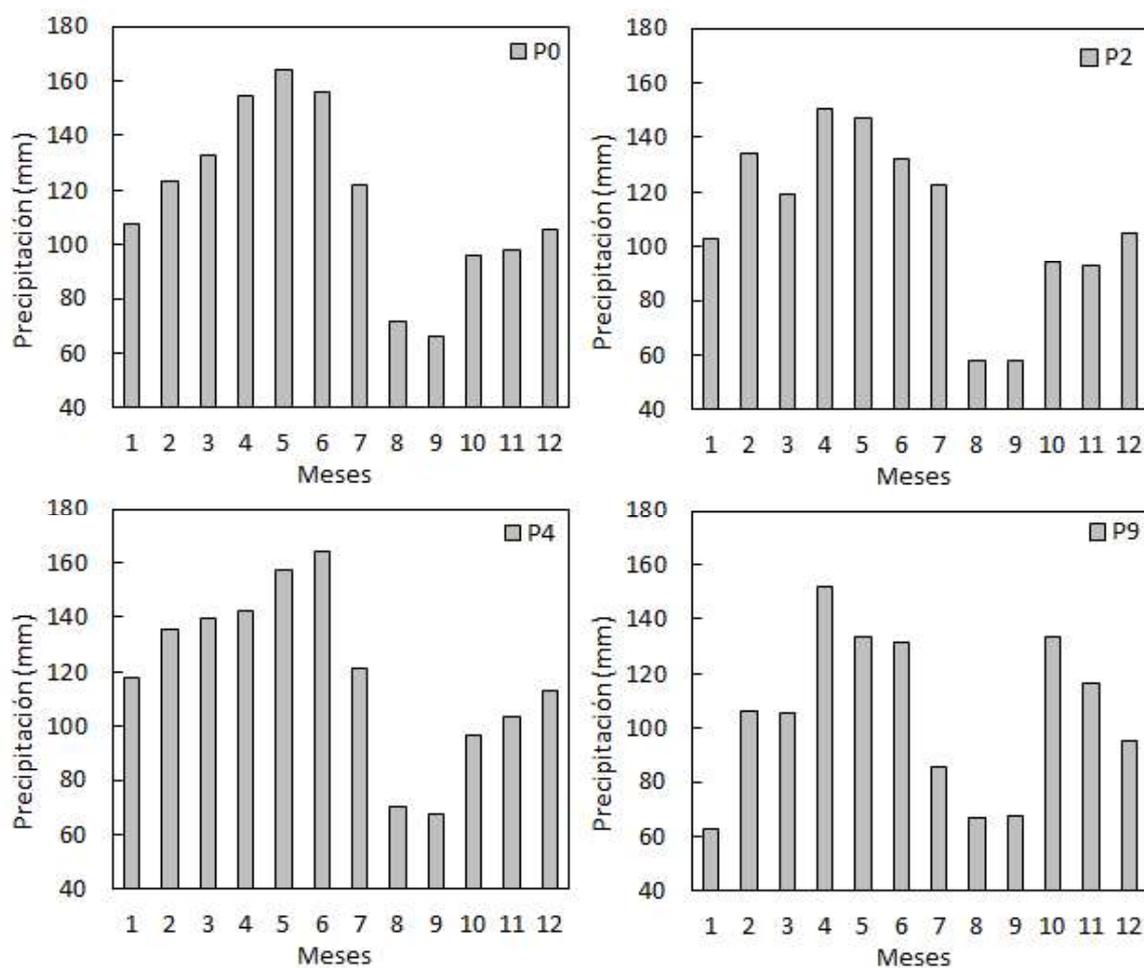
Meses	P0	P2	P4	P9	Promedio
Enero	108	103	118	63	98
Febrero	123	134	135	106	125
Marzo	133	119	140	106	124
Abril	155	151	143	152	150
Mayo	164	147	157	134	151
Junio	156	132	164	132	146
Julio	122	123	121	86	113
Agosto	72	58	71	67	67
Septiembre	66	58	68	68	65
Octubre	96	94	97	134	105
Noviembre	98	93	103	116	103
Diciembre	106	105	113	95	105
Promedio	116	110	119	105	113

Elaboración: Daniela Paillacho

Además, se identificó un régimen de precipitación bimodal con dos máximos en este periodo (2002-2013): el primer pico se presenta entre febrero-julio y un

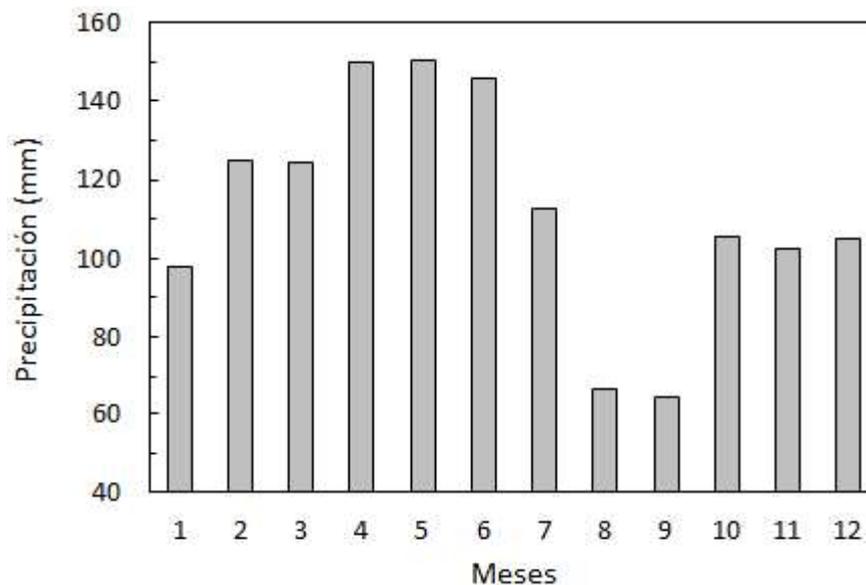
segundo pico entre octubre-diciembre. Este segundo pico se observa muy bien marcado en el pluviógrafo P9 instalado en el páramo, mientras que en los otros pluviógrafos es menos notorio.

FIGURA 5.10: PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL EN LOS PLUVIÓGRAFOS



Elaboración: Daniela Paillacho

La Figura 5.11, muestra la precipitación media mensual durante el periodo 2002-2013 sobre la cuenca del glaciar 15 del Antisana. El valor promedio mensual es de 113 mm y se observa que mayo con un valor promedio de 151 mm fue el más lluvioso y que por el contrario el mes de septiembre fue relativamente el de menor precipitación con un valor promedio de 65 mm, respecto al resto de meses.

FIGURA 5.11: PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL

Elaboración: Daniela Paillacho

En promedio mensual se evidencia que existe precipitación durante todos los meses del año y no existen meses secos en la zona de estudio.

5.4.3 VARIACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ANUAL

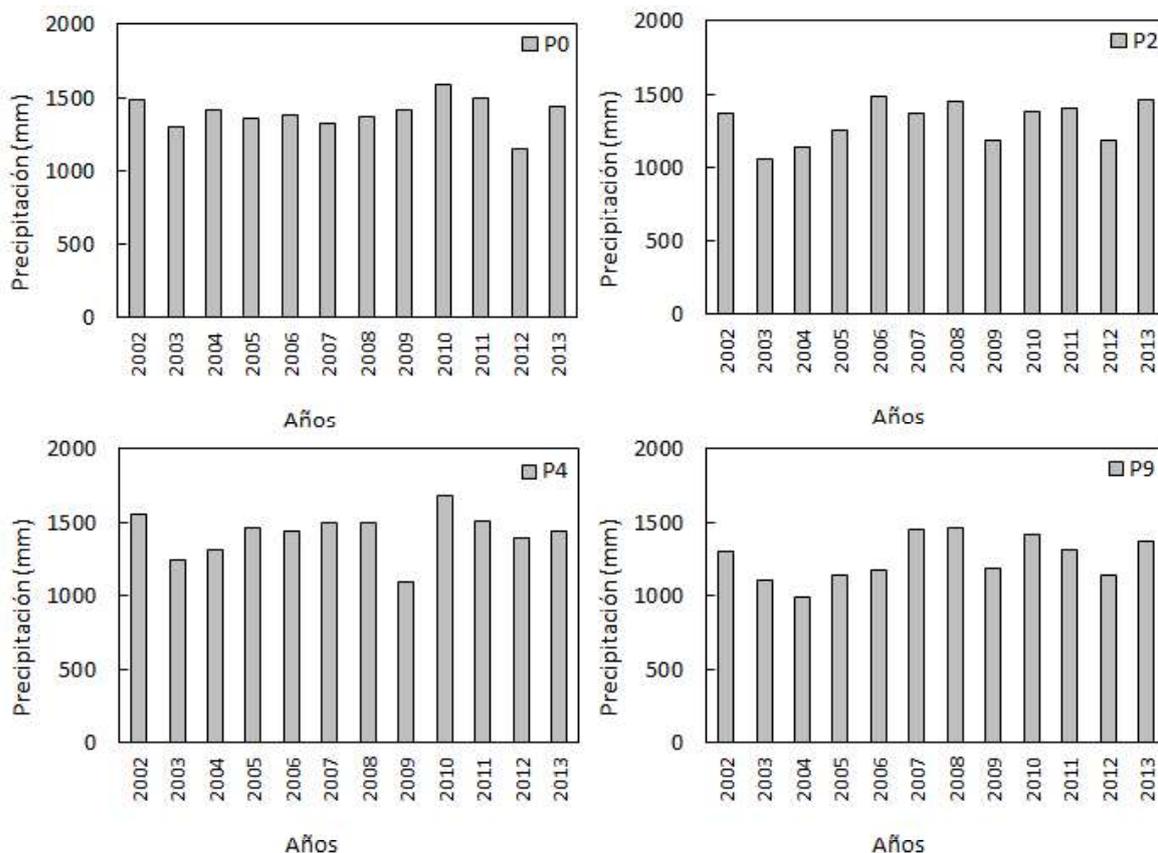
El acumulado anual de la precipitación de cada pluviógrafo proporciona la variación interanual durante el periodo 2002-2013 indicado en la Figura 5.12. Además, la Tabla 5.7 muestra los valores anuales acumulados de la precipitación anual.

La Figura 5.12 y la Tabla 5.7, indica la variabilidad anual de la precipitación. El pluviógrafo P4 ubicado a la altura de 4455 m.s.n.m. con 1429 mm.año^{-1} , registra mayores precipitaciones mientras que el pluviógrafo P9 ubicado a 4200 m.s.n.m. con 1257 mm.año^{-1} , registra las menores precipitaciones.

TABLA 5.7: PRECIPITACIÓN ANUAL EN LOS PLUVIÓGRAFOS

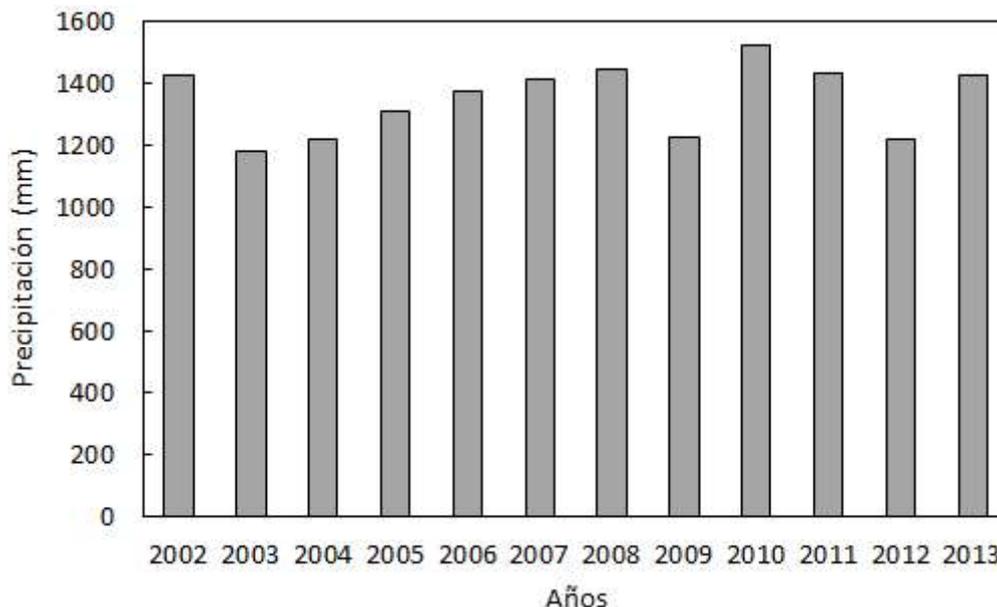
Años	P0	P2	P4	P9	Promedio
2002	1485	1372	1556	1300	1428
2003	1309	1064	1244	1108	1181
2004	1417	1148	1320	990	1219
2005	1361	1262	1466	1138	1307
2006	1383	1487	1438	1183	1373
2007	1331	1378	1498	1455	1415
2008	1374	1452	1495	1468	1447
2009	1424	1186	1098	1188	1224
2010	1594	1388	1687	1424	1523
2011	1500	1408	1513	1315	1434
2012	1149	1193	1397	1147	1221
2013	1445	1462	1441	1367	1429
Promedio	1398	1317	1429	1257	1350

Elaboración: Daniela Paillacho

FIGURA 5.12: PRECIPITACIÓN ANUAL EN LOS PLUVIÓGRAFOS

Elaboración: Daniela Paillacho

La Figura 5.13, presenta la precipitación media anual de 1350 mm estimada para la cuenca del Glaciar Antisana en el periodo 2002-2013. El año más lluvioso fue el 2010 con un valor promedio que alcanza los 1523 mm, en cambio el año 2003 resulto ser el año de menores precipitaciones con un valor promedio de 1181 mm con respecto a los demás años analizados. Los valores totales de la precipitación anual muestran ciclos de subida y bajadas de la precipitación anual para el periodo de estudio 2002-2013.

FIGURA 5.13: PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL

Elaboración: Daniela Paillacho

5.4.4 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN

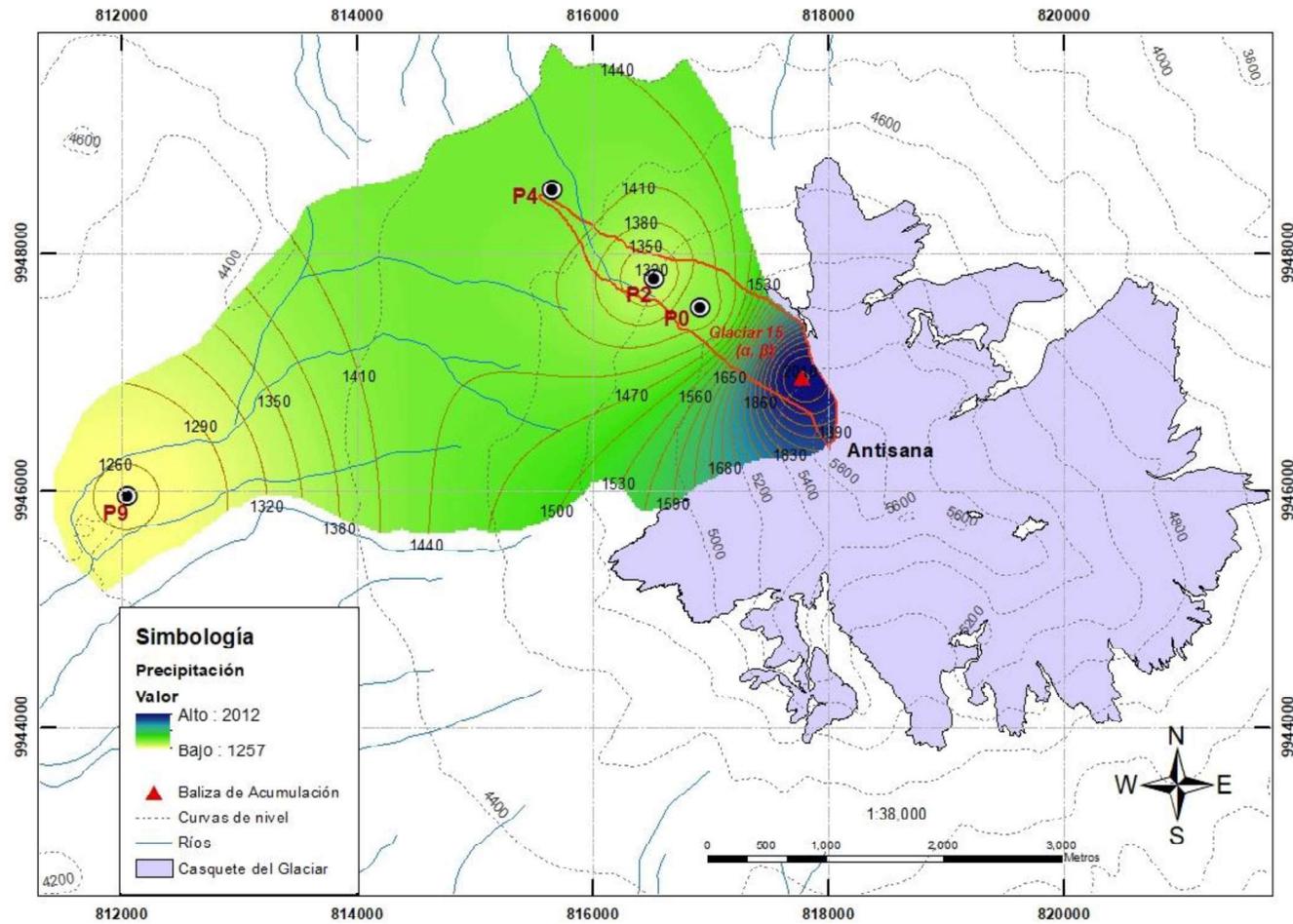
La distribución espacial de la precipitación permite determinar la variación entre la altitud y la cantidad de precipitación en la zona de estudio.

La Figura 5.14, presenta el mapa de isoyetas trazado utilizando el método IDW (para detalles del método ver sección 4.6.4). El mapa presenta la distribución espacial de la precipitación promedio anual a lo largo de la cuenca del glaciar 15 del Antisana desde los 4200 m.s.n.m. hasta los 5400 m.s.n.m. en donde se registraron valores entre 1271 mm.año⁻¹ (Páramo) y 2012 mm.año⁻¹ (Zona de acumulación del glaciar 15a).

Existe un incremento de la precipitación con la altura, pero en el pluviógrafo P2 instalado a 4785 m.s.n.m. se observa una disminución de la precipitación respecto a la precipitación del pluviógrafo P4 instalado a 4455 m.s.n.m. Según Colle, (2004) la distribución de la precipitación depende en gran medida de cómo la gravedad provocada por el terreno, modifica la circulación en altura, los cambios en las condiciones climáticas y las dimensiones de las montañas que pueden alterar la distribución de las precipitaciones. La inversión de la precipitación en los dos

pluviógrafos podría deberse a que el pluviógrafo P4 está situado en una planicie del volcán mientras que el pluviógrafo P2 se encuentra sobre una importante elevación local ya que existe un cambio brusco de altitud en la transición páramo-morrena (desnivel de 330 m en 1.5 Km de distancia) y a la presencia de pequeños anticiclones formados por el cuerpo del mismo volcán, (Favier et al., 2000; Favier et al., 2008). Todo esto evidencia una compleja distribución espacial de las precipitaciones en la zona de estudio.

FIGURA 5.14: DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA DEL GLACIAR 15



Shape Casquete del Glaciar proporcionado por: Jean Carlos Ruiz. Elaboración: Daniela Paillacho

5.5 ANÁLISIS DEL GRADIENTE DE PRECIPITACIÓN ALTITUDINAL

El gradiente altitudinal representa la tasa de cambio de precipitación en relación al cambio de altitud. Cuando el gradiente es positivo indica aumento de precipitación, mientras que un gradiente negativo corresponde a una disminución de la precipitación (Scaff, 2012).

Los gradientes altitudinales de precipitación se estimaron entre los pluviógrafos P9 (Páramo) a 4200 m.s.n.m. y P0 (ORE) a 4900 m.s.n.m. para detalles ver sección 4.7. El valor del gradiente de precipitación varía espacialmente y temporalmente. Los gradientes anuales y mensuales son presentados en la tabla 5.8. y el Anexo 5 respectivamente.

La Tabla 5.8. indica los gradientes positivos y negativos en un par de pluviógrafos durante el periodo 2002-2013. Las inversiones en un mismo par de pluviógrafos pueden ser producidos por las diferentes situaciones expuestas en los párrafos anteriores (sección 5.4.4), provocando una compleja distribución espacial de la precipitación sobre la cuenca del glaciar 15.

TABLA 5.8: GRADIENTES ALTITUDINALES A NIVEL ANUAL

Años	P0-P2 (mm.10m⁻¹)	P2-P4 (mm.10m⁻¹)	P4-P9 (mm.10m⁻¹)
2002	-0.1	-1.8	12.2
2003	-33.3	1.8	13.9
2004	-7.8	-5.9	15.2
2005	13.1	-6.2	19.4
2006	11.7	-4.6	15.1
2007	5.4	-4.3	-1.7
2008	-8.0	-1.9	14.8
2009	30.4	-2.2	-6.9
2010	30.1	-8.8	14.2
2011	23.4	-5.0	1.3
2012	-6.7	-6.2	10.4
2013	-7.7	-0.9	24.1
PROMEDIO	4.2	-3.8	11.0

Elaboración: Daniela Paillacho

Además, se estimó un gradiente promedio anual entre el P0 y la zona de acumulación sobre el glaciar igual a 6.7 mm.10m⁻¹.

5.5.1 RELACIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN, LOS GRADIENTES ALTITUDINALES Y LOS ÍNDICES CLIMÁTICOS

La precipitación, los gradientes altitudinales y varios índices climáticos proporcionados por la NOAA se analizaron simultáneamente para identificar las mejores correlaciones.

- **RELACIÓN A ESCALA MENSUAL**

Para el periodo de estudio 2002-2013, se ha determinado la correlación a nivel mensual entre la precipitación registrada por los cuatro pluviógrafos, los gradientes altitudinales y los índices climáticos obteniendo correlaciones bajas de $r < 0.3$ con

datos en paralelo como fue analizado por Lhuissier, (2005) , en el periodo de estudio 1997-2004 y aplicando desfases de 3, 6 y 12 meses. Este tipo de análisis debería mostrar la relación entre la precipitación local y la climatología de manera que permita perfeccionar los modelos de comportamiento de la precipitación en el Antisana.

- **RELACIÓN A ESCALA ESTACIONAL**

También se correlacionó la precipitación y los índices climáticos a nivel estacional diciembre-enero-febrero (DEF), marzo-abril-mayo (MAM), junio-julio-agosto (JJA), septiembre-octubre-noviembre (SON) para observar una mejor relación entre los índices climáticos durante el 2002 y 2013. La Tabla 5.9, muestra correlaciones superiores a $r > 0.5$ entre la precipitación y los índices climáticos indicando una mayor influencia o relación principalmente con la precipitación de la estación DEF medida por el pluviógrafo P9.

De la misma forma se correlacionó a nivel estacional los índices climáticos y los gradientes altitudinales observados en la Tabla 5.10, para las estaciones DEF, MAM, JJA y SON respectivamente en la cual se observan menores relaciones con los índices climáticos en comparación con la precipitación mostrada en la Tabla 5.9.

TABLA 5.9: CORRELACIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN E ÍNDICES CLIMÁTICOS A NIVEL ESTACIONAL

a) ÍNDICES DEF		P0	P2	P4	P9
ATMÓSFERA	AAO	0.2	0.4	0.2	0.5
	AO	0.0	0.3	0.2	0.4
ENSO	SOI	-0.1	0.1	0.0	0.5
	MEI	-0.1	-0.3	-0.1	-0.7
	NIÑO 1	0.0	0.1	0.1	-0.3
	NIÑO 3	0.0	-0.2	-0.1	-0.6
	NIÑO 3.4	0.0	-0.3	-0.2	-0.7
	NIÑO 4	0.0	-0.3	-0.2	-0.7
PRECIPITACIÓN	ESPI	-0.1	-0.3	-0.2	-0.8
SST_ATLÁNTICO	CAR	0.1	0.0	0.2	-0.3
	TNA	-0.1	-0.3	-0.1	-0.5
	TSA	-0.4	-0.5	-0.5	-0.4
SST_PACÍFICO	ONI	0.0	-0.3	-0.2	-0.7
	TNI	0.0	0.3	0.2	0.6
TELECONEXIÓN	EPO	-0.3	-0.5	-0.6	-0.3
	NAO	0.1	0.3	0.2	0.4
	PDO	-0.1	-0.3	-0.1	-0.7
	PNA	0.0	-0.3	-0.1	-0.5
	WPO	0.0	-0.3	-0.1	-0.5

b) ÍNDICES MAM		P0	P2	P4	P9
ATMÓSFERA	AAO	-0.3	-0.2	0.1	-0.4
	AO	0.2	0.2	-0.3	0.3
ENSO	SOI	-0.1	0.2	0.4	-0.1
	MEI	0.0	0.0	0.0	-0.1
	NIÑO 1	-0.3	-0.2	-0.1	0.3
	NIÑO 3	-0.2	-0.2	-0.1	0.0
	NIÑO 3.4	0.1	-0.1	0.0	-0.2
	NIÑO 4	0.2	0.2	0.1	0.0
PRECIPITACIÓN	ESPI	0.0	0.0	-0.4	0.1
SST_ATLÁNTICO	CAR	0.2	0.5	0.4	0.3
	NTA	-0.1	0.2	0.2	-0.5
	TSA	-0.1	0.0	-0.2	0.0
SST_PACÍFICO	ONI	0.1	0.1	0.0	-0.1
	TNI	-0.3	-0.2	-0.1	0.1
TELECONEXIÓN	EPO	-0.1	-0.4	-0.1	-0.1
	NAO	0.2	0.3	-0.2	0.3
	PDO	0.6	0.2	0.3	-0.1
	PNA	0.2	-0.2	-0.2	0.0
	WPO	0.2	-0.2	-0.2	0.0

c) ÍNDICES JJA		P0	P2	P4	P9
ATMÓSFERA	AAO	-0.1	-0.3	-0.2	0.1
	AO	-0.6	-0.3	-0.4	-0.1
ENSO	SOI	0.2	0.3	0.2	0.5
	MEI	-0.3	-0.4	-0.3	-0.5
	NIÑO 1	-0.2	-0.2	0.0	-0.1
	NIÑO 3	-0.3	-0.5	-0.3	-0.5
	NIÑO 3.4	-0.2	-0.4	-0.3	-0.5
	NIÑO 4	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4
PRECIPITACIÓN	ESPI	-0.1	-0.3	-0.1	-0.5
SST_ATLÁNTICO	CAR	0.2	0.1	0.3	0.1
	TNA	-0.2	-0.2	-0.1	0.0
	TSA	0.2	0.3	0.1	0.5
SST_PACÍFICO	ONI	-0.3	-0.5	-0.4	-0.5
	TNI	-0.1	-0.1	0.1	0.1
TELECONEXIÓN	EPO	0.2	0.0	-0.2	-0.1
	NAO	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4
	PDO	0.2	0.2	0.2	-0.2
	PNA	0.8	0.8	0.7	0.6
	WPO	0.8	0.8	0.7	0.6

d) ÍNDICES SON		P0	P2	P4	P9
ATMÓSFERA	AAO	0.6	0.1	0.5	0.5
	AO	0.0	0.5	0.0	-0.1
ENSO	SOI	0.5	0.1	0.5	0.5
	MEI	-0.3	0.0	-0.5	-0.5
	NIÑO 1	0.2	0.3	-0.1	-0.2
	NIÑO 3	0.0	0.1	-0.3	-0.4
	NIÑO 3.4	-0.2	0.0	-0.4	-0.5
	NIÑO 4	-0.4	-0.1	-0.6	-0.5
PRECIPITACIÓN	ESPI	-0.1	0.1	-0.3	-0.4
SST_ATLÁNTICO	CAR	-0.7	-0.6	-0.9	-0.6
	TNA	0.1	-0.3	-0.3	-0.1
	TSA	0.1	-0.2	0.1	0.3
SST_PACÍFICO	ONI	-0.2	0.0	-0.5	-0.5
	TNI	0.6	0.3	0.6	0.5
TELECONEXIÓN	EPO	0.3	0.1	0.2	0.2
	NAO	-0.2	0.3	0.1	0.1
	PDO	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2
	PNA	0.2	-0.2	0.6	0.4
	WPO	0.2	-0.2	0.6	0.4

Elaboración: Daniela Paillacho

TABLA 5.10: CORRELACIÓN ENTRE LOS GRADIENTES ALTITUDINALES E ÍNDICES CLIMÁTICOS A NIVEL ESTACIONAL

a) ÍNDICES DEF		P0-P2	P2-P4	P4-P9
ATMÓSFERA	AAO	-0.2	0.3	-0.1
	AO	-0.3	0.2	-0.1
ENSO	SOI	-0.3	0.3	-0.4
	MEI	0.3	-0.3	0.3
	NIÑO 1	0.0	0.0	0.3
	NIÑO 3	0.4	-0.2	0.3
	NIÑO 3.4	0.5	-0.2	0.3
	NIÑO 4	0.4	-0.3	0.3
PRECIPITACIÓN	ESPI	0.3	-0.4	0.4
	CAR	0.2	-0.6	0.4
SST_ATLÁNTICO	NTA	0.3	-0.5	0.3
	TSA	0.0	0.1	-0.3
	ONI	0.4	-0.3	0.3
SST_PACÍFICO	TNI	-0.4	0.3	-0.3
	EPO	0.3	0.2	-0.4
TELECONEXIÓN	NAO	-0.3	0.2	-0.1
	PDO	0.2	-0.3	0.4
	PNA	0.3	-0.2	0.2
	WPO	0.3	-0.2	0.2

b) ÍNDICES MAM		P0-P2	P2-P4	P4-P9
ATMÓSFERA	AAO	-0.1	-0.3	0.4
	AO	-0.1	0.6	-0.5
ENSO	SOI	-0.2	-0.2	0.4
	MEI	0.0	-0.1	0.1
	NIÑO 1	0.0	-0.1	-0.4
	NIÑO 3	0.1	-0.2	0.0
	NIÑO 3.4	0.1	-0.1	0.1
	NIÑO 4	0.0	0.1	0.1
PRECIPITACIÓN	ESPI	0.0	0.4	-0.4
SST_ATLÁNTICO	CAR	-0.3	0.1	0.1
	NTA	-0.2	-0.1	0.6
	TSA	-0.1	0.3	-0.2
SST_PACÍFICO	ONI	0.0	0.0	0.1
	TNI	0.0	-0.2	-0.2
TELECONEXIÓN	EPO	0.3	-0.3	0.0
	NAO	-0.2	0.5	-0.4
	PDO	0.2	-0.1	0.3
	PNA	0.3	0.0	-0.1
	WPO	0.3	0.0	-0.1

c) ÍNDICES JJA		P0-P2	P2-P4	P4-P9
ATMÓSFERA	AAO	0.3	-0.2	-0.4
	AO	-0.2	-0.1	-0.4
ENSO	SOI	-0.3	0.3	-0.3
	MEI	0.5	-0.4	0.1
	NIÑO 1	0.2	-0.4	0.1
	NIÑO 3	0.6	-0.5	0.1
	NIÑO 3.4	0.5	-0.3	0.1
	NIÑO 4	0.3	-0.1	0.1
PRECIPITACIÓN	ESPI	0.5	-0.4	0.3
SST_ATLÁNTICO	CAR	0.0	-0.1	0.2
	NTA	0.1	-0.2	0.0
	TSA	-0.3	0.4	-0.4
SST_PACÍFICO	ONI	0.6	-0.3	0.1
	TNI	-0.1	-0.2	-0.1
TELECONEXIÓN	EPO	0.3	0.3	-0.2
	NAO	0.1	0.0	-0.1
	PDO	0.0	0.0	0.4
	PNA	-0.4	0.4	0.4
	WPO	-0.4	0.4	0.4

d) ÍNDICES SON		P0-P2	P2-P4	P4-P9
ATMÓSFERA	AAO	0.5	-0.2	-0.2
	AO	-0.5	0.6	0.1
ENSO	SOI	0.4	-0.4	0.0
	MEI	-0.3	0.4	0.1
	NIÑO 1	-0.1	0.4	0.1
	NIÑO 3	-0.1	0.3	0.1
	NIÑO 3.4	-0.2	0.4	0.1
	NIÑO 4	-0.3	0.4	0.0
PRECIPITACIÓN	ESPI	-0.2	0.3	0.3
SST_ATLÁNTICO	CAR	-0.1	0.0	-0.2
	NTA	0.4	-0.1	-0.3
	TSA	0.3	-0.3	-0.3
SST_PACÍFICO	ONI	-0.2	0.3	0.1
	TNI	0.3	-0.2	0.1
TELECONEXIÓN	EPO	0.2	-0.1	0.0
	NAO	-0.5	0.2	0.0
	PDO	0.0	-0.1	0.0
	PNA	0.3	-0.7	0.2
	WPO	0.3	-0.7	0.2

Elaboración: Daniela Paillacho

Los resultados de las relaciones entre los índices climáticos y la precipitación muestran una ligera influencia sobre el comportamiento de la precipitación a nivel estacional, mientras que sobre los gradientes altitudinales no se observa esta

influencia, esto posiblemente debido al efecto de la orografía que perturba directamente la distribución espacial de la precipitación y por ende en los gradientes altitudinales.

5.6 BASE DE DATOS Y PROTOCOLOS PARA EL TRATAMIENTO DE DATOS

La adaptación y aplicación de los protocolos desarrollados para la zona tropical Andina permitió crear una base de datos pluviométrica confiable para la cuenca del glaciar 15 del Antisana. Esta base de datos en formato Excel consta de datos semihorarios, diarios, mensuales y anuales de la precipitación. Además, se adjunta los protocolos para el tratamiento del Geonor, la sonda ultrasonido y demás procedimientos que se realizaron en este estudio dentro del proyecto GREATICE e INAMHI.

Las técnicas y protocolos adaptados en este estudio servirán como referentes para futuros análisis de la precipitación en el país y la región tropical Andina, donde los vacíos e incertidumbre en la precipitación no permiten establecer con rigurosidad la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en cuencas de alta montaña.

La base de datos del periodo de estudio 2005-2017 se entregan en un CD junto con el documento escrito.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

El estudio de la relación de la precipitación a 4900 m.s.n.m. durante el periodo 2005-2017 indica que existe una relación significativa ($r = 0.6$) a nivel anual y una buena relación a nivel mensual y diario ($r = 0.8$ y $r = 0.76$ respectivamente) entre el pluviógrafo y el Geonor, mientras que entre la sonda y Geonor no tienen correspondencia en ningún paso de tiempo. Para tomar en cuenta el efecto del viento sobre la precipitación registrada por el Geonor es necesario incrementar un 38% de sus valores acumulados. Además, a pesar de estar instaladas en un mismo sitio las magnitudes de precipitación acumulada medidas por los tres sensores difieren significativamente. El pluviógrafo, Geonor y sonda registraron acumulados totales de: 10907 mm, 16578 mm y 21009 mm respectivamente, mostrando que la sonda presenta el mayor acumulado a pesar de que no tener cuatro años de datos. Esto puede deberse a: i) la nieve es efímera en la superficie y ii) posiblemente el método de Sicart et al. 2002 está adaptado para una superficie glaciar y no de morrena, en donde se debe tomar en cuenta los flujos de calor geotérmicos que afectan la evolución del manto de nieve, lo cual no está en el alcance de este estudio.

Un breve análisis de los datos de los totalizadores a nivel mensual durante el periodo 2002-2009 muestra que los acumulados del pluviógrafo deben incrementarse en promedio un 19% para alcanzar la magnitud del totalizador, mientras que el acumulado del totalizador requiere un incremento del 61% respecto al Geonor.

Los datos medidos por la red de pluviógrafos instalados entre 4200 m.s.n.m. y 4900 m.s.n.m. sobre la cuenca del glaciar 15 del Antisana permitieron establecer la distribución espacio-temporal de la precipitación. La distribución temporal con respecto al ciclo diario, la precipitación se concentra entre las 7:00 y 12:00 horas mientras que en la noche es débil o casi nula. A nivel mensual como ya se demostró

en estudios anteriores no existen meses secos y la zona de estudio presenta un régimen bimodal con dos picos máximos: el primero entre los meses de febrero-julio y el segundo entre octubre-diciembre. Los acumulados anuales muestran que las zonas de mayor y menor precipitación son P4 con 1429 mm.año^{-1} y P9 con 1257 mm.año^{-1} respectivamente. Para la distribución espacial, el primer mapa de isoyetas trazado para esta zona entre el P9 (4200 m.s.n.m.) y la zona de acumulación (5400 m.s.n.m.) evidencia un incremento de la precipitación con la altura es decir gradientes positivos entre P9-P4, P2 (4785 m.s.n.m.)-P0 (4900m.s.n.m.) y P0-Zona de acumulación sobre el glaciar igual a: 1.1, 0.42 y 0.67 mm.m^{-1} respectivamente. Sin embargo, entre el pluviógrafo P4 (4455 m.s.n.m.) y P2 (4785 m.s.n.m.) con un desnivel de 330 m se observa una inversión de la precipitación con un gradiente promedio anual de -0.38 mm.m^{-1} , esto podría deberse por la ubicación de los pluviógrafos (P4 situado en una planicie y P2 sobre una elevación) y a la presencia de pequeños anticiclones formados por el cuerpo del mismo volcán lo que explican una compleja distribución de la precipitación sobre la zona de estudio.

La buena relación entre el pluviógrafo y el Geonor permitió estimar los factores anuales de corrección que van en el rango de 1.2 a 2.3 para que el pluviógrafo alcance el mismo orden de magnitud del Geonor. El factor promedio de la precipitación, indica que el valor del pluviógrafo debe ser incrementado en un 52% para alcanzar la magnitud del valor del Geonor, como fue reportado en estudios anteriores. Los factores de corrección son diferentes para cada acumulado de precipitación, en función del acumulado hay un diferente factor y no necesariamente está relacionado con el viento o la temperatura, por lo que la discriminación es difícil. Estos factores fueron aplicados a la red de pluviógrafos entre los 4200 m.s.n.m. y los 4900 m.s.n.m.

De forma inédita este estudio indica que a partir de la discriminación de la fase de precipitación a 4900 m.s.n.m. durante el periodo de estudio los porcentajes de cada tipo de precipitación son: 3% líquida, 8% sólida y mezcla 89%. La separación de la mezcla permitió obtener el porcentaje total de la precipitación sólida y líquida, 87%

y 13% respectivamente, esto evidencia que a esta altitud el porcentaje predominante es la precipitación sólida.

Los índices climáticos comparados con la precipitación medida por los cuatro pluviógrafos y los gradientes altitudinales no tienen correspondencia, como indican las bajas correlaciones a nivel mensual. Sin embargo, a nivel estacional el pluviógrafo P9 en la estación DEF muestra una significativa correlación con los índices climáticos posiblemente debido al hecho, que por su ubicación no recibe una influencia directa de los anticiclones provocados por el mismo volcán. Mientras que para los gradientes altitudinales existen bajas correlaciones que no permiten determinar si existe una relación directa con los índices, esto evidencia la influencia orográfica en la distribución espacial de la precipitación que afecta a sus gradientes.

La adaptación y aplicación de los protocolos desarrollados para la zona tropical Andina fue aplicada de forma exitosa en el Antisana, salvo el protocolo para el tratamiento de la sonda ultrasonido. Esto permitió actualizar, homogenizar y validar los datos pluviométricos medidos en la zona de estudio, todo esto permitió crear una base pluviométrica de buena calidad para la cuenca del glaciar 15 a nivel semihorario, diario, mensual y anual. Además, las técnicas y protocolos aplicados en el sitio de estudio podrán servir como referentes para futuros análisis de la precipitación en el país y la región tropical Andina

6.2 RECOMENDACIONES

Para los cálculos del balance de masa, energía e hidrológico es recomendable utilizar los datos de precipitación corregidas del Geonor para disminuir la subestimación de la precipitación.

Los cálculos anteriores de los balances de masa, energía e hidrológico donde utilizaron datos del pluviógrafo sin corregir deberán ser recalculados con un incremento del 52% para tomar en cuenta las subestimaciones provocadas por el

viento. Tomando como referencia el acumulado del totalizador, el pluviógrafo debe incrementarse en 19%.

Para tratar de recuperar los datos de la sonda ultrasonido instalada en la estación ORE es necesario modificar el protocolo de Sicart et al. (2002) desarrollado para tratar los datos de una sonda instalada en una superficie glaciar hacia una superficie de morrena, donde es importante tomar en cuenta la influencia de la transferencia del calor geotérmico en la evolución de manto de nieve acumulado bajo la sonda.

Desarrollar y aplicar otras metodologías para el cálculo de la discriminación de la fase de precipitación que permitan validar los resultados obtenidos en este estudio, para esto es recomendable instalar sensores adecuados para este propósito como por ejemplo un disdrómetro.

Para determinar la influencia directa o indirecta de los índices climáticos es necesario realizar un estudio más detallado de la precipitación medida en el Antisana con cada uno de estos índices ya que el análisis realizado en este estudio no es concluyente.

Durante las salidas de campo es importante examinar y verificar que los instrumentos de medición funcionen correctamente: a) en el Geonor verificar el contenedor para evitar desbordamientos, b) en el pluviógrafo verificar que en el sistema de recolección no exista polvo o impurezas que puede provocar taponamientos y c) la sonda no debe tener obstáculos en un radio de 0.37 m para evitar perturbaciones en las mediciones. Este trabajo rutinario permitirá asegurar mediciones confiables a fin de evitar la pérdida de datos y tener series continuas para su posterior tratamiento y análisis.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abad, O. (2014). *Estimación de Precipitación Espacial mediante correlación con variables secundarias y la ayuda de Tecnologías de Información Geográfica*. (Tesis de Maestría). Universidad de Cuenca, Cuenca, Ecuador. 1-157.
- Armenta, G. (2013). *Análisis detallado del efecto foehn generado por la cordillera Oriental en el alto Magdalena (Huila y Tolima)*. (Tesis de pregrado). Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia. 1-100.
- Basantes, R. (2010). *Análisis Espacio-Temporal del Comportamiento Geométrico de los Glaciares del Volcán Antisana y su relación con la variabilidad climática y el cambio climático. Caso de Estudio: Glaciares 12 «Los Crespos» y 15 (α , β)*. (Tesis de Maestría). Université Nice Sophia Antipolis, Niza, Francia. 71pp.
- Basantes, R., Rabatel, A., Francou, B., Vincent, C., Maisincho, L., Cáceres, B., Galarraga, R., & Alvarez, D. (2016). Slight mass loss revealed by reanalyzing glacier mass-balance observations on Glaciar Antisana 15 α (inner tropics) during the 1995-2012 period. *Journal of Glaciology*, 62(231), 124-136. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.17>
- Bernal, N., Barrios, J., Ramos, M., Velásquez, C., & Ibarra, Y. (2012). Propuesta Metodológica para la Homogenización de Series de Tiempo de Precipitación Mensual y su utilidad en procesos de toma de decisiones , estudio de caso Región Climatológica del Bajo Magdalena. *XXII Simposio Internacional de Estadística*, 1, 1-41.
- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., Bièvre, B. De, & Wyseure, G. (2006). Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*, 329(3-4), 413-421. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.031>
- Cáceres, B., Maisincho, L., Manciatì, C., Loyo, C., Cuenca, E., Arias, M., Villacís, M., Francou, B., & Cadier, E. (2012). Glaciares del Ecuador: Antisana 15.

Informe del Año 2009., IRD, INAMHI & EMAAP-Q, Quito, 109 pp.

Cadier, E., Villacis, M., & Maisincho, L. (2008). Modelling melting in low latitude Andean glaciers according to global, regional and local climate variations. *In World Water Congress*, 1(1), 1-12.

Calispa, M. (2010). *Modelación Hidrológica de Glaciares y Páramos en relación con la oferta de agua de Quito. Pruebas de Simulación en las Cuencas del Sistema Mica del Volcán Antisana*. (Tesis de Pregrado). Escuela Politécnica Nacional. Quito, Ecuador. 1-177.

Campbell Scientific. (2007). *SR50A Sonic Ranging Sensor. Instruction Manual*. 1(1), 1-42.

Campbell Scientific. (2016). *Geonor T-200B - Series Precipitation Gauges. Instruction Manual*. 1-39.

Campozaño, L., Célleri, R., Trachte, K., Bendix, J., & Samaniego, E. (2016). Rainfall and Cloud Dynamics in the Andes: A Southern Ecuador Case Study. *Advances in Meteorology*, 2016. <https://doi.org/10.1155/2016/3192765>

Campozaño, L., Sánchez, E., Avilés, Á., & Samaniego, E. (2014). Evaluation of infilling methods for time series of daily precipitation and temperature: The case of the Ecuadorian Andes. *Maskana*, 5(1), 99-115. <https://doi.org/10.18537/mskn.05.01.07>

Campozaño, L., Trachte, K., Célleri, R., Samaniego, E., Albuja, C., & Mejía, J. F. (2018). Climatology and Teleconnections of Mesoscale Convective Systems in an Andean Basin in Southern Ecuador: The Case of the Paute Basin. *Advances in Meteorology*, 2018. <https://doi.org/10.1155/2018/4259191>

Carracedo, V., Garmendia, C., Pacheco, S., & Rasilla, D. (2004). La Precipitación Orográfica: Caracterización e Influencia en las Disponibilidades Hídricas de una Cuenca de Montaña. *El clima, entre el mar y la montaña*, 4, 40.

Castro, L. M., & Escobar, Y. C. (2010). Análisis de Tendencia y Homogeneidad de

Series Climatológicas. *Ingeniería de Recursos Naturales y del Ambiente*, (9), 52-25.

Celleri, R., Willems, P., Buytaert, W., & Feyen, J. (2007). Space–time rainfall variability in the Paute Basin, Ecuadorian Andes. *Hydrological Processes: An International Journal*, 21(24), 3316-3327. <https://doi.org/10.1002/hyp>

Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1994). Hidrología Aplicada. *Santafé de Bogotá, Colombia: McGraw-Hill Interamericana, S.A.*, 1-598.

Colle, B. A. (2004). Sensitivity of Orographic Precipitation to Changing Ambient Conditions and Terrain Geometries: An Idealized Modeling Perspective. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(5), 588-606. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<0588:sooptc>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0588:sooptc>2.0.co;2)

EPMAPS. (2019). *Empresa Pública Municipal de Agua Potable y Saneamiento de Quito*. Recuperado de <https://www.aguaquito.gob.ec/la-mica-quito-sur/>

Espinoza, J. C., Chavez, S., Ronchail, J., Junquas, Clementine Takahashi, K., & Lavado, W. (2015). Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resources Research*, 51(5), 3459-3475. <https://doi.org/10.1002/2014WR015608>. Received

Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., De Olivera, W., Pombosa, R., & Vauchel, P. (2009). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 29(11), 1574-1594. <https://doi.org/10.1002/joc>

Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Junquas, C., Vauchel, P., Lavado, W., Drapeau, G., & Pombosa, R. (2011). Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, 38(13), 1-6. <https://doi.org/10.1029/2011GL047862>

- Favier, V. (2004). *Etude du bilan d'énergie de surface et de la production des écoulements de fonte d'un glacier des Andes d'Equateur: Relation glacier-climat en zone tropicale*. (Tesis Doctoral). Université Montpellier II, Montpellier, Francia. 1-300.
- Favier, V., Cáceres, B., Maisincho, L., Francou, B., Chango, R., Cruz, F., & Neubert, D. (2000). El Glaciar 15 del Antizana (Ecuador). *Informe del Año 1999.*, IRD, INAMHI & EMAAP-Q, Quito, 140 pp.
- Favier, V., Coudrain, A., Cadier, E., Francou, B., Ayabaca, E., Maisincho, L., Pradeiro, E., & Wagnon, P. (2008). Evidence of groundwater flow on Antizana ice-covered volcano, Ecuador. *Hydrological Sciences Journal*, 53(1), 278-291. <https://doi.org/10.1623/hysj.53.1.278>
- Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, J. P., Maisincho, L., & Coudrain, A. (2004). One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 109(18), 1-15. <https://doi.org/10.1029/2003JD004359>
- Førland, E. J., Allerup, P., Dahlström, B., Elomaa, E., Jónsson, T., Madsen, H., Perälä, J., Rissanen, P., Vedin, H., & Vejen, F. (1996). Manual For Operational Correction Of Nordic Precipitation Data. *Klima Report*, 24(1), 1-72.
- Francou, B., Rabatel, A., Soruco, A., Sicart, J. E., Silvestre, E. E., Ginot, P., Cáceres, B., Condom, T., Villacís M., Ceballos, J.L., Lehmann, B., Anthelme, F., Dangles, O., Gómez, J., Favier, V., Maisincho, L., Jomelli, V., Vuille, M., Wagnon, P., Lejeune, Y., Ramallo, C., & Mendoza, J. (2013). Glaciares de los Andes Tropicales víctimas del Cambio Climático. *Comunidad Andina*, 1-98. <https://doi.org/2013,021CLIMAT01>
- Francou, B., & Pouyaud, B. (2004). Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. *Documento GREAT ICE (IRD) en versión CD*, 1140-1154.
- Francou, Bernard, Ramirez, E., Cáceres, B., & Mendoza, J. (2000). Glacier

- Evolution in the Tropical Andes during the Last Decades of the 20 th Century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 29(7), 416-422. <https://doi.org/10.1579/0044-7447-29.7.416>
- Francou, Bernard, & Vincent, C. (2010). Les glaciers à l'épreuve du climat. *IRD*, 1-279.
- Francou, Bernard, Vuille, M., Favier, V., & Cáceres, B. (2004). New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 109(18), 1-17. <https://doi.org/10.1029/2003JD004484>
- García, P. (2015). Imputación de datos en series de precipitación diaria. Caso de estudio Cuenca del Río Quindío. *Ingeniare*, 5(18), 39-50. <https://doi.org/10.1659/MRD-JOURNAL-D-11-00092.1>
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180-195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Garzón, J. (2013). *Validación Cruzada Como Método De Investigación En La Calidad De Modelos Digitales De Elevación* (Tesis de Maestría). Universidad San Francisco de Quito. Quito, Ecuador. 1-115.
- Gualco, L., Maisincho, L., Favier, V., Ruiz, J. C., & Carvajal, J. (2019). Mediciones in situ de precipitación y acumulación en el glaciar 15 del Antisana (en elaboración).
- Gudmundsson, L., Bremnes, J. B., Haugen, J. E., & Engen-Skaugen, T. (2012). Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations – A comparison of methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9), 3383-3390. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3383-2012>

- Gudmundsson, Lukas. (2016). Statistical transformations for post-processing climate model output. *R package version, 1*, 1-36. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3383-2012.bernexp>
- Guerra, F., Gómez, H., González, J., & Zambrano, Z. (2006). Uso Actual de Métodos y técnicas para el estudio de la precipitación incluyendo plataformas SIG. *Geoenseñanza, 11*(1), 97-106.
- Guijarro, J. A. (2018). Homogeneización de series climáticas con Climatol. *Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), D.T. en Islas Baleares, España, 1*, 22.
- Heredia, M. B., Junquas, C., Prieur, C., & Condom, T. (2018). New Statistical Methods for Precipitation Bias Correction Applied to WRF Model Simulations in the Antisana Region, Ecuador. *Journal of Hydrometeorology, 19*(12), 2021-2040. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-18-0032.1>
- IARNA. (2015). Balance hidrológico de las subcuencas de la República de Guatemala: Bases Fundamentales para la Gestión del agua con visión a largo plazo. *Serie para la educación y el cuidado de la vida 6, 1*(1), 1-81.
- Immerzeel, W., Petersen, L., Ragetti, S., & Pellicciotti, F. (2014). The importance of observed gradients of air temperature and precipitation for modeling runoff from a glacierized watershed in the Nepalese Himalaya. *Water Resources Research, 50*(3), 2212-2226. <https://doi.org/10.1002/2013WR014506>. Received
- Jaramillo, V. (2011). *Análisis y Evaluación preliminar del Régimen de Escurrimiento Superficial y su Uso Actual en la Microcuenca del Río Zhurucay. Cantones Giron, San Fernando – Provincia Del Azuay.* (Tesis de maestría). Escuela Politécnica del Ejército, Sangolquí, Ecuador, 1-216.
- Jiménez, M. (2011). *Anexo del Informe Técnico: Elaboración de un boletín con información hidroclimática de los mares de México.* 1-27.
- Josse, C., Cuesta, F., Navarro, G., Barrera, V., Becerra, M., Cabrera, E., Chacón, E., Ferreira, W., Peralvo, M., Saito, J., & Naranjo, L. (2011). Physical

- Geography and Ecosystems in the Tropical Andes. *SK Herzog, R. Martínez, PM Jørgensen y H. Tiessen (comps.), Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes. São José dos Campos y París: Instituto Interamericano para la Investigación del Cambio Global y Comité Científico sobre Problemas del Medio*, 152-169.
- Junquas, C., Takahashi, K., Condom, T., Espinoza, J. C., Chavez, S., Sicart, J. E., & Lebel, T. (2018). Understanding the influence of orography on the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes. *Climate Dynamics*, 50(11-12), 3995-4017. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3858-8>
- Kaser, G. (2001). Glacier-climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology*, 47(157), 195-204.
- Konrad, C. (1996). Relationships Between Precipitation Event Types and Topography in the Southern Blue Ridge Mountains of the Southeastern Usa. *International Journal of Climatology*, 16(1), 49-62. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1097-0088\(199601\)16:1<49::aid-joc993>3.3.co;2-4](https://doi.org/10.1002/(sici)1097-0088(199601)16:1<49::aid-joc993>3.3.co;2-4)
- L'Hôte, Y. (2005). Note «succincte» de lecture et applications de: Manual for Operational Correction of Nordic Precipitation Data. *Klima Report*, 24(96), 1-66.
- L'hôte, Y., Chevallier, P., Etchevers, P., Lejeune, Y., & Wagnon, P. (2004). Pluie ou neige? Dispositif de mesures pluviographiques dans les Andes de Bolivie et interprétation des enregistrements/Rainfall or snowfall? Device for measuring the precipitation phase in the Bolivian Andes and analysis of the records. *Hydrological Sciences Journal*, 49(2), 273-281. <https://doi.org/10.1623/hysj.49.2.273.34833>
- Lafaysse, M. (2008). Application de modèles physiques (CROCUS, CROCUS-ISBA) pour comprendre la dynamique de la couverture neigeuse sur un site de haute altitude en Equateur. *Rapport de Stage de Fin d'études N°1106*, 1-100.

- Lahura, E. (2003). El coeficiente de correlación y correlaciones espúreas. *Journal of Molecular Biology*, 301(5), 1163-1178.
- Lejeune, Y., L'Hote, Y., & Chevallier, P. (2003). Instrumentation et Constitution d' une base de données météorologiques sur un site andin de haute altitude : Le site du Charquini , 4795 m , Bolivie. *IAHS Red Book Ser*, 318, 173-185.
- Lejeune, Y., L'Hote, Y., Etchevers, P., Wagnon, P., Chazarin, J. P., & Chevallier, P. (2007). Constitution d' une base de données météorologiques sur un site andin de haute altitude : Le site du Charquini , 4795 m , Bolivie. *IAHS Red Book Ser*, 318, 173-185.
- Lejeune, Yves. (2009). *Apports des modèles de neige CROCUS et de sol ISBA à l'étude du bilan glaciologique d'un glacier tropical et du bilan hydrologique de son bassin versant*. (Tesis Doctoral). Université Joseph-Fourier-Grenoble I, Grenoble, Francia.
- Lhuissier, P. (2005). Mise en évidence de modèles de Comportement Pluviométriques sur le Volcan Antizana. Distribución de la Pluviometría en la parte occidental del volcán Antisana a escala mensual, estacional e interanual. En *Informe Provisional*. IRD, INAMHI, EMAAP-Q, Quito. 23 pp.
- Llabrés, A., Rodríguez, R., Casas, M. C., Rius, A., & Redaño, A. (2015). Ajustando el factor de corrección para medidas de precipitación realizadas con intervalos temporales fijos según el régimen pluviométrico de la localidad. *Física de la Atmósfera y el Océano*, 1(1), 12-13.
- Maisincho, L. (2015). *Analyse de la fonte glaciaire et nivale dans les Andes tropicales à partir d' un bilan d' énergie : Glacier de l' Antisana , Equateur (0 ° 28 ' S)*. (Tesis Doctoral). Université Grenoble Alpes, Grenoble, Francia. 1-237.
- Maisincho, L., Cáceres, B., Manciatì, C., Loyo, C., Cuenca, E., Villacís, M., Paredes, D., Garcés, A., Laval, R., & Mailler, S. (2007). Glaciares del Ecuador: Antisana y Carihuayrazo. *Informe del Año 2005.*, IRD, INAMHI & EMAAP-Q, Quito, 140

pp.

- Manciati, C., & Freile, D. (2007). *Relación mensual y estacional entre la información hidrometeorológica local y regional y la fusión de los glaciares tropicales del Ecuador. Caso de estudio: Glaciar 15 y Glaciar CRESPOS del nevado Antisana*. (Tesis de pregrado). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador, 1-178.
- Martínez del Castillo, E., Serrano Notivoli, R., Novak, K., Longares, L. A., Arrechea, E., Arrillaga, L., & Saz-Sánchez, M. Á. (2012). Cuantificación de los gradientes climáticos altitudinales en la vertiente norte del macizo del Moncayo a partir de una nueva red de estaciones automáticas en altura. *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología. Serie A*, 8, 519-528.
- Mena, S. (2010). *Evolución de la dinámica de los escurrimientos en zonas de alta montaña: Caso del volcán Antisana*. (Tesis de Pregrado). Escuela Politécnica Nacional. Quito, Ecuador. 1-247.
- Monsalve Sáenz, G. (1995). Hidrología en la Ingeniería. *Santafé de Bogota, Colombia: Escuela Colombiana de Ingeniería.*, 356.
- Montealegre, J. E. (2004). Escalas de la Variabilidad Climática. *Bogotá: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales-IDEAM*, (2), 287-292.
- Mur Amada, J. (2009). Curso de energía eólica. *Master Europeo en Energías Renovables y Eficiencia Energética*, 108.
- NOAA. (2019). *Earth System Research Laboratory*. Recuperado de <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>
- Oliver, M. A., & Webster, R. (2014). A tutorial guide to geostatistics : Computing and modelling variograms and kriging. *Catena*, 113, 56-69. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.09.006>
- OMM. (2011a). Guía de prácticas hidrológicas. OMM-N°168. *Gestión de recursos hídricos y aplicación de prácticas hidrológicas*, 2(6), 1-330.

- OMM. (2011b). Guía de prácticas hidrológicas. OMM-N°168. *Hidrología – De la medición a la información hidrológica*, 1(6), 1-170.
- Pérez, D. (2016). *Comparación de métodos de interpolación Geoestadísticos con y sin variables auxiliares para la precipitación anual (2003-2008) en Ecuador*. (Tesis pregrado). Universidad de Cuenca, Cuenca, Ecuador. 1-51.
- Pouget, J. C., Proaño, D., Vera, A., Villacís, M., Condom, T., Escobar, M., Le Goulven, P., & Calvez, R. (2015). Modélisation glacio-hydrologique et gestion des ressources en eau dans les Andes équatoriennes : l'exemple de Quito. *Hydrological Sciences Journal*, 62(3), 431-446. <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1131988>
- Pourrut, P. (1995). *El Agua en el Ecuador, Clima, precipitaciones y escorrentía*. 1-35.
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., & Gomez, J. (2013). *Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change*. (7), 81-102. <https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>
- Rodriguez, R. M., Benito, A., & Portela, A. (2004). *Meteorología y Climatología* (FECYT). Global Diseña.
- Scaff, M. (2012). *Interpretación Hidro-meteorológica de los gradientes orográficos de precipitación en el Valle del Elqui*. (Tesis de Maestría). Universidad del Chile. Santiago de Chile, Chile. 1-171.
- Sicart, J. E., Hock, R., Ribstein, P., Litt, M., & Ramirez, E. (2011). Analysis of seasonal variations in mass balance and meltwater discharge of the tropical Zongo Glacier by application of a distributed energy balance model. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116(13), 1-18. <https://doi.org/10.1029/2010JD015105>
- Sicart, J. E., Ribstein, P., Chazarin, J. P., & Berthier, E. (2002). Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia measured with an ultrasonic depth gauge. *Water*

- Resources Research*, 38(10), 7-1-7-7. <https://doi.org/10.1029/2002WR001402>
- Soruco, A. (2009). *Etude du retrait des Glaciers depuis cinquante ans dans les bassins hydriologiques alimentant en eau la Ville de La Paz-Bolivie (16S)*. Université Joseph. Quito, Ecuador. 1-257.
- Tapia, J. D. (2016). *Estructura de la precipitación y su variabilidad espacio-temporal a lo largo de una gradiente altitudinal* (Tesis pregrado). Universidad de Cuenca, Cuenca, Ecuador. 1-71.
- Vargas, A., Santos, A., Cardenas, E., & Obregon, N. (2011). Análisis de la Distribución Espacial de las Lluvias en Bogotá, Colombia. *Dyna-Colombia*, 78(167), 151-159.
- Villacís, M. (2008). *Ressources en eau glaciaire dans les Andes d'Equateur en relation avec les variations du climat: Le cas du volcan Antisana*. (Tesis Doctoral). Université Montpellier II. Montpellier, Francia. 1-251.
- Villacis, M., Taupin, J. D., Heredia, E., Palacios, E., & Palacios, J. (2003). Variabilité climatique dans la sierra équatorienne en relation avec le phénomène ENSO. *Hydrology of the Mediterranean a Semiarid Regions*, (278), 202-208.
- Villacrés, C., & Gallegos, S. (2010). *Estudio de evaluación de la red hidrometeorológica en la región Nor-Oriental del Ecuador y propuesta de su optimización como parte de la red hidrometeorológica básica del Ecuador*. (Tesis de Pregrado). Escuela Politécnica Nacional. Quito, Ecuador. 1-146.
- Vuille, M., Bradley, R. S., & Keimig, F. (2000). Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic Sea Surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 13(14), 2520-2535. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2520:CVITAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2520:CVITAO>2.0.CO;2)
- Vuille, M., Francou, B., Wagon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B., & Bradley, R. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89(3-4), 79-96.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.04.002>

Vuille, M., Kaser, G., & Juen, I. (2007). Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Global and Planetary Change*, 62(1-2), 14-28.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.003>

Wagnon, P., Lafaysse, M., Lejeune, Y., Maisincho, L., Rojas, M., & Chazarin, J. P. (2009). Understanding and modeling the physical processes that govern the melting of snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(19), 1-14.
<https://doi.org/10.1029/2009JD012292>

ANEXOS

ANEXO 1

BASE DE DATOS

Debido a su gran extensión (13 años) la base de datos se encuentra en CD adjunto al final del documento. La base de datos contiene:

- Los datos de precipitación semihorarios, diarios, mensuales y anuales medidos por la red de pluviógrafos
- Los datos de precipitación rellenados a nivel diario y homogenizados a nivel mensual y anual.
- Técnicas y protocolos para el tratamiento de los sensores: Geonor y sonda ultrasonido.

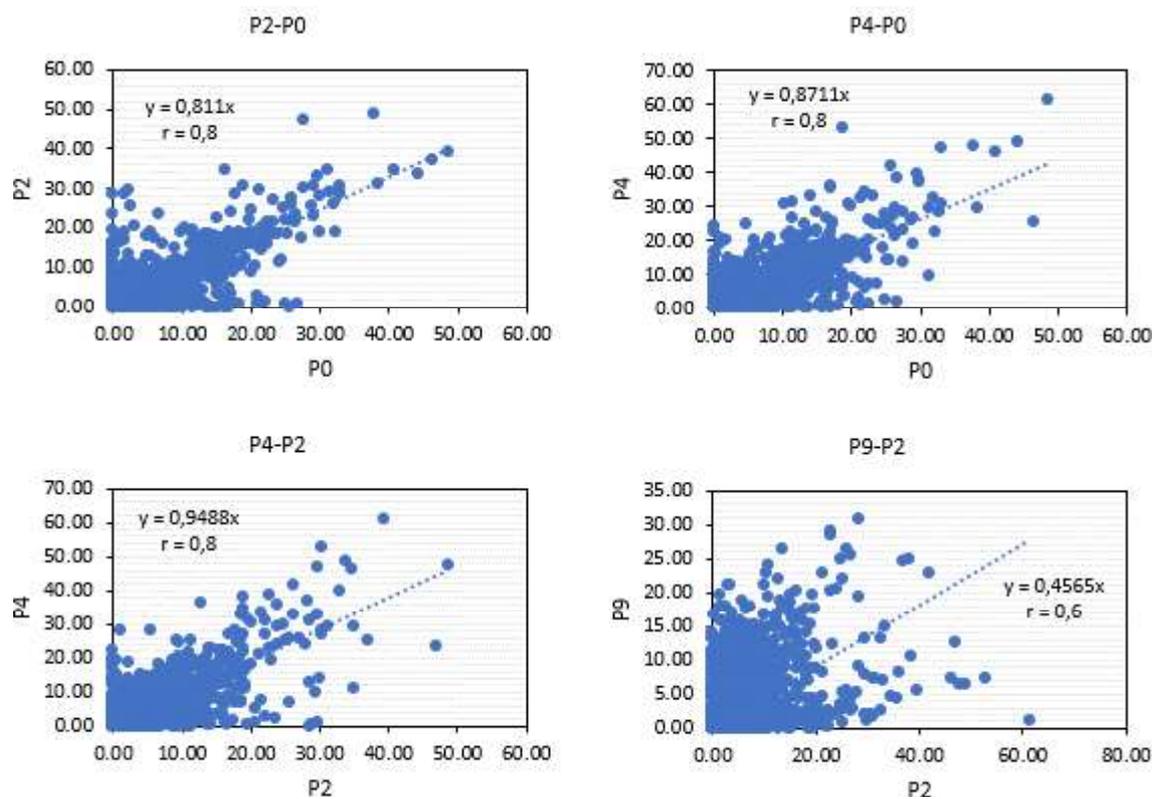
A continuación, se muestran algunos ejemplos del relleno de datos a nivel diario (negrita e itálico).

TABLA A3.1: RELLENO DE PRECIPITACIONES DIARIAS

Fecha	P0	P2	P4	P9	Fecha	P0	P2	P4	P9	Fecha	P0	P2	P4	P9
1/1/2002	0.00	0.00	0.00	0.00	1/11/2002	0.00	0.00	0.90	0.00	1/6/2005	16.05	10.70	10.70	6.63
2/1/2002	0.00	0.00	0.00	0.00	2/11/2002	1.50	1.70	2.60	5.10	2/6/2005	9.84	7.28	13.70	6.42
3/1/2002	0.24	0.20	0.21	0.00	3/11/2002	1.07	1.10	1.50	0.60	3/6/2005	1.07	1.07	1.07	0.21
4/1/2002	0.00	0.00	0.00	0.21	4/11/2002	0.43	0.60	3.00	4.10	4/6/2005	1.07	0.21	2.14	1.71
5/1/2002	0.00	0.00	0.00	0.00	5/11/2002	3.64	3.20	1.70	9.40	5/6/2005	3.42	1.93	7.06	1.07
6/1/2002	0.00	0.00	0.00	0.21	6/11/2002	13.91	12.80	16.10	8.60	6/6/2005	7.06	4.49	9.42	1.28
7/1/2002	2.17	1.76	1.93	2.14	7/11/2002	1.27	2.60	1.50	1.19	7/6/2005	0.00	0.00	0.00	0.21
8/1/2002	6.27	5.09	5.56	6.85	8/11/2002	0.21	0.60	0.90	1.10	8/6/2005	0.00	0.00	0.00	0.43
9/1/2002	11.58	9.39	10.27	4.49	9/11/2002	0.64	0.60	0.90	4.10	9/6/2005	0.00	0.00	0.21	0.43
10/1/2002	7.24	5.87	6.42	1.50	10/11/2002	14.77	18.00	16.90	9.80	10/6/2005	8.77	5.99	7.70	3.00
11/1/2002	0.48	0.39	0.43	0.21	11/11/2002	0.64	0.60	1.30	0.20	11/6/2005	2.57	4.71	7.70	7.28
12/1/2002	0.00	0.00	0.00	0.00	12/11/2002	0.00	0.00	0.20	4.70	12/6/2005	0.24	0.21	0.21	0.43
13/1/2002	1.45	1.17	1.28	0.00	13/11/2002	2.78	3.20	3.60	0.60	13/6/2005	0.24	0.21	0.21	0.43
14/1/2002	0.72	0.59	0.64	0.21	14/11/2002	3.00	1.90	1.50	1.30	14/6/2005	12.30	4.49	10.91	1.50
15/1/2002	0.00	2.35	0.00	0.21	15/11/2002	0.00	0.40	0.40	0.20	15/6/2005	0.96	0.00	0.86	0.21
16/1/2002	0.00	0.00	0.00	0.00	16/11/2002	0.43	3.40	6.20	0.90	16/6/2005	0.00	0.00	0.00	0.21
17/1/2002	0.48	0.00	0.43	0.21	17/11/2002	4.28	3.47	2.80	0.20	17/6/2005	1.28	1.28	2.35	0.64
18/1/2002	0.00	0.00	0.00	0.00	18/11/2002	0.00	0.00	0.20	0.20	18/6/2005	0.21	0.43	0.21	0.00
19/1/2002	0.00	0.00	0.00	0.00	19/11/2002	0.00	0.00	0.00	0.00	19/6/2005	0.00	0.64	1.07	0.43
20/1/2002	0.00	0.00	0.00	0.00	20/11/2002	0.00	0.20	0.00	0.60	20/6/2005	2.57	3.64	1.71	0.86
21/1/2002	0.00	0.00	0.00	0.21	21/11/2002	0.00	11.30	4.30	0.90	21/6/2005	0.21	0.21	0.64	0.86
22/1/2002	0.24	0.00	0.21	0.00	22/11/2002	13.48	0.40	12.60	0.70	22/6/2005	1.50	0.43	4.07	0.00
23/1/2002	0.21	0.00	0.43	0.21	23/11/2002	1.50	1.21	0.60	0.56	23/6/2005	0.00	0.00	0.86	0.21
24/1/2002	4.92	6.21	8.35	0.21	24/11/2002	0.00	0.00	0.20	0.40	24/6/2005	1.07	0.00	0.00	0.21
25/1/2002	2.78	2.57	5.78	0.00	25/11/2002	0.00	0.00	0.00	0.20	25/6/2005	0.00	0.00	0.00	0.21
26/1/2002	0.42	0.00	2.57	0.00	26/11/2002	0.21	0.60	1.70	0.20	26/6/2005	0.00	0.00	0.21	0.43
27/1/2002	1.28	0.21	3.42	0.00	27/11/2002	10.27	20.10	30.60	1.90	27/6/2005	2.35	2.35	8.99	2.14
28/1/2002	0.21	0.00	0.21	0.00	28/11/2002	13.05	4.30	9.40	0.90	28/6/2005	12.41	7.28	6.63	5.56
29/1/2002	0.00	0.43	1.28	0.00	29/11/2002	1.93	1.70	1.90	0.20	29/6/2005	29.96	19.05	37.88	24.82
30/1/2002	3.85	5.14	7.92	0.86	30/11/2002	0.64	0.20	0.20	0.20	30/6/2005	14.98	5.56	28.25	19.05
31/1/2002	13.37	15.62	22.04	0.21										

Elaboración: Daniela Paillacho

ANEXO 2
MÉTODO DE CORRELACIONES SIMPLES. COMPARACIÓN
ENTRE PLUVIÓGRAFOS

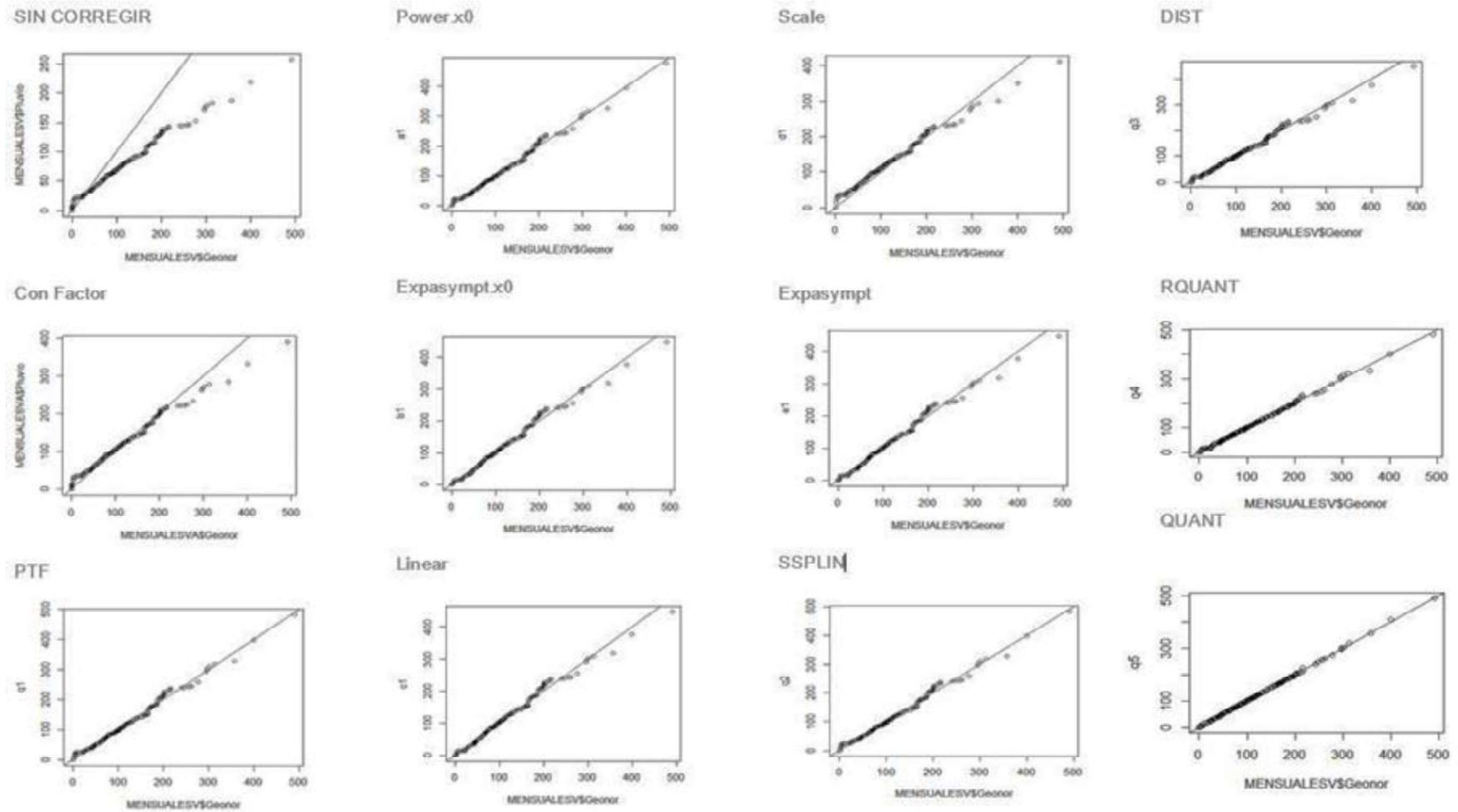
FIGURA A2.1: ECUACIONES DE REGRESIÓN LINEAL PARA EL RELLENO DE DATOS

Elaboración: Daniela Paillacho

ANEXO 3

COMPARACIÓN DE MÉTODOS PARA ESTIMAR EL FACTOR PARA HOMOGENIZAR DE LA PRECIPITACIÓN

FIGURA A3.1: COMPARACIÓN DE METODOS DEL FACTOR DE CORRECCIÓN PARA LA HOMOGENIZACIÓN DE DATOS



Elaboración: Daniela Paillacho

ANEXO 4
GRADIENTES ALTITUDINALES DE PRECIPITACIÓN

TABLA A4.1: GRADIENTES ALTITUDINALES A NIVEL MENSUAL

Meses	P0-P2	P2-P4	P4-P9	Meses	P0-P2	P2-P4	P4-P9	Meses	P0-P2	P2-P4	P4-P9
ene-02	1.97	-0.88	3.52	ene-06	-0.57	-0.28	11.55	ene-10	3.76	-1.71	4.39
feb-02	1.20	-0.62	8.31	feb-06	-1.27	0.04	0.69	feb-10	1.37	-1.53	7.17
mar-02	0.30	0.29	-1.26	mar-06	-4.14	1.23	0.69	mar-10	-3.55	-0.04	3.73
abr-02	-7.48	1.10	-1.69	abr-06	-1.36	0.24	1.76	abr-10	-3.59	0.37	-1.04
may-02	7.57	-1.35	0.65	may-06	1.28	-0.15	-0.86	may-10	-7.22	0.22	4.21
jun-02	1.87	-0.03	-3.64	jun-06	-0.10	-0.92	1.14	jun-10	-2.69	0.39	0.04
jul-02	-2.00	-2.16	8.26	jul-06	-0.32	-0.43	1.10	jul-10	-1.83	-0.20	0.43
ago-02	4.69	-0.53	-0.22	ago-06	-2.79	-0.40	0.72	ago-10	2.21	-0.12	-1.37
sep-02	4.19	-0.56	1.10	sep-06	-0.34	-0.31	1.52	sep-10	0.52	0.09	0.87
oct-02	1.51	0.24	-2.40	oct-06	-1.84	0.77	0.35	oct-10	11.22	-2.40	-0.17
nov-02	1.85	-1.16	1.98	nov-06	-2.76	0.78	-3.83	nov-10	25.33	-3.32	-3.86
dic-02	1.76	0.10	-0.88	dic-06	-1.86	0.94	-1.11	dic-10	6.26	-0.82	-0.27
ene-03	1.83	-0.28	0.19	ene-07	1.76	-0.78	0.85	ene-11	7.86	-1.40	0.87
feb-03	1.76	-1.25	3.08	feb-07	3.58	-1.02	1.49	feb-11	-3.59	2.53	-5.19
mar-03	3.61	-1.06	3.69	mar-07	5.48	-1.50	2.16	mar-11	-1.54	0.54	-0.42
abr-03	3.21	2.87	-7.17	abr-07	6.75	0.29	-4.27	abr-11	17.63	-3.41	0.45
may-03	6.16	0.20	1.56	may-07	18.75	-1.29	2.23	may-11	1.26	-0.36	0.39
jun-03	6.06	-0.53	3.59	jun-07	10.68	-3.42	8.45	jun-11	1.20	-1.40	3.74
jul-03	10.22	-1.52	2.38	jul-07	-37.03	7.67	-0.45	jul-11	1.99	-1.14	4.89
ago-03	-0.18	-0.19	-0.63	ago-07	6.57	-0.81	-1.72	ago-11	-1.21	-0.21	2.02
sep-03	0.05	-0.39	-1.25	sep-07	1.03	-0.56	-0.78	sep-11	-1.42	-0.24	1.20
oct-03	-0.65	-0.09	-1.83	oct-07	-7.52	-0.49	-4.19	oct-11	-2.59	0.70	0.06
nov-03	0.79	-0.92	-0.85	nov-07	-6.35	-1.39	-0.43	nov-11	-4.83	1.85	-0.60
dic-03	4.79	-2.27	4.55	dic-07	-10.96	-0.34	-1.02	dic-11	-0.55	-0.65	3.22
ene-04	2.56	-0.37	1.65	ene-08	-13.52	0.15	4.08	ene-12	-0.74	0.03	2.22
feb-04	-16.87	1.02	-1.63	feb-08	-19.43	-0.01	1.02	feb-12	4.99	-1.00	4.42
mar-04	19.48	-3.56	9.14	mar-08	0.44	0.23	-2.51	mar-12	2.62	-1.27	2.41
abr-04	0.35	-0.14	0.37	abr-08	1.47	0.01	1.21	abr-12	-8.25	0.37	-1.79
may-04	11.24	-1.62	4.06	may-08	2.78	0.97	-2.66	may-12	-13.63	-2.04	8.75
jun-04	9.93	-0.64	2.61	jun-08	1.33	-1.32	1.65	jun-12	2.67	-0.92	1.27
jul-04	8.09	-0.71	1.63	jul-08	5.09	-1.22	1.41	jul-12	3.25	-0.58	-1.17
ago-04	3.80	-0.71	2.03	ago-08	1.55	-0.38	0.55	ago-12	4.66	-0.57	-0.19
sep-04	-0.56	0.37	-1.00	sep-08	6.79	-0.51	0.59	sep-12	0.19	-0.31	-1.00
oct-04	0.76	0.66	-2.28	oct-08	-0.26	-0.58	-0.35	oct-12	-0.02	0.76	-3.51
nov-04	0.76	0.37	-0.32	nov-08	0.73	0.75	-3.00	nov-12	-1.68	0.18	-1.31
dic-04	1.79	0.12	1.50	dic-08	1.07	0.61	-0.55	dic-12	-0.74	-0.82	3.38
ene-05	2.09	-0.71	1.90	ene-09	3.56	2.26	-2.29	ene-13	-1.89	-1.41	6.50
feb-05	-0.19	1.55	-2.23	feb-09	7.10	0.29	0.15	feb-13	1.15	-0.51	1.61
mar-05	2.04	-1.61	2.66	mar-09	1.53	-0.15	1.48	mar-13	-1.53	-0.48	0.09
abr-05	1.77	-0.16	3.47	abr-09	0.15	0.23	-1.56	abr-13	-3.56	1.23	4.43
may-05	3.10	-0.45	0.05	may-09	2.42	1.13	-0.81	may-13	-2.88	1.06	-2.12
jun-05	7.07	-3.75	6.28	jun-09	3.16	0.34	-3.36	jun-13	2.53	0.67	-0.91
jul-05	2.18	-0.22	3.02	jul-09	6.17	0.59	3.21	jul-13	3.01	0.53	-2.02
ago-05	0.65	-1.05	1.23	ago-09	4.20	0.17	1.52	ago-13	1.53	0.23	-1.38
sep-05	2.13	-0.61	0.91	sep-09	1.33	-0.79	-1.25	sep-13	1.76	0.26	-1.01
oct-05	-0.70	0.51	-3.26	oct-09	4.27	-0.89	-0.83	oct-13	-0.90	-0.09	-5.39
nov-05	-3.98	-0.30	2.99	nov-09	1.33	-0.51	-1.21	nov-13	-1.48	-0.27	2.19
dic-05	-1.00	0.63	0.63	dic-09	1.43	-0.01	0.13	dic-13	-0.37	-0.61	1.97

Elaboración: Daniela Paillacho

ANEXO 5

DATOS DE LOS PLUVIÓMETROS TOTALIZADORES

TABLA 5A.1 DATOS DE LOS PLUVIÓMETROS-TOTALIZADORES. 2002-2009

	P0	P2	P4	P5	P9		P0	P2	P4	P5	P9
ene-02	70	35	55	25		ene-06	220	160	300	26	40
feb-02	120	165	195	25		feb-06	49	50	59	17	37
mar-02	80	60	70	30		mar-06	145	130	140	88	102
abr-02	150	152	165	120		abr-06	120	110	120	98	60
may-02	220	168	225	110		may-06	70	56	70	23	49
jun-02	62	35	86	70		jun-06	110	88	135	91	130
jul-02	53	30	73	59		jul-06	45	10	60	110	10
ago-02	105	55	141	71		ago-06	48	18	60	40	29
sep-02	34	36	45	15		sep-06	77	39	105	60	36
oct-02	68	62	76	99		oct-06	75	68	70	45	60
nov-02	123	107	169	36		nov-06	65	87	81	100	110
dic-02	70	55	60	42		dic-06	30	24	59	80	75
ene-03	35	30	40	20		ene-07	10	8	12	35	25
feb-03	65	30	80	25		feb-07	29	23	50	45	20
mar-03	150	140	180	60		mar-07	35	67	113	45	35
abr-03	85	94	100	70		abr-07	100	138	142	115	105
may-03	130	76	160	38		may-07	88	77	115	40	53
jun-03	90	80	140	62		jun-07	245	238	200	195	137
jul-03	75	45	100	60		jul-07	50	10	50	35	40
ago-03	14	15	22	20		ago-07	78	90	100	75	60
sep-03	32	30	34	24		sep-07	10	10	30	65	15
oct-03	86	85	81	106		oct-07	95	93	95	80	95
nov-03	40	41	48	45		nov-07	45	73	100	75	65
dic-03	113	89	150	63		dic-07	40	90	100	55	65
ene-04	35	17	35	2		ene-08	28	112	127	60	39
feb-04	84	46.4	105	41		feb-08	32	128	153	115	101
mar-04	130	92	214	65		mar-08	5	70	65	55	90
abr-04	131	126	160	84		abr-08	60	96	103	85	73
may-04	150	125	180	120		may-08	110	159	177	145	165
jun-04	75	30	120	42		jun-08	141	105	175	80	65
jul-04	110	70	148	63		jul-08	80	50	55	60	43
ago-04	40	25	52	96		ago-08	135	110	150	95	72
sep-04	40	40	40	49		sep-08	70	67	80	60	42
oct-04	80	65	80	45		oct-08	132	134	138	128	118
nov-04	70	75	50	25		nov-08	100	112	121	109	130
dic-04	60	55	82	40		dic-08	143	107	151	103	110
ene-05	30	35	48	10		ene-09	133	110	148	60	48
feb-05	102	85	120	80		feb-09	130	97	139	45	52
mar-05	108	90	130	65		mar-09	62	72	81	66	66
abr-05	230	190	274	149		abr-09	65	84	97	95	68
may-05	115	102	144	59.9		may-09	55	97	125	55	57
jun-05	135	45	215	101		jun-09	10	70	82	85	66
jul-05	61.83	41.5	75	30.4		jul-09		98	202	110	56
ago-05	10.74	15	50	20		ago-09		35	41	25	28
sep-05	15	35	50	20		sep-09	23			30	14
oct-05	45	45	40	30		oct-09		63	48	50	76
nov-05	90.37	96.2	123	32.4		nov-09	10	14	0	5	10
dic-05	210	169	165	116		dic-09					

Elaboración: Daniela Paillacho