



RESUMEN

Durante las últimas décadas se han desarrollado un sinnúmero de modelos hidrológicos, pero los hidrólogos muy poco cuestionan la calidad de los datos utilizados en los estudios. Por ello, en esta tesis se estudia la magnitud en la que afectan los datos de la presión atmosférica sobre el cálculo del nivel de agua en pequeños cauces. También se analiza el efecto que tienen la temperatura (T) y humedad relativa (HR) sobre la estimación de la evapotranspiración de referencia (ET_o). El estudio se realizó en los observatorios de Zhurucay y Soldados (Páramos – 3200 a 4200 m s.n.m.), y Mazar (bosque montano – 2600 a 3500 m s.n.m.), ubicados en los Andes del sur del Ecuador. Los resultados revelan que la estimación de la presión atmosférica mediante regresiones lineales es eficiente, con coeficientes de Nash – Sutcliffe mayores a 0,71. Los coeficientes de descarga reales de los vertederos difieren de su valor teórico hasta en un 15 %. En cuanto a la ET_o estimada con el método de Penman Monteith, los resultados revelan que la HR tiene mayor efecto (65 %) en el cálculo de la ET_o que la T (35 %). Para un error de temperatura diaria de -1,07°C, el efecto es mayor en el método de Hargreaves (0,24 mm/día) que el de PM (0,148 mm/día). Para el mismo error de T (-1,07) en el cálculo de la ET_o, el efecto es menor en el método de Thornthwaite (0,832 mm/mes) que el método de Hargreaves (6,12 mm/mes) y PM (6,27 mm/mes).

Palabras Clave: Páramo, precisión de sensores, presión atmosférica, coeficiente de descarga, evapotranspiración de referencia, temperatura y humedad relativa.



Abstract

In recent decades a number of hydrological models of different complexity have been developed to ensure the accuracy of hydrological studies. Yet very few hydrologists question the data quality used in the studies. Therefore, this thesis is aimed at determining the effect of hydrometeorological observations on hydrological studies. In particular, the study of how does the atmospheric pressure data recorded by automatic sensors, affects the water level measurement in small streams. It also examines the effect of sensors temperature records (T) and relative humidity records (RH) on estimating reference evapotranspiration (ET_o) calculated with the Thornthwaite, Hargreaves and FAO Penman Monteith (PM) methods. The study was done with the sensors of hydrological and meteorological stations installed in the ecohydrological observatories of Zhurucay and Soldados (páramos ecosystems – 3200 to 4200 m a.s.l.), and Mazar (montane forest – 2600 to 3500 m a.s.l.), located in the southern Ecuadorian Andes. The results reveal that the atmospheric pressure estimation using linear regressions is efficient compared to the observed values, with Nash - Sutcliffe coefficients greater than 0.71, and that leads to calculated flow rate errors below 5%. Moreover, the discharge coefficients of weirs determined by gauging differ from theoretical values by up to 15%, which significantly affects the calculation of flow rates. Regarding the ET_o estimated with the Penman Monteith method, the results reveal that the RH has a greater effect (65 %) in the calculation of the ET_o than T (35 %). For a daily temperature error of -1.07 ° C, the effect is greater for the Hargreaves method (0.24 mm/day) than for PM (0.148 mm/day). With the same error of T (-1.07° C) in the calculation of ET_o, the effect is smaller for the Thornthwaite method (0.832 mm/month) than for the Hargreaves (6.12 mm/month) and Penman Monteith (6.27 mm/month) methods. In general conclusion, it is important to consider the quality of the data with which we work, to obtain correct results and make informed decisions about the water resources management. It is suggested to ensure that the records are within precision established ranges before installing the sensors.

Keywords: Páramo, sensors precision, atmospheric pressure, discharge coefficient, reference evapotranspiration, temperature and relative humidity.



INDICE GENERAL

RESUMEN 1

INDICE GENERAL 3

AGRADECIMIENTOS 8

DEDICATORIA 9

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN..... 10

 1.1 Antecedentes 10

 1.2 Justificación 11

 1.3 Objetivos..... 12

 1.4 Áreas de estudio 12

 1.5 Sumario 18

CAPÍTULO 2. CONTROL DE CALIDAD DE DATOS Y ELABORACIÓN DE UNA BASE DE DATOS OPERACIONAL 20

 2.1 Introducción 20

 2.2 Materiales 22

 2.2.1 Sensores 22

 2.2.2 Datos 24

 2.3 Métodos 24

 2.3.1 Alturas de las estaciones hidrológicas y meteorológicas..... 25

 2.3.2 Control de calidad de datos de presiones atmosféricas 25

 2.3.3 Relleno de datos de presión atmosférica 27

 2.3.4 Análisis estadístico 28

 2.4 Resultados y discusión 30

 2.4.1 Análisis de alturas de las estaciones 31

 2.4.2 Control de calidad de datos 32

 2.4.3 Relleno de datos 34

 2.5 Conclusiones 39

CAPÍTULO 3. EFECTO DE LAS OBSERVACIONES DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA SOBRE EL CÁLCULO DEL NIVEL DEL AGUA EN PEQUEÑOS CAUCES 41

 3.1 Introducción 41

 3.2 Materiales 43

 3.2.1 Equipos 43



3.2.2 Datos	45
3.3 Métodos	46
3.3.1 Efecto de la estimación de la presión atmosférica sobre el cálculo del caudal.....	46
3.3.2 Tipos de aforos	47
3.3.3 Ecuaciones de los vertederos	51
3.4 Resultados y discusión	52
3.4.1 Efecto de la estimación de la presión atmosférica sobre el cálculo del caudal.....	52
3.4.2 Comparación entre métodos de aforo.....	55
3.4.3 Curvas y coeficientes de descarga de los vertederos	57
3.5 Conclusiones	60
CAPÍTULO 4. EFECTOS DE LAS OBSERVACIONES DE TEMPERATURA Y HUMEDAD RELATIVA SOBRE EL CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA.....	62
4.1 Introducción	62
4.2 Materiales	67
4.2.1 Sensores	67
4.2.2 Datos	68
4.3 Métodos	70
4.3.1 Análisis comparativo de sensores.....	70
4.3.2 Ecuaciones de la evapotranspiración de referencia (ET _o)	71
4.3.3 Análisis estadístico	73
4.4 Resultados y Discusión.....	76
4.4.1 Errores de medición de los sensores de T y HR	76
4.4.2 Errores en el cálculo de la ET _o	83
4.5 Conclusiones	87
CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES GENERALES E INVESTIGACIONES FUTURAS.....	90
5.1 Conclusiones	90
5.2 Recomendaciones e investigaciones futuras	93



Yo, Mario Xavier Gualpa Gualpa, autor de la tesis “Efecto de la incertidumbre de las observaciones hidrometeorológicas en estudios hidrológicos (Zhurucay, Mazar y Soldados)”, reconozco y acepto el derecho de la Universidad de Cuenca, en base al Art. 5 literal c) de su Reglamento de Propiedad Intelectual, de publicar este trabajo por cualquier medio conocido o por conocer, al ser este requisito para la obtención de mi título de Ingeniero Civil. El uso que la Universidad de Cuenca hiciere de este trabajo, no implicará afección alguna de mis derechos morales o patrimoniales como autor.

Cuenca, abril del 2013

Mario Xavier Gualpa Gualpa
0302224068



Yo, Mario Xavier Gualpa Gualpa, autor de la tesis “Efecto de la incertidumbre de las observaciones hidrometeorológicas en estudios hidrológicos (Zhurucay, Mazar y Soldados)”, certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autor/a.

Cuenca, abril del 2013

A handwritten signature in blue ink, reading "Mario Gualpa", enclosed within a circular scribble.

Mario Xavier Gualpa Gualpa
0302224068



UNIVERSIDAD DE CUENCA



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL

**Efecto de la incertidumbre de las observaciones
hidrometeorológicas en estudios hidrológicos
(Zhurucay, Soldados y Mazar)**

Tesis previa la obtención del
Titulo de Ingeniero Civil

Autor:

Mario Xavier Gualpa Gualpa.

Director:

Ing. Rolando Céleri Alvear, PhD

Cuenca – Ecuador

Abril 2013



AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi familia por el esfuerzo y apoyo durante toda mi preparación académica. Al Grupo Ciencias de la Tierra y el Ambiente (Grupo CTA) por la apertura y apoyo en el desarrollo del presente estudio, de manera especial al director de mi tesis, Dr. Rolando Céleri Alvear, quien con su tiempo, sus conocimientos, motivación y sobretodo sus consejos me supo guiar para culminar este trabajo.

De igual manera al Dr. Patricio Crespo e Ing. Patricio Lazo por el aporte directo de conocimientos e información necesaria. De manera especial a mi apreciado amigo y compañero en las largas horas de trabajo de campo y oficina, Ing. Ryan Padrón, gracias por todo el apoyo incondicional.

Al proyecto PIC-11-715 "IMPACTO DEL CAMBIO DE USO DE LA TIERRA EN LA HIDROGEOQUIMICA DE CUENCAS ANDINAS" financiado por la Secretaría Nacional de Ciencia y Tecnología (SENESCYT), por el apoyo logístico y los datos brindados. Además al proyecto Quimsacocha (IAMGOLD) y su personal por la colaboración brindada en el trabajo de campo.



DEDICATORIA

A Dios por darme la oportunidad de vivir, a Él, quien me dio la fe, las fuerzas y la valentía para culminar este trabajo de investigación.

A mis padres José y Digna, por su ejemplo de superación, por apoyarme, aconsejarme y siempre darme ánimo en los momentos difíciles de mi vida. A mi hermano Edison con quien hemos pasado situaciones tristes y alegres que se han presentado en nuestras vidas, pero siempre salimos adelante.

A mis abuelitos y abuelitas, y a toda mi familia y amigos, en especial a Gaby; quienes me han brindado su amor, el apoyo y la confianza para poder realizar esta tesis y culminar una de las metas más importantes de mi vida.

¡GRACIAS!



CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

El agua es una importante razón de ser en la vida de las personas y de los páramos y otros ecosistemas. El páramo es el ecosistema principal para el abastecimiento de agua, de excelente calidad y de manera constante, de las comunidades andinas.

La calidad y cantidad del agua depende fundamentalmente del cuidado y gestión de las actividades humanas que se realizan en las cuencas y subcuencas que aportan a los ríos. Para la evaluación de los recursos de agua de una región es necesario realizar el cierre del balance hídrico, es decir, la forma que el agua se recibe por precipitación y se reparte por evapotranspiración, escorrentía e infiltración.

Dentro del balance hídrico, la evapotranspiración (ET) es uno de los procesos que más incide en el ciclo hidrológico. Para otros ecosistemas más estudiados se ha encontrado que la evapotranspiración puede llegar a representar el 90% de la precipitación efectiva (*Flerchinger and Cooley, 2000*), como es el caso del ecosistema de la cuenca semiárida de Reynolds en EEUU. Sin embargo es muy poco el trabajo que se ha realizado para entender y cuantificar la ET de la mayoría de ecosistemas. En modelamientos de comportamiento hidrológico de microcuencas de páramo, una de las mayores incertidumbres del modelo se da por la dificultad de estimar la evapotranspiración. Los principales factores meteorológicos que determinan la evapotranspiración son la radiación solar, velocidad del viento, temperatura y humedad del aire; cambios en las variables climáticas pueden tener grandes implicaciones en los procesos hidrológicos. Acorde con *Jensen (1985)*, al menos el 80% de la evapotranspiración de referencia (ET_o) puede ser explicada por la temperatura y la radiación solar. Además, en un estudio realizado por *Mogan and Aruguman (1996)*, en la cual analizan la importancia relativa de las variables meteorológicas en la evapotranspiración concluyen que la humedad relativa, temperatura, y velocidad del viento son las que más influencia tienen en la estimación de la ET, en ese orden. La temperatura es probablemente el parámetro más disponible y confiable, y la suposición de que la temperatura es el parámetro potencial de la evaporación es la base de los métodos de cálculo de evapotranspiración basados en la temperatura, tales como el método de Hargreaves y el de Thornthwaite. Sin embargo, los métodos basados en la temperatura son menos fiables que los métodos que toman en cuenta el resto de variables climáticas (*Mackenny and Rosenberg, 1993*). De ahí la gran importancia de analizar la calidad de los datos que entregan los sensores que miden estas variables.



El clima del páramo y las características de vegetación y suelo, hacen que el ecosistema del páramo se constituya como un regulador hídrico natural de la escorrentía. Por ejemplo, en Colombia los páramos regulan el 70 % de los ríos en sus cabeceras (*Cepis, Minambiente, 2005*). Debido a la baja evapotranspiración de la vegetación y constante humedad en los suelos durante el año, el rendimiento hídrico en las cuencas de los páramos es alto (60 - 70 %), dando como resultado una considerable escorrentía superficial. Al igual que la evapotranspiración, la cuantificación de la escorrentía superficial en el cierre de balance hídrico o en la implementación de modelos hidrológicos, deben ser estimadas con la mayor precisión posible.

La determinación de la escorrentía total en una cuenca hidrográfica se realiza mediante la medición de caudales, para lo cual en algunos casos se usan estructuras (p.e. vertederos). Para tener series de caudales durante todo el año se incorpora a los vertederos sensores electrónicos (p.e. transductores de presión) que permiten obtener de manera automática alturas de agua sobre los vertederos y, a través de una calibración mediante aforos, obtener curvas de descarga que permitan cuantificar el caudal circulante. Entonces, es muy importante analizar las observaciones hidrológicas mediante estos sensores para obtener resultados satisfactorios en los estudios hidrológicos.

1.2 Justificación

La calidad (en términos de precisión) de los estudios hidrológicos depende en gran manera de las herramientas utilizadas. Por ello, durante las últimas décadas se han desarrollado un sinnúmero de modelos hidrológicos de distinto grado de complejidad para lograr que los estudios sean más precisos. Por otro lado los hidrólogos muy poco cuestionan la calidad de los datos utilizados en los estudios y en la mayoría de los casos se tiene la concepción de que los datos son exactos y representan la verdadera realidad (*Céleri and Feyen, 2009*). Esta situación se ha acentuado en los últimos años debido a la utilización de sensores electrónicos automáticos que han empezado a reemplazar a los observadores humanos. Sin embargo los sensores no son 100% exactos, existiendo un error asociado a las lecturas así como una precisión de los instrumentos, lo cual debería ser tomado en cuenta al momento de realizar un control de calidad de datos hidrometeorológicos. Su desconocimiento puede tener repercusiones al momento de realizar el cierre del balance hidrológico por ejemplo, o la implementación de modelos hidrológicos. En un breve análisis realizado por *Mosquera G. (Comunicación personal, GCTA)*, 8 sensores combinados de temperatura y humedad relativa del mismo tipo fueron instalados en un sitio; los resultados muestran que las lecturas entre los sensores difieren entre sí, llegando a encontrarse diferencias hasta de más de un grado Celcius de temperatura entre ellos. Con esto, el cálculo de la ET puede ser seriamente influenciada por la precisión del sensor, pero se desconoce cuál será su real magnitud.



Por otra parte para obtener los niveles de agua en quebradas y/o ríos se utilizan transductores de presión. Según información recolectada en campo y ensayos realizados en oficina se observa que los niveles de agua registrados por los sensores de medición de nivel tienen desfases de hasta 7 cm respecto al nivel real. Estas incertidumbres producen grandes errores al momento de estimar los caudales, provocando subestimaciones o sobrestimaciones del coeficiente de escorrentía de la cuenca estudiada. De igual forma, las condiciones de campo conducen en la mayoría de los casos, a que los coeficientes de descarga reales del vertedero construido, no sean los mismos dados por la literatura para la transformación de niveles de agua a caudales.

Por estos motivos es de alta importancia realizar un estudio de los efectos que pueden ocasionar las incertidumbres de las observaciones realizadas con sensores automáticos sobre ciertas variables hidrológicas.

1.3 Objetivos

General

El objetivo general de este estudio es analizar los efectos de la incertidumbre de observaciones hidrometeorológicas en estudios hidrológicos. En particular se analizarán las incertidumbres en los datos de la presión atmosférica, temperatura y humedad relativa.

Específicos

Los objetivos específicos del estudio son los siguientes:

- Analizar la calidad de las series de datos de la presión atmosférica, temperatura y humedad relativa, y formas de relleno de las observaciones de presión atmosférica.
- Analizar los efectos de las observaciones de la presión atmosférica sobre el cálculo del nivel del agua en pequeños cauces.
- Analizar los efectos de las observaciones de temperatura y humedad relativa sobre el cálculo de la evapotranspiración de referencia.

1.4 Áreas de estudio

El Grupo de Ciencias de la Tierra y del Ambiente (GCTA) de la Universidad de Cuenca dentro de los diversos monitoreos que realiza en diferentes cuencas hidrográficas, tiene especial atención en ecosistemas de páramo y bosque montano, debido que representan un importante conocimiento científico. Además gran parte de los Andes Tropicales, desde Venezuela hasta Bolivia, están constituidos por estos ecosistemas. Las tres zonas escogidas como áreas de estudio son los observatorios ecohidrológicos de Zhurucay, Soldados



y Mazar; los dos primeros son ecosistemas de páramos y el tercero de bosque montano. A continuación se describe las tres zonas de estudio, ubicación, clima, vegetación y topografía, con más atención en los monitoreos hidrometeorológicos de cada zona, porque en base a ellos se desarrolla gran parte de la tesis.

Observatorio de Zhurucay

En el observatorio de Zhurucay (Figura 1.1) se realiza el monitoreo hidrometeorológico de la cuenca media y alta del río Zhurucay. La cuenca del río Zhurucay está ubicada al Suroeste de la República del Ecuador, en la provincia del Azuay, sobre las jurisdicciones cantonales de Girón y San Fernando, en las parroquias San Gerardo y Chumblín. Es tributario de la cuenca del río Rircay que forma parte de la cuenca hidrográfica del río Jubones que desemboca en el océano Pacífico. La cuenca se sitúa a 85 km al suroeste de la ciudad de Cuenca, entre las coordenadas UTM: X 694644 m – 698164 m y Y 9662482 m – 9660680 m. Cuenta con una superficie aproximada de 13,92 km² y un rango altitudinal entre 3200 y 3900 m s.n.m.

La vegetación dominante en la cuenca del río Zhurucay es el pajonal y las almohadillas, parches de bosques de *Polylepis* en las partes altas de la cuenca y a lo largo de las riveras de los ríos. La cuenca presenta una precipitación media anual de 900 a 1600 mm, con un 10% de lluvias que registran una intensidad superiores a 10 mm h⁻¹ (*Buytaert et al., 2006*). La humedad relativa promedio mensual es de 90% y la temperatura de 6°C (*Iñiguez et al., 2008*). La velocidad del viento promedio mensual en invierno es de aproximadamente 4m s⁻¹, y en verano hay un incremento considerable alcanzando valores de hasta 12m s⁻¹. La radiación solar alcanza valores superiores a 1400W m⁻² en verano (*Iñiguez et al., 2008*). La presión atmosférica promedio mensual registrada por los barómetros de las estaciones meteorológicas va de 700 cmH₂O a 651 cm H₂O.

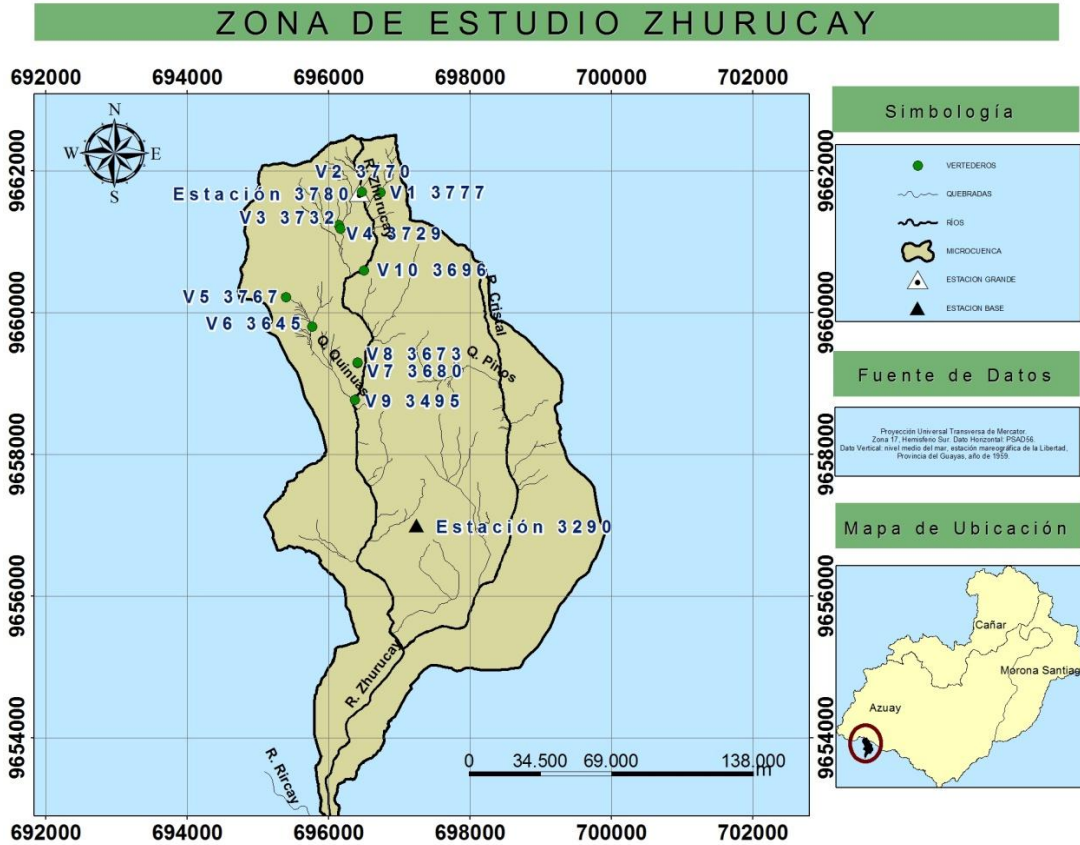


Figura 1. 1 Ubicación del área de estudio y sitios de monitoreo en la cuenca del río Zhurucay para el caudal (V) y variables meteorológicas (Estación). En cada estación se coloca la altura sobre el nivel del mar para tener referencia de la presión atmosférica en cada punto.

Tabla 1. 1 Área de drenaje que aporta a cada microcuenca de los vertederos que forman parte de la red de monitoreo del observatorio de Zhurucay.

Vertederos	Área de drenaje Km ²
V 1	0.2
V 2	0.38
V 3	0.38
V 4	0.65
V 5	1.22
V 6	1.72
V 7	3.28
V 8	0.87
V 9	7.53
V 10	1.40



La red de monitoreo del observatorio consta de 2 estaciones meteorológicas, 10 estaciones hidrológicas, 7 pluviógrafos, 1 disdrómetro laser, 1 radiómetro neto, TDRs y tensiómetros. Los sensores instalados en las estaciones meteorológicas, marca Campbell Scientific, permiten medir 6 variables climáticas: velocidad y dirección del viento (veleta y anemómetro), temperatura y humedad relativa (sensor CS215), radiación solar (piranómetro), presión atmosférica (barómetro) y la precipitación (pluviógrafo). Cada estación hidrológica consta de un vertedero de cresta delgada y de dos sensores, de la marca Schlumberger, que registran presiones atmosféricas absolutas para obtener el nivel de agua sobre el vertedero. Cada vertedero está colocado en diferentes quebradas con el objetivo de medir la escorrentía total que aportan a la cuenca. Los equipos con los que se realiza esta tesis son las 10 estaciones hidrológicas y las 2 estaciones meteorológicas. En la Figura 1.1 se muestra la ubicación de los vertederos y las estaciones meteorológicas con sus respectivas alturas sobre el nivel del mar. Las áreas de drenaje de cada vertedero se presentan en la Tabla 1.1, y las características generales de las estaciones se observa en el Anexo 1.1.

Observatorio de Soldados

El observatorio de Soldados está constituido por un monitoreo de cuatro microcuencas que forman parte de la subcuenca del río Soldados, que es afluente del río Yanuncay y éste del río Paute. La subcuenca del río Soldados se encuentra al suroeste del Ecuador, cerca del Parque Nacional Cajas al occidente de la ciudad de Cuenca, y en un rango altitudinal entre 3200 y 4200 m s.n.m. El río es parte de la cuenca del río Paute que desemboca en el océano Atlántico (ETAPA, 2003).



Figura 1. 2 Ubicación del área de estudio y sitios de monitoreo de caudal en la subcuenca del río Soldados. En cada estación hidrológica (V) se coloca la altura sobre el nivel del mar para tener referencia de la presión atmosférica en cada punto.

El ecosistema que predomina en las microcuencas es el páramo, que se desarrolla sobre relieves regulares e irregulares, con pendientes que varían desde suaves hasta muy fuertes. La cobertura vegetal está constituida principalmente por pajonal, en cuyo interior se encuentran islas de formaciones arbustivas de polylepis y plantas de almohadilla. La subcuenca posee una precipitación anual entre 1000 y 2000 mm, caracterizada por presencia frecuente de nubosidad, neblina y garúa. Debido a la altitud el clima es muy frío-húmedo, alcanzando temperaturas promedio de 5,5 a 17,1°C y una humedad relativa entre 71 y 100%. Los vientos son de alta intensidad, siendo mayor su incidencia en épocas secas (ETAPA, 2003).

Las microcuencas monitoreadas en la subcuenca del río Soldados son: Arias (pajonal con bosque de polylepis) con un área de 1,37 km², Fernández (bosque de polylepis) con 3,29 km², Cancan (pajonal) y Lacustre (pajonal con lagunas de agua) con 1,69 km². Las alturas a las que se encuentran las microcuencas monitoreadas se observa en la Figura 2.2. Cada microcuenca cuenta con un monitoreo mínimo, que consiste en monitorear las precipitaciones (solamente lluvia) a través de un pluviógrafo y los caudales de salida mediante vertederos y sensores de nivel (transductores de presión). Para el estudio de la zona se utiliza los registros de los sensores de nivel y los caudales que pasan por los



vertederos (forma compuesta triangular-rectangular), las características generales de las estaciones hidrológicas se muestran en el Anexo 1.1.

Observatorio de Mazar

El observatorio de Mazar se encuentra en la estribación sur del Parque Nacional Sangay. Se encuentra ubicado al suroeste de la República del Ecuador, en la provincia del Cañar, situado en el lado oriental de la cordillera de los Andes, en la parte baja de la cuenca del río Paute. Las cuatro microcuencas estudiadas son parte de la cuenca del río Mazar, afluente del río Paute que desemboca en el río Amazonas y posteriormente en el océano Atlántico. Dicha microcuenca se extiende desde los 2600 m hasta 3500 m s.n.m. (Thompson, 2012). La cuenca es de vital importancia por la presencia aguas abajo del complejo hidroeléctrico Paute - Integral que genera gran parte de la energía eléctrica del país (4900 GWH).

La cuenca está cubierta por ecosistemas de bosques montanos verdes, páramos arbustivos, páramos y pastizales (Tompson, 2012). El tipo de bosque montano se caracteriza por la presencia de árboles entre 8 y 25m de alto. Mientras que los páramos arbustivos es una zona de transición entre los bosques y los páramos. En la zona, la precipitación media anual oscila entre 1350 y 1400 mm (Achig, 2009), la región presenta una estacionalidad media con pronunciadas estaciones lluviosas. La temperatura media mensual varía entre los 4 y 20°C y tiene una humedad relativa mayor al 80% durante gran parte del año. La topografía de esta zona es montañosa y escarpada, con pendientes cuyos promedios son mayores al 40%.

El Grupo GCTA bajo un convenio realizado con la Fundación Cordillera Tropical, monitorea cuatro microcuencas de la subcuenca del río Mazar, estas son: Mesapata (páramo arbustivo) con un área de 0,83 km², Pilisurco (páramo arbustivo) con 0,14 km², Lamar (ladera de bosque y ladera de páramo) con 1,15 km² y Estero sin nombre (bosque) con 0,67 km². Las alturas de las microcuencas se observa en la Figura 4.3. En cada microcuenca se realiza un monitoreo mínimo. Además dentro de la zona se instaló una estación meteorológica (Hcda La Libertad), marca Campbell Scientific, para completar el monitoreo. Los datos usados son de los transductores de presión de las estaciones hidrológicas y del barómetro de la estación meteorológica.



Figura 1. 3 Ubicación del área de estudio y sitios de monitoreo en la subcuenca del río Mazar para el caudal (V) y variables meteorológicas (Estación). En cada estación se coloca la altura sobre el nivel del mar para tener referencia de la presión atmosférica en cada punto.

1.5 Sumario

El presente trabajo de investigación está organizado de la siguiente manera.

Capítulo 1 – Introducción –

En el capítulo 1 se realiza una introducción al documento, presentando los antecedentes que llevan a la realización del presente trabajo y la justificación para su desarrollo. A continuación se plantean los objetivos, general y específicos, a alcanzar durante el desarrollo del trabajo. Se describen las zonas de estudios de donde se obtuvieron los datos para el análisis y, finalmente, se realiza un esquema de la organización de la presente tesis.

Capítulo 2 – Control de calidad de datos y elaboración de una base de datos operacional –

En el capítulo 2 primero se analiza la variación en el tiempo de la presión atmosférica registrada a una misma altura sobre el nivel del mar, luego se prosigue con el control de calidad de datos en base a métodos visuales y estadísticos, registrándose los principales errores que tienen los sensores al momento de registrar y compensar los datos. A continuación se realiza un estudio para determinar de la forma más precisa la elevación a la que se



encuentra cada estación hidrológica. Finalmente se plantean dos métodos de relleno para presiones atmosféricas, y se determina cuál es el más óptimo.

Capítulo 3 – Efectos de las observaciones de presión atmosférica sobre el cálculo del nivel del agua en pequeños causes –

Con los resultados del capítulo 2, en el capítulo 3, se estudia el efecto que tiene las observaciones de presión en el cálculo de los niveles de agua y posteriormente en la estimación de los caudales. Luego se determina una relación entre el error de cálculo del caudal producido por el error de los niveles de agua utilizados. Adicionalmente se encuentra el error producido por utilizar coeficientes de descarga teóricos en las ecuaciones para el cálculo de caudal de los vertederos. Se determinan curvas de descarga para diferentes vertederos mediante aforos químicos y aforos mecánicos. Finalmente se determina las diferencias de caudal estimado mediante los diferentes métodos de aforo.

Capítulo 4 – Efectos de las observaciones de temperatura y humedad relativa sobre el cálculo de la evapotranspiración de referencia –

En el capítulo 4 se realiza un experimento para analizar la variabilidad en las lecturas realizadas por 8 sensores de temperatura y humedad relativa idénticos de la misma marca, usando datos cada 5 minutos. Luego se determina el error promedio de los ocho sensores respecto a un sensor de temperatura y humedad relativa instalado en una estación meteorológica, junto a los sensores del ensayo. A continuación se evalúa el impacto de estas dos variables climáticas sobre el cálculo de la evapotranspiración de referencia usando tres diferentes métodos: Penman Monteith, Hargreaves y Thornthwaite. Finalmente se realiza un análisis comparativo entre los tres métodos de cálculo de la evapotranspiración con datos de un año de la estación meteorológica ubicada en el observatorio de Zhurucay.

Capítulo 5 – Conclusiones y recomendaciones generales y futuras investigaciones –

En el capítulo 5 se resumen las conclusiones más importantes de los estudios realizados, alcanzando el resultado mismo del trabajo. Finalmente se realizan varias recomendaciones sobre varios componentes de este documento y de los resultados concluidos que originan nuevas investigaciones complementarias.



CAPÍTULO 2. CONTROL DE CALIDAD DE DATOS Y ELABORACIÓN DE UNA BASE DE DATOS OPERACIONAL

2.1 Introducción

La calidad (en términos de precisión) de los estudios hidrológicos depende de gran manera de las herramientas utilizadas. Por ello, durante las últimas décadas se han desarrollado un sinnúmero de modelos hidrológicos de distinto grado de complejidad para lograr que los estudios sean más precisos, como por ejemplo la modelación de la escorrentía total de las cuencas hidrográficas (Cuartas LA. *et al.*, 2012; Amaya *et al.*, 2009). La importancia de obtener mediciones más precisas en campo y generar datos de buena calidad es fundamental para validar los modelos hidrológicos; sin embargo los hidrólogos muy poco cuestionan la calidad de los datos utilizados en los estudios y tienen la concepción de que los datos son exactos y presentan la verdadera realidad de la zona de estudio (Célleri and Feyen, 2009).

El monitoreo hidrológico comprende la observación de los caudales de los ríos y/o quebradas. Esta observación se la realiza sobre la base de los niveles del agua de un sitio determinado del río, ya que a partir del nivel se puede estimar el caudal. Para tener datos de caudal a partir de los niveles de agua a lo largo de la serie de tiempo, en la actualidad se instalan estaciones hidrológicas automáticas que están equipadas con sensores electrónicos que realizan la toma de datos en forma automática, sin la necesidad de un operador permanente. Los datos son almacenados en una memoria ubicada dentro del sensor electrónico. Muchas de las veces se piensa que, una vez instalado el sensor automático, ya no se requiere de un observador porque sus mediciones son perfectas; al contrario, los sensores pueden descalibrarse, ensuciarse, desgastarse o moverse (Villacís *et al.*, 2013). Por lo tanto el hecho de que se instalen sensores automáticos para el registro de niveles no evita la necesidad de un operador, ya que las labores de mantenimiento, calibración y descarga de información, tiene que realizarse de manera periódica (Célleri *et al.*, 2012). Si no se advierte de todas estas anomalías en el monitoreo y se toma las debidas precauciones, los datos registrados serán de muy poca utilidad por lo que se podrían cometer equivocaciones en los cálculos, por ejemplo en la estimación del caudal, validación de los modelos hidrológicos, error en el cierre del balance hídrico, entre otros.

Para medir los caudales en pequeños cauces generalmente se usan estructuras como los vertederos. Junto a la estructura se colocan transductores de presión para medir el nivel de agua que pasa sobre el vertedero. Un ejemplo de transductor es un Diver (modelo Mini, fabricado por Schlumberger Water Services) que se coloca en el lecho del río, mismo que mide la presión absoluta, es decir la columna de agua más la columna de aire sobre el sensor; para compensar el Diver, se coloca un Baro-Diver (fabricado por Schlumberger Water Services) fuera del lecho del río, el Baro-Diver mide la presión



atmosférica sobre el vertedero (columna de aire). La compensación consiste en la sustracción del valor de la presión atmosférica al de la presión absoluta. De esta manera se obtiene el nivel de agua y posteriormente el caudal que sale de la cuenca hidrográfica. La frecuencia de captura de los datos debe ser alta ya que en cuencas pequeñas (como las que se monitorean) la respuesta hidrológica a eventos de precipitación es rápida y los caudales aumentan en cuestión de minutos hasta llegar a caudales pico (Célleri et al., 2012a). Al tener una gran densidad de datos (registro cada 5 min), éstos deben ser de la mayor calidad posible para que representen las condiciones hidrológicas reales. Si los datos no son confiables, se podría subestimar o sobrestimar los caudales pico por ejemplo, o estimar incorrectamente el caudal base de la cuenca, influenciado drásticamente en la toma de decisiones hidrológicas.

En la búsqueda de bibliografía no se encontraron estudios en los cuales se enfoque al control de la calidad y relleno de datos de los sensores que registran presiones atmosféricas absolutas, por lo que se plantean y se validan metodologías para el análisis de los mismos. El efecto de estos métodos en la estimación del caudal se estudia en el siguiente capítulo.

La presión atmosférica o presión del aire, es la medida del peso de la columna de aire, que se encuentra sobre un sitio determinado, por lo tanto varía inversamente con la altitud. Pero la presión atmosférica, además de la altitud, depende de muchas otras variables. La situación geográfica, la temperatura, la humedad y las condiciones meteorológicas son sus principales condicionantes (FECYT, 2004). Según Eslava J. (1991) en un lugar determinado la presión atmosférica varía continuamente de manera regular e irregular, produciendo la marea atmosférica. Según Possia et al., (2003) el calentamiento solar es el forzante principal de la marea en la atmósfera siendo 20 veces más fuerte que el gravitacional. En la costa, la columna de aire es mayor que en una zona de montaña, por lo que la presión del aire es menor en zonas altas (Célleri et al., 2012b). La variación de la presión atmosférica respecto a la altura es aproximadamente de 10 Pa (0,1 mbar) por cada metro de altura de aire (WMO, 2008). La temperatura también influye en la presión de la atmósfera, su variación depende de la zona geotérmica en donde se encuentre, pero este valor es de 0,5 a 1 °C por cada 100 metros de altura (WMO, 2008); al aumentar la temperatura disminuye la densidad del aire, haciendo que el peso de la columna de aire se reduzca, disminuyendo también la presión atmosférica; sin embargo no existe una relación clara y constante entre estas dos variables (Eslava, 1991). La relación entre las variaciones de presión atmosférica y la elevación es exponencial a una temperatura dada (Ven Te Chow et al., 1996).

Con todo lo anterior, en este capítulo se describe el control de la calidad y relleno de datos de tres observatorios en los que se realizan monitoreos hidrológicos (Zhurucay, Soldados y Mazar), con la finalidad de elaborar una base de datos operacional que servirá para el desarrollo de los capítulos



siguientes de esta tesis. Se realiza el control de calidad y relleno de datos de la presión atmosférica registrada por el Baro-Diver, para que en el capítulo 3 se analice cómo afecta la calidad de los datos en el cálculo de los niveles de agua y estimación de caudales. Además de analizar los datos de presión atmosférica, también se examina los niveles de agua producidos por la compensación de los dos sensores, Diver y Baro-Diver. Para la cuantificación del error y el rendimiento de los métodos de relleno se utilizan índices estadísticos que permiten evaluar el método en la calibración y en su validación.

2.2 Materiales

2.2.1 Sensores

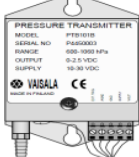
El control de calidad de datos se realizó en 10 estaciones hidrológicas instaladas en el observatorio de Zhurucay y 4 estaciones hidrológicas en los observatorios de Soldados y Mazar. Para la obtención de los niveles de agua, cada estación hidrológica cuenta con dos sensores de presión fabricados por Schlumberger Water Services, los sensores están diseñados para medir la presión absoluta, es decir, la presión por el peso de la columna de agua más la presión del aire (presión atmosférica o barométrica). El sensor que mide simultáneamente la presión del agua y del aire es un Mini-Diver modelo DI501. El sensor que está fuera del agua, que mide la presión atmosférica y que sirve para la compensación, es un Baro-Diver modelo DI500. Además de medir las presiones absolutas, el Diver y Baro-Diver tienen incorporado un sensor de temperatura, que se usa para compensar al sensor de presión (*Manual Schlumberger, 2010*).

Tabla 2. 1 Especificaciones técnicas de los sensores de presión fabricados por Schlumberger instalados en las estaciones hidrológicas.

Especificaciones (Schlumberger)	SENSORES	
	Mini-Diver DI501 	Baro-Diver DI500 
Rango	10 mH ₂ O	150 cmH ₂ O
Precisión	± 0.25% FS*	± 2 cmH ₂ O
Precisión normal	± 0.5 cmH ₂ O	± 0.5 cmH ₂ O
Estabilidad a largo plazo	± 0.2% FS	± 2 cmH ₂ O
Resolución	0.2 cmH ₂ O	0.1 cmH ₂ O
Presión máxima	15 mH ₂ O	15 mH ₂ O
Temperatura	-20 °C a +50 °C	-10 °C a +50 °C

*FS: Escala completa del rango (10 mH₂O)

Tabla 2. 2 Especificaciones técnicas del sensor de presión atmosférica marca VAISALA instalado en la estación meteorológica Campbell Scientific.

SENSOR	
Barómetro (CS106)	
Especificaciones (Campbell Scientific)	
Presión	500 mb a 1100 mb*
Temperatura	-40 °C a +60 °C
Humedad	No se considera
	±0.3 mb @ +20 °C
Precisión	±0.6 mb @ 0 °C a +40 °C
	±1 mb @ -20 °C a +45 °C
	±1.5 mb @ -40 °C a +60 °C
Estabilidad a largo plazo	±0.1 mb por año

* 1mb = 1.019716 cmH₂O

Para tener una referencia de la presión atmosférica en los observatorios se utiliza el barómetro instalado en las estaciones meteorológicas marca Campbell Scientific. El sensor de presión que utiliza la estación meteorológica es de la marca Vaisala (modelo CS106). Las especificaciones de los tres sensores de presión se muestran en las Tablas 2.1 y 2.2 (*Manual Campbell, 2012; Manual Schlumberger, 2010*). A diferencia del Diver y Baro, el barómetro VAISALA solo mide la presión atmosférica, sin embargo es más estable que el Baro-Diver, es decir no presenta caídas bruscas de presión atmosférica a lo largo del tiempo (los registros se mantienen dentro del rango de las especificaciones técnicas) (Ver Tablas 2.1 y 2.2). Según el manual de Schlumberger, el Diver puede utilizarse desde 300 m bajo el nivel del mar hasta 5000 metros sobre el nivel del mar; el Baro-Diver no se debe instalar en lugares en que estén sujetas a variaciones rápidas de temperatura, y sirve para compensar a Divers que se encuentren dentro de un radio de 15 km, siempre y cuando el terreno sea plano, sin montañas ni lagos.

Los sensores de presión Diver y Baro son transductores de presión. Los transductores de presión son sensores que transforman la presión de un medio en una señal eléctrica para su posterior análisis (*González, 2005*). Es decir que el peso de la columna de aire y/o agua que recibe el sensor provoca un cambio de resistencia en el interior y este cambio lo transforma a presión. Por ello, el Diver cuando se encuentra fuera de agua registra la presión de aire.

Para medir la altura sobre el nivel del mar de las estaciones hidrológicas se utiliza un altímetro marca Techtrail, el mismo que funciona como un barómetro de alta precisión y mediante relaciones de altura-presión, obtiene la altura de una zona determinada (*Techtrail manual, 2010*). Para obtener las coordenadas



(UTM) de las estaciones se utiliza un GPS marca Garmin, el receptor GPS reúne datos satelitales y establece la ubicación actual (*Garmin manual, 2010*).

2.2.2 Datos

En el observatorio de Zhuruca y se tiene instalado 10 Mini-Divers y 7 Baro-Divers. En tres casos de monitoreo un Baro-Diver sirve para compensar dos Divers debido a que la diferencia de altura entre ellos es pequeña (menor a 10 m), las estaciones hidrológicas que tienen esta particularidad son los vertederos V1 y V2, V3 y V4, V7 y V8 (ver mapa de la zona de estudio de Zhuruca y). Los sensores de las estaciones hidrológicas registran datos desde diciembre del 2010 hasta la actualidad. El barómetro de la estación meteorológica se instala desde febrero del 2011 y registra datos hasta la fecha actual. El control de calidad de los datos del barómetro VAISALA y de los sensores Schlumberger se realiza desde que empezaron a registrar datos hasta octubre del 2012.

El observatorio de Soldados tiene 4 estaciones hidrológicas, cada estación consta de un Mini-Diver y un Baro-Diver. Los datos a los que se realiza el control de calidad son desde su instalación (junio del 2011) hasta octubre del 2012, excepto el vertedero de Cancán que registra datos hasta enero del 2012. El observatorio no consta con una estación meteorológica por lo que el control de calidad se realiza entre los Baros de las estaciones hidrológicas.

En el observatorio de Mazar se tiene instalado 4 estaciones hidrológicas con sus respectivos sensores en cada estación. Los datos a los que se controlan la calidad son desde su instalación (junio del 2011) hasta octubre del 2012. El observatorio también está equipada con una estación meteorológica Campbell Scientific, la cual tiene un barómetro de la marca VAISALA que registra datos desde junio del 2011 hasta la fecha actual. Estos datos sirven de referencia para las presiones atmosféricas de las estaciones hidrológicas, y se trabaja con el mismo periodo de tiempo (junio-2011 a octubre-2012). Las coordenadas de los sensores de las estaciones hidrológicas y meteorológicas, de las tres zonas de estudio se muestran en el Anexo 1.1. Los Anexos 2.1, 2.2 y 2.3 indican de manera gráfica los datos iniciales de la presión atmosférica de cada observatorio y en las cuales se realiza el control de la calidad y relleno de datos.

2.3 Métodos

La metodología se divide en cuatro partes: la primera y no menos importante es la determinación de la altura que se encuentran las estaciones hidrológicas, la segunda es el control de calidad de los datos registrados por los Baro-Divers de los observatorios, la tercera parte es la metodología para el relleno de presiones atmosféricas y finalmente un análisis estadístico de la metodología realizada



2.3.1 Alturas de las estaciones hidrológicas y meteorológicas

La altura a la cual están instaladas las estaciones debe ser determinada lo más exacto posible porque tiene relación con la presión atmosférica. Si las alturas están mal registradas, al relacionar con la presión atmosférica de los sensores, los resultados serían erróneos y se llegaría a conclusiones falsas.

Para obtener las alturas de las estaciones, los equipos (altímetro y GPS) se calibran en un hito cercano a la zona de estudio y luego se registran los datos de las estaciones. Las mediciones se realizan preferentemente en condiciones del clima favorable (atmósfera despejada), si las condiciones no son favorables se debe realizar dos o tres mediciones en diferentes días, con el propósito de que el altímetro calcule bien la presión atmosférica y el GPS pueda conectarse correctamente con los satélites.

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065 * z}{293} \right)^{5,26} \quad (1)$$
$$dP = 1013,25 \left[1 - \left(1 - \frac{E}{44307,6923} \right)^{5,2532} \right] \quad (2)$$

Una vez que se obtiene las alturas con el altímetro y GPS, estos se comprueban con las ecuaciones que relacionan la presión atmosférica con la altura. Los manuales de presión atmosférica de *Schlumberger (2010)* y *Campbell Scientific (2012)* proporcionan las ecuaciones 1 y 2 respectivamente para la relación de la altura-presión a 20°C; donde P es la presión en KPa, z y E son las alturas sobre el nivel del mar en metros, y dP es la diferencia de presión respecto al nivel del mar en mbar. También se obtiene la variación de la temperatura del aire con la altitud; ésta debe estar entre 0,5 y 1°C por 100 metros de altura (*WMO, 2008*).

2.3.2 Control de calidad de datos de presiones atmosféricas

Según *Gleason (2002)* el control de calidad de los datos (en general) se basa en dos partes: primero en una visualización sencilla de los datos para determinar valores imposibles, valores fuera de rango, datos faltantes, etc., y segundo un análisis estadístico de series de observaciones para localizar e identificar valores atípicos potenciales o datos erróneos. Acorde con este criterio el control de calidad de datos para presiones atmosféricas de los Baro-Divers y barómetros sigue los siguientes pasos.

Luego de la descarga y unión de los datos, se grafican para realizar un análisis visual de las presiones e identificar datos faltantes, desfase de datos respecto a su tendencia normal y valores que a simple vista son atípicos. Si se evidencia que en la serie de datos existe un desfase en la tendencia promedio de los valores, se instala un nuevo Baro-Diver en la estación para cuantificar el desfase de los datos. Este primer paso se observa en la Figura 2.1; con la instalación de un Baro-Diver nuevo (en el margen derecho del río) se visualiza que los datos están desfasados desde el inicio de la instalación del Baro-Diver,

y que el desfase y el ruido de los datos van incrementándose a lo largo del tiempo. También se observa que existen dos periodos de datos faltantes, además que desde el mes de noviembre del 2011 los datos tiene mucho ruido y caerían dentro del rango de datos faltantes.

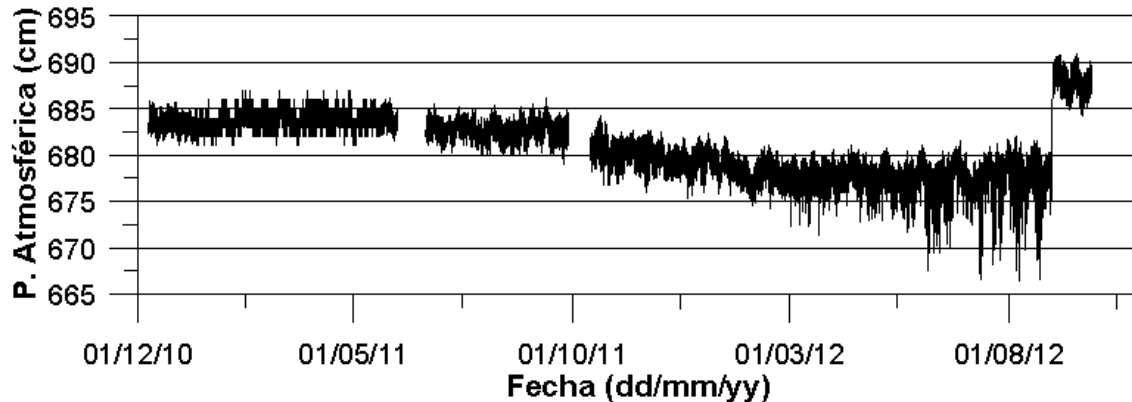


Figura 2. 1 Serie de datos de la presión atmosférica (cm) registrado por el Baro-Diver de la estación hidrológica 9 (Vertedero 9) del observatorio de Zhurucay (3495 msnm). Datos desde diciembre-2010 a octubre-2012.

Una vez terminado el análisis visual de la serie de datos, se realiza el análisis estadístico que consiste en obtener el promedio de los datos y su desviación estándar. Con el promedio de los datos del Baro-Diver dañado y del nuevo se determina el desfase de la serie para su corrección. La desviación estándar indica cual es la variación normal de los valores de la presión atmosférica respecto a su media, y poder determinar los valores extremos y atípicos que están fuera de ese rango.

El último paso es determinar los valores extremos. Para el procesamiento de valores atípicos se plantea ecuaciones basadas en intercuartiles (box plots) para obtener un valor límite de desviación, en donde los valores mayores a éste límite son sustituidos por el valor límite. También para definir el valor límite del rango de variación de la presión se utiliza el índice de la desviación estándar. Así por ejemplo, de manera visual en la Figura 2.1 la variación de la presión registrada por el Baro-Diver nuevo es de 3 cm de presión atmosférica aproximadamente.

El control de calidad de datos de los Mini-Divers no se puede realizar debido a que la presión del agua es variable en el tiempo, como consecuencia el registro de datos será variable, sin poder determinar sus valores extremos. Solamente al momento de compensar el Diver con el Baro-Diver y obtener la altura de la lámina de agua, y comparar con la altura de agua medida en campo en el momento de la descarga, se verificará que el Diver esté registrando bien o no los datos. Para ello se debe verificar que los datos del Baro-Diver sean los correctos y no tener indicios que el error de compensación sea producido por el registro de la presión atmosférica.



2.3.3 Relleno de datos de presión atmosférica

Luego de haber hecho el control de calidad de datos, se rellena la serie en la que hay vacíos en los registros de la presión atmosférica. Para las tres zonas de estudio se plantean dos métodos para el relleno de datos.

Regresión lineal

Al ser la presión atmosférica una variable continua en el tiempo y ser función de la temperatura y la altura, se plantea para el relleno de datos una correlación directa a través de una regresión lineal, entre los datos de los 2 Baro-Divers de las estaciones hidrológicas o entre la presión del barómetro de la estación meteorológica y la presión del Baro-Diver. Si bien se conoce que la presión es una función exponencial de la altura, para pequeñas diferencias de presión entre estaciones (máxima diferencia 40 cmH₂O) se asume que la presión varía linealmente, y se calcula el error de presión atmosférica estimada mediante la correlación lineal respecto a los registros reales del Baro-Diver.

Para esto se realiza una gráfica de dispersión de las presiones atmosféricas entre dos series de tiempo, luego se determina la ecuación de la regresión lineal. En la ecuación 3 se muestra la ecuación lineal en la que Y_i es la presión determinada (variable dependiente), X_i es la variable independiente que por general será la presión de la estación meteorológica, “a” es el valor que corta al eje dependiente y “b” es la pendiente de la recta.

$$Y_i = a + bX_i \quad (3)$$

La serie de datos se divide en tres periodos, dos periodos de tiempo con datos sin vacíos para calibrar la ecuación lineal y la otra para validar la ecuación; el tercer periodo es el cual tiene el vacío de datos y en el cual se aplicará el método de relleno. En la Figura 2.2 se muestra esquemáticamente los intervalos de la serie de datos usados para calibrar y validar la ecuación de regresión lineal y el intervalo que se rellena los datos de presión atmosférica. Los registros que utiliza la ecuación para el relleno de datos no deben contener vacíos a lo largo de toda la serie.

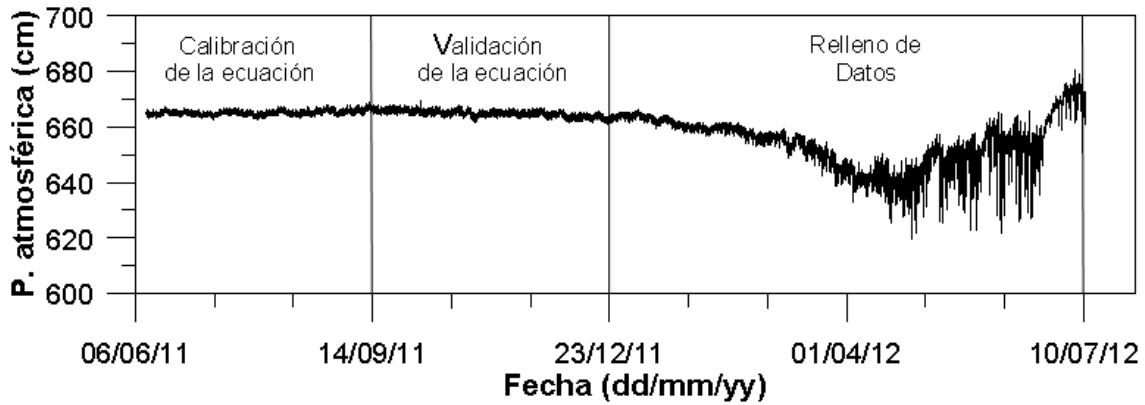


Figura 2. 2 Datos de presión atmosférica del vertedero 2 (Fernández) del observatorio de Soldados (3760 msnm) divididos en los periodos de tiempo utilizados para calibrar y validar la ecuación, y para el relleno de datos.

Interpolación/extrapolación lineal

A partir de dos series de datos de presión atmosférica sin vacíos, y obtenidas las alturas de las estaciones hidrológicas, se puede interpolar o extrapolar las presiones para una tercera estación. La interpolación y extrapolación están condicionadas por la exactitud en la determinación de las alturas de los vertederos, porque errores en las diferencias de alturas entre los vertederos provocaría errores en la estimación de la presión atmosférica.

El método de la interpolación lineal se puede observar en la ecuación 4, donde P_{3i} es la presión interpolada, P_{1i} y P_{2i} son las presiones con las que se interpola; H_1 , H_2 y H_3 son las aturas de las tres estaciones (m s.n.m.). Otra ecuación similar se usa para la extrapolación. Para esta metodología se necesita un tramo de la serie de datos común donde no existan vacíos en las tres estaciones. Se interpola o extrapola en el rango de datos que no existen vacíos y hayan pasado el control de calidad, y en el mismo rango se validan los datos interpolados o extrapolados con los datos reales de la presión atmosférica. Se debe procurar que este rango de la serie de datos sea el mismo que se utilizó para validar la ecuación por el método de la regresión lineal, con el objetivo de comparar la eficiencia de los métodos.

$$P_{3i} = P_{2i} - \frac{(H_2 - H_3)(P_{2i} - P_{1i})}{(H_2 - H_1)} \quad (4)$$

2.3.4 Análisis estadístico

En el método de la regresión lineal se obtiene la ecuación de calibración. Para medir la bondad de ajuste entre las series correlacionadas se usa el coeficiente de determinación R^2 . Para la validación de la ecuación se utiliza nuevamente el R^2 y el coeficiente de Nash-Sutcliffe, que indica la eficiencia del método (Nash and Sutcliffe, 1970). Para determinar el error de ajuste de la ecuación respecto a los datos reales observados por los Baro-Divers se utiliza el RMSE, Residual Bias y Absolute Bias.

En el segundo método de relleno, se compara los datos de presiones atmosféricas interpoladas y extrapoladas con los datos observados por los Baro-Divers de las estaciones hidrológicas, en el mismo periodo de tiempo. Para determinar el error se utiliza los índices estadísticos RMSE, Absolute Bias y Bias.

<p>Residual Bias</p> $BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)}{n}$	<p>Absolute Bias</p> $Abs.BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n \ X_i - Y_i\ }{n}$	<p>Root Mean Square Error</p> $RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}}$
<p>Coefficiente de Determinación</p> $R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})(X_i - \bar{X})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}} \right)^2$		<p>Coefficiente de Nash - Sutcliffe</p> $E_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}$

Figura 2. 3 Criterio estadístico usado para la determinación del error y el ajuste de los métodos de relleno de presiones atmosféricas. X = datos estimados, Y = datos observados.

La Figura 2.3 ilustra los índices estadísticos utilizados para determinar la eficiencia y error de los métodos de relleno planteados. El coeficiente de determinación R^2 oscila entre 0 y 1, siendo 1 el valor óptimo (Sorensen, 2006). Para obtener un buen ajuste de la ecuación de regresión lineal la FAO (2006) y Oñate-Valdivieso and Col. (2007), recomiendan que el valor de R^2 debe ser mayor a 0,7 y que la pendiente de la recta “b” (ecuación 4) esté dentro del rango $0,7 < b > 1,3$, lo que indica buenas condiciones de los datos y la suficiente homogeneidad como para sustituir los datos que faltan en la serie incompleta. De manera similar el coeficiente de Nash – Sutcliffe (E_{NS}) indica cuán eficiente es la ecuación de regresión lineal; su valor oscila entre $-∞$ y 1, siendo 1 el valor óptimo (Nash and Sutcliffe, 1970). A pesar de la bondad de ajuste del R^2 , el coeficiente de E_{NS} es más sensible al ajuste (Vázquez and Feyen, 2002). El sesgo residual (BIAS) es similar al error medio, indica en manera de promedio, si el método de relleno está sobreestimando o subestimando las lecturas. El resultado del BIAS puede ser cero, pero ese valor no indica que la comparación entre las series de datos sean iguales, ya que los valores positivos y negativos se pueden compensar. Para evitar este error se introduce el sesgo absoluto (Abs BIAS), este parámetro indica cuán alejadas están las series de datos sin importar si las observaciones sean positivas o negativas. El error de la raíz cuadrática media (RMSE) es otro parámetro estadístico que cuantifica el error entre dos series de datos. Los errores cuantificados por los índices estadísticos se comparan con las especificaciones técnicas de los sensores para determinar si los métodos de rellenos son óptimos o no.

2.4 Resultados y discusión

Como se mencionó en la introducción, la presión atmosférica a una altura determinada no es constante a lo largo del tiempo, tiene variaciones diarias y anuales. En el páramo la oscilación de la presión atmosférica diaria tiene dos picos máximos y mínimos (Figura 2.4). Los picos mínimos se dan a las 4:00 am y 17:00 horas, los picos altos se registran a las 11:00 y 23:00 horas, formando la variación diurna de la presión atmosférica, lo cual concuerda con *Eslava (1991)*.

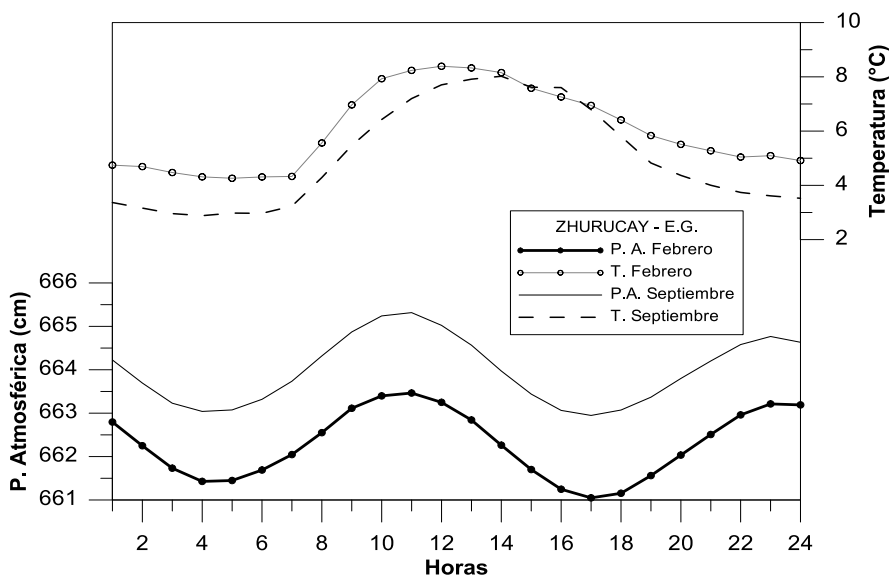


Figura 2. 4 Variación horaria de la temperatura y la presión atmosférica media, para los meses de febrero y Septiembre del 2012. Datos registrados por el sensor de temperatura y el barómetro de la estación meteorológica del observatorio de Zhurucay. Ecosistema de páramo – 3780 m s.n.m.

La oscilación diaria de la presión atmosférica no es constante en todos los meses del año. Por ejemplo entre los meses de febrero y septiembre se da una diferencia de 1,5 cm de presión (Figura 2.4). La variación de la presión atmosférica depende de la combinación de muchos factores meteorológicos, entre ellos la temperatura. Se observa que en el mes de febrero la temperatura promedio diaria es mayor a la de septiembre, esta variación se refleja en el aumento de la presión atmosférica en el mes de septiembre y disminución en el mes de febrero.

De igual forma en el Anexo 2.4 se observa la variación anual de la presión atmosférica en el 2012, en el mismo ecosistema del páramo a la misma altitud, y confirma que la presión atmosférica en el mes de septiembre es mayor que la de febrero. El páramo al tener una variación estacional relativamente baja (*De Bièvre et al., 2005*), tampoco tienen un cambio de variación de presión atmosférica definida (Anexo 2.4). La menor presión atmosférica se registra en los meses de enero, febrero, marzo, noviembre y diciembre (662,3 cm); meses en los cuales la humedad relativa (HR) desciende hasta 83% (diciembre) y la temperatura (T) aumenta hasta 7°C. La inversa se da en los meses de abril a

septiembre, con un pico máximo de 64 cm de presión en el mes de septiembre; en estos meses la HR se mantiene entre 92 y 96% y la temperatura disminuye hasta 4,5 °C. Se puede concluir que la presión atmosférica es inversamente proporcional a la temperatura, y directamente proporcional a la humedad relativa.

2.4.1 Análisis de alturas de las estaciones

La determinación de las alturas sobre el nivel del mar es importante para relacionar con los registros de presión atmosférica de los sensores. Por otra parte la eficiencia del método de relleno de datos basado en la interpolación y extrapolación lineal depende de la precisión de las alturas de las estaciones. Se realizaron varias medidas de altura con el altímetro y GPS; éstas se comprobaron con las ecuaciones 1 y 2, teniendo como entrada la presión registrada por los sensores. Los resultados de los tres observatorios se presentan en el Anexo 1.1.

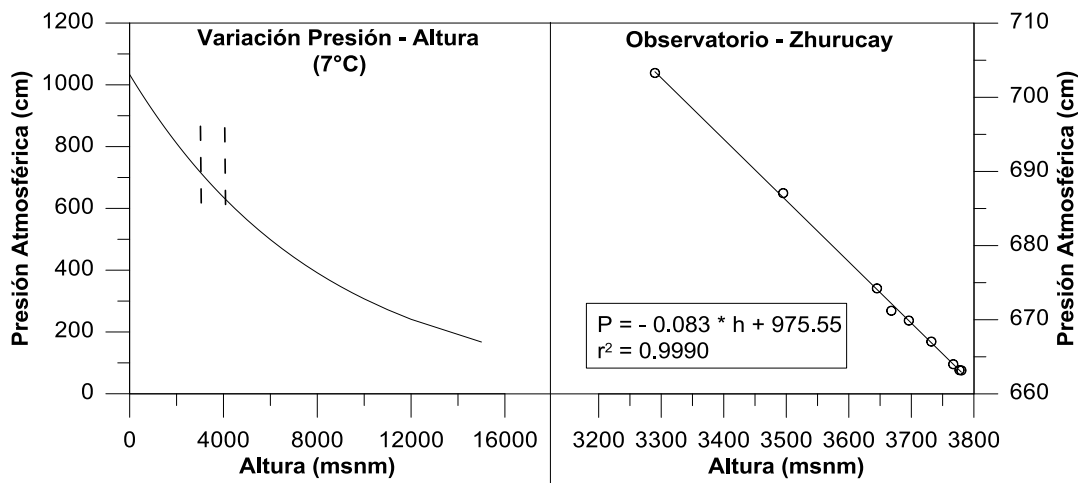


Figura 2. 5 Panel izquierdo: variación teórica de la presión atmosférica respecto a la altura a 6,5°C. Las líneas entrecortadas representan el intervalo de altura en que están instalados los sensores de presión en el observatorio de Zhurucay (3000 – 4000 m s.n.m.). Panel derecho: variación de la presión atmosférica media respecto a la altura registrada por los sensores instalados en el observatorio (círculos) y la línea de tendencia que sigue la presión.

En la Figura 2.5 se ilustra la variación teórica de la presión atmosférica con la altura a 6,5°C (panel izquierdo). Se determina a 6,5°C porque es la temperatura media anual registrada por el sensor de temperatura de la estación meteorológica instalada en el observatorio de Zhurucay (3780 m s.n.m.). Temperatura promedio del páramo que está acorde con lo encontrado por *Buytaert (2004)* de 7°C a 3500 m s.n.m. La curva exponencial se acentúa más desde los 4000 m aproximadamente, para rangos relativamente pequeños de altura (< 1000m) la variación de la presión atmosférica es aproximadamente lineal (Figura 2.5). La aproximación lineal se evidencia al determinar que las observaciones de los sensores de presión atmosférica tienen una tendencia lineal respecto a la altura (Figura 2.5, panel derecho), con un $R^2=0,99$. Además la pendiente de la curva es de -0.08 cm/m, valor que se asemeja a la gradiente



de la presión dada por al *WMO (2008)* de $-0,1$ cm/m. Para el observatorio de Soldados la gradiente de la presión es de $-0,077$ cm/m con un R^2 de $0,99$ y para el observatorio de Mazar la gradiente fue de $-0,095$ cm/m con un $R^2 = 0,97$.

Para el observatorio de Zhurucay se determinó que el gradiente térmico es de $-0,596$ °C/100m, valor que está dentro del rango de $0,5$ a 1 °C por cada 100 m de altura dado por la *WMO (2008)*. El cálculo del gradiente térmico fue realizado con temperaturas medias diarias registradas por las estaciones meteorológicas instaladas en el observatorio a 3290 y 3780 m. Con la determinación del gradiente de temperatura y de la presión atmosférica se cerciora que las alturas (m s.n.m.) de las estaciones sean correctas. La variación aproximadamente lineal de la presión atmosférica con la altura es la base para los métodos de relleno de datos con interpolación/extrapolación lineal y regresión lineal.

2.4.2 Control de calidad de datos

Los Anexos 2.1, 2.2 y 2.3 presentan resultados del primer paso: control visual de los datos, en los que se determina si existen valores atípicos, valores extremos, desfase en las lecturas y periodos de tiempo con datos vacíos.

En el observatorio de Zhurucay, sumado los datos registrados cada 5 min de los 7 sensores que registran presión atmosférica (Baro-Divers) se tiene que: el $4,32\%$ de la serie de datos poseen vacíos, el $14,83\%$ de la serie no registra correctamente los datos (existe valores extremos y mucho ruido al registrar); de los $14,83\%$, el $7,14\%$ de los datos presentan un desfase negativo respecto a los valores reales y el $7,69\%$ registran los datos con ruidos pronunciados, los cuales se corrigen mediante el relleno de datos (ver Anexo 2.1)

En la zona de estudio de Soldados no existen vacíos de presiones atmosféricas desde que se instalaron los sensores. El $12,5\%$ de los datos totales no registran correctamente los datos, de los cuales todos se pueden corregir mediante el respectivo relleno (ver Anexo 2.2).

En el observatorio der Mazar no existen vacíos de datos de presiones atmosféricas desde que se instalaron los sensores. El $18,32\%$ de la serie de datos de los sensores registran incorrectamente las observaciones; estas malas observaciones se dan principalmente porque los Baro-Divers registran los datos con un desfase o diferencia de presión respecto a la tendencia normal del registro, y con mucho ruido al mismo tiempo. En la mayoría de los caso el desfase (subestimación) se da paulatinamente por lo que es difícil corregir mediante una suma directa al desfase de la serie de registros (ver Anexo 2.2). El total de porcentaje de los datos mal registrados se corrige mediante los métodos de relleno de presiones atmosféricas.

Una vez determinado de manera visual los vacíos, el desfase, ruido y valores extremos se realiza el análisis estadístico. Para corregir el desfase, se determinan los valores medios de los Baro-Divers dañado y el nuevo (que se ha colocado en reemplazo) para obtener la diferencia de desfase. Para los valores extremos se realiza un box-plot, con la finalidad de obtener valores límites de variación de la presión, los valores que estén fuera de este rango se reemplaza por estos valores límites. Para los registros que tiene un ruido pronunciado que supera los valores límites de variación, se borran y se rellenan los datos.

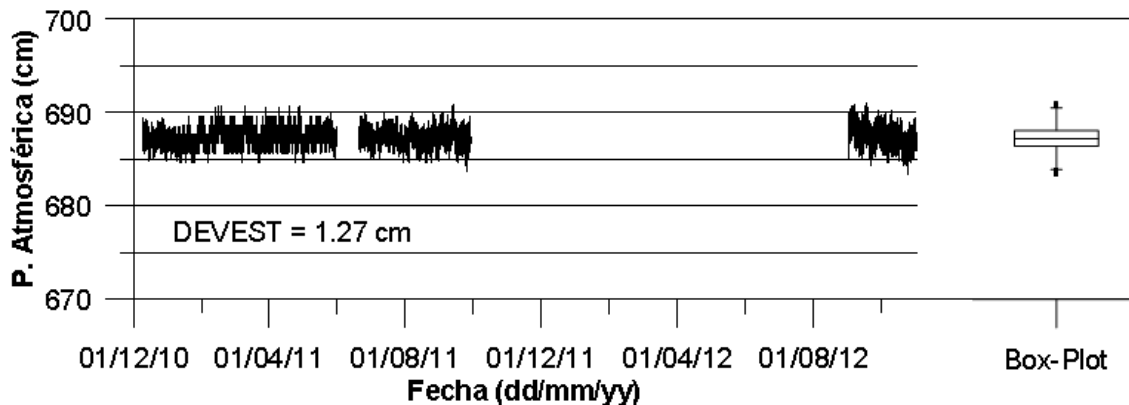


Figura 2. 6 Resultado del control de calidad de datos registrados por el Baro-Diver de la estación hidrológica 9 (Vertedero 9) del observatorio de Zhurucay (3495 m s.n.m.). Serie de datos de la presión atmosférica (cm). Datos desde diciembre/2010 a octubre/2012. En el panel derecho se presenta un box-plot de la variación de los valores de presión. El box-plot muestra la mediana (línea horizontal del medio), el primer y tercer cuartil de distribución (línea de la caja superior e inferior) y el rango de los datos.

La corrección de los errores de la presión atmosférica de la Figura 2.1 se muestra en la Figura 2.6. En donde, luego de corregir por desfase, todos los datos tiene el mismo promedio (687,2 cm). Se realiza un box-plot de la oscilación de la presión atmosférica (Figura 2.6, panel derecho) para corregir los valores extremos. Finalmente los registros que presentan ruido se borran para poder rellenan con uno de los métodos de relleno de presiones. Estos pasos de control de calidad se realizan para cada una de los sensores que registran la presión atmosférica en los tres observatorios. Los resultados se presentan en los Anexos 2.16, 2.17 y 2.18.

De acuerdo a los análisis realizados, visitas y descarga de datos en campo, además de ensayos con Divers y Baro-Divers en condiciones controladas, se ha determinado que los principales errores de los sensores que se utiliza en las estaciones hidrológicas son el desfase en los registros, el ruido en la compensación para obtener el nivel del agua y la falta de compensación por temperatura.

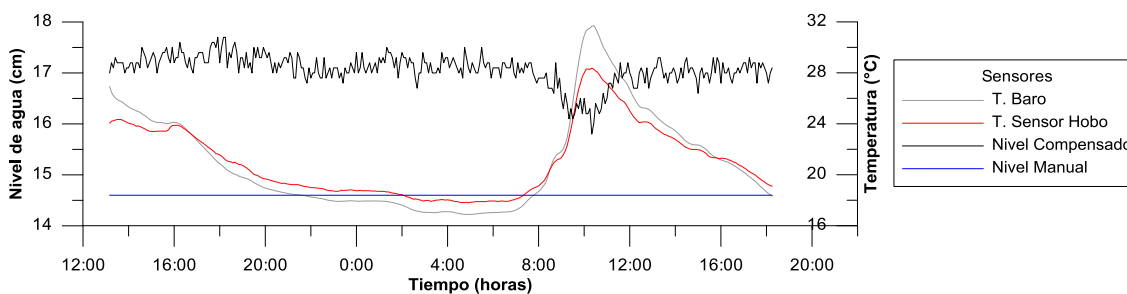


Figura 2. 7 Resultados del ensayo para determinar los errores de desfase, ruido y falta de compensación por temperatura de los sensores marca Schlumberger utilizados en las tres zonas de estudio.

Para demostrar los errores mencionados, se colocó en un tanque un nivel de agua constante, se iniciaron los registros automáticos de los sensores de presión y un sensor de temperatura (T) HOBO para comparar los valores con la T registrada por el Baro-Diver. Luego de un día y medio de datos se obtuvieron los resultados que se muestran en la Figura 2.7. Claramente se observa: 1) el desfase de 2,5 cm del nivel de agua registrado por los sensores de presión con respecto al nivel constante de agua, 2) el ruido de medio centímetro en el nivel registrado por los sensores y, 3) la falta de compensación por temperatura de los sensores, ya que al aumentar la temperatura el registro de nivel compensado disminuye. Por estas razones es importante que en cada descarga de datos se mida el nivel de agua real que está pasando sobre el vertedero, para luego poder corregir si existe cualquier problema.

2.4.3 Relleno de datos

Los resultados se analizan por cada método de relleno para las tres zonas de estudio, posteriormente se escoge el método más efectivo para el relleno de las series de datos.

Regresión Lineal

En el observatorio de Zhuruca y la regresión lineal se realizó para los diferentes sensores de presión respecto a los registros del barómetro de la estación meteorológica principal (datos cada 5 min). Se obtiene buenos resultados tanto en la calibración como en la validación de la ecuación de regresión lineal, con un coeficiente de determinación (R^2) que varía entre 0,86 y 0,98 para la calibración y de 0,81 a 0,96 para la validación de la ecuación, coeficientes que están dentro del rango recomendado por la *FAO (2006)* y *Oñate-Valdivieso and Col. (2007)* ($R^2 > 0,7$). De igual forma la pendiente de la ecuación de regresión lineal varía entre 0,91 y 1,13; valores que están dentro del rango de $0,7 < m < 1,3$ (*FAO, 2006*). En el Anexo 2.5 se presentan los resultados de R^2 y m , además los intervalos de tiempo y número de registros que se utilizaron en la calibración y validación de las ecuaciones. Estos parámetros de R^2 y m , indican buenas condiciones de los datos y suficiente homogeneidad para rellenar los datos que faltan en la serie incompleta (*FAO, 2006*).

Tabla 2. 3 Resultados estadísticos de la validación de las ecuaciones de regresión lineal para el relleno de datos de presión atmosférica en el observatorio de Zhurucay.

	Altura (m s.n.m.)	Δh (m)	R^2	E_{NS}	RMSE (cm)	Abs BIAS (cm)	BIAS (cm)
Est. principal	3780	0					
Vertedero 1	3777	3	0.9322	0.8561	0.37	0.31	0.26
Vertedero 5	3767	13	0.9324	0.7219	0.5	0.42	0.41
Vertedero 3	3732	48	0.9575	0.9496	0.21	0.17	-0.06
Vertedero 10	3696	84	0.9209	0.864	0.34	0.27	0.2
Vertedero 7	3680	100	0.8083	0.7537	0.53	0.41	0.22
Vertedero 6	3645	135	0.9698	0.9592	0.22	0.19	0.1
Vertedero 9	3495	285	0.8985	0.8967	0.36	0.29	0.01
Est. Base	3290	490	0.9492	0.9648	0.22	0.17	0.024

Las ecuaciones lineales utilizadas para el relleno tienen una alta eficiencia, medida con el coeficiente de Nash-Sutcliffe (E_{NS}). Se determinaron valores de E_{NS} entre 0,72 y 0,96 (Tabla 2.3). Los errores de la presión atmosférica calculadas con el RMSE, Abs Bias y Bias, de las ecuaciones lineales respecto a los valores reales de observación están dentro del rango de precisión de los Baro-Divers dadas por el fabricante ($\pm 0,5$ cm) (Tabla 2.3).

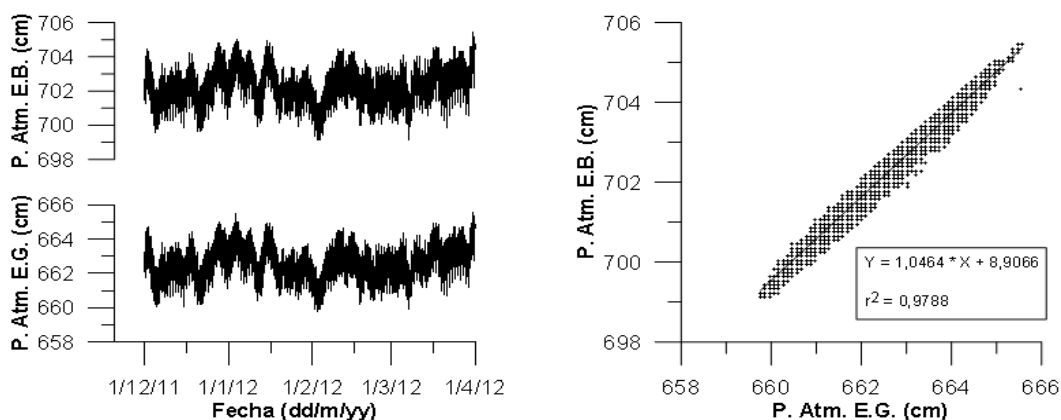


Figura 2. 8 Regresión lineal entre los datos registrados por el barómetro de la estación principal (E.G.) y de la estación base (E.B.), calibración de la ecuación con datos desde el 1/12/2011 al 1/4/2012. Panel izquierdo: variación de las presiones atmosférica registradas por los barómetros de las estaciones meteorológicas. Panel derecho: gráfica de dispersión entre los datos, ecuación de regresión lineal y coeficiente de determinación R^2 .

En la zona de estudio de Soldados, al no contar con una estación meteorológica, la regresión lineal se realizó entre los registros (cada 5 min) de los Baro-Divers de las estaciones hidrológicas. Al igual que en la zona de Zhurucay los resultados son buenos en la calibración y validación de la ecuación de regresión lineal. Se encontró valores de R^2 superiores a 0,9 y pendientes entre 0,89 y 1,02. Además los errores promedios son menores a 0,5 cm, que es la precisión de los Baro-Diver. Se obtiene eficiencias del método de 0,8 y 0,9 con el coeficiente de Nash-Sutcliffe. Los resultados estadísticos y las



fechas de datos que se utilizó para las regresiones se presentan en las tablas de los Anexos 2.6 y 2.7.

En el observatorio de Mazar, las regresiones lineales se realizaron respecto a los registros de presiones atmosféricas del barómetro instalado en la estación meteorológica ubicado en la hacienda La Libertad. La zona al tener datos de presión atmosférica con menor calidad (mucho ruido) que en los otros dos observatorio (Zhuruca y Soldados) presenta regresiones lineales no tan buenas como las anteriores (Zhuruca y Soldados). Los datos de presión atmosférica de los sensores instalados en el observatorio de Mazar son los que mayor dificultad presentan, especialmente los Baro-Divers se dañan con mayor frecuencia, prácticamente se tuvo que colocar 2 Baro-Divers en cada estación hidrológica (con la incertidumbre de que uno de los dos se dañe) para obtener datos y poder compensar al Diver. De todas maneras aun en este caso los coeficientes de determinación (R^2) van de 0,71 a 0,86; con eficiencias (E_{NS}) de las ecuaciones de regresión de 0,62 a 0,82. Sin embargo los errores producidos no están tan alejados de rango de precisión, con RMSE entre 0,56 y 0,77 cm. En los Anexos 2.8 y 2.9 se presentan los resultados del método de regresión lineal para la zona de estudio de Mazar.

Los coeficientes de determinación encontrados en las regresiones lineales no tienen una correlación con respecto a la altura y distancia entre los sensores analizados. Si se cuentan con datos que no tengan ningún problema en el control de calidad, para cualquier diferencia de altura y distancia entre estaciones, los coeficientes de determinación son aceptables ($R^2 > 0,7$), incluso la mejor regresión lineal que se presenta se da entre las estaciones meteorológicas de Zhuruca (Figura 2.8 panel derecho), entre las cuales existe la mayor diferencia de altura (490 m) y distancia (4778 m). En síntesis, la eficiencia de la regresión lineal se da porque la forma de la variación de la presión atmosférica para cada día es la misma (Eslava, 1991), aunque los valores de presión sean diferentes entre las estaciones (Figura 2.8 – panel izquierdo).

Interpolación y extrapolación lineal

Este método interpola o extrapola las presiones atmosféricas (cada 5 min) en función de la altura a la que se encuentren los Baro-Divers. En el observatorio de Zhuruca, la interpolación se realizó con los datos de los barómetros de las dos estaciones meteorológicas instaladas en la zona de estudio, y se interpolaron para las presiones de los Baro-Divers de las estaciones hidrológicas. Para la extrapolación, los datos del barómetro de la estación meteorológica del campamento base y del Baro-Diver instalado en el vertedero 9 fueron tomados para extrapolar los datos de presiones de los otros sensores.

En Soldados, para la interpolación de los Baros-Divers ubicados en las estaciones de Arias y Lacustre, se utilizó los datos de los sensores de las estaciones de Fernández y Cancán ubicados a 3760 y 3613 msnm respectivamente. Para la extrapolación se usaron los datos de los sensores (Baro-Divers) de las estaciones Arias y Cancán, y luego se extrapoló las presiones atmosféricas para las demás estaciones hidrológicas.

En la zona de estudio de Mazar, la interpolación de presiones se realizó con los datos del barómetro de la estación meteorológica ubicada en la hacienda la Libertad y las presiones del Baro-Diver ubicado en la estación hidrológica Mesapata. Par la extrapolación se utilizó los datos de las estaciones hidrológicas de Mesapata y Lamar.

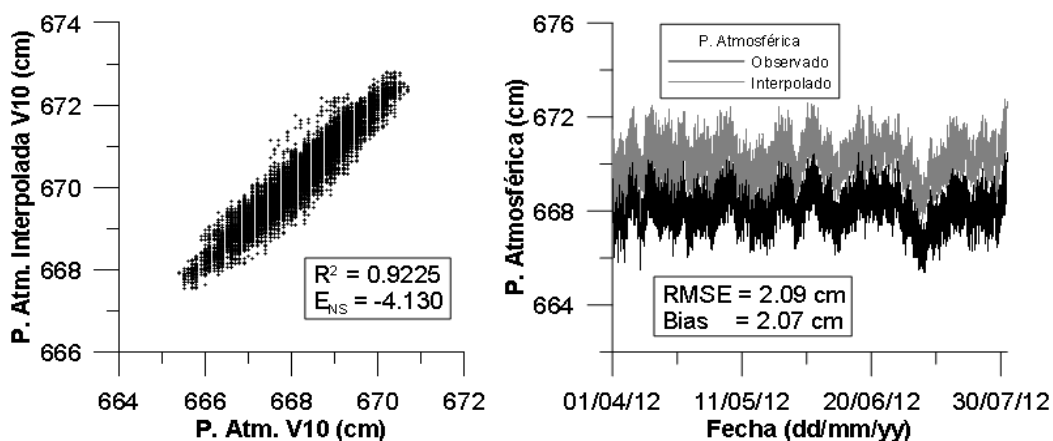


Figura 2. 9 Panel izquierdo: correlación lineal entre la presión atmosférica observada por el sensor y estimada mediante interpolación. Panel derecho: error entre las presiones observadas y estimadas. Datos cada 5 min del sensor de presión instalado en la estación hidrológica 9 del observatorio de Zhurucay. Ecosistema de páramo – 3696m s.n.m.

Para las zonas de estudio de Zhurucay y Mazar, no se tiene buenos resultados con la interpolación y extrapolación de presiones atmosféricas. A pesar que los coeficientes de determinación son buenos ($R^2 > 0,811$ para Zhurucay y $R^2 > 0,71$ para Mazar) los errores medios entre las presiones observadas y estimadas son altos, entre 2,5 y 4,4 cm en Zhurucay y 5,4 cm en Mazar. Para los dos observatorios se obtiene coeficientes de eficiencia (E_{NS}) negativos en la mayoría de los casos. Los resultados de se muestran en los Anexos 2.10, 2.12, 2.13 y 2.15.

Las causas para que las interpolaciones y extrapolaciones de presiones sean ineficientes se debe, primero, a la calidad de datos con que se trabaja, porque la variación de la presión atmosférica en el mismo instante de tiempo (5min) en dos estaciones diferentes no son las mismas a pesar que en día si se presenten 2 picos altos y bajos de presiones; segundo, a que las alturas a las que se encuentran los sensores estén mal estimados, produciendo diferencias al momento de interpolar y extrapolar.

Un ejemplo de interpolación se muestra en la Figura 2.9. Se observa que la presión interpolada sobrestima los valores, con un $RMSE=2,09$ cm. A pesar de tener una buena correlación entre los datos observados y estimados la eficiencia es mala. La variación de la presión de las dos series es la misma (Figura 2.9 –panel derecho), solo que se encuentra desfasada 2,09 cm hacia arriba; el problema se da porque probablemente la altura a la que está el sensor (vertedero 10) no fue estimada correctamente. Un ejemplo de la calidad de datos para extrapolar las presiones se muestra en la Figura 2.10, en la cual la correlación entre los datos observados y estimados no es buena, produciendo una eficiencia negativa y errores de presión fuera de los rangos establecidos.

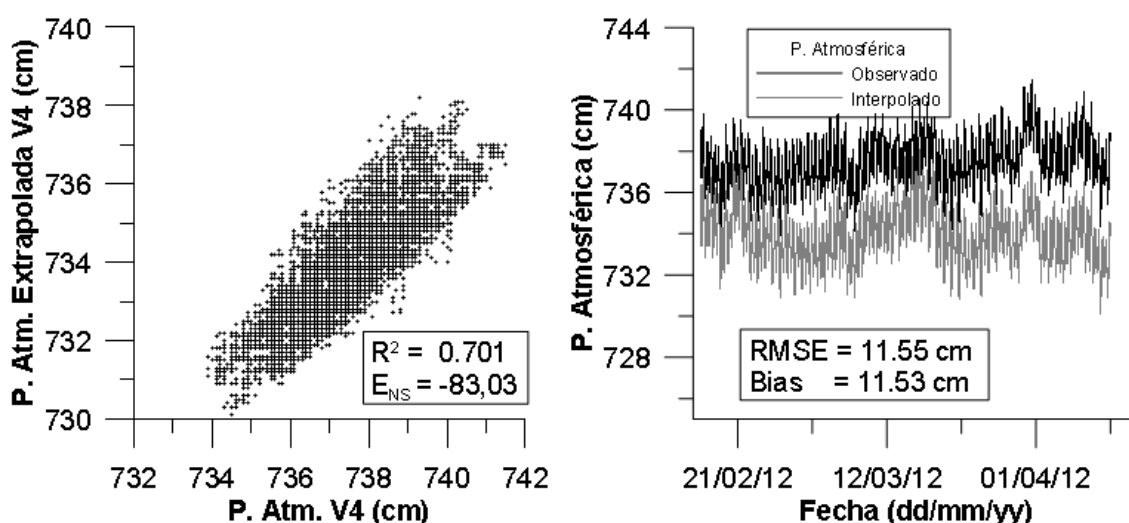


Figura 2. 10 Panel izquierdo: gráfico de dispersión entre la presión atmosférica observada por el sensor y estimada mediante extrapolación lineal. Panel derecho: error entre las presiones observadas y estimadas. Datos cada 5 min del sensor de presión instalado en la estación hidrológica 4 (estero S/N) del observatorio de Mazar. Ecosistema de bosque – 2952m s.n.m.

En Soldados, al estar las tres estaciones hidrológicas prácticamente a la misma altura (± 10 m), y tener buenos datos, los resultados de interpolación y extrapolación son buenos. Los coeficientes de determinación (R^2) están alrededor de 0,92. El coeficiente de Nash-Sutcliffe está entre 0,7 y 0,9 y los errores entre la presión estimada y observada alrededor de 0,5 cm. Los resultados estadísticos se muestran en los Anexos 2.11 y 2.14.

Se concluye que, según el coeficiente de Nash-Sutcliffe y el error absoluto RMSE, el método de regresión lineal es el más óptimo para el relleno de datos de la presión atmosférica. Este método se usa para rellenar los datos de presiones atmosféricas en las 3 zonas de estudio. Los resultados de control de calidad y relleno de datos se presentan en los Anexos 2.16, 2.17 y 2.18. Los vacíos de datos que no se rellenan son porque en el mismo periodo se perdieron datos de los otros sensores y no se pudo realizar las regresiones.



2.5 Conclusiones

Se realizó el control de calidad de datos de las presiones atmosféricas registradas por los sensores Baro-Divers instalados en las estaciones hidrológicas que forman parte del sistema de monitoreo de los observatorios de Zhurucay, Soldados y Mazar. Para el relleno de datos faltantes o mal registrados por los sensores se planteó dos métodos de relleno: regresión lineal e interpolación y extrapolación lineal. Luego de realizar el estudio se concluyó lo siguiente.

La presión atmosférica a una altura determinada no es constante a lo largo del tiempo, ya que tiene variaciones diarias y anuales. La variación diaria tiene la forma de una función sinusoidal, los picos mínimos de la presión horaria en el día se presentan a las 4:00 y 17:00 horas y los máximos a las 11:00 y 23:00 horas. La diferencia máxima de presión entre los meses del año 2012 es de 1,7 cm, entre los meses de febrero y septiembre.

Para la zona de estudio de Zhurucay la disminución de la presión atmosférica conforme aumenta la altura es de 0,08 cm/m; para Soldados es de 0,077 cm/m y para Mazar de 0,095 cm/m. Lo que indica que el cálculo de las alturas a las que se encuentran los sensores de presión debe ser estimada con la mayor precisión posible. Además en Zhurucay el gradiente térmico estimado es de -0,59 °C por cada 100 metros de altura, valor que está dentro del rango dado por la WMO.

En cuanto al control de la calidad de presión atmosférica, en el observatorio de Zhurucay el 14,83% de los datos totales tienen errores como desfase, ruido y valores atípicos, y el 4,32% de la serie presentan vacíos. En Soldados el 12,25% de la serie de datos registran incorrectamente las observaciones y en Mazar el 18,32% de la serie presentan irregularidades; en los dos observatorios (Mazar y Soldados) no presentan vacíos de datos de presiones atmosféricas.

Los principales errores de los sensores que miden la presión atmosférica (Diver y Baro-Diver) son el desfase en los registros, el ruido en la compensación para obtener el nivel de agua y la falta de compensación por temperatura. Se demostró que el sensor de temperatura que tiene el equipo de medición en su interior no ayuda en el registro de datos ni en la compensación de presiones, como indica el manual del usuario.

Para el relleno de datos de presión atmosférica, los resultados con el método de regresión lineal son buenos para las tres zonas de estudio analizadas. En los tres observatorios se obtienen coeficientes de determinación mayores a 0,7, valor que es recomendado por la FAO y otros autores para el relleno de datos. Las pendientes (m) de las ecuaciones de regresión lineal determinadas están dentro del rango dado por la FAO, $0,7 < m < 1,3$. Además las eficiencias de las



ecuaciones utilizadas para el relleno de datos, medidas con el coeficiente de Nash-Sutcliffe son aceptables, $E_{NS} > 0,71$. Los errores absolutos de la estimación de presiones atmosféricas respecto a las observadas por los sensores son menores a 0,5 cm, valor que es la precisión de los Baro-Divers dados por los fabricantes.

Los resultados de rellenos de datos en los tres observatorios con el método de interpolación y extrapolación de presiones atmosféricas no son buenos. A pesar que los coeficientes de determinación para el observatorio de Zhurucay y Mazar son buenos ($R^2 > 0,7$), la eficiencia del método al comparar los datos observados y estimados son malos, se obtiene coeficientes de Nash menores a cero. De igual manera, en la mayoría de los casos, los errores absolutos de presiones son mayores a 0,5 cm. La excepción se da en el observatorio de soldados en que la eficiencia no es tan baja, con E_{NS} mayores a 0,7, y los errores absolutos son cercanos y/o menores a 0,5 cm. Por esto se concluye que se obtiene buenos resultados en Soldados debido a que la diferencia de alturas entre las estaciones hidrológicas son pequeñas (<10m).

Según el coeficiente de Nash-Sutcliffe y el error absoluto RMSE, se concluye que el mejor método para el relleno de datos de presión atmosférica en los tres observatorios es el método basado en regresiones lineales. Además se identificó que la correcta estimación de las alturas de las estaciones hidrológicas es muy importante para el control de datos de presiones atmosféricas, dado que tiene una relación directa.

Los coeficientes de determinación encontrados para las regresiones lineales no tienen una relación lineal con respecto a la altura y distancia entre los sensores analizados. Si se cuentan con datos de buena calidad, para cualquier diferencia de altura y distancia entre estaciones, el método de regresión lineal es aceptable para rellenar datos de presiones atmosféricas registradas en ecosistemas de páramos y bosque montano alto.

Es muy importante realizar el control de calidad de datos de las presiones atmosféricas registradas por sensores automáticos, debido a que no son estables en el tiempo y la precisión del registro tiene una gran incertidumbre. Además que el caudal que sale de una cuenca hidrográfica depende directamente de los registros de estos transductores de presión. Si no se controlan las observaciones de presión atmosférica, los caudales será erróneos y por lo tanto las conclusiones que se obtengan de modelos, procesos y estudios hidrológicos también resultarían así.



CAPÍTULO 3. EFECTO DE LAS OBSERVACIONES DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA SOBRE EL CÁLCULO DEL NIVEL DEL AGUA EN PEQUEÑOS CAUCES

3.1 Introducción

El páramo es un ecosistema de humedales alpino neotropical, que cubre aproximadamente la región altoandina de Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú (*Hofstede et al., 2003*). A nivel de los Andes muchas ciudades y comunidades dependen del abastecimiento y regulación del recurso hídrico que se genera en las cuencas altas de los páramos, para usos como: el abastecimiento de agua para consumo doméstico, industrial, riego y generación hidroeléctrica. El páramo es el mayor abastecedor de agua de la región de los Andes. De acuerdo con la Unión Internacional para la Conservación de la Naturaleza (IUCN), los páramos proveen servicios ambientales a más de 100 millones de personas (*IUCN, 2002*). En la ciudad de Quito para cubrir sus requerimientos de agua, el 85% de todas las fuentes son superficiales y provienen del páramo. El agua usada para el abastecimiento urbano de la ciudad de Cuenca (420000 habitantes), es superficial y proviene de los ríos Tomebamba y Machángara, agua que desciende de los páramos; las captaciones de agua son de 800 a 840 l s⁻¹, el cual es cerca del 10 al 15 % de la descarga anual (*Buytaert et al., 2004*). De igual forma, el agua del páramo es muy importante para el riego, actualmente en el Ecuador cerca de 50000 ha de tierra son regadas, representado el 30% del total del área agrícola (*De Bièvre, 2002*). Por otra parte, la topografía de los páramos provee excelentes sitios para la construcción de pequeñas presas para generar energía hidroeléctrica, y los constantes y fiables flujos base garantizan una generación constante. Así por ejemplo la presa de Amaluza ubicada en la cuenca del río Paute (1994 m s.n.m.), ayuda a generar 1075 MW de energía y en conjunto con el resto de componentes del Sistema Paute Integral provee cerca del 35% de la electricidad del Ecuador. Según *Buytaert et al. (2004)*, se estima que entre el 25 y el 40 % del agua que llega al embalse de Amaluza se origina en el ecosistema del páramo en la Cordillera Central y Occidental.

Al ser los páramos unos reguladores hídricos naturales de la escorrentía, muchos de sus ríos proveen un flujo base sostenido a través del año (*Buytaert et al., 2004*), lo que resulta en una alta producción de agua que es aprovechada por la sociedad. Según *Crespo et al. (2011)* el flujo base sostenido es atribuido principalmente al clima, la topografía y los suelos. El consumo natural de agua en el páramo es bajo, debido a la predominancia de pajonales y humedales con características de baja evaporación. Las pocas estimaciones existentes de la evapotranspiración en el páramo están en el rango de cerca de 1 mm hasta 1,5 mm día⁻¹ (*Hofstede, 1995; Buytaert, 2004*). Debido a la baja evapotranspiración, a la baja estacionalidad en el clima del



páramo y la distribución muy uniforme de la lluvia durante el año, los ríos que vienen del páramo presentan caudales sostenidos a lo largo del año (*Buytaert et al., 2004*).

Existen muchos estudios realizados sobre la escorrentía superficial y la erosión del suelo, sobre predicciones de la escorrentía total y modelos conceptuales de la respuesta hidrológica (*Arnáez et al., 2004; Hansen, 2000; Crespo et al., 2012*), pero según la literatura revisada no existen estudios sobre los efectos de los datos y parámetros que cuantifican la escorrentía superficial total, como por ejemplo registros de niveles de agua en las quebradas y ríos, y ecuaciones teóricas usadas para estimar el caudal mediante estructuras (p.e. vertederos). Si bien los resultados de modelos para pronosticar caudales pueden ser satisfactorios, si no se contó con una buena calidad de datos (caudales) para calibrar el modelo, los resultados no serían tan representativos de las zonas estudiadas, y como consecuencia afectaría en la toma de decisiones ambientales de instituciones gubernamentales por ejemplo.

Por otro lado, los coeficientes de descarga (CD) usados en las ecuaciones de los vertederos para transformar el nivel de agua a caudal son determinados en el laboratorio mediante ensayos y bajo condiciones controladas. Al instalar los vertederos en los observatorios, las condiciones de campo son diferentes a las del laboratorio. Las dos condiciones que son difíciles de satisfacer en campo son: 1) medir la altura de agua que pasa sobre el vertedero a una distancia mínima de cuatro veces el calado máximo aguas arriba, debido al arrastre de sedimentos en épocas lluviosas lo que provocaría el mal funcionamiento del sensor de nivel automático (Diver); 2) mantener el flujo de agua entrante al vertedero con velocidades cercanas a cero. Las altas pendientes de los terrenos y las grandes crecidas de agua no permiten mantener la corriente de agua con velocidades bajas, condición en la que se basan las ecuaciones teóricas de los vertederos.

Por lo descrito previamente, en este capítulo, basado en los resultados del capítulo 2, se analiza el efecto de relleno de datos de presiones atmosféricas sobre el cálculo de niveles de agua y éstos sobre la estimación de caudales en las microcuencas de los tres observatorios detallados en el capítulo 1. También se analiza el efecto de utilizar coeficientes de descarga teóricos en las ecuaciones para el cálculo del caudal de los vertederos. Para determinar los coeficientes de descarga reales de los vertederos, se generan curvas de descarga mediante aforos en las quebradas en las que se encuentran instalados los vertederos. Para el aforo de caudales se usan métodos mecánicos y basados en trazadores químicos, como por ejemplo el cloruro de sodio (CINa). Para obtener buenas curvas de descarga se afora en niveles bajos (flujo base), medios y con menor frecuencia de aforos, en niveles altos (crecidas).

El método tradicional de aforo de caudales en quebradas es el basado en el área del canal y la velocidad del flujo. Según la *OMM (1994)*, el método de aforo área-velocidad se usa para ríos en donde la corriente es suave; además, la sección en la que se realiza el aforo debe cumplir con una serie de características, entre ellas que la velocidad sea mayor a 0,15 m/s y la profundidad promedio del flujo superior a 30 cm; condiciones que para pequeños ríos de montaña difícilmente se encuentran en caudales bajos. El método de aforo volumétrico (volumen – tiempo) es eficiente para caudales bajos. Por otro lado, el aforo químico de dilución es exclusivamente para ríos de montaña (*Kite, 1994*). En el aforo químico generalmente se utiliza el cloruro de sodio (sal) como trazador. Esta técnica se usa en aquellas corrientes que presentan dificultades para aplicar el método área – velocidad, como en corrientes de bajo flujo o sitios que no cumplan las características que exige la *OMM (1994)*. El principio básico de medición de dilución es la conservación de la masa de alguna forma del trazador (ClNa). Una masa conocida del trazador se introduce en la corriente y se mide su concentración en un punto aguas abajo.

3.2 Materiales

3.2.1 Equipos

Para la medición de la esorrentía total (caudales) que sale de cada microcuenca estudiada en los tres observatorios se utiliza vertederos triangulares, rectangulares y compuestos. Cada vertedero cuenta con un sensor de nivel de agua automático. El sensor de nivel consta de un mini Diver para medir la presión total (presión de altura de agua más altura de aire), y un Baro – Diver que sirve para la compensación de la presión atmosférica; estos sensores son de la marca Schlumberger y las especificaciones técnicas se describen en el capítulo 2 de este documento. Los vertederos son de pared delgada, la lámina del agua es ventilada y libre (vertedero no sumergido) y al ser el ancho del vertedero igual al del canal, éste funciona como vertedero no contraído. La forma de construcción de los vertederos y las especificaciones se encuentran en *U.S.D.I. (2001)* y *Bergman (1963)*.



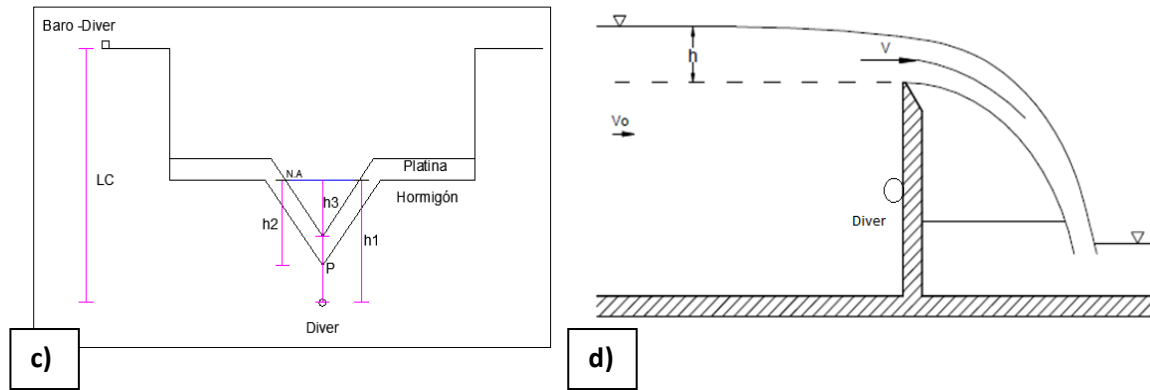


Figura 3. 1 Ejemplos de vertederos de sección rectangular y triangular combinadas. Foto: Vertederos en la cuenca del río Zhurucay, GCTA. a) vertedero compuesto. b) Vertedero rectangular, confluencia de la cuenca alta del río Zhurucay. c) Esquema frontal del vertedero; h_1 =altura del Diver al Nivel del Agua (N.A.), h_2 =altura desde el hormigón hasta el N.A., h_3 =altura desde el vértice de la platina hasta el N.A., y $P = h_1 - h_3$ altura desde la platina hasta el N.A. d) Esquema lateral del vertedero ($h = h_3$).

En la cuenca alta del río Zhurucay se tienen instalados 9 vertederos compuestos en diferentes quebradas y 1 vertedero rectangular en la confluencia de la cuenca alta (Ver Figura 3.1). El observatorio de Soldados tiene 4 vertederos compuestos de pared delgada y en el observatorio de Mazar se utiliza para el monitoreo 2 vertederos triangulares y 2 vertederos compuestos, los cuatro de pared delgada. Los tipos de vertederos instalados en cada quebrada de cada observatorio se presentan en el Anexo 1.1. El objetivo de utilizar vertederos combinados es para que se puedan medir con mayor precisión tanto los caudales bajos como los caudales picos (Céleri et al., 2012).

Para construir la curva de descarga se utilizaron tres métodos de aforo: volumétrico (volumen – tiempo), área – velocidad (molinete), y el aforo químico (disolución de sal), ver Figura. 3.2. Para el aforo **volumétrico** se utiliza un recipiente graduado volumétricamente y un cronómetro. En el método **área – velocidad**, es necesario una cinta graduada para determinar la sección del cauce, y para medir la velocidad del flujo se usa un molinete de hélice con eje horizontal, donde el movimiento de la hélice genera un impulso eléctrico indicando las revoluciones del rotor (OMM, 1994). El número de revoluciones es cuantificado por el datalogger HydroMate – CMC3 del *Hydrological Services PTY. LTD.*, el cual registra el valor de la velocidad mediante ecuaciones seleccionadas en función del tipo de hélice y el número de revoluciones. En el aforo **químico**, el trazador usado es el cloruro de sodio (sal común). Para medir la conductividad eléctrica ($\mu\text{s}/\text{cm}$) en el flujo de agua se usa un sensor *IDS TetraCom 925*, las mediciones registradas se almacenan en el instrumento digital de medición *Multi 3430* de la marca *WTW GmbH, Weilheim (WTW, 2011)*.

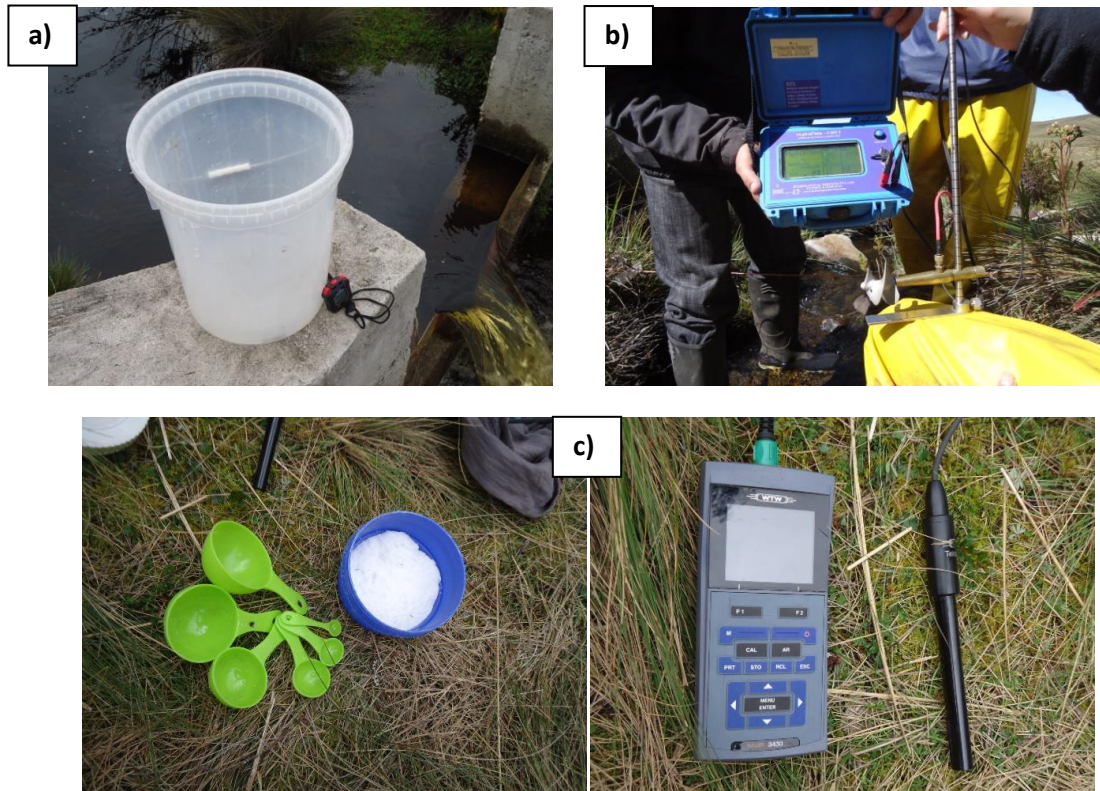


Figura 3. 2 Materiales de aforo utilizados para determinar la curva de descarga de los vertederos de la cuenca alta del río Zhurucay. a) Equipo del aforo volumétrico. b) Equipo del aforo área – velocidad (molinete). c) Materiales y sensor de medición de la conductividad, aforo químico.

3.2.2 Datos

Para la determinación del efecto del relleno de datos de la presión atmosférica sobre la estimación de los caudales, se utiliza los datos de los Divers y Baro - Divers del periodo de validación de las ecuaciones utilizadas en el relleno. Los diferentes periodos de validación para cada observatorio se encuentran en los anexos 2.5, 2.6 y 2.8.

Por efectos de logística y financiamiento, la determinación de las curvas de descarga y el coeficiente de descarga de los diferentes vertederos se realizó solo en el observatorio de Zhurucay. El número de vertederos aforados son 7. Para cada vertedero se realizó entre 10 y 15 aforos. Los aforos se realizaron en los meses de abril y mayo de 2012, y marzo de 2013 (invierno), para caudales medios y altos. Para caudales bajos se tiene datos en los meses de agosto y septiembre de 2012 (verano).

3.3 Métodos

3.3.1 Efecto de la estimación de la presión atmosférica sobre el cálculo del caudal

Con la compensación de las presiones registradas por el Diver y el Baro-Diver se obtiene la altura de agua que pasa sobre el vertedero. Luego se obtiene el caudal con la ecuación del vertedero, en función de la altura de agua. Para la cuantificación del efecto de la presión atmosférica sobre el nivel de agua, se compara el caudal calculado a partir de la presión atmosférica observada con el caudal calculado a partir de la presión atmosférica estimada. Para los tres observatorios, el periodo de datos utilizados es el mismo en el cual se validó las ecuaciones para la regresión lineal e interpolación y extrapolación de la presión atmosférica.

<p>Percent Absolute Bias</p> $\% Abs.BIAS = \frac{1/n \sum_{i=1}^n \ X_i - Y_i\ }{\langle X, Y \rangle}$	<p>Coefficiente de Determinación</p> $R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})(X_i - \bar{X})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}} \right)^2$
<p>Root Mean Square Error</p> $\% RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}} \cdot \frac{1}{\bar{Y}}$	

Figura 3. 3 Criterios estadísticos usados para la determinación en el cálculo del caudal debido a la estimación de la presión atmosférica. X = datos estimados, Y = datos observados, $\langle X, Y \rangle$ es el promedio de la semisuma entre los datos X y Y. \bar{Y} es el promedio de las observaciones Y.

Los índices estadísticos utilizados para determinar el error introducido por la presión estimada sobre el cálculo del caudal son: el coeficiente de determinación (R^2), el error de la raíz media cuadrática (RMSE) y el porcentaje de sesgo absoluto (%Abs Bias) (Figura 3.3). El R^2 se utiliza para determinar la correlación entre los caudales observados y los caudales estimados. El RMSE y % Abs Bias cuantifican el error absoluto entre las dos series de caudales. Para no tener un criterio sesgado del efecto de la estimación de la presión sobre el cálculo del nivel de agua y caudal, se propone los rangos de aceptabilidad para el %Abs Bias propuesto por *Tokay et al. (2010)*, ver tabla 3.1.

Tabla 3. 1 Criterio de interpretación del desempeño para comparación entre serie de datos de caudales estimados y observados, para el índice de porcentaje de sesgo absoluto (%Abs Bias), (*Tokay et al., 2010*).

% Abs Bias	Desempeño
< 5	Excelente
5 – 10	Muy bueno
10 – 15	Bueno
15 – 20	Razonable
> 20	Peor

3.3.2 Tipos de aforos

A continuación se detalla la metodología a seguir para los tres tipos de aforos. Los esquemas de los procedimientos se presentan en el Anexo 3.10.

Método Volumétrico

Se emplea por lo general para caudales muy pequeños. Se requiere de un recipiente de volumen conocido para recolectar el agua en un determinado tiempo. El caudal resulta de dividir la cantidad de agua recolectada para el tiempo transcurrido en llenar el volumen del recipiente.

Método área – velocidad (Molinete)

La medición del caudal por el método área – velocidad se explica con referencia a la Figura 3.4. La profundidad del río de la sección transversal se mide en verticales con una barra graduada. Al mismo tiempo que se mide la profundidad, se hacen mediciones de la velocidad con el molinete en uno o más puntos de la vertical. La medición del ancho, de la profundidad y de la velocidad permiten calcular el caudal correspondiente a cada segmento de la sección transversal. La suma de los caudales de estos segmentos representa el caudal total (*OMM, 1994*).

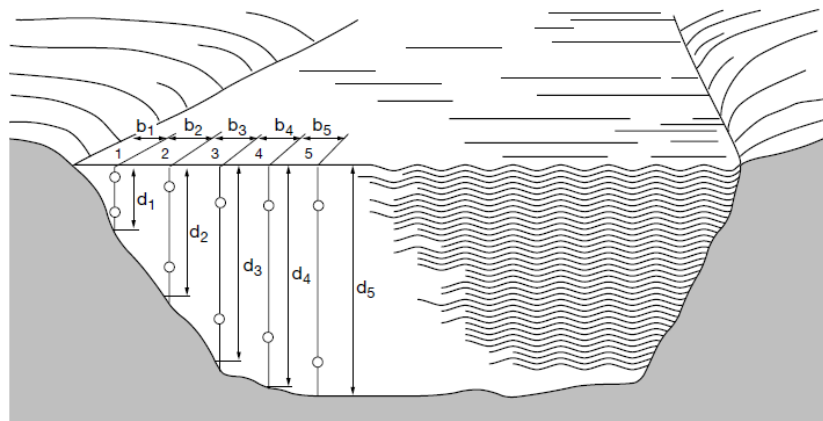


Figura 3. 4 Vista de la sección transversal de un río en la que se muestra las divisiones verticales y la ubicación de los puntos de observación. En cada punto de observación se mide la velocidad del flujo (*OMM, 1994*).



Según la OMM, entre las características que debe cumplir el sitio seleccionado para la medición del caudal son: 1) velocidades paralelas en todos los puntos de la sección transversal

de la corriente, 2) curvas regulares de distribución del velocidad en la sección, 3) velocidades superiores 0,15 m/s, 4) lecho del río uniforme y estable, 5) profundidad superior a 30 cm.

La velocidad se determina en uno o más puntos en cada vertical contando las revoluciones del rotor (mediante el HydroMate) en un lapso de 60 segundos como mínimo y durante un periodo máximo de tres minutos si la velocidad del agua es pulsatoria (OMM, 1994). La velocidad media del agua en cada vertical se determina con el método de puntos reducidos. Si se mide en un solo punto en la vertical, la velocidad se debe medir colocando el molinete a 0,6 de profundidad a partir de la superficie. Al medir en dos puntos en la vertical, el molinete se coloca a 0,2 y 0,8 de profundidad a partir de la superficie; el promedio de los dos valores es la velocidad media en la vertical. Para tres puntos, el molinete se coloca a 0,2; 0,6 y 0,8 de profundidad a partir de la superficie. La velocidad media en la vertical se calcula con la siguiente ecuación (OMM, 1994):

$$\bar{v} = 0.25 (v_{0.2} + 2v_{0.6} + v_{0.8}) \quad (4)$$

Para conocer más a detalle el método de aforo área – velocidad refiérase a la *Guía de Prácticas Hidrológicas de la OMM (1994), capítulo 11.*

Método químico

El método de aforo químico mediante el trazador de cloruro de sodio se implementa por primera vez en la cuenca del río Zhurucay. Al ser un método poco empleado el procedimiento se describe con mayor detalle. El aforo por el método de dilución depende del grado que tenga el flujo de agua para diluir el trazador (Rantz, 1982). Las quebradas y ríos que provienen del páramo al tener pendientes altas en su cauce y flujos turbulentos, permiten que este método sea aplicable en la zona de estudio. Según la bibliografía de Kite (1994), la técnica de dilución está limitada por consideraciones ambientales y el método se aplica para caudales menores a 15 m³/s. Según hidrogramas de caudales de las quebradas del río Zhurucay, el caudal máximo registrado es de 6 m³/s en la confluencia, por lo cual el rango está dentro de los límites permitidos.

Existen dos métodos de aforo por dilución: el de inyección instantánea de la solución al río y el de inyección constante (Rantz, 1982). El método que se usó en este estudio para el aforo es el de inyección instantánea. La medida principal está basada en el efecto que tiene la cantidad de soluto de sal inyectada durante la descarga en el río, éste efecto es medido mediante la conductividad eléctrica registrada por el sensor TetraCom 925.

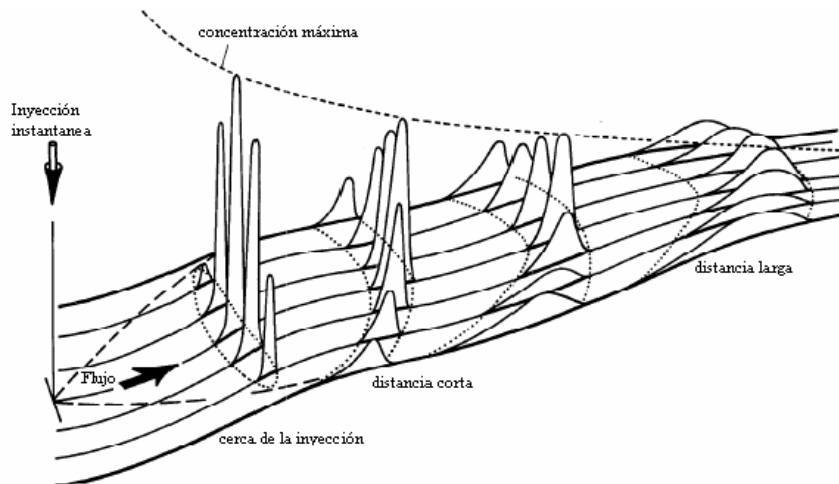


Figura 3. 5 Variación de la curva de respuesta a lo largo del canal (*Measurement of discharge using tracers, 1985*).

El método es independiente de la sección transversal del río, pero dependiente de la distancia entre la inyección de la solución del trazador y la medición aguas abajo, y del flujo turbulento que presente el tramo del cauce (Figura 3.5). Para que el aforo sea óptimo el pico máximo de la curva de concentración debe estar alrededor del 200% de la concentración inicial (*Working Instructions, 2010*), pero la concentración máxima debe ser menor o igual a los 100 mg/L para que sea su concentración sea menor a los umbrales de toxicidad (*Moore, 2004*). Para que la solución salina inyectada al río tenga una mezcla completa, la distancia entre el punto de inyección instantánea y la medición de la conductividad debe estar entre 20 a 70 metros, dependiendo del caudal de aforo (*Working Instructions, 2010*). Dentro de los resultados que se desea obtener en este documento es la relación entre la cantidad de sal inyectada, el caudal de aforo y la distancia entre la inyección del trazador y la medición de la conductividad.

Según *Frederick et al. (1985)*, existe una dependencia lineal directa entre el incremento de la conductividad del agua y la cantidad de soluto de sal. Esta dependencia varía con la calidad de sal usada y debe ser analizada en el laboratorio cada vez que se compre una nueva sal. Para nuestro estudio el factor de conversión (K) determinado es de $2,0832 (l/mg * \mu S/cm)$, la Figura 3.6 muestra la función de la línea de regresión entre la conductividad eléctrica y la concentración del trazador.

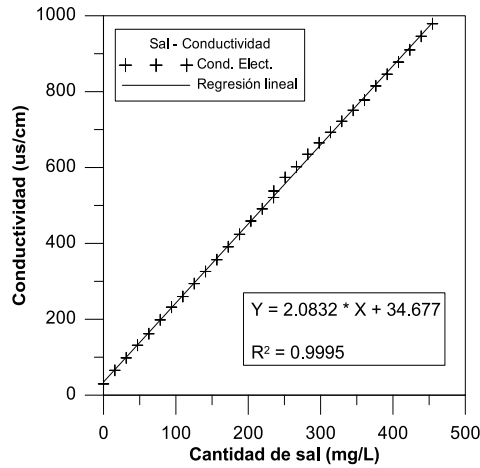


Figura 3. 6 Determinación del factor de conversión de la conductividad eléctrica (µs/cm) en cantidad de sal (mg/L). Factor de conversión K = 2.0832, para los aforos en la cuenca del río Zhurucay.

El procedimiento detallado del aforo en campo se encuentra en *Kite (1994)*, *Frederick (1985)* y *Working Instructions (2010)*. De manera resumida se tiene: 1) diluir la cantidad de sal determinada en un recipiente, 2) inyectar la solución aguas arriba del punto de aforo, 3) registrar la conductividad inicial del flujo de agua y empezar a grabar para cada intervalo de tiempo (para nuestro caso, cada segundo), 4) registrar el paso de la solución del trazador hasta que la conductividad regrese a la inicial ($\pm 2\mu\text{s/cm}$).

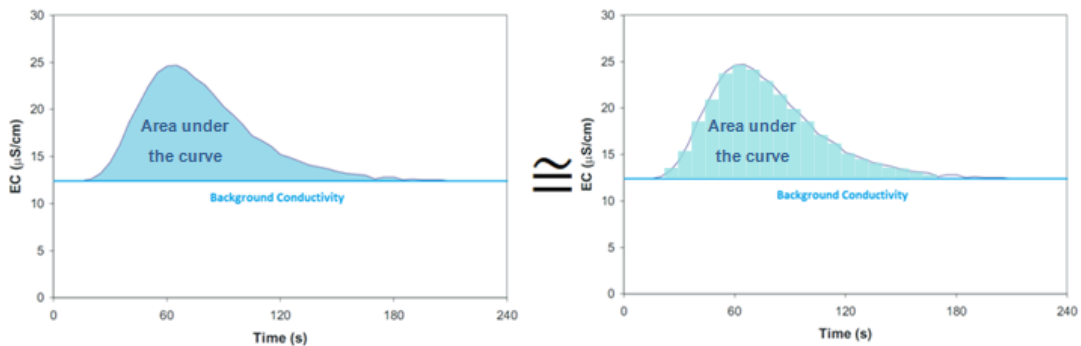


Figura 3. 7 Esquema de la curva de conductividad que se forma al pasar la solución del trazador.

Al procesar los datos se tiene una curva del tiempo vs la conductividad eléctrica registrada (Figura 3.7). El área bajo la curva es el aumento de la conductividad debido a la sal inyectada. Mediante el factor de conversión (k) se convierte la conductividad eléctrica (EC) a la cantidad de sal que pasa en cada momento. El área bajo la curva se determina mediante la ecuación 5 y el caudal de aforo con la ecuación 6.

$$A = \int [EC(t) - EC_{bg}] dt \cong \sum [EC(t) - EC_{bg}] \Delta t \quad (5)$$



$$Q = \frac{M}{\frac{A}{K}} \quad (6)$$

Donde:

A: área bajo la curva de aforo [$\mu\text{S}/\text{cm} \cdot \text{seg}$]

EC t : Medida de la conductividad en el tiempo t [$\mu\text{S}/\text{cm}$]

EC_{bg}: Conductividad inicial del río [$\mu\text{S}/\text{cm}$]

M: Volumen de la sal inyectada [mg]

k: Factor de conversión $\frac{\mu\text{S}}{\text{cm}} * \frac{\text{L}}{\text{mg}}$

Q: Caudal [L/s]

3.3.3 Ecuaciones de los vertederos

Cada tipo de vertedero tiene su fórmula en particular; el Grupo CTA trabaja con las siguientes fórmulas:

Para el vertedero triangular con contracción lateral y ángulo 90 grados en el vértice (V – notch), se utiliza la ecuación de Kindsvater-Shen, dada por el laboratorio de investigación del Departamento del Interior de los Estados Unidos (U.S.D.I., 2001). El límite de uso de esta ecuación es de 1,41 a 120 L/s. La ecuación se escribe como:

$$Q = 1.37 * h^{5/2} \quad (1)$$

Kindsvater and Carter (1959), desarrollaron una ecuación para vertederos rectangulares de pared delgada sin contracciones laterales. La ecuación en unidades métricas es la siguiente:

$$Q = 1.77 * L * h^{3/2} \quad (2)$$

Bergmann (1963), mediante diferentes ensayos determinó la ecuación para estimar el caudal que pasa sobre un vertedero compuesto. La ecuación es válida para un vertedero compuesto por un vertedero triangular con un ángulo de 90 grados en el vértice y un vertedero rectangular sin contracciones laterales. La ecuación es la siguiente:

$$Q = \left(1.37 * \left(h^{5/2} - \frac{1}{2} * H^{5/2} \right) + 1.77 * B * \left(\frac{1}{2} * H \right)^{3/2} \right) \quad (3)$$

Para las ecuaciones 1, 2 y 3: Q es el caudal expresado en m³/s, h es la altura de agua (metros) desde la platina del vertedero medida a una distancia mínima aguas arriba de 4 veces la carga máxima, B es la longitud (metros) combinada de las porciones horizontales del vertedero compuesto, L es el ancho (metros) de la cresta en el vertedero rectangular. Para más detalle de los vertederos y las ecuaciones revisar U.S.D.I. (2001) y Bergmann (1963).



Como se mencionó en la introducción de este capítulo, el coeficiente de descarga, CD (1,37 y 1,77) de las ecuaciones anteriores es determinado en el laboratorio mediante ensayos y bajo condiciones controladas. Para encontrar los CD de los vertederos bajo condiciones reales de campo, se afora cada vertedero y se determina una curva de descarga. El método usado para calcular el coeficiente de descarga es mediante el ajuste de mínimos cuadrados de los puntos de aforo (altura – caudal) a una línea de regresión (Delhi, 1999), manteniendo constante el exponente de la ecuación. El porcentaje de sesgo absoluto es usado para medir la dispersión de las observaciones respecto a la curva de descarga.

3.4 Resultados y discusión

3.4.1 Efecto de la estimación de la presión atmosférica sobre el cálculo del caudal

En el capítulo 2 de este documento se estimó la presión atmosférica en los tres observatorios por los métodos de regresión lineal e interpolaciones y extrapolaciones lineales. A continuación se describen de manera general los errores que producen las estimaciones en el cálculo de los caudales de las diferentes microcuencas. Para cuantificación del error se basa en los resultados del %Abs Bias y del error relativo acumulado.

Regresión lineal

Los errores en el cálculo de los caudales provocados por la estimación de la presión atmosférica mediante regresiones lineales son relativamente bajos. Los errores medios del caudal calculado con la presión atmosférica estimada respecto a la observada son menores al 5% calculado con el % Abs Bias, errores que según Tokay et al. (2010) están dentro del rango de excelente (Tabla 3.2). Sólo en el vertedero 1 el %Abs Bias es mayor al 5% pero menor al 10% que es el rango de muy bueno. De igual forma las correlaciones lineales, medidas con el coeficiente de determinación (R^2), entre los caudales observados y los caudales estimados son altos, prácticamente llegando a ser 1. Por otra parte, el error relativo en caudales acumulados no supera el $\pm 5\%$. Al obtener errores medios y errores acumulados que están dentro del rango de excelentes, éstos corroboran la excelente correlación entre los caudales observados y estimados, y un alto índice de R^2 .



Tabla 3. 2 Resultados estadísticos del error en el cálculo de caudales debido a la estimación de la presión atmosférica mediante regresiones lineales. Observatorio de Zhurucay.

	H (msnm)	R2	RMSE (%)	Abs BIAS (L/S)	Abs BIAS (%)	BIAS (l/s)	% Error A.
Est. Principal*	3780						
Vertedero 1	3777	0.9961	9.23	0.43	6.32	-0.3	-5.02
Vertedero 5	3767	0.9987	6.28	1.07	4.37	-0.86	-4.05
Vertedero 3	3732	0.998	4.12	0.36	2.71	0.11	0.99
Vertedero 10	3696	0.9987	4.17	0.97	2.75	-0.53	-1.78
Vertedero 7	3680	0.9963	8.81	5.36	4.62	3.32	3.43
Vertedero 6	3645	0.9997	5.62	0.23	2.72	-0.17	-2.22
Vertedero 9	3495	0.9964	5.87	11.25	4.45	-1.04	-0.41
Est. Base*	3290						

*La estación meteorológica principal o grande está ubicada en la parte alta de la cuenca y la estación meteorológica base se encuentra en la parte media del la cuenca del río Zhurucay (Ver Figura 1.1).

De manera similar que en Zhurucay, en el observatorio de Soldados los resultados estadísticos de los errores en la estimación del caudal están dentro del rango de excelente (ver la tabla de resultados en el Anexo 3.1). En el observatorio de Mazar, en 2 de los 4 vertederos (vertedero 2 - triangular y vertedero 4 - compuesto), el %Abs Bias supera el 10% (Anexo 3.2), errores que están dentro del rango de bueno. Sin embargo, al determinar el error en los caudales acumulados, éstos son menores al $\pm 5\%$; error acumulado que incide de manera directa en el cierre de balance hídrico por ejemplo, y que son aceptables.

Interpolación y extrapolación lineal

En el observatorio de Soldados, tanto para la interpolación como la extrapolación lineal de la presión atmosférica, los errores en la estimación de los caudales son excelentes (Tabla - Anexo 3.4). En las 4 estaciones hidrológicas los errores son menores al 5%. Los errores bajos se dan porque todos los vertederos prácticamente están a la misma altura sobre el nivel del mar, con una diferencia menor a 10m entre estaciones, y por la buena calidad de los datos registrado por los sensores de nivel.

Por otro lado, en los observatorios de Zhurucay y Mazar el error en la estimación de los caudales son altos, llegando a obtener un %Abs Bias de hasta 30% en Zhurucay y 86% en Mazar (ver Anexos 3.3, 3.5, 3.6 y 3.8). Errores que están dentro del rango de pésimos según la Tabla 3.1 de rangos de desempeño (Tokay et al., 2010). Los altos errores determinados en la estimación de los caudales, confirma que el método de interpolación y extrapolación lineal de presiones atmosféricas, no es aplicable para el relleno

de datos. La Figura. 3.8 (vertedero 10 – Zhurucay) confirma que el método de interpolación y extrapolación lineal de presiones produce grandes errores en los caudales acumulados, a diferencia del método de regresión lineal en el que el error es mínimo (-1,78%).

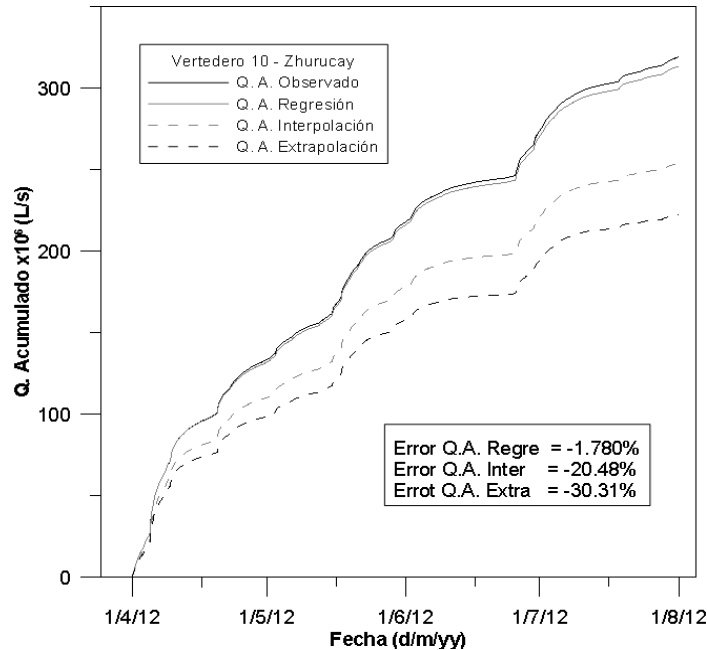


Figura 3. 8 Gráfica del error acumulado en caudales producido por la estimación de la presión atmosférica en el cálculo de los niveles de agua y éstos en los caudales. Vertedero 10 – Zhurucay, 3696 m s.n.m.

De manera general, el error que se produce en el cálculo de niveles y caudales, debido a la estimación de la presión atmosférica (por la compensación de los sensores de nivel o por el relleno de datos), es alta (Figura 3.9). En un análisis realizado para el vertedero compuesto número 1 del observatorio de Zhurucay con datos del año 2012, solo para la precisión que tienen los sensores de nivel ($\pm 0,5$ cm), se determina un error medio anual del caudal del 10% (%Abs Bias) y un error relativo acumulado del -9.64%, ver Figura 3.9. Si se realizara un cierre de balance hídrico anual en la microcuenca del vertedero 1, solo por los datos de entrada de caudales potencialmente se tendría un error del 9.64% en el balance. Por tal motivo es de vital importancia controlar los niveles de agua reales que pasan por los vertederos y compararlos con los niveles compensados que entregan los sensores automáticos.

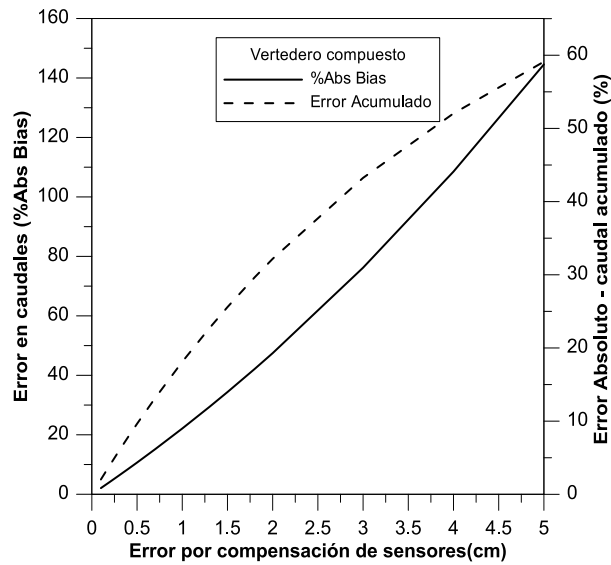


Figura 3. 9 Porcentajes de errores en caudales, producidos por una diferencia entre los niveles de agua dados por la compensación de los sensores automáticos respecto al nivel real. Errores calculados en el vertedero compuesto 1 de Zhurucay para datos de 2012.

3.4.2 Comparación entre métodos de aforo.

Para obtener una buena curva de descarga de los diferentes vertederos del observatorio de Zhurucay, es preciso determinar el método de aforo que más se ajuste a las realidades de campo. Por ello, para diferentes vertederos se aforó simultáneamente con los 3 métodos descritos en la metodología, y luego se comparó los errores relativos de cada método.

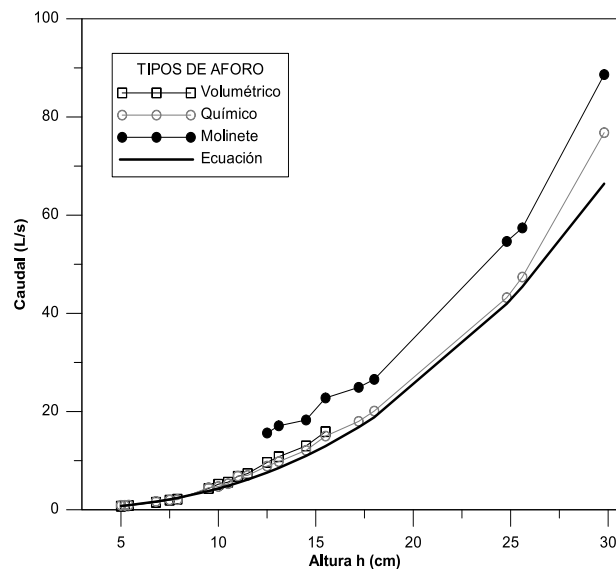


Figura 3. 10 Relación altura de agua – caudal realizado con los 3 métodos de aforo en las quebradas de la cuenca alta de río Zhurucay.

En caudales bajos el método de referencia es el volumétrico (*OMM, 1994*) y en caudales medios y altos es el método de aforo químico. Para la comparación del método área – velocidad (molinete) en caudales medios, el aforo químico se escoge como referencia. Se toma como referencia el método químico para



caudales medios y máximos porque el flujo de agua presenta las condiciones idóneas que requiere el método (mezcla total del trazador). Al ser el aforo químico el método exclusivo para ríos de montaña (Kite, 1994) y además según la bibliografía de Moore (2004), bajo buenas condiciones, el método de dilución de la sal tiene una precisión hasta del 5%, se escoge como método de referencia para el aforo de los caudales medios y altos.

En la Tabla 3.3 y en la Figura 3.10 se presenta los resultados de las comparaciones de aforos con los diferentes métodos. Para caudales bajos, el método químico sobrestima los valores, pero la diferencia en volumen con el método volumétrico es pequeña. La sobrestimación se da porque el canal al tener un flujo bajo de agua, en algunas partes del tramo de aforo la sal no se mezcla correctamente. A medida que los caudales aumentan, el error del método químico respecto al volumétrico disminuye hasta hacerse negativo en los caudales medios; este efecto se da porque la precisión del aforo volumétrico disminuye al aumentar el caudal debido al volumen del recipiente y al error introducido por la precisión manual de cronometrar el tiempo.

Tabla 3. 3 Caudales para diferentes alturas de agua determinados con los 3 métodos de aforo. Aforos realizados en diferentes quebradas de la cuenca alta del río Zhurucay.

		TIPOS DE AFORO DE CAUDALES					
Altura h		Volumétrico		Molinete		Químico	
cm		L/s	Error (%)	L/s	Error (%)	L/s	Error (%)
Caudales Bajos	5	0.73				0.9	23.28
	5.2	0.8				0.9	12.5
	5.4	0.86				0.95	10.46
	6.8	1.52				1.7	11.84
	7.5	1.96				2	2.04
	7.9	2.16				2.05	-5.09
	9.5	4.34				4.5	3.68
	10	5.2				4.73	-9.03
	10.5	5.62				5.31	-5.51
Caudales Medios	11	6.81				6.87	0.88
	11.5	7.37				6.99	-5.15
	12.5	9.64	8.43	15.62	62.1	8.89	-7.78
	13.1	10.8	10.20	17.09	58.3	9.8	-9.25
	14.5	13	7.43	18.27	40.6	12.1	-6.92
	15.5	15.9	6	22.76	43.2	15	-5.66
	17.2			24.93	38.5	18	
	18			26.55	32.1	20.1	
	24.8			54.64	26.5	43.2	
	25.6			57.40	21.1	47.4	
29.8			88.63	15.4	76.81		

Debido a que los cauces de las quebradas de aforo no cumplen con las condiciones que recomienda la OMM (1994), el método de área – velocidad sobrestima los caudales alrededor de un 20% respecto al aforo químico (Figura



3.10). Por lo tanto, para la construcción de la curva de descarga de los vertederos se decide aforar los caudales bajos (altura del agua sobre el vertedero < 11cm) con el método volumétrico y para caudales medios y altos con el método químico.

Tabla 3. 4 Relación entre la cantidad de sal, longitud del tramo del cauce y caudal, para el aforo con el método químico de disolución de sal en la cuenca alta del río Zhurucay

Cantidad de sal gr	Distancia m	Caudal L/s	Relación $\mu_{\text{máx}}/\mu_o$ -
10	13	2.19	3.17
10	13	3.17	2.98
14	13	5.31	3.26
16	15	8.51	2.68
35	15	14.34	2.73
36	15	18.89	3.27
65	18	42.16	2.94
85	20	51.17	2.78
148	20	81.75	3.1
177	25	138.46	2.29
360	25	384.22	2.74
420	30	621.65	2.6
2500	50	1420	2.8

Para el método químico de dilución con sal, según *Valdes (2007)*, se recomienda usar entre 2 y 5 Kg de sal por cada m^3/s a aforar. Al contener poco caudal las quebradas de la cuenca del río Zhurucay, se usan otras relaciones de cantidad de sal versus el caudal a aforar. Como resultado de la experiencia de aforo en la cuenca, se presenta en la Tabla 3.4 la relación entre la cantidad de sal a usar en el aforo, la distancia del tramo del cauce, el caudal a aforar y la relación entre la conductividad inicial y máxima. Las relaciones se presentan para rangos de caudal y puede servir como una guía para iniciar los aforos con este método. La elección de la cantidad de sal a utilizar dependerá también de la velocidad y condiciones del flujo (turbulencia), conductividad inicial en el agua del canal, pendientes, estancamientos de agua y características propias del terreno.

3.4.3 Curvas y coeficientes de descarga de los vertederos

Como resultado de los diferentes aforos realizados en caudales bajos, medios y altos, se determina la curva de descarga para cada vertedero aforado. Mediante el método simple de ajuste por mínimos cuadrados se encuentra el nuevo coeficiente de descarga para la sección triangular (CD 1) y rectangular (CD 2) del vertedero compuesto.



Como se describió en la sección 3.3 de este documento, los coeficientes de descarga teóricos utilizados son $CD\ 1 = 1,37$ y $CD\ 2 = 1,77$. El ajuste de la curva de descarga a una ecuación exponencial se realiza manteniendo constante el exponente teórico, $n = 2,5$ para la sección triangular y $n = 1,5$ para la sección rectangular. De esta manera en las ecuaciones 1, 2 y 3 de este capítulo se reemplaza los nuevos coeficientes de descarga encontrados. En los coeficientes de descarga estimados está contenido intrínsecamente el efecto de la variación de la altura de agua al no colocar el Diver a una distancia $4h_{m\acute{a}x}$ aguas arriba del vertedero, el efecto de que la velocidad del flujo entrante agua arriba del vertedero no sea cero y en general las características particulares de construcción de cada vertedero y de cada quebrada. Con esto, los coeficientes proporcionan el caudal real con mucha mayor exactitud ya que consideran todos los aspectos indicados anteriormente, lo cual los coeficientes teóricos no lo pueden hacer.

Tabla 3. 5 Coeficientes de descarga determinados para la ecuación de los vertederos de Zhurucay. Coeficientes de escorrentía para cada vertedero aforado con datos de caudal y lluvia del año 2012.

Vertedero	Coeficiente de Descarga		Error Caudal Acumulado	CE inicial	CE corregido	Error EC
	CD 1	CD 2	%	mm/mm	mm/mm	%
V1	1.235		10.82	0.625	0.564	10.82
V2	1.19		14.92	0.648	0.564	14.89
V4	1.557		-11.77	0.564	0.64	-11.88
V6	1.521		-9.12	0.446	0.491	-9.16
V7	1.3	1.825	2.21	0.873	0.855	2.11
V9		1.533	15.46	0.782	0.677	15.51
V10	1.45	2.39	-6.56	0.623	0.666	-6.46

CD1 = Coeficiente de descarga de la sección triangular V – notch. CD2 = Coeficiente de Descarga de la sección rectangular del vertedero. CE = Coeficiente de Escorrentía

Los coeficientes de descarga en los 7 vertederos aforados varían entre 1,19 y 1,55 para la sección triangular y 1,82 a 2,39 para la sección rectangular (Tabla 3.5). Se debe tener en cuenta que el vertedero 9 de confluencia de la cuenca no es un vertedero compuesto, por eso cambia su coeficiente (CD 2) respecto a los otros dos. El error de ajuste de los puntos de aforo a la ecuación de la curva de descarga, medida por el %Abs Bias, son relativamente bajos (Anexo 3.9), la mayoría están en el rango excelente.

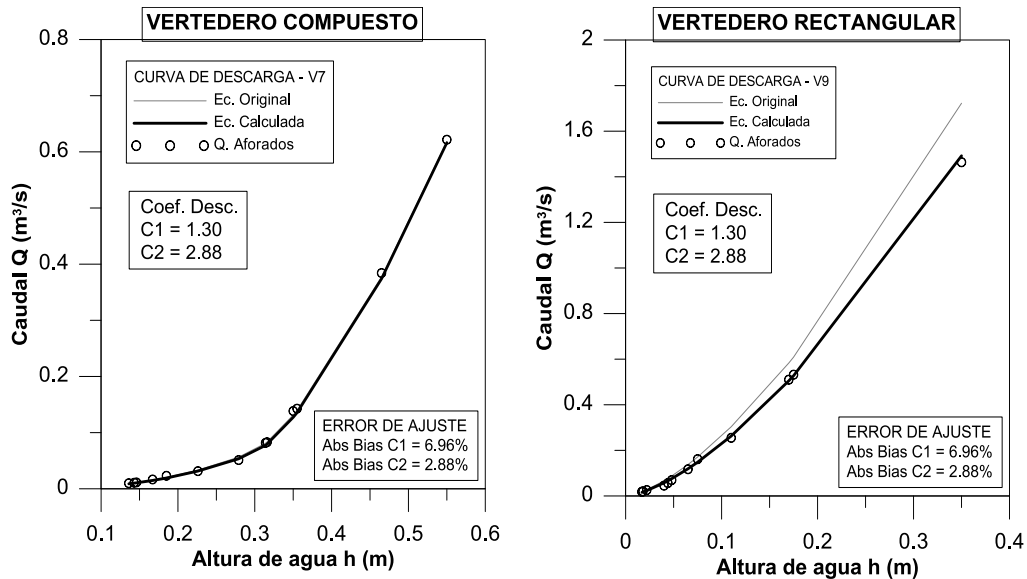


Figura 3. 11 Curvas de descarga para el vertedero compuesto 10 de la cuenca del río Zhuruca y para el vertedero rectangular de confluencia (panel derecho).

Como se observa en la Tabla 3.5 el error relativo producido en los caudales acumulados para el año 2012, están entre 2,21 y 15,46%. El mismo error se transmite en la determinación del coeficiente de escorrentía para el periodo de tiempo mencionado. Estos errores afectan directamente en el balance hidrológico de la cuenca del río Zhuruca. De ahí la gran importancia de encontrar los correctos coeficientes de descarga de las ecuaciones de los vertederos con los que se cuantifica la escorrentía que sale de la cuenca.

Según la *Bergman (1963)*, el vertedero compuesto tiene una desventaja. Cuando la descarga comienza a exceder la sección triangular, este desbordamiento provoca una discontinuidad en la curva de descarga. El efecto se puede visualizar en la curva de descarga del vertedero compuesto 7 (Figura 3.11 – panel izquierdo), en la cual después de sobrepasar la altura de los 30cm (altura máxima del V – notch) la curva cambia de forma. Por el contrario, para el vertedero rectangular de confluencia de la cuenca, la curva sigue una misma tendencia (Figura 3.11 – panel derecho). En el vertedero rectangular el coeficiente de descarga es menor que el teórico (1,77) debido a que el sensor de nivel está colocado en la esquina derecha del vertedero (visto desde aguas abajo), en donde hay un empozamiento del agua lo que provoca que el sensor mida una altura mayor a la real. También las condiciones en la entrada del vertedero no son las óptimas (Figura 3.1 b), y todos estos factores provocan que el CD2 varíe. El mismo análisis se realiza para cada vertedero. El Anexo 3.9 muestra las 7 curvas de descarga con sus respectivos coeficientes y los errores en el ajuste de los puntos de aforo a la curva.



3.5 Conclusiones

En este capítulo se determinó el efecto que tiene la estimación de la presión atmosférica sobre el cálculo en los caudales de las microcuencas ubicadas en los tres observatorios estudiados. También se comparó la eficiencia entre los tres métodos de aforo de caudales utilizados para elaborar la curva de descarga de los vertederos del observatorio de Zhurucay. Luego se encontró los coeficientes de descarga para la ecuación de cada vertedero. Finalmente se estimó el error que se introduce en el balance hidrológico por utilizar coeficientes de descarga teóricos en las ecuaciones de los vertederos, para calcular la escorrentía total que sale de la cuenca. Luego de realizar el estudio se concluye lo siguiente:

En los tres observatorios, el error que se produce en el cálculo del caudal al obtener los niveles de agua utilizando la presión atmosférica estimada con regresión lineal, es bajo. En la mayoría de las microcuencas, el error medio del caudal observado respecto al caudal estimado, están dentro de los rangos de excelente y muy bueno (%Abs Bias $\leq 5\%$). Para todas las estaciones hidrológicas se obtiene coeficientes de determinación (R^2) prácticamente iguales a 1 entre los caudales estimados y observados. De igual forma el error relativo en caudales acumulados no supera el 5%.

En las microcuencas de los observatorios de Zhurucay y Mazar, el error en el caudal debido a la interpolación y extrapolación de la presión atmosférica son altos. Se obtiene %Abs Bias de hasta 30% en Zhurucay y 86% en Mazar, además el error relativo en los caudales acumulados superan el 100% en algunos casos. En Soldados los errores en el caudal por la interpolación y extrapolación de la presión atmosférica son similares al método de regresión lineal, es decir que los errores son aceptables; esta similitud entre los resultados de los dos métodos se da por que la diferencia de alturas entre los vertederos del observatorio de Soldados es casi nula (< 10 m). En términos generales el método de interpolación y extrapolación lineal de la presión atmosférica para relleno de datos no se debería aplicar.

Es muy importante controlar los niveles de agua dados por la compensación de los sensores automáticos y éstos transformados a caudal. Una pequeña diferencia de altura (5mm – precisión del sensor) respecto a las alturas reales, provocan errores altos en la cuantificación de la escorrentía superficial. Por ejemplo, para una diferencia de 5 mm de altura de agua respecto al nivel real de agua que pasa sobre el vertedero, se tiene un error medio anual del 10% y un error en el volumen total del agua que sale de la cuenca del 9,64%. Errores que afectan directamente en un modelo hidrológico o en el cierre del balance hídrico.



El método de aforo químico es preciso en caudales medios y altos, pero en caudales bajos no se recomienda porque sobrestima (10% en promedio) el valor respecto al método volumétrico. El método del molinete no es aplicable en caudales bajos porque la sección transversal de cauce y el flujo de agua no cumplen con las condiciones que plantea la OMM. Además en caudales medios y altos el método siempre sobrestima los valores alrededor de un 20%, debido a que las pequeñas corrientes de montaña son generalmente turbulentas y el método área – velocidad se convierte en inadecuado por las numerosas aproximaciones implicadas.

Aunque las secciones de los vertederos son las mismas o similares, los coeficientes de descarga son diferentes para cada vertedero aforado, varían desde 1,19 a 1,55 para la sección triangular y entre 1,82 y 2,39 para la sección rectangular. Este efecto se da por las particularidades que tienen cada quebrada y vertedero, como la construcción de la estructura y pendientes y secciones del cauce.

El error introducido por utilizar un coeficiente de descarga teórico en el cálculo del volumen total de agua que aporta cada microcuenca, está entre 2,21 y 15,46% para el año 2012. Estos errores afectan directamente en el cálculo de los coeficientes de escorrentía y de manera general en el ciclo hidrológico de la cuenca estudiada.

Si se unifica el error en la cuantificación de la escorrentía total, producido por la estimación de la presión atmosférica y usar coeficientes de descarga teóricos en lugar de los determinados en campo, se concluye que potencialmente se podría cometer un error de entre el 10 y el 20% en la estimación del agua que aporta la cuenca. Por tal motivo es de gran importancia realizar un buen control de calidad de datos de los sensores y estructuras instaladas para el monitoreo, con el objetivo de poder tomar decisiones y medidas acertadas sobre los recursos hídricos que poseen los páramos andinos.



CAPÍTULO 4. EFECTOS DE LAS OBSERVACIONES DE TEMPERATURA Y HUMEDAD RELATIVA SOBRE EL CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA.

4.1 Introducción

La evapotranspiración (ET) es uno de los procesos del ciclo hidrológico y dependiendo de la zona y cobertura vegetal en la que se determine tiene mayor o menor incidencia dentro de un cierre de balance hidrológico, por ejemplo. La evapotranspiración es la combinación de dos procesos diferentes que ocurren simultáneamente, la evaporación y la transpiración. La evaporación es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua y se retira de la superficie evaporante; esta superficie puede ser lagos, caminos, suelos y la vegetación mojada. La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de las plantas y su posterior remoción hacia la atmósfera. Los dos procesos son un factor clave en la intersección entre la superficie terrestre y la atmósfera. (*Allen et al., 2006*)

La cuantificación de la evapotranspiración es muy importante para la planificación de recursos hídricos o estudios ambientales y ecológicos. Además es un gran aporte para la toma de decisiones sobre todo en zonas de cultivo donde existen bajos niveles de precipitación y altas tasas de evapotranspiración, como por ejemplo el Altiplano Boliviano (3600 y 4000 m s.n.m.) (*García et al., 2004*)

En un estudio de balance hídrico realizado en una subcuenca, dentro de la Cuenca experimental del arroyo de Reynolds en el suroeste de Idaho, EEUU, se encontró que la evapotranspiración representa el 90% de la precipitación efectiva (*Flerchinger and Cooley, 2000*). A diferencia de otras zonas, la evapotranspiración (ET) del páramo es baja, su valor está estimado entre 1 y 1,5 mm d⁻¹ (*Hofstede, 1995; Buytaert, 2004*). Además de la importancia de la ET en el cierre de balance hídrico, también es importante en modelamientos hidrológicos. Por ejemplo *Buytaert et al. (2002)* realizaron un modelo del comportamiento hidrológico de la microcuencas de páramo en el Sur del Ecuador con TOP MODEL; se encontró que una de las mayores fuentes de incertidumbres del modelo se da por la dificultad de estimar la evapotranspiración. La variabilidad de la precipitación y la evapotranspiración causan variaciones significativas en la eficiencia del modelo. Entonces, la evapotranspiración debe ser estimada con la mayor exactitud o menor incertidumbre posible para obtener resultados satisfactorios tanto en los modelos hidrológicos como en los cierre del balance hídrico. La exactitud está condicionada por los métodos que se usan para estimar la ET y por la calidad de las observaciones de los parámetros que intervienen en su cálculo. Estas observaciones dependen de la sensibilidad y precisión que tengan los sensores que registran los datos.



Por más de 50 años diferentes científicos han desarrollado métodos para la determinación de ET a partir de las diferentes variables climáticas. La demostración de su validez estaba limitada al tiempo de calibración de los equipos y al valor económico que esto conlleva (*Allen et al., 2006*).

Thornthwaite (1948) diseñó un método para estimar la ETo de vegetación baja con suministro adecuado de agua en ciertas localidades de EEUU. Este método utiliza la temperatura media del aire y el número de horas de luz, por el cual se considera un método basado en la temperatura. El método se comporta de mejor manera cuando el cultivo no presenta una considerable exposición a la luz solar. *Bautista et al. (2009)* encontró que en México, la metodología de Thornthwaite mejora en épocas de invierno. Otros autores (*García et al., 2004*) observaron que la ecuación de Thornthwaite subestima la ETo en condiciones áridas y secas en el altiplano Boliviano. La subestimación en condiciones áridas y secas se da porque la ecuación no considera el déficit de saturación del aire (*Stanhill, 1961; Pruitt, 1964*). Entonces las subestimaciones de la ecuación de Thornthwaite en el cálculo de la evapotranspiración de referencia es producto de la temperatura en condiciones áridas y secas. Además, en altitudes elevadas la ecuación también subestima el efecto de la radiación, ya que la ecuación está calibrada para temperaturas templadas de altitudes bajas.

Hargreaves, usando datos de evapotranspiración de hierba con un lisímetro y datos meteorológicos de Davis en California, durante ocho años, observó mediante regresiones lineales, que para intervalos de cinco días, el 94% de la varianza de la medida de la evapotranspiración puede ser explicado a través de la temperatura media y la radiación solar global (*Shahidian et al., 2000*). Aunque este método utiliza la radiación extraterrestre para estimar la ETo, para un determinado día y una determinada altitud, la radiación solar puede ser determinada con ecuaciones usando la variación de la temperatura (*Hargreaves and Sanami, 1982*). Esta ecuación necesita temperatura máxima y mínima diaria, por lo tanto este método se ha convertido en un método basado en la temperatura (*Xu and Singh, 2001*). También es importante recalcar que la ecuación de Hargreaves tiene la tendencia a subestimar los valores de ETo bajo condiciones de viento fuerte ($v > 3$ m/s) y a sobreestimar la ETo bajo condiciones de elevada humedad relativa (*Allen et al., 2006*).

En vista de que no se podía comparar la ET estimada para diferentes zonas y obtener conclusiones acertadas que llevaran a un conocimiento real de la ET en los estudios realizados, se introdujo el concepto de Evapotranspiración de referencia. Este permite estudiar la demanda de la evapotranspiración de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo del cultivo, y de las prácticas de manejo. La tasa de la evapotranspiración de una superficie de referencia, que ocurre sin restricción de agua, se conoce como evapotranspiración de cultivo de referencia, y se denomina ETo. La superficie



de referencia corresponde a un cultivo hipotético de pasto con características específicas (Allen et al., 2006).

Se han realizado diferentes estudios para analizar los métodos más eficientes para el cálculo de la ETo (García, 2004; Trajkovic and Gocic, 2010; Vera and Jara, 2009). Dos de los estudios más importantes son los que realizaron la Sociedad Americana de Ingenieros Civiles (ASCE) y paralelamente un Consorcio de Institutos de Investigación Europeos. El primero evaluó el procedimiento de estimación de la ETo de 20 métodos bajo condiciones diversas de climas, usando procedimientos detallados para comprobar su validez. El segundo evaluó los métodos con estudios de lisímetros en Europa. Uno de los resultados más importantes de estos estudios es que la fórmula de Penman Monteith ha sido reportada por ambos equipos de investigación (ASCE y Europeos) como aquella que produce resultados relativamente exactos y consistentes tanto en climas áridos como en húmedos (Allen et al., 2006).

Dado el mejor comportamiento y consistencia del método FAO Penman-Monteith en el ámbito global, este es el único que se recomienda como método estándar de cálculo. La recomendación se da porque existe una elevada probabilidad de que el método prediga correctamente los valores de ETo en una amplia gama geográfica y climática, y cuenta con previsiones para su uso en situaciones de falta de datos. El método de estimación de la ETo de la FAO Penman Monteith define como superficie de referencia a un cultivo hipotético de pasto, con una altura asumida de 0,12 m, con una resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23. La superficie de referencia es muy similar a una superficie extensa de pasto verde, bien regada, de altura uniforme, creciendo activamente y dando sombra totalmente al suelo. La resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} implica un suelo moderadamente seco que recibe riego con una frecuencia semanal aproximadamente. (Allen et al., 2006)

Los principales factores meteorológicos que determinan la evapotranspiración, y que se usan en la ecuación del Penman Monteith, son la radiación solar, velocidad del viento, temperatura y humedad del aire. La evapotranspiración depende de la cantidad de energía disponible para evaporar el agua, la radiación solar es la más grande fuente de energía en el planeta y puede evaporar grandes cantidades de agua líquida en vapor de agua. Se tiene que considerar que no toda la radiación solar que llega a nuestro planeta (Radiación extraterrestre) alcanza la superficie evaporante. Esta depende de la turbidez de la atmósfera y la presencia de nubes que reflejan una parte de la radiación. La parte de la radiación extraterrestre que atraviesa la atmósfera es absorbida y reflejada por los gases, las nubes y el polvo atmosférico. La cantidad de radiación que llega a un plano horizontal en la superficie terrestre llega como radiación de onda corta (R_s). Una cantidad considerable de radiación que llega a la superficie terrestre es reflejada en ella. La fracción de



radiación que refleja la tierra se conoce como albedo (α), el cual varía según el tipo de superficie. Para el cultivo de referencia, se asume que α tiene un valor de 0,23. La radiación solar neta (de onda corta), R_{ns} , es la fracción de radiación solar o de onda corta que no se refleja en la superficie, su valor es de $(1-\alpha) R_s$. (Allen et al., 2006).

La radiación solar que absorbe la tierra se convierte en energía térmica. Parte de esta energía es emitida a la atmósfera por medio de radiación de onda larga. La diferencia de radiación de onda larga entrante y saliente se conoce como radiación neta de onda larga (R_{nl}). Como la radiación que sale es siempre mayor a la entrante, R_{nl} representa pérdida de energía. La radiación neta (R_n) es la diferencia de la radiación entrante y saliente de onda corta y onda larga ($R_{ns} - R_{nl}$). Esta radiación neta por lo general es positiva en el día y negativa en las noches, además es uno de los parámetros que se utiliza para la determinación de la evapotranspiración de referencia con el método de Penman Monteith (Allen et al., 2006).

El viento es otro de los factores importantes en la ET. El viento promueve el transporte del aire saturado sobre la superficie evaporante, permitiendo que se retire mayor o menor cantidad de vapor de agua según su velocidad. Al remover el aire saturado permite que un aire seco se concentre sobre la superficie, dando continuidad a la evapotranspiración. La velocidad del viento es menor cerca de la superficie de evaporación y aumenta con la altura. Para el cálculo de la ETo se necesita la velocidad del viento a 2m de altura sobre la superficie. Para ajustar la velocidad del viento de diferentes alturas a la altura estándar de 2m se usa una relación logarítmica (Allen et al., 2006).

En agrometeorología la presión de vapor, la temperatura de punto de rocío y la humedad relativa son expresiones para indicar la humedad del aire. La capacidad de almacenamiento de vapor de agua en el aire depende de la temperatura. Cuando más alta es la temperatura en el aire, más alta es la capacidad de almacenar vapor de agua y más alta es la presión de saturación de vapor. Cuando el aire no se satura, tiene una presión real de vapor que es inferior a la presión de saturación. La diferencia entre la presión real de vapor y la presión de saturación se conoce como déficit de presión o déficit de saturación. Para que el aire se sature necesita ser enfriado. La temperatura a la que se satura el aire se llama temperatura de punto de rocío o punto de condensación (Allen et al., 2006)

La humedad relativa (HR) es la relación en porcentaje de la presión real de vapor y la presión de saturación a una misma temperatura. Aunque la presión real de vapor puede ser relativamente constante durante el día, la humedad relativa tiene un máximo en las primeras horas de la mañana y un mínimo en las primeras horas de la tarde. La variación de la humedad relativa se produce porque la presión de saturación depende de la temperatura: como la



temperatura varía durante el día también el valor de la humedad relativa fluctúa (Allen et al., 2006).

Debido a la dificultad de obtener mediciones en campo precisas, ET se calcula mediante datos meteorológicos. Considerando la gran variedad de modelos para el cálculo de la evapotranspiración, sobresalen los que tienen una buena base teórica y física pero que requieren una gran cantidad de variables, que dependiendo del lugar de estudio no siempre están disponibles, como el modelo de Penman Monteith (Vega y Jara, 2009). Por otro lado, los métodos que están basados en uno o dos variables meteorológicos, como por ejemplo el método de Thornthwaite y Hargreaves, son menos fiables que los métodos que toman en cuenta el resto de variables climáticas (Mackenny and Rosenberg, 1993; Jabloun and Sahli, 2007).

La evapotranspiración es uno de los componentes claves en el equilibrio de la energía. Cambios en las variables climáticas tales como la temperatura, humedad, radiación, velocidad del viento y precipitación pueden tener implicaciones en los procesos hidrológicos (McKenney and Rosenberg, 1993). La temperatura es probablemente la variable más disponible y confiable. La suposición de que la temperatura es el parámetro potencial de la evaporación, es la base de los métodos basados en la temperatura, tales como el método de Hargreaves y el de Thornthwaite (Shahidian et al., 2000). Estos métodos son útiles cuando no se tiene datos de otras variables meteorológicas. De esta manera, al depender de una o dos variables, con más razón estas variables meteorológicas deben ser registrados adecuadamente por los sensores para obtener una buena estimación de la ETo, pues de lo contrario se obtendría resultados incorrectos y decisiones no acertadas sobre los recursos hídricos.

Existe gran cantidad de estudios y modelos que evalúan el proceso de la evapotranspiración, en los que los investigadores se confían de que un sensor que mide la variable climática es perfecto y no se da cuenta que tiene un error, como por ejemplo el error asociado a la lectura así como la precisión del instrumento. Según la bibliografía revisada no existen estudios que tomen en cuenta el efecto que tienen estas incertidumbres de registros de datos sobre los procesos hidrológicos. Su desconocimiento puede tener repercusiones al momento de realizar el cierre del balance hidrológico por ejemplo, o la implementación de modelos hidrológicos.

Con estos antecedentes, en este capítulo se realizan 3 análisis relacionados con el error de registro de datos de temperatura (T) y humedad relativa (HR) y éstos sobre la estimación de la ETo. El primer análisis es la comparación de las observaciones o mediciones de T y HR de 8 sensores nuevos de la misma marca, precisión y resolución; colocados en un mismo lugar y bajo las mismas condiciones. En un segundo análisis se compara el promedio de los datos registrados por los ocho sensores respecto a un sensor de referencia. En el



tercer análisis se determina el efecto de las incertidumbres de las observaciones de la Temperatura y la Humedad Relativa sobre el cálculo de la evapotranspiración de referencia en tres métodos diferentes, FAO - Penman Monteith, Hargreaves y Thornthwaite. El método de Penman Monteith fue escogido porque es el único recomendado por la FAO para el cálculo de la ETo. Los métodos de Hargreaves y Thornthwaite se consideran en este análisis por depender directamente de la temperatura e indirectamente de la humedad relativa, además de ser métodos que generalmente se usan para estudios con presupuestos bajos por depender de dos variables climáticas, si se calibran o se determina el coeficiente de ajuste se obtiene buenos resultados para las diferentes zonas de estudios (Brito, 2008; Bautista et al., 2009; García et al., 2004; Shahidian et al., 2000).

4.2 Materiales

4.2.1 Sensores

Para el ensayo se utilizaron 8 sensores nuevos de temperatura y humedad relativa de la compañía Onset, marca HOBO y modelo U23-002. Los ocho sensores se colocaron junto a una estación meteorológica, marca Campbell Scientific. En la estación se instaló un piranómetro modelo CS300 para registrar la radiación solar, una veleta y un anemómetro modelo 034A/034B para medir la velocidad y dirección del viento, y un sensor de temperatura y humedad relativa modelo CS215; todos los sensores son de la marca Campbell Scientific. El sensor "principal" que se tomó como referencia para comparar contra los sensores HOBO es el de la estación meteorológica instalada, modelo CS215.

Las especificaciones técnicas de los sensores se muestran en la Tabla 4. 1 (Manual Campbell, 2010; Manual HOBO, 2010). Se puede observar de manera general que las especificaciones técnicas tanto para los sensores de HOBO como para el sensor Campbell Scientific son similares, e incluso la precisión del sensor de temperatura HOBO ($\pm 0,21^{\circ}\text{C}$) es mejor que el sensor de referencia ($\pm 0,4^{\circ}\text{C}$). En cuanto a la resolución, el sensor Campbell es superior al HOBO en temperatura y en humedad relativa.

Tabla 4. 1 Especificaciones Técnicas de los sensores de Temperatura y Humedad Relativa, marca HOBO y Campbell Scientific.

Especificaciones Técnicas	SENSORES			
	HOBO U23-002		Campbell Scientific CS215	
	Temperatura	Humedad Relativa	Temperatura	Humedad Relativa
Rango de operación	-40 a +70 °C	0 a 100%RH (-40 a +70°C)	-40 a +70 °C	0 a 100%RH (-20 a +60°C)
Precisión	$\pm 0,21$ (0 a +50 °C)	$\pm 2,5\%$ (10 a 90%RH)	$\pm 0,4$ (+5 a +40 °C)	$\pm 2\%$ (10 a 90%RH)
Resolución	0,2 °C a 25 °C	0.03%	0,01 °C a 25°C	0.01%
Estabilidad/año	0,1 °C	1%	0,1 °C	1%
Unidades	°C	%RH	°C	%RH



A medida que avanza la tecnología se crean sensores de menor tamaño y con una mayor precisión. Los sensores de temperatura y humedad relativa utilizados se encuentran juntos en un mismo cabezal, es decir que dentro de un mismo elemento están los dos sensores que registran la T y HR simultáneamente.

El funcionamiento del sensor de temperatura consiste en un termistor o un termopar (*weather station Campbell, 2010*). Estos proporcionan medidas análogas muy precisas y se utilizan normalmente en estaciones meteorológicas automáticas (*Allen et al., 2006*). El termistor es un sensor resistivo de temperatura. Su funcionamiento se basa en la variación de la resistividad que presenta un semiconductor con la temperatura. Usualmente los termistores se fabrican a partir de óxidos semiconductores, tales como el óxido férrico, óxido de níquel, o el óxido de cobalto. Un termopar es un circuito formado por dos metales distintos que producen un voltaje que es función de la diferencia de temperatura entre uno de los extremos denominado “punto caliente” y el otro denominado “punto frío”. La principal limitación de este sensor es su exactitud ya que los errores inferiores a un grado Celsius es muy difícil de obtener.

El funcionamiento del sensor de humedad relativa consiste en un psicrómetro provisto de un termómetro de termopar (*WMO, 2008*). Los psicrómetros constan de un termómetro de bulbo húmedo y un termómetro de bulbo seco. La humedad relativa del aire se calcula a partir de la diferencia de temperatura entre ambos aparatos. El húmedo es sensible a la evaporación de agua, y debido al enfriamiento que produce la evaporación, medirá una temperatura inferior. Si hay poca diferencia entre una y otra temperatura, hay poca evaporación, lo cual indica que la humedad relativa es alta, y viceversa. La temperatura del bulbo seco y húmedo se puede medir por medio de termopares o termistores. Estos psicrómetros se utilizan en las estaciones meteorológicas automáticas y cuando están mantenidos correctamente proporcionan medidas muy exactas (*Allen et al., 2006*).

4.2.2 Datos

Para los 3 análisis que se realizaron en este capítulo, se toma los datos de los registros de cada 5 min de los diferentes sensores. Los periodos de tiempo utilizados en los análisis se presentan en la Tabla 4.2.

Tabla 4. 2 Periodos de tiempo utilizados para los 3 análisis de incertidumbre.

Comparación entre los 8 sensores de T y HR	
Desde	Hasta
20/octubre/2011	20/diciembre/2011
Comparación de los 8 sensores respecto al sensor principal	
20/noviembre/2011	20/diciembre/2011
Efecto de la T y HR sobre el cálculo de la ETo	
20/noviembre/2011	20/diciembre/2011

Los 8 sensores HOBO registraron valores durante dos meses, mientras que la estación meteorológica solamente se instaló durante un mes; de ahí la diferencia de periodos de tiempo para los análisis mostrados en la Tabla 4.2.

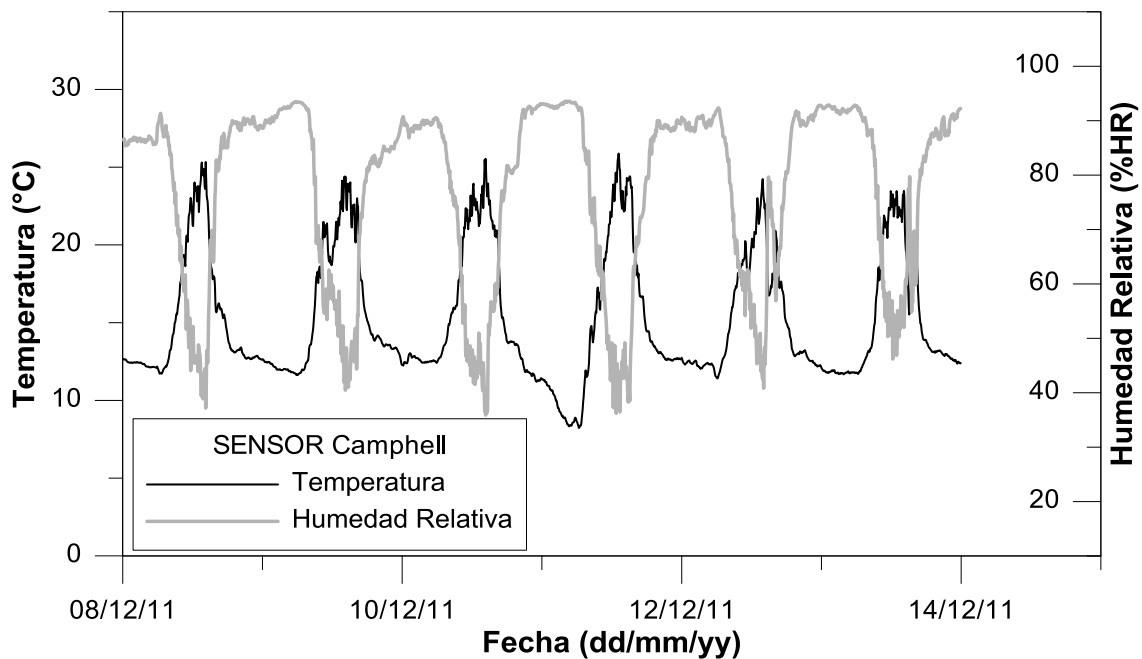


Figura 4. 1 Variación de la T y HR registrada cada 5 min por el sensor Campbell.

Valores diarios de temperatura, humedad relativa, radiación solar y velocidad del viento se muestran en el Anexo 4.1, los datos son de la estación meteorológica. El periodo de tiempo que se muestra en la tabla son los 30 días (20/nov. – 20/dic. 2011) en los que se calcula la ETo. Los valores diarios se obtienen al promediar los datos de cada 5 min que registran los sensores de la estación. Se observa que la temperatura diaria varía 2,4 °C aproximadamente entre el máximo y mínimo (15,68 – 13,30 °C). La humedad relativa tampoco varía demasiado entre los días, se tiene una $HR_{máx} = 83,52\%$ y $HR_{min} = 67,24\%$. La radiación diaria está entre 0,09 a 0,33 Kw/m², y la velocidad del viento varía entre 1,29 y 2,55 m/s.

Si bien no existe mucha variación entre los promedios de los datos diarios, la Figura 4.1 muestra las variaciones de la T y HR durante 6 días del mes de diciembre, registradas cada 5 minutos por el sensor Campbell. Se grafica los



seis días de datos (8 – 14 dic. 2011) para tener una mayor visualización de la variabilidad de los registros. En el gráfico se observa que la temperatura mínima que registra el sensor es de 8,5 °C aproximadamente, la cual se da en las primeras horas del día (1:00 – 6:00 am). La temperatura máxima que alcanza en el día es de 26 °C, que por lo general registra entre las 12:00 y 15:00 horas. A diferencia de la temperatura, la humedad relativa registra un pico mínimo (35 %HR) entre las 12:00 y 15:00 horas, el registro mínimo de la HR se da porque la temperatura del aire es alta y la presión de saturación crece con la temperatura. El pico máximo que alcanza la humedad relativa es del 94%, y se registra entre las horas finales del día (22:00 – 24:00 horas) y las primeras horas de la mañana (1:00 – 6:00 am), sucede porque al llegar la noche el aire se enfría (llegando al punto de rocío), disminuye la presión de saturación, y prácticamente se equipara con la presión de vapor real del aire.

4.3 Métodos

4.3.1 Análisis comparativo de sensores

Para el desarrollo del estudio se instalaron 8 sensores nuevos que registran la temperatura y humedad relativa simultáneamente. Los sensores son de la marca HOBO, modelo U23-002. Los sensores son colocados en un mismo lugar y bajo las mismas condiciones para analizar las diferencias entre las lecturas, teniendo en cuenta que poseen la misma precisión y resolución. Junto al grupo de los ocho sensores se colocó una estación meteorológica, marca Campbell Scientific. La estación cuenta con sensores para registrar, la radiación solar, la velocidad y dirección del viento, y la temperatura y humedad relativa; todos los sensores son de la marca Campbell Scientific. Los 4 sensores que registran variables meteorológicas son utilizados posteriormente para el cálculo de la ETo. Además, el sensor de T y HR de la estación se toma como estándar para comparar las mediciones de los 8 sensores HOBO. Todos los sensores de la estación meteorológica estuvieron programados para que registren el promedio de los datos cada 5 minutos, a partir de un scan realizado cada 5 segundos. Los sensores HOBO se programaron para que registren datos instantáneos de T y HR cada 5 minutos.

El experimento se llevó a cabo en la Quinta Balzaín – Universidad de Cuenca, en los meses de noviembre y diciembre del 2011. Los ocho sensores HOBO se colocan dentro de un árbol para que sus ramas y hojas protejan de la radiación directa del sol (*Hellstrom and Mark, 2006*) Se comprueba que durante el día ningún rayo del sol se refleje en los sensores. La altura promedio a la que se colocan los ocho sensores es de 1,75 m sobre el suelo de pasto, altura que está dentro del rango de 1,5 – 2 m que es la norma dada por la Organización Meteorológica Mundial (OMM).



La estación meteorológica Campbell está colocada a una distancia horizontal de 3 m de los sensores HOBO. Todos los sensores de la estación están instalados a una altura de 2 m sobre el suelo de pasto. El sensor de T y HR de la estación está dentro de una pantalla o escudo meteorológico (pantalla de Stevenson o casetas ventiladas). Los escudos meteorológicos se diseñan para proteger los instrumentos contra la exposición directa a la radiación solar (WMO, 2010). La construcción con persianas permite el movimiento libre del aire alrededor del sensor.

4.3.2 Ecuaciones de la evapotranspiración de referencia (ET_o)

Las ecuaciones de evapotranspiración de referencia que se utilizan para cuantificar el efecto de la incertidumbre de las observaciones de temperatura y humedad relativa se muestran a continuación. Estas son Penman-Monteith, Hargreaves y Thornthwaite.

Penman Monteith

En 1948, Penman combinó el balance energético con el método de transferencia de masas y derivó la ecuación para calcular la evapotranspiración de una superficie abierta de agua a partir de datos climáticos estándar de horas sol, temperatura, humedad atmosférica y velocidad de viento. Este método fue desarrollado posteriormente por muchos investigadores, entre ellos Monteith, y ampliado a las superficies cultivadas por medio de la introducción de factores de resistencia. La resistencia superficial, r_s , describe la resistencia al flujo de vapor a través de los estomas, del área total de la hoja y de la superficie del suelo. La resistencia aerodinámica, r_a , describe la resistencia en la parte inmediatamente superior a la vegetación e incluye a la fricción que sufre el aire al fluir sobre superficies vegetativas (Allen et al., 2006).

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (1)$$

El método combinado de Penman-Monteith se muestra la ecuación 1. Donde R_n es la radiación neta, G es el flujo de calor en el suelo, $(e_s - e_a)$ representa el déficit de presión de vapor del aire, ρ_a es la densidad media del aire a presión constante, c_p es el calor específico del aire, Δ representa la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación, γ es la constante psicométrica y r_s y r_a son las resistencias superficial (total) y aerodinámica. Para comprender y conocer más de cada uno de los términos de la ecuación, se recomienda revisar Allen et al., (2006) capítulo 2. Según la FAO (Allen et al., 2006), este método calcula la ET_o horaria, diaria, de diez días o menos y mensual. Los



términos de la ecuación varían según el periodo del tiempo en que se calcule la ETo.

El cálculo de la evapotranspiración de referencia es una herramienta importante para determinar las necesidades de agua en los diferentes cultivos. Por ello, las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO) adoptaron el método de Penman Monteith como un estándar para medir la ETo, con los detalles presentados en el Riego y Drenaje No. 56 (*Allen et al., 1998*). En esta ecuación los parámetros de temperatura y humedad relativa son importantes. La temperatura sirve para calcular el déficit de presión de vapor. Con las temperaturas máximas y mínimas se calcula la presión de saturación de vapor, mientras que la presión real de vapor se puede derivar con la temperatura de punto de rocío o con las humedades relativas máximas y mínimas. Además la radiación solar diaria que es parte integral de este método se puede estimar en base a la variación de la temperatura (*Allen et al., 2006*).

Hargreaves

Hargreaves en 1975, publicó una ecuación para predecir la ETo basado en la temperatura media y la radiación solar global (*Shahidian et al., 2000*). *Hargreaves and Samani (1982)* muestran que la radiación solar puede ser estimada utilizando la diferencia de temperatura máxima y mínima diaria. Finalmente *Hargreaves and Samani (1985)* desarrollaron una ecuación simplificada que requiere sólo la temperatura, el día del año y la latitud para el cálculo de la ETo.

$$ET_o = 0.0023 \left(T_{media} + 17.8 \left(T_{max} - T_{min} \right)^{0.5} \right) R_a \quad (2)$$

En la ecuación 2 se ilustra el método de Hargreaves, donde ETo es la evapotranspiración del cultivo de referencia (mm d^{-1}), T_{media} es la temperatura media diaria ($^{\circ}\text{C}$), $T_{máx}$ y $T_{mín}$ son las temperaturas máximas y mínimas diarias ($^{\circ}\text{C}$) y R_a es la radiación extraterrestre expresada en equivalente de agua (mm d^{-1}). La radiación extraterrestre se calcula según la FAO (*Allen et al., 2006*), en la cual los datos de entrada son el día del año y la latitud de la zona.

El método de Hargreaves ha dado buenos resultados, porque al menos el 80 por ciento de la ETo se puede explicar por la temperatura y la radiación solar (*Jensen, 1985*) y ΔT se relaciona con la humedad y la nubosidad (*Samani and Pessarakli, 1986*). Así, aunque esta ecuación sólo necesita una medición diaria de las temperaturas máximas y mínimas, y se presenta aquí como un método basado en la temperatura, se incorpora efectivamente la medición de la radiación, aunque sea indirectamente. Este método (Hr) está diseñado para calcular ETo diarias; si se desea obtener ETo mensuales se tiene que sumar las ETo diarias del mes.



Thornthwaite

El método de cálculo de Thornthwaite para la ETo, está basada en la temperatura media mensual, con una corrección en función de la duración astronómica del día y el número de días del mes. *Thornthwaite (1948)* comprobó que la evapotranspiración era proporcional a la temperatura media afectada por un coeficiente exponencial. Propone la siguiente fórmula:

$$e = 16 \left(10 \frac{tm}{I} \right)^a \quad (3)$$

Donde e es la evapotranspiración mensual sin ajustar (mm mes^{-1}), t_m es la temperatura media mensual ($^{\circ}\text{C}$), I es el índice de calor anual. El índice de calor anual I , se calcula como

$$i_j = \left(\frac{tm_j}{5} \right)^{1.514} \quad \text{la suma de los 12 índices de calor mensual } i.$$

(4)

El valor del índice de calor mensual esta dado por la ecuación 4, donde tm_j es la temperatura media mensual. El exponente a de de la ecuación 3, se calcula mediante la expresión 5.

$$a = 0.000000675 * I^3 - 0.0000771 * I^2 + 0.01792 * I + 0.49239 \quad (5)$$

Para el cálculo de la evapotranspiración de un mes determinado se corrige a “e” mediante un coeficiente que tenga en cuenta el número de días y las horas de luz de cada día, en función de la latitud. Para ello se introduce el coeficiente de iluminación mensual en unidades de 12 horas, que se multiplica a “e” para obtener la evapotranspiración según Thornthwaite, dado por la ecuación 6.

$$ET_{tho} = e * L \quad (6)$$

Donde e es la evapotranspiración mensual sin ajustar (mm) y L es el factor de corrección del número de días del mes (Nd_i) y la duración astronómica del día N_i . Está dada por la ecuación 7.

$$L_i = \left(\frac{Nd_i}{30} \right) \left(\frac{N_i}{12} \right) \quad (7)$$

Thornthwaite (1948), propone valores del coeficiente de corrección mensual L para diferentes latitudes del hemisferio norte y sur, estos valores se encuentran en la tabla V de su artículo. Hay que mencionar que este método sirve para calcular la ETo mensual, debido a que utiliza el índice de calor anual.

4.3.3 Análisis estadístico

En una primera fase se analizan los registros de temperatura y humedad relativa de los 8 sensores HOBO del experimento. Se obtiene el error máximo,



mínimo y promedio entre los sensores. Para ello, las comparaciones se realizan con datos registrados cada 5 min, luego se agrega los datos mediante sus promedios a 15 y 30 min; 1, 6 y 12 horas; y cada día. Los errores se determinan en estas escalas de tiempo para analizar como varían las observaciones (T y HR) de acuerdo a la escala temporal de agregación. Los datos usados en esta primera fase son desde el 20/octubre al 20 diciembre del 2011.

Luego, en una segunda fase se analizan los datos de los 8 sensores HOBO respecto al sensor principal, Campbell. Los datos que se analizan son desde el 20/noviembre al 20 de diciembre del 2011. Se determina el error de lectura de cada sensor HOBO respecto a las lecturas del sensor principal en las mismas escalas de tiempo descritas.

Residual Bias	Absolute Bias	Percent Absolute Bias
$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)}{n}$	$Abs.BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n \ X_i - Y_i\ }{n}$	$\% Abs.BIAS = \frac{1/n \sum_{i=1}^n \ X_i - Y_i\ }{\langle X, Y \rangle}$
Root Mean Square Error	Percent Root Mean Square Error	Mean Absolute Percent Error
$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}}$	$\% RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}} \cdot \frac{1}{Y}$	$\% MAPE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left\ \frac{X_i - Y_i}{Y_i} \right\ $

Figura 4. 2 Criterio estadístico usado en la evaluación cuantitativa de los sensores de T y HR, y su efecto en el cálculo de la ETo.

Para la determinación de los errores de lecturas entre los sensores, y éstos respecto al sensor principal se utiliza los criterios estadísticos mostrados en la Figura 4.2, donde X_i son los valores de los sensores de T y HR HOBO, Y_i son los valores de T y HR del sensor de la estación meteorológica Campbell Scientific, X, Y es el promedio de la semisuma entre las observaciones X_i y Y_i , Y es el promedio de las observaciones Y_i y n es el número de observaciones. El sesgo residual (BIAS) es similar al error medio, indica en manera de promedio, si el sensor HOBO está sobreestimando o subestimando las lecturas. El resultado del BIAS puede ser cero, ese valor no indica que la comparación entre las series de datos sean iguales, ya que los valores positivos y negativos se pudieron compensar. Para evitar este error se introduce el sesgo absoluto (Abs BIAS), este parámetro nos indica cuan alejados están las series de datos sin importar si las observaciones sean positivas o negativas. El porcentaje del sesgo absoluto indica la desviación promedio de los datos respecto al promedio de las dos series de datos. El error de la raíz cuadrática media (RMSE) es otro parámetro estadístico que



cuantifica el error entre dos valores de datos. El error medio absoluto estandarizado (MAPE) se diferencia del BIAS y RMSE porque determina en cada dato el error respecto a la observación real. Los valores del BIAS, Abs BIAS y RMSE y %MAPE se usan para determinar el error y rendimiento de modelos hidrológicos (*Vázquez and Feyen, 2002; Wang Y. et al., 2009; Quichimbo E., 2011*), para la calibración y validación de métodos de estimación de la evapotranspiración de referencia (*Bautista F. and Bautista D., 2009; Shahidian et al., 2000; Ugwu and Ugwuanyi, 2011; SIVAPRAKASAM, 2011*), para la comparación entre equipos de medición de variables climática (*Tokay et al., 2010*), y para determinar el efecto de las variables meteorológicas en la estimación de la ETo (*Hupet and Vanclooster, 2000; Xystrakis and Matzarakis, 2003; Llasat and Snyder, 1998*). De igual manera los resultados de los parámetros estadísticos presentados en la Figura 4.2 pueden ser comparados con las especificaciones técnicas de los sensores.

Finalmente se determina los errores inducidos por las incertidumbres de las lecturas de T y HR en el cálculo de la ETo. Además de analizar qué variable afecta más en su cálculo, también se determina en qué método de estimación de la ETo tiene mayor repercusión. Con el fin de determinar este efecto de cada variable climática (T y HR), se compara la ETo calculada con la T y HR de los sensores HOBO, respecto a la ETo determinada con la T y HR de la estación meteorológica (*Hupet and Vanclooster, 2000*). Los parámetros utilizados para determinar los errores son los mismos que se usan en la comparación entre los sensores (Figura 4.2), en donde los valores de X_i serán la ETo calculada con los registros de los sensores HOBO, y los valores de Y_i serán la ETo calculada con los valores de la estación meteorológica. Con el método de Penman Monteith se estima la ETo horaria, diaria y mensual. El método de Hargreaves permite calcular la ETo diaria y mensual. Con el método de Thornthwaite solo se puede calcular la ETo mensual, pero siempre y cuando se tenga valores de los parámetros meteorológicos del resto de meses del año (*Thornthwaite, 1948*). Con fines prácticos de saber cómo afecta las lecturas de la T y HR para este método (TH), se utilizan los datos de los sensores de la estación meteorológica instalada en el observatorio de Zhurucay. A los datos de T y HR se les introduce un error medio mensual obtenido de las lecturas de los 8 sensores HOBO, y luego se determina la ETo con el método de Thornthwaite.



4.4 Resultados y Discusión

El análisis de los resultados se divide en dos partes. La primera trata sobre los errores de los sensores de T y HR marca HOBO entre sí, y comparados con el sensor de T y HR de la estación Campbell Scientific. El segundo análisis se realiza en base a la evapotranspiración de referencia calculada con los diferentes datos de T y HR de los sensores HOBO, y datos de radiación solar y velocidad del viento de la estación meteorológica.

4.4.1 Errores de medición de los sensores de T y HR

Los ocho sensores HOBO de temperatura y humedad relativa se colocaron en un mismo sitio y bajo las mismas condiciones de contorno. Todos los sensores son nuevos y tienen las mismas especificaciones técnicas.

Para el análisis se estiman los errores absolutos de los datos registrados cada 5 minutos. Para ello se determina las diferencias combinando los ocho sensores y se encuentra el error promedio absoluto. La Figura 4.3 muestra la variación del error promedio absoluto de los sensores de T y HR HOBO, los datos son cada 5 minutos, y con fines didácticos y visuales se grafican 12 días de los dos meses de datos. El eje vertical de la temperatura (izquierdo) está en orden ascendente y el de la HR (derecho) está en orden descendente. Se puede observar que los errores máximos diarios de la T están entre 2 y 3,8 °C y los errores máximos diarios de la HR están entre 10 y 22,8 %HR. Tanto los picos máximos y mínimos de las dos variables suceden en el mismo instante de tiempo, siempre entre las 9:30 am y 12:00 pm; esta tendencia ocurre para todos los días del ensayo. Los errores máximos de la T y HR se dan en el periodo de tiempo en que la temperatura aumenta en un 40% de su variación diaria y la HR disminuye en un 40%, además que también se da el incremento de la radiación solar (*Allen et al., 2006*). El error máximo absoluto para una sola lectura realizada cada 5 min durante el ensayo de la T y HR es de 3,8°C y 22,88% respectivamente, el mínimo de 0°C para la T y 0,14% para la HR, y un error promedio en los dos meses de registro de 0,46°C y 3,24%. Los errores mínimos de la T y HR se dan cuando la T empieza a disminuir y la HR aumenta, generalmente las últimas horas del día y comienzo del siguiente día (*Allen et al., 2006*).

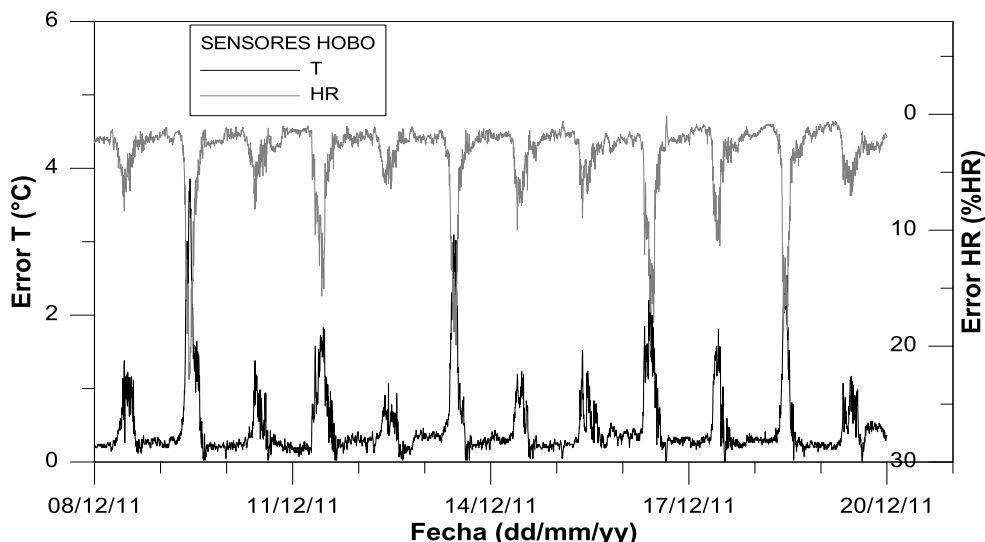


Figura 4. 3 Variación del error de T y HR determinado entre los sensores HOBO. Errores promedios de los datos registrados cada 5 minutos del 8 al 20 de diciembre del 2011.

De todos los datos registrados cada 5 min por los sensores de T y HR, el 15% de los datos están dentro del rango de $\pm 0,21^{\circ}\text{C}$, que es el rango de precisión del sensor HOBO. El 70% de los datos están dentro del rango de precisión ($\pm 0,4^{\circ}\text{C}$) del sensor Campbell. El 49,7% de las lecturas están dentro del rango de precisión de $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$ que establece la OMM para los sensores de temperatura (OMM, 2011). Para la HR, el 59 % de los datos están dentro del rango de la especificaciones técnicas ($\pm 2,5\% \text{HR}$) del sensor HOBO. Según la OMM (2011), cuando la temperatura presente un error de $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$, la humedad relativa no debería arrojar un error mayor al $\pm 7\%$, estos valores son adecuados para determinar la presión de vapor. Dentro del rango de la OMM están el 92,5 % de los datos de HR de los sensores HOBO. Es probable que las variaciones de las lecturas de los sensores se deban a que no estaban colocadas dentro de los abrigos meteorológicos como recomienda la WMO (2010). Ese efecto se analiza más adelante.

Tabla 4. 3 Valores de los índices estadísticos que determinan el error absoluto de la temperatura para diferentes escalas de agregación de tiempo. Datos del 20/oct. al 20/dic. del 2011.

Agregación	Abs BIAS		RSME		%MAPE			
	°C	%	Máx. (°C)	Min (°C)	°C	%	%	Max (%)
5 min	0.461	3.234	3.855	0.000	0.649	4.479	3.048	19.810
15 min	0.461	3.231	3.675	0.000	0.644	4.446	3.048	19.496
30 min	0.460	3.229	3.531	0.012	0.641	4.423	3.048	18.406
1 hora	0.460	3.229	3.407	0.091	0.635	4.384	3.051	18.160
6 horas	0.460	3.229	1.605	0.176	0.555	3.833	3.154	10.716
12 horas	0.460	3.229	0.935	0.266	0.494	3.411	3.273	7.007
1 día	0.460	3.229	0.672	0.344	0.471	3.252	3.183	4.498



Tabla 4. 4 Valores de los índices estadísticos que determinan el error absoluto de la humedad relativa para diferentes escalas de agregación de tiempo. Datos del 20/oct. al 20/dic. del 2011.

Agregación	Abs BIAS				RSME		%MAPE	
	%HR	%	Máx.(%HR)	Min(%HR)	%HR	%	%	Max (%)
5 min	3.238	3.725	22.880	0.143	4.398	5.156	4.241	31.851
15 min	3.238	3.725	22.294	0.381	4.374	5.127	4.236	31.082
30 min	3.238	3.725	21.127	0.719	4.357	5.108	4.232	30.054
1 hora	3.238	3.725	20.599	0.807	4.319	5.063	4.225	28.268
6 horas	3.238	3.725	9.898	1.019	3.819	4.476	3.967	11.412
12 horas	3.238	3.725	5.869	2.272	3.389	3.972	3.766	6.404
1 día	3.238	3.725	4.518	2.572	3.300	3.868	3.795	5.436

Si bien un porcentaje de los errores de las observaciones de la T y HR cada 5 minutos están fuera de las especificaciones técnicas, por otro lado, para los cálculos de procesos y modelos hidrológicos se usan datos horarios, diarios o mensuales. Para el caso del proceso hidrológico de la evapotranspiración, por ejemplo, lo mínimo que se puede calcular es la ETo horaria (*Allen et al., 2006*). Para obtener los parámetros meteorológicos que intervienen en la estimación de la ETo, simplemente se promedian los valores (registrados cada 5min) y se lleva a la escala temporal de agregación deseada (horaria por ejemplo). En la Tabla 4.3 y 4.4 se muestran los errores absolutos de T (Tabla 4.3) y HR (Tabla 4.4) de los sensores HOBO para diferentes escalas de tiempo (5, 15, 30 y 60 min; 6 y 12 horas; y un día). Para determinar los errores se utiliza el Absolute BIAS, RMSE y el MAPE. Como primer resultado se tiene que el Abs BIAS promedio es el mismo para cualquier agregación de tiempo, en la temperatura es del 0,46°C y en la HR es del 3,24%HR. Este valor constante se debe a que para agregar de los 5 minutos que están los datos a cualquier otra escala, se realiza un promedio entre los datos, como en los valores iniciales (5 min) ya tienen un error, éste se mantiene durante los tiempos de agregación. Si bien los valores promedios de los errores de la T (0,46°C) y la HR (3,24%) están ligeramente fuera de los rangos de las especificaciones técnicas de los sensores, estos errores no están tan alejados de los rangos de aceptación propuestos por la *OMM (2011)*, incluso el error de la HR está dentro del $\pm 7\%$ de precisión. De igual forma los valores promedios de RMSE y MAPE son bajos para las diferentes escalas de agregación; para la HR se tiene de 3,3 a 4,4 para el RSME y 3,8 a 4,2 para el MAPE, siendo los valores bajos para datos de un día y los altos para registro de 5 min. En la T los valores fluctúan de 0,47 a 0,65°C para RSME, y 3,05 a 3,18 para el MAPE.

Sin embargo, el hecho de que los errores promedios no estén relativamente malos, no quiere decir que no existan errores máximos. En las mismas Tablas 4.3 y 4.4, se observa que hay errores extremos (Abs BIAS y MAPE) para todas las agregaciones, que van disminuyendo su valor a medida que aumenta la escala temporal de tiempo hasta prácticamente equipararse con el error

promedio. Si se analiza los resultados de cada hora, que son datos que intervienen directamente en el cálculo de la ETo, se tiene un error de 3,41°C y 20,6%HR para la T y HR respectivamente. Como se examinó anteriormente estos errores máximos se presentan en un periodo de 2,5 a 3 horas, en el que se da un incremento de radiación solar; es decir, se tendría mínimo tres datos por día que sobrestiman o subestiman la ETo por ejemplo.

De la misma forma en que se compararon los ocho sensores entre sí, se analizan los valores de T y HR de los sensores HOBO respecto al sensor instalado en la estación Campbell Scientific. Se toma como referencia el sensor de la estación meteorológica porque, si bien en teoría es menos preciso ($\pm 0,4^{\circ}\text{C}$) que el sensor HOBO ($\pm 0,21$), el sensor de la estación es más estable para cambios de temperatura. Además que está en óptimas condiciones de equipamiento y programación, es decir que cumple con las normas establecidas por la WMO: está a 2 m de altura sobre el pasto, cubierto por el abrigo meteorológico ventilado y programado para que promedie los datos cada 5 minutos de un scan de 5 segundos.

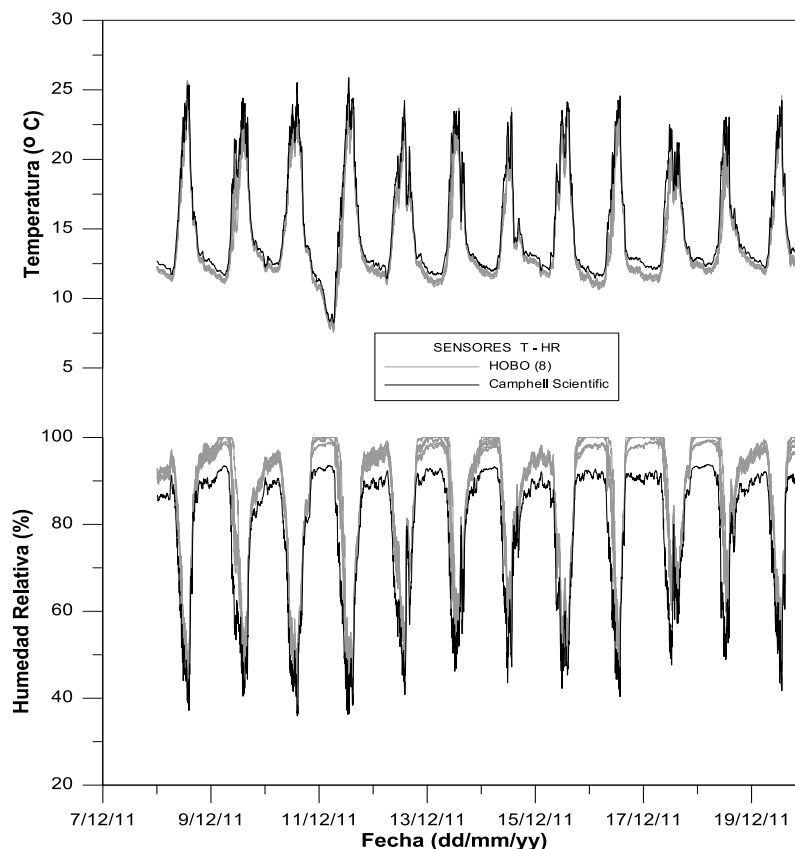


Figura 4. 4 Datos de T y HR registrados cada 5 min durante 12 días. Las líneas de color gris representa los valores de los ocho sensores HOBO y la línea negra el sensor de referencia Campbell Scientific.

En la Figura 4.4 se observa los valores de temperatura y humedad relativa de los ocho sensores HOBO (línea gris) y del sensor Campbell (línea negra), la escala de la serie de tiempo de los datos es de 5 minutos. Con motivos de

visualización se grafica el periodo de tiempo entre el 8 y 20 de diciembre del 2011, el resto del mes de comparación (20/nov. – 20/dic. 2011) sigue la misma tendencia. Se observa claramente que los sensores HOBO de T subestiman las lecturas respecto al sensor principal, sin embargo, las observaciones de la HR de los sensores HOBO no siguen la misma tendencia que la T, porque estas sobrestiman a los valores del sensor Campbell. Los errores máximos por día que se obtiene en la T están entre -2 y -6,41°C y para la HR es del 15 y 39,28%. Al igual que en el análisis entre los sensores HOBO, estos picos altos de error se dan en las primeras horas en que la radiación solar aumenta; con la diferencia que el rango de tiempo se incrementa de 8:30 a 14:00 aproximadamente, con pequeñas variaciones en los diferentes días. Los errores de T y HR se puede observar con mayor detalle en la Figura 4.5, en la que se muestra los rangos de tiempo que se produce los máximos errores.

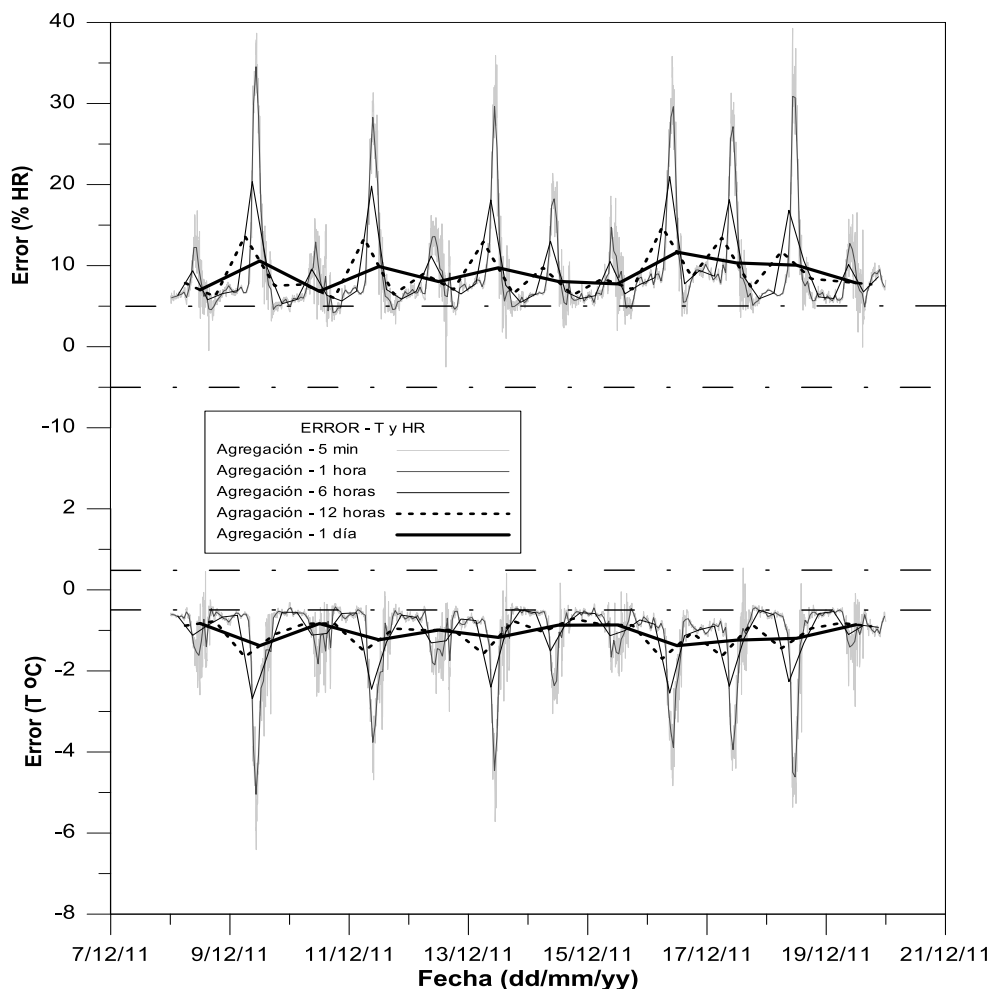


Figura 4. 5 Variación del error de la T y HR de los sensores HOBO respecto al sensor principal Campbell. Los errores son de datos registrados cada 5 min y a diferentes escalas de agregación de tiempo. Datos del 8 al 20 de diciembre del 2011.

Estos errores de registro de T y HR, se producen cuando el sensor está expuesto a una alta variación de temperatura en un periodo corto de tiempo (WMO, 2010). El error máximo de la T es 0,54°C y el mínimo es de -6,41°C,



con un promedio mensual de $-1,07^{\circ}\text{C}$, es decir que los sensores HOBO están leyendo temperaturas del aire más frías. El error máximo de la HR es del 39,28%, y el mínimo del -2,51%, con un promedio general del 8,98%. Los promedios de los errores de las dos variables están considerablemente fuera de las especificaciones técnicas de los sensores. Al analizar los porcentajes de los datos de T registrados cada 5 min que están fuera de los rangos de aceptación, el promedio de los ocho sensores se obtuvo que: el 97% de los datos está fuera del error del $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$, el 29,6% están entre $-6,41$ y -1°C , el 8,6% están entre $-6,41$ y -2°C , y el 5,5% de los datos están entre $-6,41$ y -3°C . De manera similar se obtiene para la HR: el 99,6% de los datos están fuera del $\pm 2,5\% \text{HR}$, el 51,3% están entre 7 y 39,28%HR, el 20,7% dentro de 10 y 39,28%HR, y el 9,8% dentro del 15 y 39,28%HR. Según *Zorab Samani (2007)*, los instrumentos que se utilizan para medir los parámetros meteorológicos, específicamente radiación solar y la humedad, están sujetos a errores de estabilidad. *Henggeler et al. (1996)* observó que los sensores de humedad relativa están perdiendo alrededor del 1 por ciento en la precisión por mes instalado. Para nuestro caso los sensores son nuevos y solo se instaló durante dos meses, por lo que los errores al registrar los datos no están dadas por las pérdidas de precisión en los sensores.

En general, una precisión de aproximadamente 1°C se espera para las mediciones de temperatura recogidos en una placa de blindaje de tipo múltiple montado sobre un campo de hierba cuando la velocidad del viento supera 1,5 m/s (*McKay and McTaggart-Cowan, 1977*). Además según *Tanner (1990)*, para una buena calidad de datos los sensores de HR están adecuadamente protegidos, y la precisión es aproximadamente $\pm 5\%$ durante el primer año. En el nuestro experimento realizado, los sensores HOBO no estaban adecuadamente protegidos, simplemente se los colocó dentro de un árbol para que no recibieran de manera directa la radiación solar. Los sensores estaban totalmente expuestos al viento, y según los datos de la estación meteorológica se registraron vientos hasta más de 3,5 m/s. Una de las posibles causas de error es que al tener contacto directo con el viento los sensores se enfrían y registran lecturas menores de la temperatura del aire. Otro causa, y más probable, es que en el interior del árbol en el que se colocó los 8 sensores, se formó un “microclima” con condiciones de T y HR diferentes a las exteriores. Las hojas y la misma textura de la planta pudieron incidir para que en el interior haya más humedad y menor temperatura. Este efecto explicaría por qué el error se acentúa en las horas de la mañana en las existía mayor radiación solar; como el ambiente se calienta, pero el interior de la planta tarda un tiempo más en tener las mismas condiciones externas, se da las diferencias notables respecto al sensor de la estación. En las horas de la tarde en que también la radiación solar es alta, los errores disminuyen porque las condiciones del microclima formado por la vegetación son similares a las del ambiente.



Estos dos factores: falta de protección contra el viento (sensores HOBO), y formación de un microclima en el árbol, seguramente son los principales para que exista una gran diferencia entre las lecturas de los sensores HOBO de T y HR y el de la estación meteorológica.

Tabla 4. 5 Valores de los índices estadísticos que determinan el error promedio de los 8 sensores HOBO de temperatura respecto al sensor principal Campbell. Los errores se calculan para diferentes escalas de agregación de tiempo. Datos del 20/nov. al 20/dic. del 2011.

Agregación	Abs BIAS		BIAS			RSME		%MAPE	
	°C	%	Promedio	Máx. (°C)	Min(°C)	°C	%	%	Max (%)
5 min	1.072	7.361	-1.070	0.540	-6.410	1.384	9.170	6.778	30.198
15 min	1.070	7.353	-1.070	-0.146	-5.662	1.368	9.063	6.779	27.173
30 min	1.070	7.353	-1.070	-0.350	-5.231	1.358	8.999	6.784	25.049
1 hora	1.070	7.353	-1.070	-0.420	-5.044	1.349	8.937	6.791	24.727
6 horas	1.070	7.353	-1.070	-0.499	-2.685	1.224	8.112	6.968	16.726
12 horas	1.070	7.353	-1.070	-0.709	-1.698	1.116	7.392	7.232	12.285
1 día	1.070	7.353	-1.070	-0.828	-1.377	1.090	7.224	7.100	9.355

Tabla 4. 6 Valores de los índices estadísticos que determinan el error promedio de los 8 sensores HOBO de la Humedad Relativa respecto al sensor principal Campbell. Los errores se calculan para diferentes escalas de agregación de tiempo. Datos del 20/nov. al 20/dic. del 2011.

Agregación	Abs BIAS		Promedio	BIAS		RSME		%MAPE	
	%HR	%		Máx. (%HR)	Min(%HR)	HR	%	%	Max (%)
5 min	8.98	10.69	8.985	39.279	-2.506	10.62	13.35	12.58	74.249
	7	2				4	4	2	
15 min	8.98	10.69	8.985	37.515	2.337	10.56	13.28	12.54	67.673
	5	0				7	2	0	
30 min	8.98	10.69	8.985	34.543	3.327	10.53	13.24	12.51	60.678
	5	0				4	1	3	
1 hora	8.98	10.69	8.985	34.534	4.187	10.49	13.18	12.48	58.596
	5	0				1	7	0	
6 horas	8.98	10.69	8.985	20.976	5.304	9.909	12.45	11.72	29.173
	5	0				4	1	1	
12 horas	8.98	10.69	8.985	14.743	5.989	9.376	11.78	11.20	18.046
	5	0				5	2	2	
1 día	8.98	10.69	8.985	11.663	6.836	9.110	11.45	11.28	14.333
	5	0				0	6	6	

En la Tabla 4.5 se muestran los errores absolutos de T de los sensores HOBO para diferentes escalas de tiempo, de igual manera en la Tabla 4.6 para la HR. Para determinar los errores se utiliza el Absolute BIAS, BIAS, RMSE y el MAPE. Como se explicó anteriormente para los sensores HOBO, el Abs BIAS promedio es el mismo para cualquier agregación de tiempo, en la temperatura es del 1,07°C y en la HR es del 8,99%HR. De igual forma los valores promedios de RMSE y MAPE son altos; en la HR se tiene valores de 10,62 a



9,11 para el RSME y 11,28 a 12,58 para el MAPE. En los errores de T se tiene 1,38 a 1,09 para RSME y en porcentaje 6,79 a 7,10 para el MAPE. Como se observa en las Tablas 4.5 y 4.6, y en la Figura 4.5, los errores de registro de datos respecto al sensor principal van disminuyendo conforme aumenta la escala de agregación, tanto en los promedios como en los errores máximos. En la Figura 4.5 se muestra la variación de los errores de T y HR de los sensores HOBO respecto al sensor de referencia. Claramente se observa que mientras se incrementa la escala temporal de agregación, el error promedio de los sensores disminuye. Las líneas entrecortadas que se trazan a lo largo de la serie de tiempo indican el rango de aceptación de los errores. Como ya se analizó anteriormente, y se puede corroborar con la Figura 4.5, la mayoría de los datos tanto de T como de HR, caen fuera de las especificaciones técnicas de los sensores. Hasta para los datos diarios, que se utilizan en cálculos de modelos y procesos hidrológicos, los errores son de 0,83°C y 6,84%HR para la T y HR respectivamente.

4.4.2 Errores en el cálculo de la ETo

En esta sección se estudia el efecto que tiene en introducir los datos de T y HR de los sensores HOBO, en el cálculo de la ETo, respecto a los datos del sensor de T y HR de la estación meteorológica. El efecto se determina sobre tres métodos diferentes de estimación: Penman Monteith, Hargreaves y Thornthwaite.

Penman Monteith

La ecuación de la FAO Penman Monteith permite calcular la ETo para datos horarios, diarios y mensuales. Los sensores HOBO al subestimar la T y sobreestimar la HR, subestiman la ETo tanto horaria, diaria y mensual (Tabla 4.7). La subestimación de la ETo se da porque al registrar temperaturas más frías se produce subestimaciones de la presión media de saturación de vapor. El correspondiente déficit de presión de vapor (un parámetro que expresa la energía evaporante de la atmosfera) también será menor y el resultado será una cierta subestimación de la evapotranspiración del cultivo de referencia (Allen *et al.*, 2006). Otra parte del método que se afecta por la T es la pendiente de la curva de la presión de saturación de vapor, que es función exponencial de la T. Generalmente en la ecuación de Penman Monteith la presión real de vapor (e_a) se calcula a través de los datos de HR. Al registrar los sensores humedades relativas más altas, la e_a aumenta, influyendo también en la subestimación de la ETo.



Tabla 4. 7 ETo calculada (mm) con el método de Penman Monteith con datos de T y HR de la estación meteorológica y de los sensores HOBO. Datos del 20/noviembre/2011 al 20/diciembre /2011.

ETo (mm)	Estación	T - HOBO	HR - HOBO	T y HR - HOBO
Horaria	0.206	0.197	0.189	0.181
Diaria	4.242	4.091	3.990	3.840
Mensual	104.21	102.74	101.09	99.27

Tabla 4. 8 Valores de los índices estadísticos usados para determinar el error promedio producido por los sensores HOBO de T y HR, en el cálculo de la ETo con el método de Penman Monteith. Los errores se calculan para datos horarios, diarios y mensuales.

Escala de tiempo	Temperatura y Humedad Relativa					
	Bias (mm)	Abs Bias (mm)	Abs Bias (%)	RMSE (mm)	RMSE (%)	MAPE (%)
Horaria	-0.023	0.023	11.79	0.038	18.52	19.73
Diaria	-0.383	0.383	9.46	0.394	9.3	9.49
Mensual	-5.1	5.1	4.74	5.1	4.62	4.63
	Temperatura					
Horaria	-0.0082	0.0082	4.06	0.017	8.61	2.3
Diaria	-0.148	0.148	3.55	0.157	3.71	3.7
Mensual	-1.61	1.61	1.41	1.61	1.4	1.4
	Humedad Relativa					
Horaria	-0.016	0.016	8.02	0.023	11.46	18
Diaria	-0.242	0.242	5.87	0.249	5.87	5.99
Mensual	-3.55	3.55	2.99	3.55	3	3.22

Si bien los errores absolutos (mm) de la ETo aumenta al agregar los datos a diarios y mensual, los errores en porcentajes que representan la diferencia respecto al valor real de la ETo disminuyen (Tabla 4.8). En los Anexo 4.2 y 4.3 se presentan gráficamente la estimación de la ETo horaria y diaria para un mismo periodo de tiempo (8 al 20 de diciembre del 2011). En las tres agregaciones de tiempo (horaria, diaria y mensual), se observa que la incertidumbre de la humedad relativa tiene mayor efecto que la temperatura, en el cálculo de la ETo (Tabla 4.8). En porcentajes, la HR afecta en un 65% al error en la estimación de la ETo y la T un 35% aproximadamente.

Para valores acumulados del mes del ensayo, la ETo calculada cada hora 118,82 mm, se obtiene un error de subestimación producido por la incertidumbre de la T y HR de 10,1 mm (8,5%); del cual 3,8 mm (2,68%) corresponden a la T y 7,26 mm (6,11%) a la HR. Para valores acumulados con la ETo diaria el error total disminuye a 7,1 mm (6,98%), de cual 2,27 mm (2,23%) corresponden a la T y 4,36 mm (4,28%) corresponden a la HR. Finalmente para la ETo mensual el error total es de 5,1 mm (4,85%); 1,61 mm (1,42%) por la T y 3,55 mm (3%) debido a la HR. La tendencia a disminuir del error total y parcial en la estimación de la ETo, se debe a que al aumentar la

agregación de los registros de los sensores en la serie de tiempo, también disminuye los errores de los datos proporcionados por los sensores.

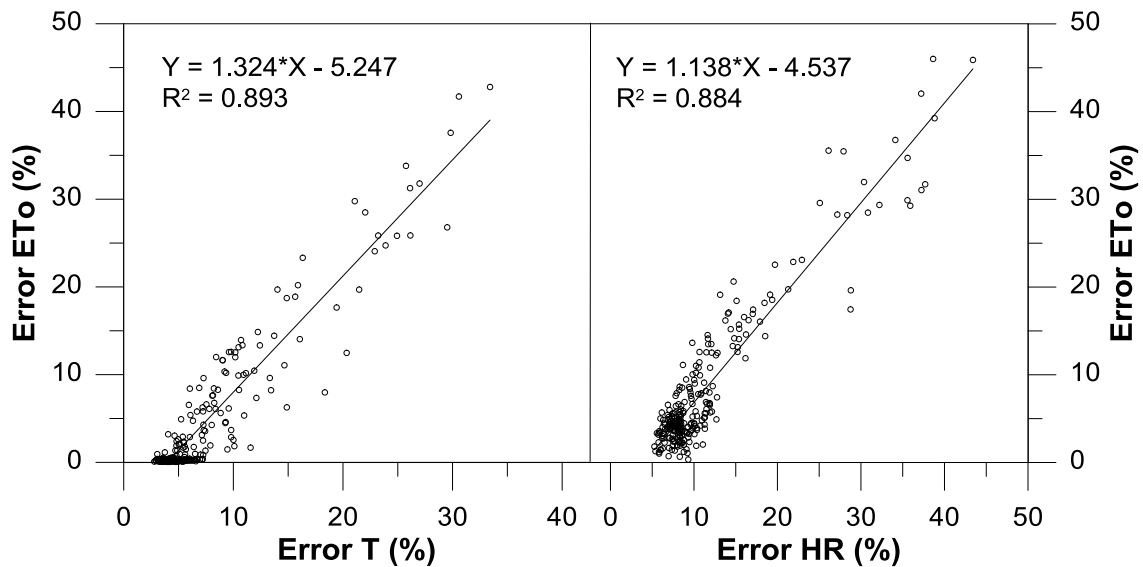


Figura 4. 6 Relación lineal entre los errores diarios de la estimación de la ETo con Penman Monteith respecto a las observaciones de la T (panel izquierdo) y HR (panel derecho) de los sensores HOBO. Datos desde el 20/noviembre/2011 al 20/diciembre/2011.

La Figura 4.6 corrobora la correlación lineal que existe entre los errores de la T y HR con los errores de la ETo. Los errores de la T, HR y ETo son respecto a los datos horarios del sensor de la estación meteorológica. La mayor concentración del error de la ETo dado por la T (3 y 7%) están alrededor del 0.5 y 2% (Figura 4.6 – panel izquierdo), y la mayor concentración del error de la ETo por HR (7 y 13%) está en 2 y 8% (Figura 4.6 – panel derecho). La misma tendencia sigue para los errores con datos diarios, pero los errores son menores (Tabla 4.8).

Hargreaves

Según *Hargreaves (1985)* el método y los coeficientes de la ecuación están realizados solo para el cálculo de la ETo diaria. Para obtener ETo mensuales se suma las diarias. El efecto causado en este método por la subestimación de la temperatura de los sensores HOBO, produce también una subestimación absoluta promedio de 0,244 mm por día (6.24%) (Tabla 4.9 y Figura 4.7). Al igual que para el método de Penman Monteith, el error en la estimación de la ETo aumenta con el error de la temperatura. Este efecto se da porque la temperatura es proporcional a la temperatura (ecuación 2).



Tabla 4. 9 Valores de los índices estadísticos usados para determinar el error promedio diario producido por la T de los sensores HOBO, en el cálculo de la ETo con el método de Hargreaves.

Escala de tiempo	Temperatura					
	Bias (mm)	Abs Bias (mm)	Abs Bias (%)	RMSE (mm)	RMSE (%)	MAPE (%)
Diaria	-0.244	0.244	6.24	0.261	6.46	6.36

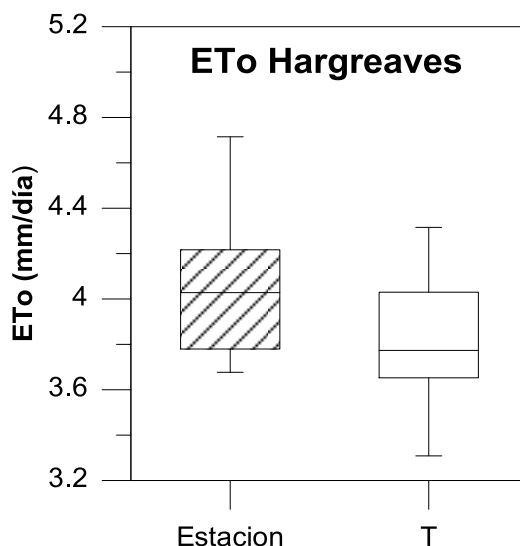


Figura 4. 7 Boxplots de la ETo diaria calculada con el método de Hargreaves. ETo calculado con datos de T de la estación meteorológica (Boxplot derecho), el boxplot de la izquierda con la T de los sensores HOBO. Los boxplots muestran la mediana (línea horizontal del medio), el primer y tercer cuartil (línea de la caja superior e inferior) y el rango de los datos.

Para la ETo acumulada en el mes del ensayo, con datos horarios, se obtiene una subestimación total de 6,12 mm (6,05%) causada por el error de las observaciones de temperatura de los sensores HOBO. Este valor (6,12 mm) es mayor al error causado por la temperatura en la ecuación de Penman Monteith (2.27 mm), por lo que se concluye que el error de la temperatura tienen un mayor efecto en el método de Hargreaves que en el de Penman Monteith.

Thornthwaite

El método de Thornthwaite únicamente permite calcular la ETo mensual (Thornthwaite, 1948). Para la estimación se calcula el índice de calor anual, que es la suma de los índices de calor mensuales (ecuación 4). Entonces, con los datos de nuestro ensayo de comparación de un mes, no se puede calcular la ETo con el método de Thornthwaite. Para determinar el efecto de la T en la ecuación, se trabajó con datos de un año (julio 2011 a junio del 2012) de la estación meteorológica, marca Campbell Scientific, ubicada en el observatorio de Zhurucay. Se calculó la ETo con los datos de la estación, pero introduciendo el error promedio mensual a los datos de temperatura de la estación. Como se mostró en la Tabla 4.5, el Bias es constante para todas las agregaciones, el



error que se introdujo en los datos de la estación para determinar el efecto en la estimación de la ETo es de -1.07°C . Con el error introducido se obtiene una subestimación de 0.832 mm (1.87%) por mes (Tabla 4.10). Este error es relativamente bajo respecto a los errores mensuales determinados por los métodos de PM y Hr.

Tabla 4. 10 Valores de los índices estadísticos usados para determinar el error promedio mensual producido por la T de los sensores HOBO, en el cálculo de la ETo con el método de Thornthwaite.

Escala de tiempo	Temperatura					
	Bias (mm)	Abs Bias (mm)	Abs Bias (%)	RMSE (mm)	RMSE (%)	MAPE (%)
Mensual	-0.832	0.832	1.87	0.91	2.03	1.96

Si se determina el error acumulado para el año con el método de Thornthwaite, para el cierre de balance hídrico por ejemplo, se tendría un error de 9,98 mm (1,86%). Si bien el error promedio de la T se introdujo en el cálculo de la ETo, las condiciones no son las mismas comparados con los otros métodos (PM y Hr), sin embargo se puede concluir que la incertidumbre de la temperatura en el cálculo de la ETo con el método de Thornthwaite tiene menor efecto comparado con los otros métodos analizados.

4.5 Conclusiones

En este capítulo se evaluaron las diferencias en los registros de datos de temperatura y humedad relativa entre 8 sensores marca HOBO usando datos cada 5 minutos, y se determinó el error promedio de los 8 sensores respecto a un sensor de T y HR instalado en una estación meteorológica marca Campbell Scientific. También se evalúa el impacto de estas dos variables climáticas sobre la evapotranspiración de referencia usando 3 diferentes métodos, Penman Monteith, Hargreaves y Thornthwaite. Al terminar el estudio se concluyó que:

Los errores máximos de T y HR entre los 8 sensores se producen en la mañana, en el mismo periodo de tiempo, entre las 9:30 y 12:00 horas. El error máximo de la T es de $3,8^{\circ}\text{C}$ y 22,88% para la HR. Se determinó un error promedio de $0,46^{\circ}\text{C}$ y 3,24%HR, los cuales se mantienen constante para todas las escalas temporales de agregación; sin embargo los errores máximos van disminuyendo paulatinamente según crece la escala temporal de agregación. Los errores promedios de T y HR estarían prácticamente dentro de los rangos que exige la OMM, $\pm 3^{\circ}\text{C}$ y $\pm 7\% \text{HR}$, pero fuera de las especificaciones técnicas dadas por el fabricante. La diferencia de registro entre los sensores de la misma marca se debe a la falta de control de calibración de fábrica.



Los sensores HOBO subestiman la temperatura respecto al sensor de la estación y sobrestiman la humedad relativa. Los errores máximos que se produjeron son de -2 a -6,41 °C y de 15 a 39,28% HR. Al igual que para la comparación entre los sensores HOBO, los errores máximos se dan en la mañana entre las 8:30 y 13:00 horas. Los errores promedios aumentaron a -1,07°C para la T y 8,98% para la HR, errores promedios que están fuera de las especificaciones técnicas y fuera de los rangos propuestos por la OMM, especialmente la HR. Se concluyó que estas grandes diferencias entre los sensores HOBO y el sensor Campbell se debe a dos causas: 1) la falta de protección de los sensores HOBO, especialmente por los abrigos meteorológicos, porque al tener contacto directo con el viento los sensores se enfrían y registran lecturas menores de la temperatura del aire; 2) y la otra causa, y de más incidencia, es la formación de un microclima en el interior del árbol en el que se colocó los sensores. Evidentemente la conclusión general y principal es que el lugar de instalación de los sensores influye en el registro de los datos. Se recomienda realizar estudios que corroboren esta afirmación.

Como los sensores HOBO subestiman la temperatura y sobrestiman la HR, la ETo calculada con el método de Penman Monteith es menor respecto a los datos de la estación meteorológica. Para las tres escalas de agregación (horaria, diaria y mensual), la humedad relativa tiene mayor efecto (65%) en el cálculo de la ETo que la temperatura (35%). A medida que crece la agregación de horaria a mensual el error total producido por la T y HR disminuye; el error absoluto acumulado para un mes con datos horarios es de 10,1 mm, para datos diarios disminuye a 7,1 mm, y para la ETo de un mes es de 5,1 mm. Los errores de la ETo son directamente proporcionales a los errores de la T y HR, existiendo una correlación lineal entre los errores, con un R^2 de 0,893 para la temperatura y $R^2= 0,884$ para la humedad relativa.

El método de Hargreaves sólo calcula datos diarios de la ETo. Para un error promedio de temperatura diaria de -1,07°C dado por los sensores HOBO, se tuvo una subestimación de la ETo promedio de 0,244 mm por día calculada con el método de Hargreaves. Este error (0,244 mm/día) es mayor al error causado por la temperatura en la ecuación de Penman Monteith (0,148 mm/día), por lo que se concluyó que el error de la temperatura tienen un mayor efecto en el método de Hargreaves que en el de Penman Monteith. Al igual que en el método de PM, el error en la estimación de la ETo con el método de Hr aumenta con el error de la temperatura.

El método de Thornthwaite permite calcular la ETo mensual. Con un error promedio de temperatura introducido de -1,07°C, se obtuvo una subestimación 0,832 mm por mes. El valor del error en la ETo producido por la T es bajo respecto a los errores determinados por el método de PM y Hr; se concluyó que la incertidumbre de la temperatura en el cálculo de la ETo tiene menor



efecto en el método de Thornthwaite comparado con los métodos de Penman Monteith (2,27 mm/mes) y Hargreaves (6,12 mm/mes).

Antes de instalar e incluso comprar los sensores que registran datos de las variables climáticas, se debe asegurar que las precisiones de los sensores estén dentro de los rangos establecidos y dentro de las especificaciones técnicas. Además de comprobar que registren correctamente los datos, se debe enfatizar que las condiciones de prueba de los sensores sean las más similares a las del campo en la que se van a instalar. Como se analizó en este capítulo las incertidumbres de las variables meteorológicas (T y HR) causan errores apreciables en los cálculos de procesos hidrológicos, como por ejemplo la ETo. Si no se tiene cuidado en la calidad de los datos con que se trabaja en los estudios hidrológicos, estas pueden llevar a obtener resultados incorrectos y como consecuencia a tomar decisiones erróneas, como por ejemplo las horas de riego semanal en una parcela de cultivo; o peor todavía al asignar el agua para diferentes sectores productivos.



CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES GENERALES E INVESTIGACIONES FUTURAS

5.1 Conclusiones

Esta tesis estuvo orientada a determinar el efecto que tienen las observaciones hidrometeorológicas sobre los estudios hidrológicos; en particular se analizó la incertidumbre en el registro de datos de la presión atmosférica, temperatura y humedad relativa. Se determinó la magnitud en la que los datos de la presión atmosférica (registrados por sensores automáticos) afectan al cálculo del nivel de agua en pequeños cauces. De igual manera se estudió el efecto que tienen los registros de los sensores de temperatura y humedad relativa sobre la estimación de la evapotranspiración de referencia calculada mediante diferentes métodos. Según la bibliografía revisada no existen estudios que se enfoquen en el control de calidad de los datos y en los efectos que producen sobre los procesos hidrológicos. Por otra parte, existen un sinnúmero de estudios sobre modelos hidrológicos, de los cuales en la mayoría, la deficiencia del modelo se da por la incertidumbre de los datos de entrada. Por lo tanto la importancia del estudio es alta. Las tres zonas escogidas como áreas de estudio son los observatorios ecohidrológicos de Zhurucay, Soldados y Mazar; los dos primeros son ecosistemas de páramos (3200 a 4200 m s.n.m.) y el tercero de bosque montano (2600 a 3500 m s.n.m.). Los observatorios, que se encuentran ubicados en los Andes del sur del Ecuador, fueron escogidos como áreas de estudio porque sus ecosistemas son altamente representativos del paisaje Andino, porque históricamente hay muy poco conocimiento generado sobre su funcionamiento, y además porque en los observatorios se tiene instalado gran cantidad de sensores en las diferentes estaciones meteorológicas e hidrológicas.

En el capítulo 2 de este documento se analizó la variación en el tiempo de la presión atmosférica registrada a una misma altura sobre el nivel del mar. Luego se realizó el control de calidad de datos de las presiones atmosféricas registradas por los sensores Baro-Divers instalados en las estaciones hidrológicas que forman parte del sistema de monitoreo de los observatorios de Zhurucay, Soldados y Mazar. Para el relleno de datos faltantes o mal registrados por los sensores se planteó dos métodos de relleno: regresión lineal e interpolación y extrapolación lineal. Luego de realizar el estudio se concluyó lo siguiente:

- La variación diaria de la presión atmosférica en el ecosistema de páramo (Zhurucay) tiene la forma de una curva sinusoidal, calculada a una misma altura sobre el nivel del mar. La variación anual de la presión atmosférica no siguen un patrón definido, pero se identificó una



diferencia entre valores promedios mensuales de datos registrados cada 5 min, de 1,7 cmH₂O entre los meses de febrero y septiembre.

- En el control de calidad de la presión atmosférica de los Baro – Divers, se determinó que los principales errores de los sensores que miden esta variable son el error de los registros (diferencia respecto a la observación real), el ruido en el nivel de agua dado por la compensación de las presiones y la falta de compensación por temperatura en el instante de registrar los datos de la presión atmosférica.
- El mejor método para el relleno de datos de presión atmosférica en los tres observatorios es el método basado en regresiones lineales. Se obtiene coeficientes de eficiencia medidas con Nash-Sutcliffe mayores a 0,71. Además los errores absolutos (RMSE) son menores a 0,5 cmH₂O, valor que es la precisión de los Baro-Divers.

En el capítulo 3 se determinó el efecto que tiene la estimación de la presión atmosférica (mediante el relleno de datos) sobre el cálculo en los caudales de las microcuencas ubicadas en los tres observatorios estudiados. También se analizó el efecto de utilizar coeficientes de descarga teóricos en las ecuaciones para el cálculo del caudal de los vertederos. Para determinar los coeficientes reales de los vertederos, mediante aforos basados en métodos mecánicos y en trazadores químicos, se generaron curvas de descarga en las quebradas en las que se encuentran instalados los vertederos. Al finalizar el estudio se concluyó lo siguiente:

- En los tres observatorios, el error que se produce en el cálculo del caudal al obtener los niveles de agua utilizando la presión atmosférica estimada con regresión lineal, es bajo, y está en el rango de excelente (%Abs Bias < 5) a muy bueno (%Abs Bias < 10). Por otra parte, en términos generales el método de interpolación y extrapolación lineal de la presión atmosférica para relleno de datos no se debería aplicar, debido que produce errores en el cálculo del caudal, medido con el %Abs Bias, hasta del 86%.
- Para aforos de caudales en las quebradas de montaña de la cuenca alta del río Zhurucay, el método de área – velocidad (molinete) no es aplicable en caudales bajos porque la sección transversal y el flujo de agua no cumplen con las condiciones que plantea la OMM; además en caudales medios el método sobrestima el caudal en un 20%. El método de aforo químico es de alta precisión en caudales medios y altos, pero en caudales bajos no se recomienda porque sobrestima (10% en promedio) el valor respecto al método volumétrico.
- Aunque las secciones de los vertederos son las mismas o similares, los coeficientes de descarga son diferentes para cada vertedero aforado, variando desde 1,19 a 1,55 para la sección triangular y entre 1,82 y 2,39 para la sección rectangular. El error introducido por utilizar un coeficiente



de descarga teórico en el cálculo del volumen total de agua que aporta cada microcuenca, está entre 2,21 y 15,46% para el año 2012.

- Es de gran importancia realizar un buen control de calidad de datos de los sensores y estructuras instaladas para el monitoreo hidrológico, porque si se unifica el error en la cuantificación de la escorrentía total, producido por la estimación de la presión atmosférica y usar coeficientes de descarga teóricos en lugar de los determinados en campo, se estaría cometiendo un error entre el 10 y el 20% en la estimación del agua que aporta la cuenca.

En el capítulo 4 se evaluaron las diferencias en los registros de datos de temperatura (T) y humedad relativa (HR) entre 8 sensores marca HOBO usando datos cada 5 min, y se determinó el error promedio de los 8 sensores respecto a un sensor de T y HR instalado en una estación meteorológica marca Campbell Scientific. También se determinó el impacto de estas dos variables climáticas sobre la evapotranspiración de referencia (ET_o) calculada mediante 3 diferentes métodos, Penman Monteith, Hargreaves y Thornthwaite. Al realizar el estudio se concluyó lo siguiente:

- Los errores máximos de T (3,8°C) y HR (22,88%) entre los 8 sensores se producen en la mañana, en el mismo periodo de tiempo, entre las 9:30 y 12:00 horas. Se determinó un error promedio de 0,46°C y 3,24%HR, errores que están dentro de los rangos que exige la OMM pero fuera de las especificaciones técnicas dadas por el fabricante.
- Los sensores HOBO subestiman la T (entre -2 y -6,41°C) respecto al sensor de la estación meteorológica y sobrestiman la HR (entre 15 y 39,28%); los errores máximos se presentan en la mañana entre la 8:30 y 13:00. Se encontró un error promedio de -1,07°C para la T y 8,89% para la HR, errores que están fuera de las especificaciones técnicas y fuera de los rangos de propuestos por la OMM, especialmente la HR.
- La ET_o calculada con el método de Penman Monteith (PM) utilizando los datos de T y HR del sensor HOBO, es menor (0,383 mm/día) respecto a los datos de la estación meteorológica. La HR tiene mayor efecto (65%) en el cálculo de la ET_o que la T (35%).
- Para un error promedio de temperatura diaria de -1.07°C dado por los sensores HOBO respecto al sensor de la estación, se tiene una subestimación de la ET_o promedio de 0,244 mm/día calculada con el método de Hargreaves. El error de la temperatura tiene un mayor efecto en el método de Hargreaves (0,244 mm/día) que en el de Penman Monteith (0,148 mm/día).
- Con un error promedio de temperatura introducido de -1,07°C en el cálculo de la ET_o con el método de Thornthwaite, se obtiene una subestimación 0,832 mm/mes. La temperatura en el cálculo de la ET_o tiene menor efecto en el método de Thornthwaite (0,832 mm/mes)



comparado con los métodos de de Hargreaves (6,12 mm/mes) y Penman Monteith (2,27 mm).

Antes de instalar, o incluso antes de comprar los sensores que registran datos de las variables climáticas, se debe asegurar que las precisiones de los sensores estén dentro de los rangos establecidos y dentro de las especificaciones técnicas. Si no se tiene cuidado en la calidad de los datos con que se trabaja en los estudios hidrológicos, estas pueden llevar a obtener resultados incorrectos, y como consecuencia a tomar decisiones erróneas, como por ejemplo las horas de riego semanal en una parcela de cultivo; o peor todavía al asignar el agua para diferentes sectores productivos. De igual manera en el control de calidad de datos de los sensores y estructuras instaladas para el monitoreo hidrológico, con el objetivo de que los resultados de los estudios y/o modelos hidrológicos puedan ayudar a tomar decisiones y medidas acertadas sobre los recursos hídricos que poseen los páramos andinos.

5.2 Recomendaciones e investigaciones futuras

Una vez que el estudio ha determinado la gran influencia que tiene las incertidumbres de las observaciones hidrometeorológicas sobre los procesos y estudios hidrológicos, instamos a que se lleve un control exhaustivo y minucioso del control de calidad de datos que registran los diferentes sensores instalados en las estaciones meteorológicas e hidrológicas. Para lo cual se recomienda la ejecución de estudios complementarios a este trabajo, dentro de los cuales se mencionan los siguientes:

- Realizar un análisis de estimación de alturas sobre el nivel del mar de las estaciones hidrológicas con el objetivo de relacionar correctamente con los datos de la presión atmosférica registra por los Baro-Divers.
- Se recomienda una investigación para determinar la relación entre la temperatura y la presión atmosférica, con el objetivo de corregir y minimizar los errores en la compensación de las presiones que permiten obtener los niveles de agua.
- Aforar en caudales altos las quebradas en las que están instalados los vertederos, con el objetivo de completar la curva de descarga para la sección rectangular de algunos vertederos compuestos y poder afinar mucho más las curvas determinadas.
- Se recomienda que se realicen otros ensayos similares a la comparación de los 8 sensores HOBO, pero en condiciones propias de campo, con el objetivo de tener resultados representativos de la misma, y corroborar o no, que las condiciones de entorno en las que registran los datos influye drásticamente.



Según el análisis comparativo de los sensores de T y HR y su efecto en la ETo, y la revisión bibliográfica se recomienda las siguientes investigaciones:

- Realizar un análisis del error y/o sensibilidad de las variables climáticas sobre el cálculo de la Evapotranspiración de referencia. El análisis de sensibilidad se puede calcular analíticamente mediante MATHCAD que se programa en MATLAB (*Hupet and Vanclooster, 2000*).
- Efecto de datos erróneos sobre la radiación solar neta y la estimación de la evapotranspiración. Según *Llasat and Snyder (1998)*, los errores de la T y Rn son relativamente pequeños a 1000 m s.n.m., ¿qué pasaría para alturas de páramo (3800 m s.n.m) donde en verano la radiación solar es fuerte?. Adicionalmente se podría determinar el albedo real para el ecosistema del páramo (se usarían los datos del piranómetro y el radiómetro neto).
- Calibración de los métodos de evapotranspiración estudiados (TH, Hr, u otros) para datos observados en el páramo, respecto a la ecuación de la FAO Penman Monteith; con el objetivo de tener métodos alternativos al método de PM, para poder utilizar y/o validar en otras cuencas de páramo en donde no se tenga instalada una estación meteorológica.
- Cierre del balance hidrológico introduciendo los errores producidos por los registros de las variables meteorológicas (T, HR, y otras), los errores en las observaciones de presión atmosférica en el cálculo de los niveles de agua y el error de utilizar coeficientes de descarga teóricos que no representan las condiciones reales del campo.



ANEXO 1

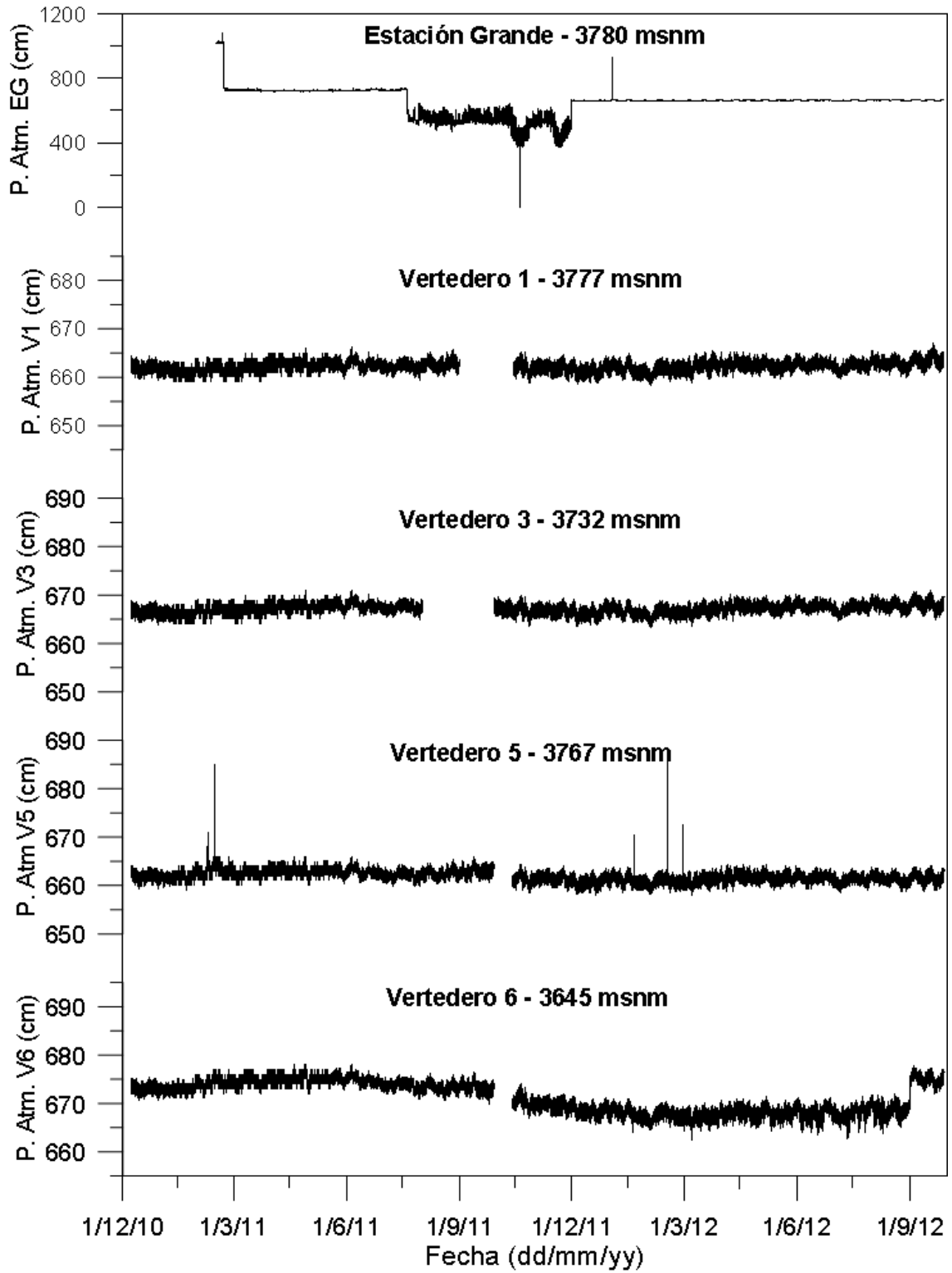
Anexo 1. 1 Resumen de las estaciones hidrológicas y meteorológicas instaladas en los tres observatorios de estudio.

OBSERVATORIO DE ZHURUCAY						
Nombre	Tipo	Marca del Equipo	Ubicación	Coordenadas		Altura
				X	Y	
Vertedero 1	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Zhurucay	696736	9661710	3777
Vertedero 2	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Zhurucay	696472	9661714	3770
Vertedero 3	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Zhurucay	696156	9661244	3732
Vertedero 4	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Zhurucay	696173	9661194	3729
Vertedero 5	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Zhurucay	695399	9660221	3767
Vertedero 6	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Zhurucay	695778	9659800	3645
Vertedero 7	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Zhurucay	696508	9659910	3680
Vertedero 8	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Zhurucay	696668	9659678	3673
Vertedero 9	Estación Hidrológica Vertedero Rectangular	Schlumberger	Zhurucay	696374	9658770	3495
Vertedero 10	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Zhurucay	696515	9660616	3696
Estación Base	Estación Meteorológica Barómetro	VAISALA	Zhurucay	696439	9661707	3780
Estación Principal	Estación Meteorológica Barómetro	VAISALA	Zhurucay	697202	9656990	3290
OBSERVATORIO DE SOLDADOS						
ARIAS Vertedero1	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Soldados	68778	9673747	3750
FERNÁNDEZ Vertedero 2	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Soldados	69004	9673270	3760
CANCAN Vertedero 3	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Soldados	68818	9669424	3613
LACUSTRE Vertedero 4	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Soldados	694043	9677048	3759
OBSERVATORIO DE MAZAR						
MESAPATA Vertedero 1	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Mesapata	757963	971806	2703
PILISURCO Vertedero 2	Estación Hidrológica Vertedero Compuesto	Schlumberger	Pilisurco	756845	971795	2864
LAMAR Vertedero 3	Estación Hidrológica Vertedero Triangular	Schlumberger	Galsopamba	756212	971798	2841
ESTERO SIN NOMBRE	Estación Hidrológica Vertedero Triangular	Schlumberger	Aserío	755086	971876	2952
HCD.A. LIBERTAD	Estación Meteorológica Barómetro	VAISALA	Libertad	756133	971857	2915



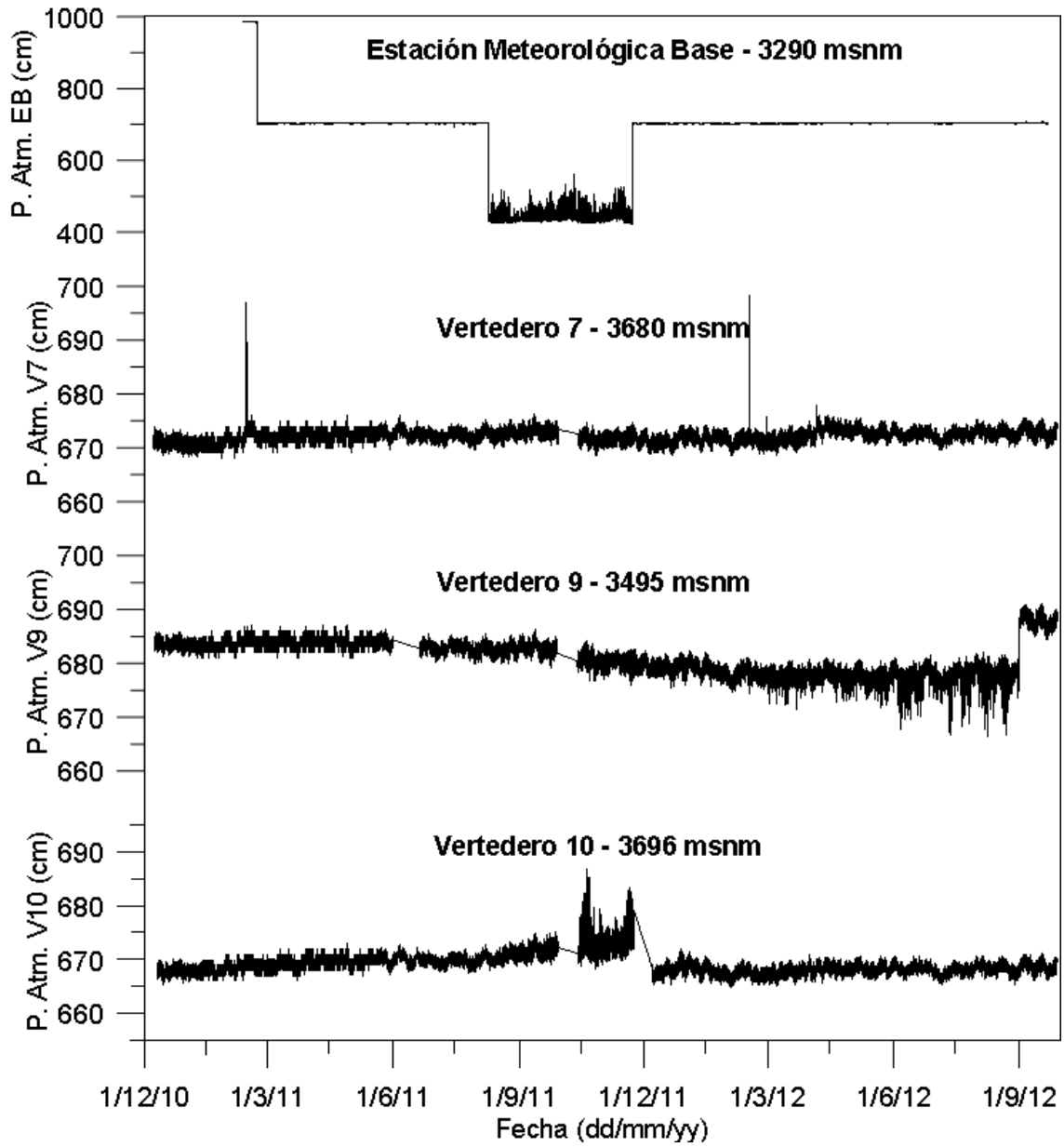
ANEXO 2

Anexo 2. 1 Serie de datos crudos de presiones atmosféricas de las 10 estaciones hidrológicas (vertederos) y de la estación meteorológica principal (Grande) en el observatorio de Zhuruca y.



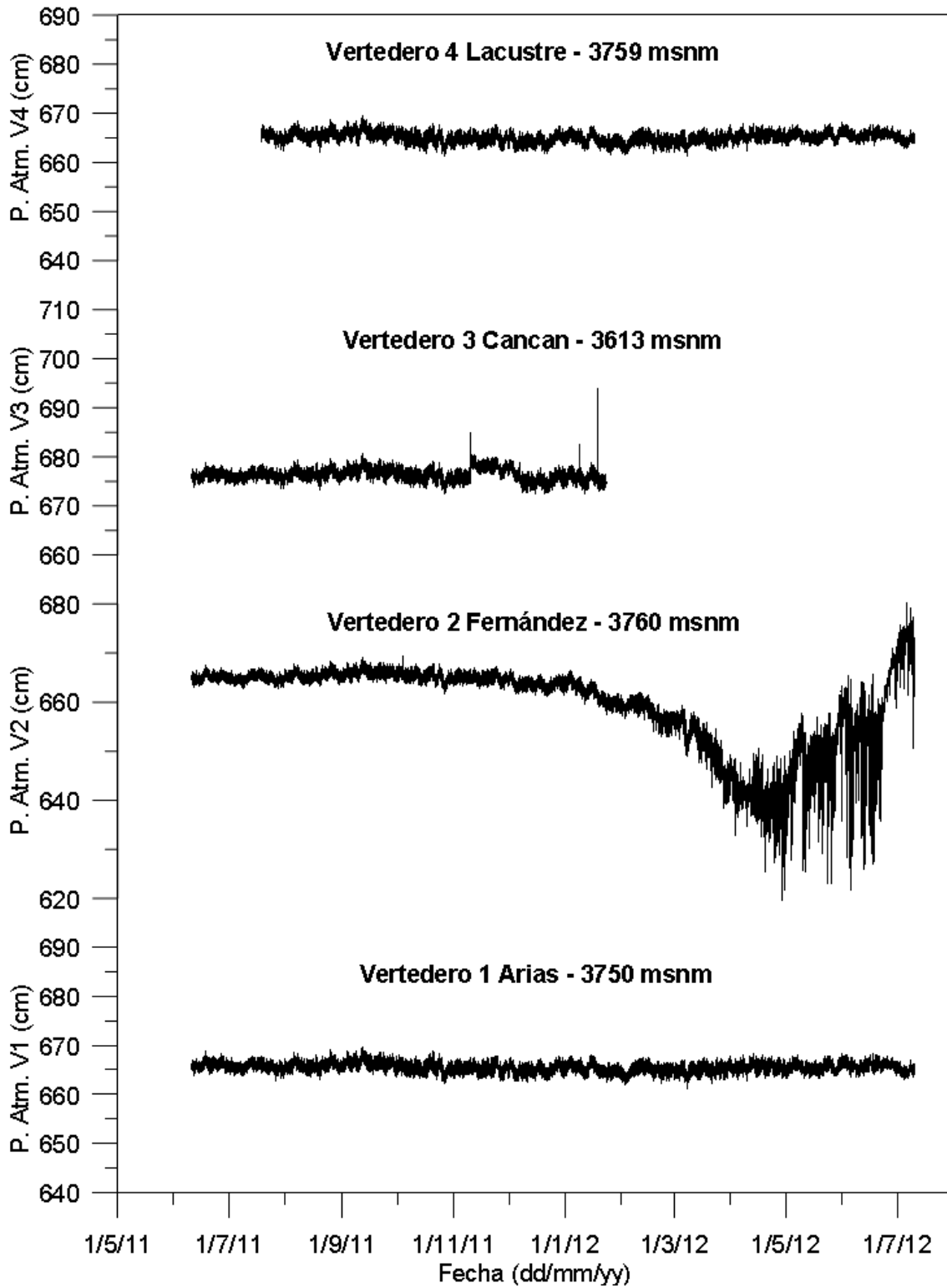


Anexo 2.1 (Continuación)



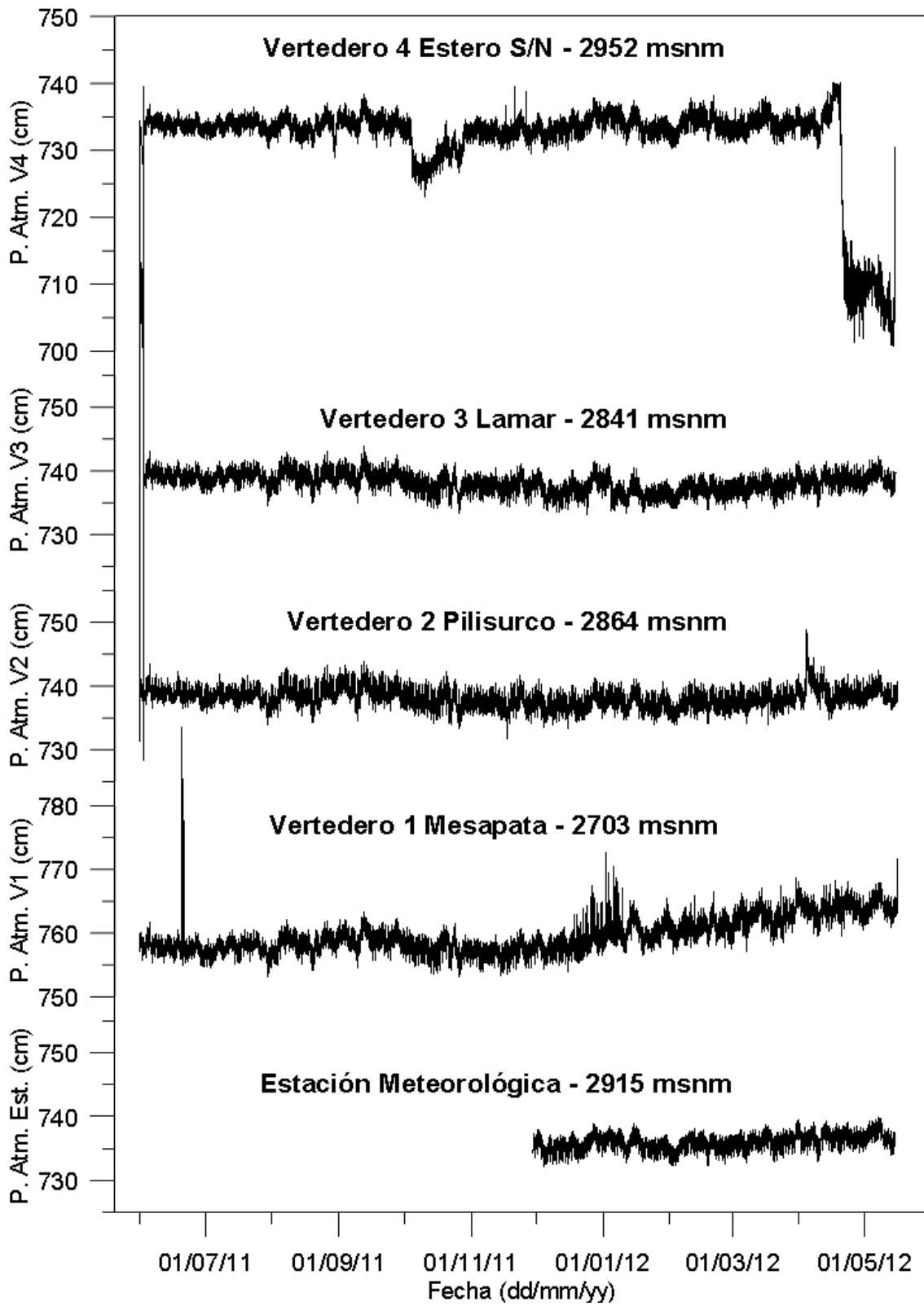


Anexo 2. 2 Serie de datos crudos de presiones atmosféricas de las 4 estaciones hidrológicas (vertederos) en el observatorio de Soldados.

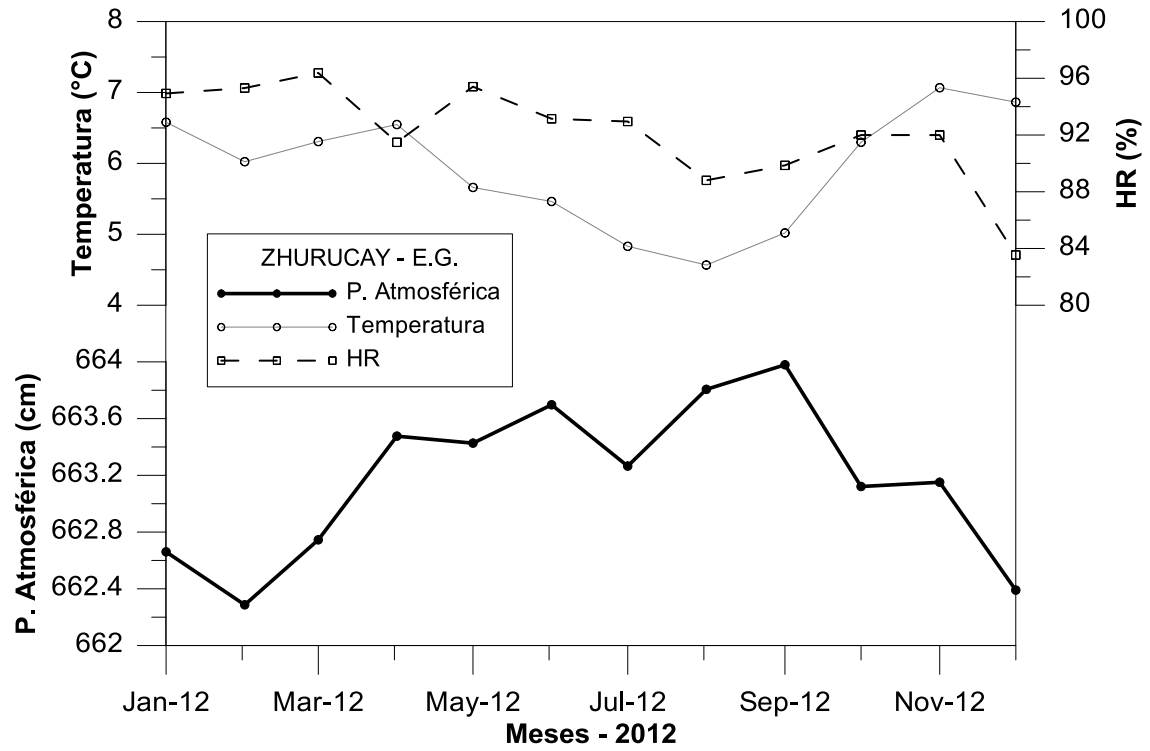




Anexo 2. 3 Serie de datos crudos de presiones atmosféricas de las 4 estaciones hidrológicas (vertederos) y de la estación meteorológica en el observatorio de Mazar.



Anexo 2. 4 Variación de la temperatura, humedad relativa y la presión atmosférica promedio mensual del 2012. Datos registrados por el sensor de temperatura y humedad relativa y el barómetro de la estación meteorológica principal del observatorio de Zhuruca y. Ecosistema de páramo – 3780 msnm.





UNIVERSIDAD DE CUENCA

Anexo 2. 5 Resumen de las ecuaciones de regresión lineal y los periodos de tiempo usados para la validación y calibración de las ecuaciones. Observatorio de Zhuruca y

Estación Hidro	Regresión lineal	Calibración de la ecuación				Validación de la ecuación		
		Serie de datos	Número de datos	Ecuación Lineal	R2	Serie de datos	Número de datos	R2
Vertedero 1	E. principal	01/12/2011 al 31/03/2012	35137	$Y = 1,0841 * X - 56,6250$	0.9097	01/04/2012 al 31/07/2012	35137	0.9322
Vertedero 3	E. principal	01/12/2011 al 31/03/2012	35137	$Y = 1,0413 * X - 23,5020$	0.9654	01/04/2012 al 31/07/2012	35137	0.9575
Vertedero 5	E. principal	01/12/2011 al 31/03/2012	35137	$Y = 1,0198 * X - 14,6970$	0.9572	01/04/2012 al 31/07/2012	35137	0.9324
Vertedero 6	E. principal	31/08/2012 al 19/10/2012	14251	$Y = 1,0412 * X - 16,4885$	0.9659	20/10/2012 al 13/12/2012	15697	0.9698
Vertedero 7	E. principal	01/12/2011 al 31/03/2012	35137	$Y = 0,9735 * X + 26,5420$	0.8596	01/04/2012 al 31/07/2012	35137	0.8083
Vertedero 9	E. principal	31/08/2012 al 19/10/2012	14251	$Y = 1,1311 * X - 63,3231$	0.9233	20/10/2012 al 30/11/2012	12012	0.8985
Vertedero 10	E. principal	01/12/2011 al 31/03/2012	35137	$Y = 0,9153 * X + 61,1210$	0.947	01/04/2012 al 31/07/2012	35137	0.9209
E. Base	E. principal	01/12/2011 al 31/03/2012	35137	$Y = 1.0464 * X + 8,9066$	0.9788	01/04/2012 al 31/07/2012	35137	0.9492

Anexo 2. 6 Resumen de las ecuaciones de regresión lineal y los periodos de tiempo usados para la validación y calibración de las ecuaciones. Observatorio de Soldados

Estación Hidro	Regresión lineal	Calibración de la ecuación				Validación de la ecuación		
		Serie de datos	Número de datos	Ecuación Lineal	R2	Serie de datos	Número de datos	R2
Vertedero 2	Vertedero 1	11/06/2011 al 31/08/2011	23617	$Y = 0,8914 * X + 71,5840$	0.8484	01/09/2011 al 24/11/2011	24481	0.9038
Vertedero 3	Vertedero 1	11/06/2011 al 25/08/2011	21809	$Y = 0,9608 * X + 36,5642$	0.8652	26/08/2011 al 10/11/2011	22177	0.9535
Vertedero 4	Vertedero 1	01/08/2011 la 31/10/2011	26496	$Y = 1,0276 * X - 18,8357$	0.9385	01/11/2011 al 21/01/2012	26496	0.9341



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Anexo 2. 7 Resultado estadístico de la validación de las ecuaciones de regresiones lineales para el relleno de datos de la presión atmosférica en el observatorio de Soldados.

	Altura (msnm)	Δh (m)	R2	E_{NS}	RMSE (cm)	Abs BIAS (cm)	BIAS (cm)
Vertedero 1	3750	0					
Vertedero 4	3759	9	0.9341	0.9222	0.3	0.24	0.1
Vertedero 2	3760	10	0.9038	0.7901	0.5	0.42	-0.37
Vertedero3	3613	-137	0.9535	0.9354	0.31	0.25	-0.13

Anexo 2. 8 Resumen de las ecuaciones de regresión lineal y los periodos de tiempo usados para la validación y calibración de las ecuaciones. Observatorio de Mazar

Estación Hidro	Regresión lineal	Calibración de la ecuación				Validación de la ecuación		
		Serie de datos	Número de datos	Ecuación Lineal	R2	Serie de datos	Número de datos	R2
Vertedero 1	Est. Meteo	01/12/2011 al 31/03/2012	35137	$Y = 0,9876 * X + 29,3625$	0.805	01/04/2012 al 31/07/2012	35137	0.8617
Vertedero 2	Est. Meteo	01/12/2011 al 31/03/2012	35137	$Y = 1,0167 * X - 10,5696$	0.8315	15/05/2012 al 06/08/2012	23945	0.8265
Vertedero 3	Est. Meteo	01/12/2011 al 31/03/2012	35137	$Y = 0,9958 * X + 4,5081$	0.805	01/04/2012 al 31/07/2012	35137	0.8617
Vertedero 4	Est. Meteo	01/12/2011 al 15/02/2012	22177	$Y = 1,0715 * X - 54,3633$	0.8983	16/02/2012 al 10/04/2012	15841	0.7167

Anexo 2. 9 Resultado estadístico de la validación de las ecuaciones de regresiones lineales para el relleno de datos de la presión atmosférica en el observatorio de Mazar

	Altura (msnm)	Δh (m)	R2	E_{NS}	RMSE (cm)	Abs BIAS (cm)	BIAS (cm)
Est. Meteo	2915	0					
Vertedero 4	2952	-37	0.7167	0.6257	0.77	0.65	0.28
Vertedero 2	2864	51	0.8256	0.8255	0.57	0.48	-0.037
Vertedero 3	2841	74	0.8617	0.7816	0.56	0.45	-0.34
Vertedero 1	2703	212	0.8617	0.7816	0.56	0.45	-0.33



Anexo 2. 10 Resultado estadístico de la interpolación de presiones atmosféricas – Observatorio de Zhurucay

	Altura (msnm)	Δh (m)	R2	E_{NS}	RMSE (cm)	Abs BIAS (cm)	BIAS (cm)
Est. Grande	3780	0					
Vertedero 1	3777	3	0.9299	-0.8852	1.36	1.33	1.33
Vertedero 5	3767	13	0.9328	-6.07	2.56	2.54	2.54
Vertedero 3	3732	48	0.956	0.9464	0.22	0.17	-0.07
Vertedero 10	3696	84	0.9225	-4.13	2.09	2.07	2.07
Vertedero 7	3680	100	0.811	-0.22	1.19	1.09	-1.09
Vertedero 6	3645	135	0.9957	0.9882	0.1	0.08	0.08
Vertedero 9	3495	285	0.9837	0.6465	0.61	0.59	-0.59
Est. Base	3290	490					

Anexo 2. 11 Resultado estadístico de la interpolación de presiones atmosféricas – Observatorio de Soldados

	Altura (msnm)	Δh (m)	R2	E_{NS}	RMSE (cm)	Abs BIAS (cm)	BIAS (cm)
Vertedero 2	3760	0					
Vertedero 4	3759	1	0.927	0.8781	0.38	0.31	0.22
Vertedero 1	3750	10	0.9197	0.7857	0.54	0.45	0.42
Vertedero 3	3613	147					

Anexo 2. 12 Resultado estadístico de la interpolación de presiones atmosféricas – Observatorio de Mazar

	Altura (msnm)	Δh (m)	R2	E_{NS}	RMSE (cm)	Abs BIAS (cm)	BIAS (cm)
Est. Meteo	2915	0					
Vertedero 2	2864	51	0.8432	-4.83	3.18	3.14	3.14
Vertedero 3	2841	74	0.9594	-8.28	5.4	5.4	5.39
Vertedero 1	2703	212					

Anexo 2. 13 Resultado estadístico de la extrapolación de presiones atmosféricas – Observatorio de Zhurucay

	Altura (msnm)	Δh (m)	R2	E_{NS}	RMSE (cm)	Abs BIAS (cm)	BIAS (cm)
Vertedero 1	3777	3	0.8799	-3.19	2.78	2.75	2.75
Vertedero 5	3767	13	0.8551	-20.3	4.44	4.41	4.41
Vertedero 3	3732	48	0.9255	-0.71	1.27	1.21	1.21
Vertedero 10	3696	84	0.8777	-11.6	3.28	3.25	3.25
Vertedero 7	3680	100	0.7704	0.73	0.56	0.45	0.043
Vertedero 6	3645	135	0.9788	-0.39	1.13	1.11	1.11
Vertedero 9	3495	285					
Est. Base	3290	490					



Anexo 2. 14 Resultado estadístico de la extrapolación de presiones atmosféricas – Observatorio de Soldados

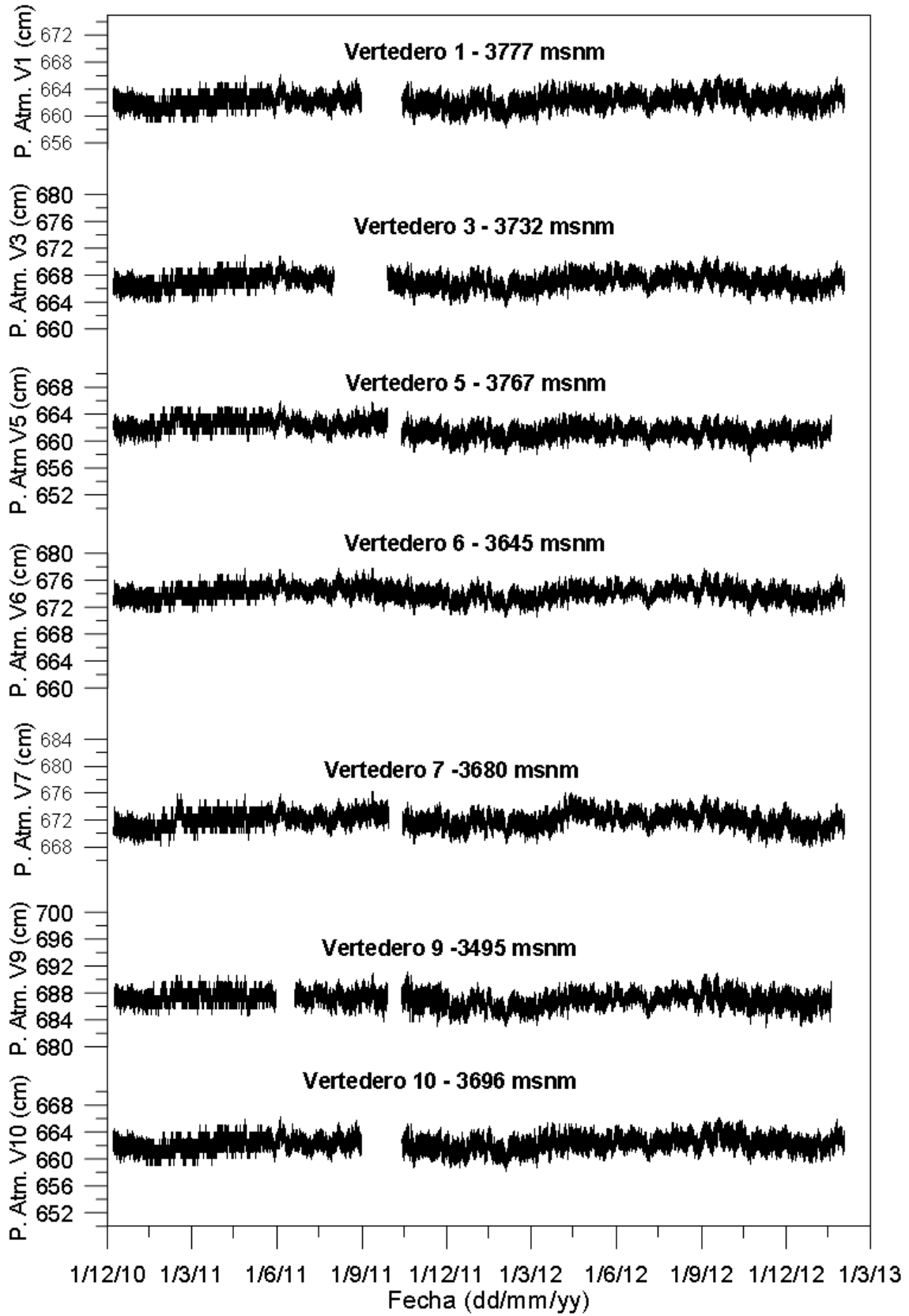
	Altura (msnm)	Δh (m)	R2	E_{NS}	RMSE (cm)	Abs BIAS (cm)	BIAS (cm)
Vertedero 3	3613						
Vertedero 1	3750						
Vertedero 4	3759	9	0.93	0.9097	0.32	0.25	-0.15
Vertedero 2	3760	10	0.9026	0.6917	0.61	0.51	-0.48

Anexo 2. 15 Resultado estadístico de la extrapolación de presiones atmosféricas – Observatorio de Mazar

	Altura (msnm)	Δh (m)	R2	E_{NS}	RMSE (cm)	Abs BIAS (cm)	BIAS (cm)
Vertedero 1	2703						
Vertedero 3	2841						
Vertedero 2	2864	23	0.7764	-5.12	-3.26	3.2	-3.2
Vertedero 4	2952	111	0.7036	-83.03	11.55	11.53	-11.53

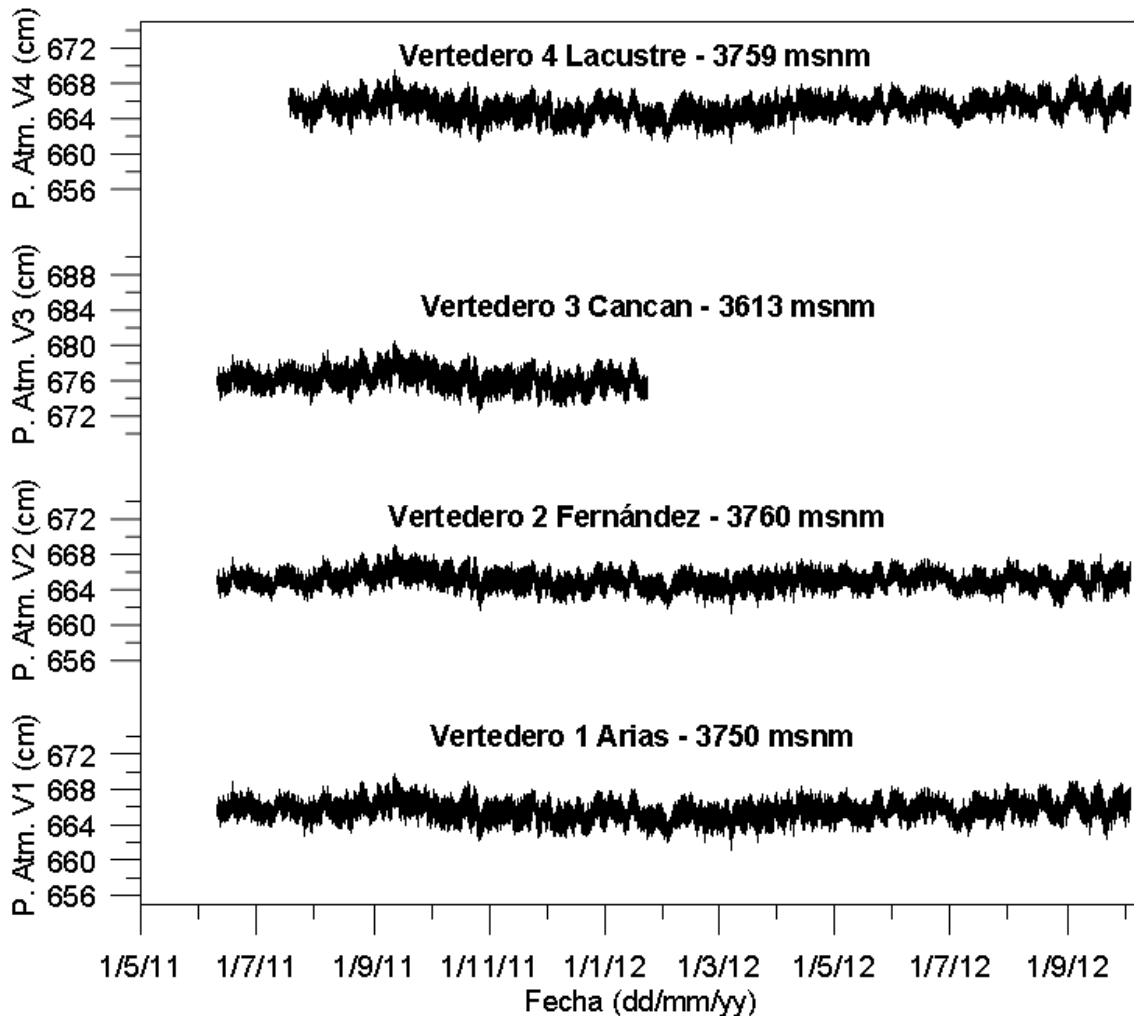


Anexo 2. 16 Resultado del control de calidad de datos de las presiones atmosféricas de los sensores instalados en el observatorio de Zhurucaiy.



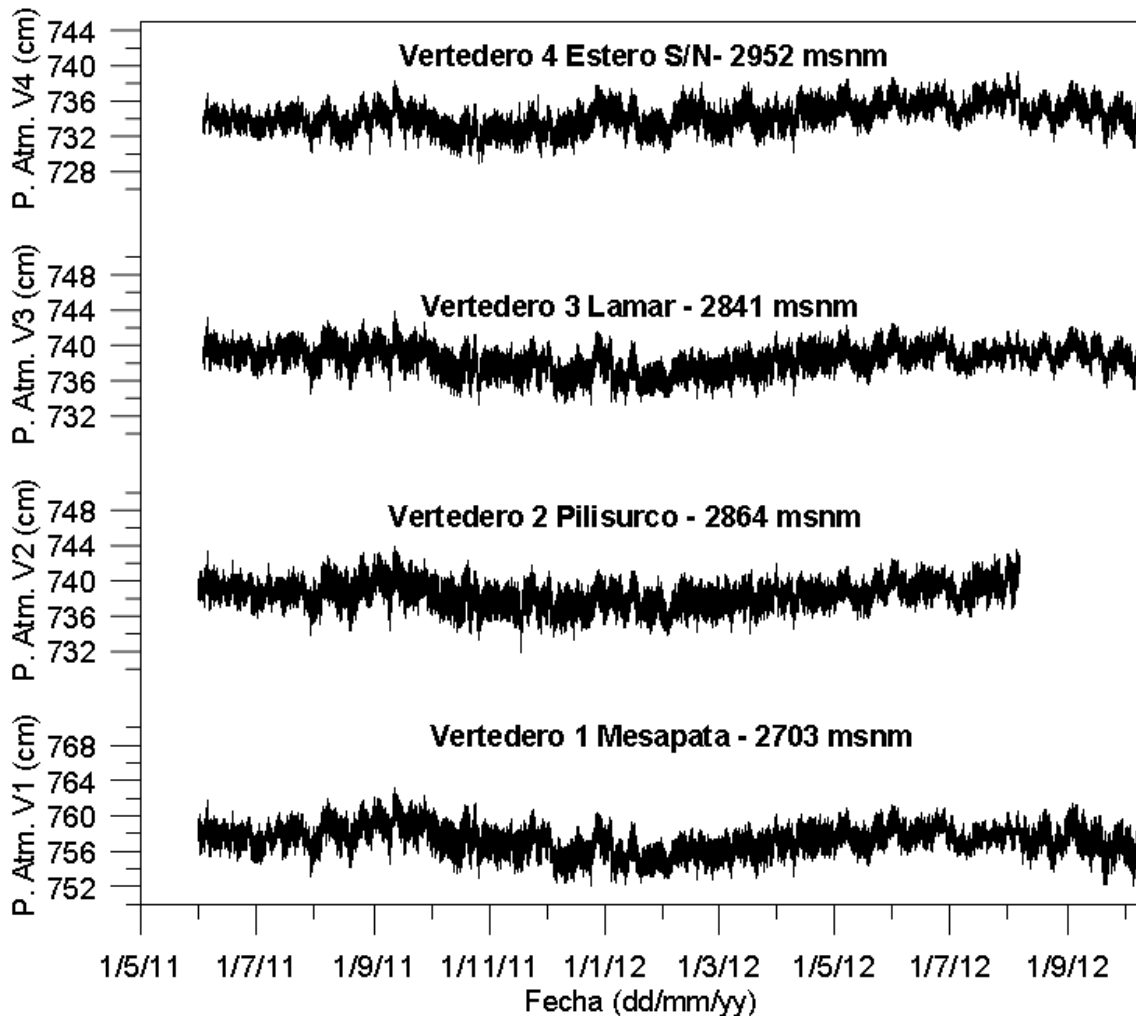


Anexo 2. 17 Resultado del control de calidad de datos de las presiones atmosféricas de los sensores instalados en el observatorio de Soldados





Anexo 2. 18 Resultado del control de calidad de datos de las presiones atmosféricas de los sensores instalados en el observatorio de Mazar





Anexo 3

Anexo 3. 1 Resultados estadísticos del error en el cálculo de caudales debido a la estimación de la presión atmosférica mediante regresiones lineales. Observatorio de Soldados

	H (msnm)	R2	RMSE (%)	Abs BIAS (L/S)	Abs BIAS (%)	BIAS (cm)	% Error A.
Vertedero 1	3750						
Vertedero 4	3759	0.9976	4.41	1.4	2.52	-0.53	-1.18
Vertedero 2	3760	0.9984	10.17	1.57	5.5	1.14	5.24
vertedero3	3613	0.9988	5.12	0.79	3.37	0.32	1.81

Anexo 3. 2 Resultados estadísticos del error en el cálculo de caudales debido a la estimación de la presión atmosférica mediante regresiones lineales. Observatorio de Mazar

	H (msnm)	R2	RMSE (%)	Abs BIAS (L/S)	Abs BIAS (%)	BIAS (cm)	% Error A.
Est. Meteo	2915						
Vertedero 4	2952	0.9372	12.24	1.47	10.13	-0.77	-5.19
Vertedero 2	2864	0.8074	14.03	0.49	11.05	0.0015	0.001
Vertedero 3	2841	0.9844	7.43	1.62	5.4	0.91	3.65
Vertedero 1	2703	0.9721	8.77	1.28	6.33	0.73	4.36

Anexo 3. 3 Resultados estadísticos del error en el cálculo de caudales debido a la estimación de la presión atmosférica mediante interpolación lineal. Observatorio de Zhurucay

	H (msnm)	R2	RMSE (%)	Abs BIAS (L/S)	Abs BIAS (%)	BIAS (l/s)	% Error A.
Est. Grande	3780						
Vertedero 1	3777	0.9942	32.67	1.63	27.82	-1.46	-24.42
Vertedero 5	3767	0.9975	37.64	6.71	30.75	-5.68	-26.65
Vertedero 3	3732	0.9979	4.15	0.35	2.75	0.12	1.11
Vertedero 10	3696	0.9978	28.03	7.31	22.82	-6.2	-20.48
Vertedero 7	3680	0.9946	18.98	14.41	11.88	12.21	-12.63
Vertedero 6	3645	0.9999	2.18	0.27	1.23	-0.22	1.15
Vertedero 9	3495	0.999	10.34	24.65	8.7	23.75	-9.1
Est. Base	3290						

Anexo 3. 4 Resultados estadísticos del error en el cálculo de caudales debido a la estimación de la presión atmosférica mediante interpolación lineal. Observatorio de Soldados

	H (msnm)	R2	RMSE (%)	Abs BIAS (L/S)	Abs BIAS (%)	BIAS (L/s)	% Error A.
Vertedero 2	3760						
Vertedero 4	3759	0.9977	5.29	1.79	3.06	-1.03	-2.24
Vertedero 1	3750	0.9909	16.57	0.57	11.65	-0.41	-10.61
Vertedero 3	3613						



Anexo 3. 5 Resultados estadísticos del error en el cálculo de caudales debido a la estimación de la presión atmosférica mediante interpolación lineal. Observatorio de Mazar.

	H (msnm)	R2	RMSE (%)	Abs BIAS (L/S)	Abs BIAS (%)	BIAS (L/s)	% Error A.
Est. Meteo	2915						
Vertedero 2	2864	0.7553	71.36	3.47	86.35	-2.69	-61.07
Vertedero 3	2841	0.9891	60.86	15.64	72.5	-13.26	-53.21
Vertedero 1	2703						

Anexo 3. 6 Resultados estadísticos del error en el cálculo de caudales debido a la estimación de la presión atmosférica mediante extrapolación lineal. Observatorio de Zhuruca.

	H (msnm)	R2	RMSE (%)	Abs BIAS (L/S)	Abs BIAS (%)	BIAS (l/s)	% Error A.
Vertedero 1	3777	0.9855	49.33	4.45	49.33	-3.77	-39.57
Vertedero 5	3767	0.994	55.9	12.87	50.69	-10.91	-40.44
Vertedero 3	3732	0.9947	21.9	2.34	19.5	-1.98	-17.77
Vertedero 10	3696	0.9957	41.15	10.82	35.72	-9.17	-30.31
Vertedero 7	3680	0.9962	7.92	5.04	4.39	1.2	1.24
Vertedero 6	3645	0.9986	18.74	3	14.21	-2.54	-13.26
Vertedero 9	3495						
Est. Base	3290						

Anexo 3. 7 Resultados estadísticos del error en el cálculo de caudales debido a la estimación de la presión atmosférica mediante extrapolación lineal. Observatorio de Soldados.

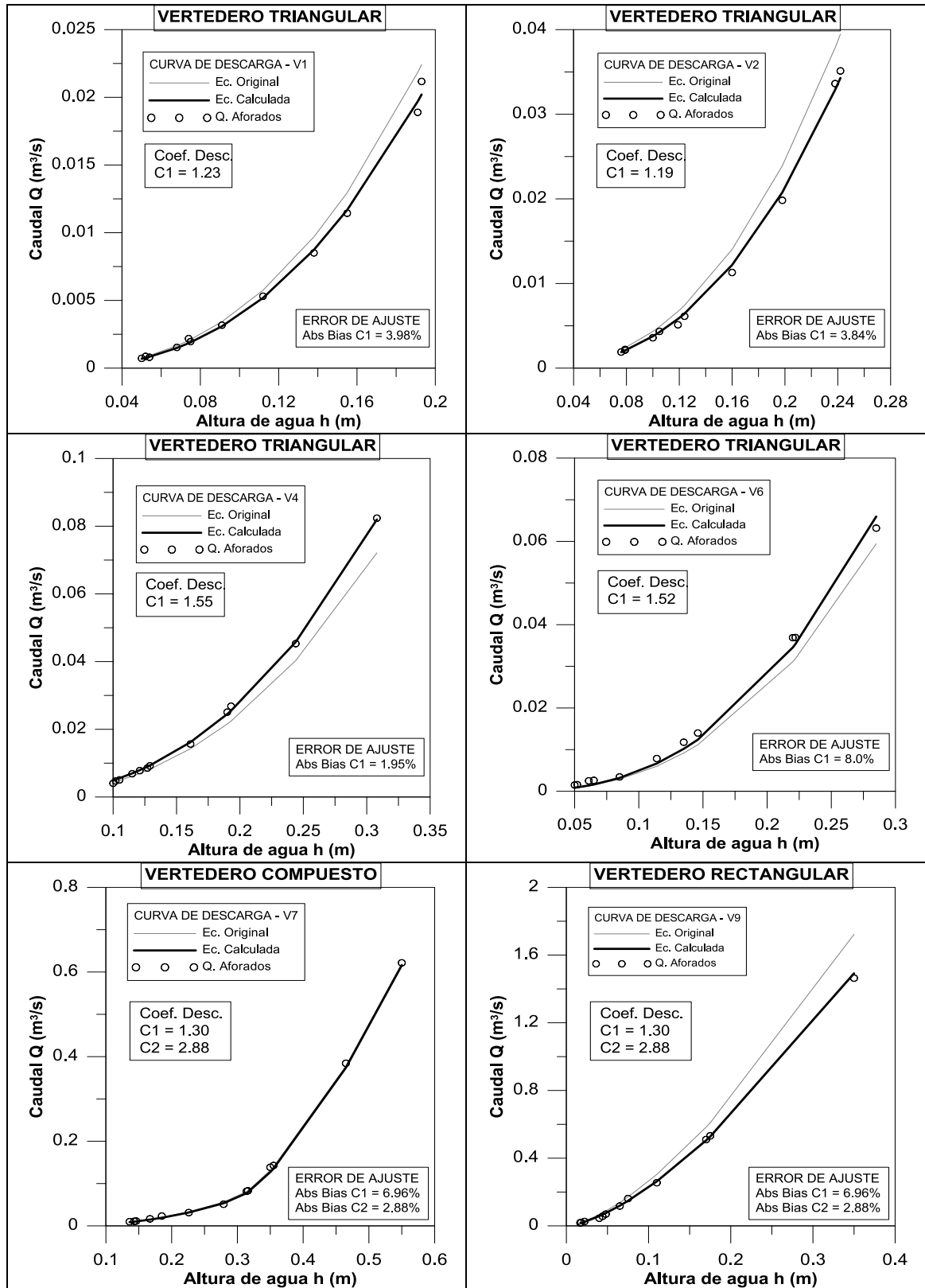
	H (msnm)	R2	RMSE (%)	Abs BIAS (L/S)	Abs BIAS (%)	BIAS (l/s)	% Error A.
Vertedero 3	3613						
Vertedero 1	3750						
Vertedero 4	3759	0.9977	4.26	1.42	2.39	0.49	1.07
Vertedero 2	3760	0.9983	11.4	1.85	6.45	1.39	6.41

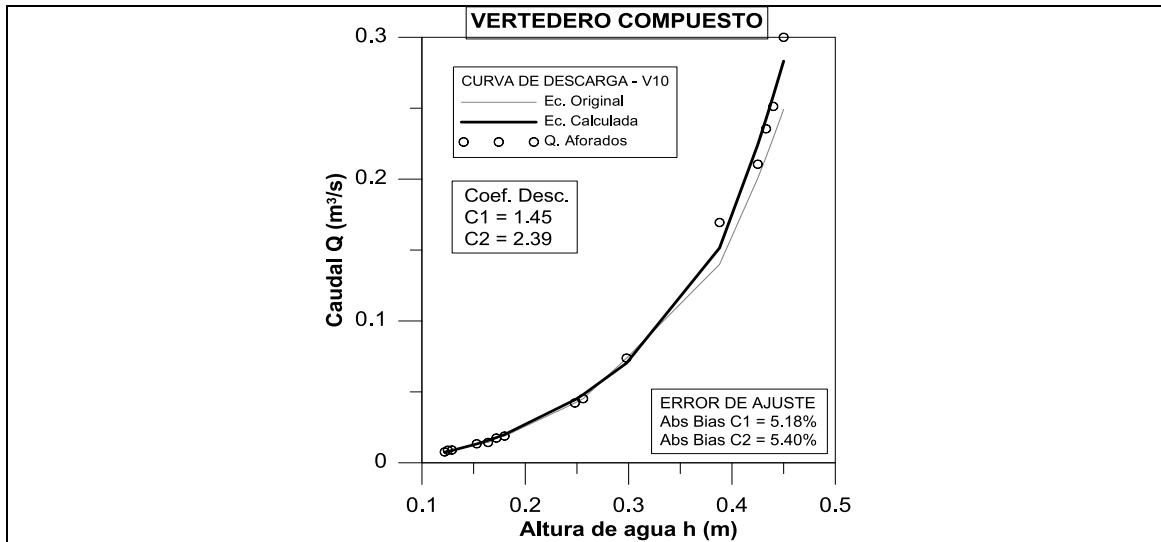
Anexo 3. 8 Resultados estadísticos del error en el cálculo de caudales debido a la estimación de la presión atmosférica mediante extrapolación lineal. Observatorio de Mazar.

	H (msnm)	R2	RMSE (L/s)	Abs BIAS (L/S)	Abs BIAS (%)	BIAS (L/s)	% Error A.
Vertedero 1	2703						
Vertedero 3	2841						
Vertedero 2	2864	0.7162	5.2	5.68	66.08	4.41	98.7
Vertedero 4	2952	0.9354	50.81	61.7	115.5	40.85	273.42



Anexo 3. 9 Curvas de descarga obtenidas mediante aforos para los diferentes vertederos instalados en las estaciones hidrológicas del observatorio de Zhuruca. La línea ploma es la curva con la ecuación teórica, la línea negra es la curva ajustada a los puntos de aforo y los círculos son los puntos de aforos realizados.





En las gráficas en donde se muestra la curva de descarga para la sección triangular del vertedero compuesto, es porque no se aforo o no se tiene los puntos suficientes en caudales altos para determinar la curva de descarga de la parte rectangular del vertedero

Anexo 3. 10 Procedimiento de aforo de caudales en las quebradas y ríos de la cuenca alta del río Zhurucay. a) Método volumétrico, b) método área – velocidad (molinete), c) Método químico, disolución de sal.





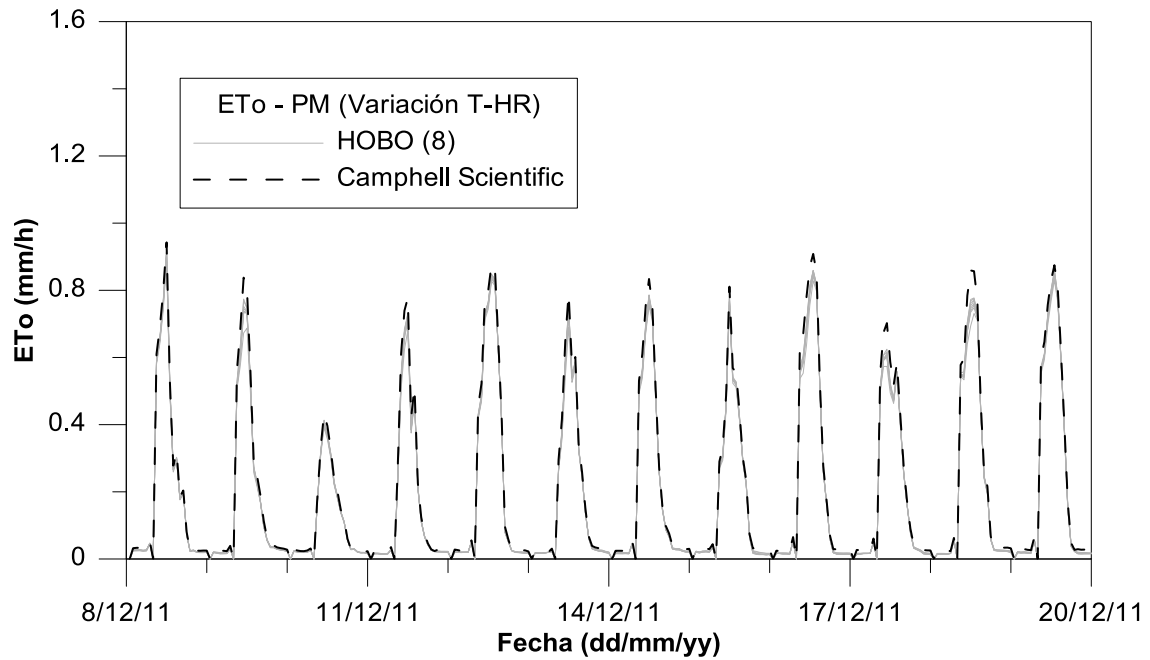
ANEXO 4

Anexo 4.1 Valores diarios promedios de las variables meteorológicas registrados por los sensores de la estación Campbell Scientific.

Día	Temperatura del aire (°C)	Humedad relativa (%HR)	Radiación Solar (Kw/m ²)	Velocidad del viento (m/s)
1	13.31	76.83	0.230	1.88
2	15.39	76.16	0.278	2.13
3	15.29	79.47	0.226	2.01
4	14.49	77.45	0.244	2.25
5	14.45	75.13	0.304	1.79
6	15.16	77.40	0.309	1.77
7	15.07	73.36	0.194	2.26
8	14.43	71.63	0.203	2.55
9	14.02	71.84	0.285	2.50
10	13.88	71.57	0.266	2.32
11	13.74	69.35	0.232	2.51
12	13.86	67.24	0.316	2.40
13	14.15	75.78	0.309	1.88
14	15.53	75.27	0.278	2.13
15	14.92	83.17	0.226	2.01
16	13.30	78.37	0.244	2.25
17	14.21	71.88	0.304	1.79
18	14.26	74.29	0.309	1.77
19	15.25	77.88	0.230	1.64
20	15.65	77.05	0.207	2.00
21	15.68	75.77	0.090	2.34
22	14.69	76.52	0.171	2.34
23	15.19	78.37	0.293	1.73
24	15.01	80.52	0.199	1.29
25	14.60	81.81	0.250	1.68
26	15.25	78.82	0.196	1.82
27	14.72	81.38	0.314	2.30
28	15.14	80.84	0.245	1.71
29	14.95	83.52	0.314	1.83
30	14.98	82.23	0.330	1.71



Anexo 4. 2 Estimación de la ETo horaria con el método de Penman Monteith. ETo con datos de T y HR de los 8 sensores HOBO (línea gris) y ETo con datos de la estación meteorológica (línea entrecortada). Datos del 8 al 20 de diciembre del 2011.



Anexo 4. 3 Estimación de la ETo diaria con el método de Penman Monteith. ETo con datos de T y HR de los 8 sensores HOBO (línea gris) y ETo con datos de la estación meteorológica (línea entrecortada). Datos del 8 al 20 de diciembre del 2011.

