

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL Y AMBIENTAL

**CÁLCULO DEL BALANCE HÍDRICO A NIVEL DEL SUELO EN LA
ZONA AGRÍCOLA DE LA CUENCA PELIKANBAY EN LA ISLA
SANTA CRUZ-GALÁPAGOS, ECUADOR**

PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

ANDRÉS ALFONSO GONZÁLEZ ÑIGUEZ

a.gonzalez.iniguez@gmail.com

DIRECTOR: MARCOS VILLACÍS ERAZO, Ph.D.

marcos.villacis@epn.edu.ec

Quito, Abril 2013

DECLARACIÓN

Yo Andrés Alfonso González Iñiguez, declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

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

ANDRÉS ALFONSO GONZÁLEZ IÑIGUEZ

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Andrés Alfonso González Iñiguez, bajo mi supervisión.

MARCOS VILLACÍS ERAZO, PhD
DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer, primeramente a mis padres, Alfonso y Beatriz por el esfuerzo y apoyo que me brindaron a lo largo de la carrera universitaria, sin ustedes no hubiera sido posible cumplir con esta parte de mi vida, muchas gracias por siempre encontrar la palabra correcta. Claudia Elizabeth, mi hermana del alma, gracias por todo el cariño brindado, por darme siempre el ánimo para superar cualquier desavenencia.

Un agradecimiento muy especial a todas las personas que forman parte del proyecto GIIWS, cada uno de sus aportes ha sido fundamental en el desarrollo de esta tesis. Agradezco de manera muy especial a Sophie Violette, Noémi d'Ozouville y Marcos Villacís por darme la oportunidad de formar parte de este proyecto. A Alexandre Pryet y Christian Domínguez, ya que sus investigaciones y trabajo de campo me permitieron estructurar este tema; pero sobre todo quiero agradecerles por su amistad y apoyo incondicional.

A Víctor, mi amigo y compañero de departamento y a toda su familia, se convirtieron en mi hogar y familia durante mis años de vida en Quito. Finalmente quiero agradecer a todos ustedes compañeros y amigos universitarios por toda su amistad y apoyo a lo largo del camino universitario.

DEDICATORIA

Esta tesis está dedicada a mis abuelitas Victoria y Rosa, ejemplos de vida, sus oraciones y amor son mi escudo y fortaleza. A mis abuelitos Pepe y Alfredo aunque ya no me acompañan físicamente sé que desde arriba están pendientes de cada logro que consigo.

Andrés

CONTENIDO

DECLARACIÓN	II
CERTIFICACIÓN	III
AGRADECIMIENTOS.....	IV
DEDICATORIA	V
CONTENIDO	VI
LISTA DE FIGURAS.....	XII
LISTA DE TABLAS	XVI
SIMBOLOGÍA.....	XVIII
RESUMEN	XXII
ABSTRACT	XXIV
PRESENTACIÓN	XXV
CAPÍTULO 1.....	1
GENERALIDADES	1
1.1 CONTEXTO DEL ESTUDIO	1
1.2 ALCANCE	3
1.3 FINALIDAD DE LA INVESTIGACIÓN	6
1.3.1 OBJETIVO GENERAL	6
1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	6
CAPÍTULO 2.....	7
ZONA DE ESTUDIO	7
2.1 ARCHIPIÉLAGO DE GALÁPAGOS	7
2.1.1 ISLA SANTA CRUZ	9
2.2 GEOLOGÍA	10
2.2.1 GEOLOGÍA DE LA ISLA SANTA CRUZ.....	12

2.3 CLIMATOLOGÍA.....	12
2.3.1 ESTACIÓN CÁLIDA O “INVIERNO”	14
2.3.2 ESTACIÓN FRÍA O “GARÚA”	14
2.3.3 CARACTERIZACIÓN ESTACIONAL DEL CLIMA EN LA ISLA SANTA CRUZ.....	15
2.4 ZONIFICACIÓN POR CLIMA Y VEGETACIÓN	23
2.4.1 ZONIFICACIÓN DE LA ISLA SANTA CRUZ	23
2.5 SUELOS.....	24
2.6 RECURSOS HÍDRICOS	25
2.6.1 CUENCAS HIDROGRÁFICAS	25
2.6.2 HIDROLOGÍA	28
2.6.3 HIDROGEOLOGÍA.....	29
2.7 RESUMEN	35
CAPÍTULO 3.....	36
FUNDAMENTO TEÓRICO	36
3.1 CICLO HIDROLÓGICO	36
3.1.1 DEFINICIÓN DE HIDROLOGÍA	36
3.1.2 DISTRIBUCIÓN DEL AGUA TOTAL EN LA TIERRA.....	37
3.1.3 DESCRIPCIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO	37
3.1.4 ECUACIÓN FUNDAMENTAL DE LA HIDROLOGÍA	41
3.2 PRECIPITACIÓN.....	42
3.2.1 PRECIPITACIÓN CONVECTIVA	43
3.2.2 PRECIPITACIÓN OROGRÁFICA	44
3.2.3 PRECIPITACIÓN POR CONVERGENCIA, CICLÓNICA O FRONTAL.....	45
3.2.4 PRECIPITACIÓN OCULTA.....	47
3.3 EVAPOTRANSPIRACIÓN	48

3.3.1 EVAPORACIÓN.....	48
3.3.2 TRANSPIRACIÓN.....	49
3.3.3 EVAPOTRANSPIRACIÓN	49
3.3.4 CLASES DE EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	50
3.3.5 MEDICIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	53
3.4 SUELO	55
3.4.1 CLASIFICACIÓN.....	56
3.4.2 POROSIDAD	57
3.4.3 HUMEDAD EN EL SUELO.....	59
3.4.4 INFILTRACIÓN	63
3.4.5 PERCOLACIÓN	63
3.5 RESUMEN	64
CAPÍTULO 4.....	67
MONITOREO HIDROCLIMÁTICO Y METODOLOGÍA.....	67
4.1 MONITOREO HIDROCLIMÁTICO.....	67
4.1.1 ESTACIÓN METEOROLÓGICA VILLACÍS	68
4.1.2 ESTACIÓN METEOROLÓGICA MEDIA LUNA.....	78
4.2 CALIBRACIÓN DE PLUVIÓMETROS	82
4.2.1 CALIBRACIÓN DINÁMICA DE PLUVIÓMETROS.....	83
4.2.2 CALIBRACIÓN PLUVIÓMETRO CAMPBELL ARG 100 PARA MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN	83
4.2.3 CALIBRACIÓN SISTEMA CANALES-PLUVIÓMETRO CAMPBELL ARG 100 PARA MEDICIÓN DE LA TRASCOLACIÓN	85
4.2.4 CALIBRACIÓN SISTEMA CANALES-PLUVIÓMETRO <i>PRECIS- MÉCANIQUE R01 3070A</i> PARA MEDICIÓN DE LA TRASCOLACIÓN	86
4.3 OBTENCIÓN DE SERIES CONTINUAS.....	90
4.4 ZONA DE ESTUDIO.....	94

4.5 CARACTERIZACIÓN DEL SUELO.....	96
4.5.1 PERFIL DE TENSIÓN DEL SUELO	98
4.5.2 CURVA DE RETENCIÓN DE M. TH. VAN GENUCHTEN.....	101
4.5.3 CÁLCULO DEL CONTENIDO DE HUMEDAD	105
4.6 CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN MEDIANTE LA ECUACIÓN DE PENMAN – MONTEITH.....	106
4.6.1 EVAPOTRANSPIRACIÓN REFERENCIAL	107
4.6.2 EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL	108
4.6.3 RESISTENCIA AERODINÁMICA	108
4.6.4 RESISTENCIA DE SUPERFICIE	109
4.6.5 PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS.....	111
4.6.6 RADIACIÓN	114
4.7 CÁLCULO DEL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL POR EL MÉTODO DEL NÚMERO DE CURVA	118
4.7.1 FACTORES QUE DETERMINAN EL NÚMERO DE CURVA	121
4.7.2 TABLA CONJUNTO DE LAS CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS Y COBERTURA DEL SUELO.....	124
4.7.3 CONDICIÓN DE HUMEDAD ANTECEDENTE.....	126
4.7.4 DETERMINACIÓN DEL NÚMERO DE CURVA EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	128
4.8 MODELO BALANCE HÍDRICO A NIVEL DEL SUELO	129
4.8.1 COMPONENTES DEL MODELO HIDROLÓGICO.....	131
4.8.2 VALIDACIÓN DEL MODELO	137
4.9 RESUMEN	137
CAPÍTULO 5.....	139
ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	139
5.1 PRECIPITACIÓN Y TRASCOLACIÓN	139

5.2 VARIABLES METEOROLÓGICAS	143
5.3 ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL	146
5.4 EVAPOTRANSPIRACIÓN	147
5.4.1 ZONA DE PASTOS.....	147
5.4.2 ZONA DE BOSQUE	149
5.4.3 RELACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN CON LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS	151
5.5 CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO	154
5.5.1 ZONA DE PASTOS.....	154
5.5.2 ZONA DE BOSQUE	158
5.6 PERCOLACIÓN PROFUNDA.....	161
5.6.1 ZONA DE PASTOS.....	161
5.6.2 ZONA DE BOSQUE	162
5.7 RESUMEN	163
CAPÍTULO 6.....	166
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	166
6.1 CONCLUSIONES	166
6.2 RECOMENDACIONES.....	169
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	171
ANEXOS.....	178
ANEXO A	179
ANEXO B	182
ANEXO C	185
CÁLCULO DEL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL	186
CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL	188
CÁLCULO DEL BALANCE HÍDRICO A NIVEL DEL SUELO	194

ANEXO D197

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 Crecimiento urbano de Puerto Ayora, Isla Santa Cruz, en las últimas décadas	2
FIGURA 1.2 Tareas del proyecto GIWS en los estudios realizados en la isla Santa Cruz.....	4
FIGURA 2.1 Ubicación geográfica del archipiélago de Galápagos.....	8
FIGURA 2.2 Ubicación geográfica de la cuenca Pelikanbay dentro de la isla Santa Cruz	10
FIGURA 2.3 Plataforma sobre la que se asienta el Archipiélago de Galápagos y posición de las dorsales oceánicas que forman la Placa de Nazca.....	11
FIGURA 2.4 Imágenes del Archipiélago de Galápagos y fotografías de la pendiente sur de la isla Santa Cruz.....	15
FIGURA 2.5 Ubicación de las estaciones Puerto Ayora, Bellavista, Villacís y Media Luna dentro de la isla Santa Cruz.....	16
FIGURA 2.6 Registros de precipitación histórica anual en las estaciones meteorológicas Puerto Ayora (5 m.s.n.m.) y Bellavista (180 m.s.n.m.).....	17
FIGURA 2.7 Medianas mensuales de precipitación (multianual) para las estaciones meteorológicas instaladas en la pendiente sur de la isla Santa Cruz.	18
FIGURA 2.8 Comparación de la precipitación mensual entre las cuatro estaciones de la pendiente sur de la isla Santa Cruz.	19
FIGURA 2.9 Balance hídrico a nivel de dosel	21
FIGURA 2.10 Promedios mensuales de temperatura en las cuatro estaciones de la pendiente Sur de la isla Santa Cruz	22
FIGURA 2.11 Clasificación de las zonas climáticas y vegetativas en la isla Santa Cruz	24
FIGURA 2.12 Mapa de las cuencas hidrográficas de la isla Santa Cruz.	26
FIGURA 2.13 Vista detallada de la cuenca Pelikanbay	27
FIGURA 2.14 Modelo hidrológico conceptual de la isla Santa Cruz.	29
FIGURA 2.15 Mapa de las proximidades a la costa en la isla Santa Cruz	30
FIGURA 2.16 Grietas en la pendiente sur de la isla Santa Cruz	31

FIGURA 2.17 Formaciones geológicas divididas en cuatro unidades de acuerdo a sus rangos de resistividad.....	33
FIGURA 2.18 Modelos hidrogeológicos conceptuales propuestos para la isla Santa Cruz.....	34
FIGURA 3.1 Ciclo hidrológico y almacenamiento de agua.....	38
FIGURA 3.2 Esquema precipitación convectiva.....	43
FIGURA 3.3 Esquema de una precipitación de tipo orográfico.	44
FIGURA 3.4 Esquema de un frente frío de precipitación.....	45
FIGURA 3.5 Esquema de un frente cálido de precipitación.....	46
FIGURA 3.6 Esquema de una precipitación convergente.	47
FIGURA 3.7 Partición de la evapotranspiración en evaporación desde el suelo y transpiración de la vegetación a lo largo de un periodo de crecimiento en un campo de cultivo.	50
FIGURA 3.8 Triángulo de clasificación de suelos según “Forest Service Handbook” (1961).....	57
FIGURA 3.9 Fases del suelo	58
FIGURA 3.10 Formas de humedad en el suelo.....	62
FIGURA 4.1 A) Detalle de la malla cilíndrica para la captación de neblina. B) Pluviómetro PRECIS modificado para las mediciones de neblina.	69
FIGURA 4.2 Dataloggers Campbell para el registro de datos instalados en la estación Villacís.	70
FIGURA 4.3 Disposición y Profundidad de instalación de los equipos de medición de flujos de agua en el suelo.....	71
FIGURA 4.4 A) Sondas SDEC SKM850C2, B) Tensiómetros SDEC SMS2XXX (tubos transparentes), C) Sondas Decagon ECH ₂ O.....	72
FIGURA 4.5 Sondas UMS T8 para medición de tensión instaladas en la estación Villacís.	73
FIGURA 4.6 Registro de las sondas Decagon ECH ₂ O para medición de contenido volumétrico de agua en la zona de pastos de la estación Villacís. Se aprecia claramente su mal funcionamiento.....	74
FIGURA 4.7 Distribución de la trascolación [%] en la parcela de estudio.....	77
FIGURA 4.8 Distribución de los colectores individuales en la estación Villacís	78

FIGURA 4.9 Disposición de la instrumentación para medición de variables meteorológicas en la estación Media Luna.	80
FIGURA 4.10 Distribución de los colectores individuales en la estación Media Luna.....	81
FIGURA 4.11 Prueba de calibración para pluviómetro Campbell ARG 100.	84
FIGURA 4.12 Prueba de calibración para pluviómetro PRECIS-MÉCANIQUE R01 3070A.	87
FIGURA 4.13 Gráfica de la prueba de calibración por pérdidas en los canales. ..	90
FIGURA 4.14 Serie cronológica de datos meteorológicos disponibles a partir de agosto 2010 a diciembre 2011	92
FIGURA 4.15 Tipos de vegetación de la zona agrícola.....	95
FIGURA 4.16 Profundidad de la zona de raíces en el pasto y en el bosque de la estación Villacís.	98
FIGURA 4.17 Variación de los perfiles de tensión del suelo en la zona de pastos y bosque de la estación Villacís durante la temporada de invierno.	100
FIGURA 4.18 Variación de los perfiles de tensión del suelo en la zona de pastos y bosque de la estación Villacís durante la temporada de garúa.....	101
FIGURA 4.19 Curvas de retención para la zona de pastos y de bosque en la estación Villacís a una profundidad entre 16 y 21 cm.....	104
FIGURA 4.20 Contenidos de humedad obtenidos mediante la aplicación de la ecuación de Van Genuchten (1980) en la estación Villacís.	106
FIGURA 4.21 Solución gráfica de la ecuación del método del número de curva, la curva CN=100 representa la recta PR=ES.	119
FIGURA 4.22 Esquema del modelo de balance hídrico del suelo	130
FIGURA 4.23 Diagrama de flujo modelo hidrológico.....	136
FIGURA 5.1 Cajas de Tukey en las que se resumen los valores históricos de precipitación en las estaciones Puerto Ayora y Bellavista	140
FIGURA 5.2 Variación diaria de la precipitación para los años 2010 y 2011 en la estación Bellavista.	141
FIGURA 5.3 Precipitación y Trascolución registradas en la estación Villacís para los periodos de modelación A y B.	142

FIGURA 5.4 Cajas de Tukey para los valores históricos de temperatura en las estaciones Puerto Ayora y Bellavista	144
FIGURA 5.5 Variación diaria de las variables meteorológicas registradas en la estación Villacís para los periodos de modelación A y B.	145
FIGURA 5.6 Gráfico de los escurrimientos superficiales en la zona de estudio .	147
FIGURA 5.7 Gráfica de la precipitación (barras azules) y radiación (barras naranja) y de la evapotranspiración calculada para los periodos A y B en la zona de pastos	149
FIGURA 5.8 Gráfica de la precipitación y de la evapotranspiración calculada para los periodos A y B en la zona de bosque	150
FIGURA 5.9 Gráficos de relación entre la evapotranspiración y las diferentes variables meteorológicas.....	152
FIGURA 5.10 Gráfica de los valores de contenido de humedad del suelo modelados (verde) y aquellos calculados mediante la curva de retención (azul y negro) en la zona de pastos de la estación Villacís.	156
FIGURA 5.11 Gráfica de los valores de contenido de humedad del suelo modelados (verde) y aquellos calculados mediante la curva de retención (azul y negro) en la zona de bosque de la estación Villacís.	159
FIGURA 5.12 Variación de la precipitación y de la percolación profunda simulada para la zona de pastos en la estación Villacís.	162
FIGURA 5.13 Variación de la precipitación y de la percolación profunda simulada para la zona de bosque en la estación Villacís.	163

LISTA DE TABLAS

TABLA 2.1 Resumen de precipitación histórica anual en las estaciones Puerto Ayora (1965-2011) y Bellavista (1988-2011).	20
TABLA 2.2 Descripción estadística de las características de las cuencas en la isla Santa Cruz.	28
TABLA 2.3 Ubicación de algunas grietas y puntos de monitoreo del acuífero basal en Santa Cruz, coordenadas geográficas (WGS84). X representa la conductividad hidráulica del agua subterránea.	30
TABLA 3.1 Distribución del agua según su naturaleza.	37
TABLA 3.2 Diámetro de las partículas de suelo, de acuerdo a su textura	56
TABLA 3.3 Efecto del número de partículas de suelo en la relación volumen área superficial de las partículas de suelo.	59
TABLA 4.1 Instrumentación para la medición de variables meteorológicas en la estación Villacís.	69
TABLA 4.2 Características de los diseños de medición de la trascolación	77
TABLA 4.3 Instrumentación para la medición de variables meteorológicas en la estación Media Luna.	79
TABLA 4.4 Características de canales y colectores en la estación Media Luna. .	81
TABLA 4.5 Factores de calibración para la medición en la estación Villacís durante el periodo comprendido entre Julio 2010 y Febrero 2011.	86
TABLA 4.6 Rango de caudales de trascolación registrados en la estación Villacís.	88
TABLA 4.7 Caudales definidos para la prueba de calibración del sistema canal-pluviómetro PRECIS-MÉCANIQUE R01 3070A.	89
TABLA 4.8 Fechas en las cuales existen vacíos en las series de datos de las variables de la estación Villacís para el periodo de modelación A.	93
TABLA 4.9 Fechas en las cuales existen vacíos en las series de datos de las variables de la estación Villacís para el periodo de modelación B.	93
TABLA 4.10 Principales especies encontradas en la zona de pastos de la estación Villacís.	95

TABLA 4.11 Principales especies encontradas en el bosque correspondiente a la estación Villacís.	96
TABLA 4.12 Parámetros para la determinación de la curva de retención según el modelo de (Van Genuchten, 1980).	103
TABLA 4.13 Parámetros necesarios para el cálculo de la evapotranspiración potencial.	118
TABLA 4.14 Criterio de asignación del Grupo Hidrológico del Suelo según su conductividad hidráulica.	122
TABLA 4.15 Tabla conjunto para la determinación del Número de Curva para CHA II y $I_a = 0.2S$	124
TABLA 4.16 Clasificación del terreno de acuerdo a su pendiente para la aplicación del método del número de curva.	125
TABLA 4.17 Tabla para determinar el Número de Curva de acuerdo a la pendiente del terreno.	125
TABLA 4.18 Límites de las clases de Condición de Humedad Antecedente	126
TABLA 4.19 Número de Curva para las diferentes clases de Condición de Humedad Antecedente	127
TABLA 4.20 Valores del número de curva utilizados en el cálculo del escurrimiento superficial.	129
TABLA 4.21 Parámetros utilizados en el modelo del balance hídrico a nivel del suelo.	135
TABLA 5.1 Resumen de los valores de precipitación y trascolación para las dos temporadas del año presentes en el periodo de modelación B.	142
TABLA 5.2 Días en los cuales se presenta escurrimiento superficial (zona de pastos).	146
TABLA 5.3 Resultados del modelo de regresión lineal realizado para las variables radiación solar y humedad relativa, con respecto a la evapotranspiración.	153

SIMBOLOGÍA

I_a	abstracción inicial
RAW	agua fácilmente extraíble
α	albedo
NSS	almacenamiento superficial
z_h	altura de medición de humedad
z_m	altura de medición de velocidad del viento
d	altura del plano de desplazamiento cero
h_v	altura vegetación
ω_s	ángulo con el sol al atardecer
tip	basculación
c_p	calor específico del aire
H	calor sensible
ΔS	cambio de almacenamiento
TAW	capacidad máxima de almacenamiento de agua, agua disponible para evapotranspiración
Q_c	caudal corregido por pérdidas por basculación de pluviómetro
Q_m	caudal medido por el pluviómetro
Kc	coeficiente de cultivo
R^2	coeficiente de determinación
Ks	coeficiente de estrés hídrico
σ	constante de stefan-boltzmann
k	constante de von karman
R	constante gas específico
γ	constante psicrométrica
G_{sc}	constante solar
SWC	contenido de agua del suelo
θ_{FC}	contenido de humedad a capacidad de campo
θ_{WP}	contenido de humedad al punto de marchitez
CHA	contenido de humedad antecedente
θ	contenido volumétrico de humedad

θ_s	contenido volumétrico de humedad a la saturación
θ_r	contenido volumétrico de humedad residual
δ	declinación solar
<i>DHS</i>	déficit de humedad del suelo
ρ_a	densidad del aire a presión constante
d_r	distancia inversa relativa tierra-sol
z	elevación sobre el nivel del mar
<i>I</i>	entradas de agua
<i>ER</i>	error relativo
<i>ERM</i>	error relativo medio
<i>ES</i>	escurrimiento superficial
<i>ETR</i>	evapotranspiración real
<i>ETP</i>	evapotranspiración potencial
<i>ETO</i>	evapotranspiración referencial
ρ	factor de reducción
fr_g	factor de retención en garúa
fr_i	factor de retención en invierno
<i>G</i>	flujo de calor del suelo
λET	flujo de calor latente (evapotranspiración)
Q_t	flujo de trascolación
HR_{max}	humedad relativa máxima
HR_{min}	humedad relativa mínima
<i>LAI</i>	índice foliar
LAI_{activo}	índice foliar activo (iluminado por el sol)
<i>IN</i>	infiltración
φ	latitud
z_{om}	longitud de rugosidad gobernando el momento de transferencia
z_{oh}	longitud de rugosidad gobernando transferencia de calor y vapor
<i>m.s.n.m.</i>	metros sobre el nivel del mar
<i>CN</i>	número de curva
<i>J</i>	número del día en el año

Δ	pendiente de la curva de presión de vapor
PP	percolación profunda
η	porosidad
PRN	precipitación neta
P_r	precipitación registrada
PRB	precipitación bruta, precipitación
P	presión atmosférica
e_s	presión de vapor a la saturación
e_a	presión de vapor actual
Z_r	profundidad de la zona de raíces
R_a	radiación extraterrestre
R_n	radiación neta
R_{nl}	radiación neta de onda larga
R_{so}	radiación solar a cielo abierto
R_{ns}	radiación solar neta
R_s/R_{so}	radiación solar relativa
ε	relación peso molecular vapor de agua/ aire seco
r_a	resistencia aerodinámica
r_s	resistencia de superficie
r_l	resistencia estomática de una hoja bien iluminada
S	retención actual potencial máxima
F	retención actual una vez que ha empezado el escurrimiento
O	salidas de agua
$T_{max K}$	temperatura absoluta máxima
$T_{min K}$	temperatura absoluta mínima
T_{max}	temperatura máxima del aire
T_{med}	temperatura media del aire
T_{min}	temperatura mínima del aire
T_{Kv}	temperatura virtual
h	tensión
TR	trascolación
Δt	variación del tiempo

u_2	velocidad del viento a 2 m de altura
u_z	velocidad del viento a la altura z_m
V_v	volumen de vacíos
V_t	volumen total
W	watts

RESUMEN

Se ha desarrollado un modelo hidrológico para el cálculo del balance hídrico a nivel del suelo, mismo que se aplica a dos parcelas de estudio (la zona de pastos y la zona de bosque) en la zona agrícola de la cuenca Pelikanbay en la isla Santa Cruz del Archipiélago de Galápagos. Este modelo toma en cuenta los principales procesos hidrológicos, como son: precipitación, escurrimiento superficial, evapotranspiración, almacenamiento de agua en el suelo y la percolación profunda. Para la cuantificación de ciertos procesos, que no han podido ser medidos en campo, el modelo se ha apoyado en ecuaciones y métodos que ya han sido desarrolladas para este fin. Así, para el cálculo del escurrimiento superficial se ha utilizado el método del Número de Curva (NRCS, 2004) y para el cálculo de la evapotranspiración, la ecuación de Penman-Monteith (Allen et al, 1998).

Los resultados obtenidos indican que el suelo, la mayor parte del tiempo, mantiene contenidos de agua altos (mayores a la capacidad de campo, $\theta_{FC} = 0.50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), que la evapotranspiración es mayor al 30% del agua precipitada, y que las abundantes precipitaciones presentes durante la época de estudio contribuyeron a que exista una percolación profunda hacia el acuífero del alrededor del 70% del agua infiltrada. Lo anterior confirma la poca influencia del escurrimiento superficial dentro del balance hídrico, mismo que sólo se presenta durante eventos de precipitación excepcionales.

El modelo se valida al comparar, mediante el coeficiente de determinación (R^2) y el error relativo medio (ERM), los valores de contenido de humedad (SWC) obtenidos por el modelo, con aquellos que se obtuvieron de una transformación de mediciones de tensión en el suelo a contenido de humedad, mediante la curva de retención de Van Genuchten (1980). Los resultados de la validación arrojan un coeficiente de determinación (R^2) de 0.78 y 0.80 para la zona de pastos y la zona de bosque respectivamente y un ERM de 8% y 10% respectivamente. A pesar de los buenos resultados, si solamente se toma en cuenta los meses de noviembre y

diciembre del 2011, meses con un marcado déficit de humedad en el suelo, el error puede llegar hasta un 40%. Por esta razón se concluye que el modelo debe ser ajustado para que pueda aplicarse durante temporadas secas. Una primera aproximación sería determinar el factor de retención f_r (parámetro utilizado para simular el flujo de agua a través del suelo) con una metodología más adecuada y a un paso de tiempo más fino (diario).

ABSTRACT

A hydrological model for the calculation of the water balance at ground level is developed and applied to two study plots (the pasture and the forest) in the agricultural area of Pelikanbay basin on Santa Cruz island in the Galapagos Archipelago. This model takes into account the main hydrological processes such as precipitation, runoff, evapotranspiration, soil water storage and deep percolation. For quantification of certain processes, which could not be measured on field, some other equations and methods have been applied for this purpose. Thus, for the calculation of surface runoff it has been used the Curve Number method (NRCS, 2004) y for the calculation of evapotranspiration, the Penman-Monteith equation (Allen et al, 1998).

The results indicate that, most of the time, the ground has high water content levels (greater than field capacity, $\theta_{FC} = 0.50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), evapotranspiration is greater than 30% of precipitated water and, due to the abundant rainfall present during the study period, deep percolation into the aquifer is about 70% of infiltrated water. This confirms the minor impact of surface runoff into the water balance, which occurs only during exceptional rainfall events.

The model is validated using the coefficient of determination (R^2) and the mean relative error (MRE), by comparing the values of soil water content (SWC) obtained by the model with those obtained from the use of the Van Genuchten's retention curve to convert soil tension measurements into soil water content. The results show that the coefficient of determination is 0.78 and 0.80 for the pasture and forest respectively, while the MRE is 8% and 10% respectively. Despite the good results, if one considers only the months of November and December of 2011, months with a marked deficit of soil moisture, the error can reach 40%. Therefore it is concluded that the model should be adjusted, so that, it can be applied during dry seasons. A first approach, it would be to determine the retention factor f_r (parameter used to simulate soil fluxes) with a more convenient method and time step (daily).

PRESENTACIÓN

Este trabajo ha sido estructurado en seis capítulos que se encuentran ordenados de tal forma que, secuencialmente, se vaya adquiriendo la información y conocimientos necesarios para su entendimiento. En el capítulo I, *Generalidades*, se presenta el contexto, alcance y finalidad de este trabajo de investigación. En el capítulo II, *Zona de Estudio*, se hace una descripción detallada de la geografía, geología, clima y los recursos hídricos existentes en la isla Santa Cruz. Dentro del capítulo III, *Fundamento Teórico*, se revisan los principales conceptos de los procesos y componentes del ciclo hidrológico, conocimientos que son la base para la definición del modelo hidrológico para el cálculo del balance hídrico. En el capítulo IV, *Monitoreo Hidroclimático y Metodología*, se describe la instrumentación ocupada para la obtención de datos y se explica la metodología propuesta para la realización del modelo. Los resultados obtenidos durante la simulación son analizados y discutidos dentro del capítulo V, *Análisis y Discusión de Resultados*. Finalmente en el capítulo VI, *Conclusiones y Recomendaciones*, se describen las conclusiones a las que se llega luego tras el análisis de los resultados, mismos que están basados en los objetivos planteados en esta investigación. De igual manera, se hacen ciertas recomendaciones para mejorar el modelo propuesto y que se espera puedan ser desarrolladas en una etapa posterior.

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1 CONTEXTO DEL ESTUDIO

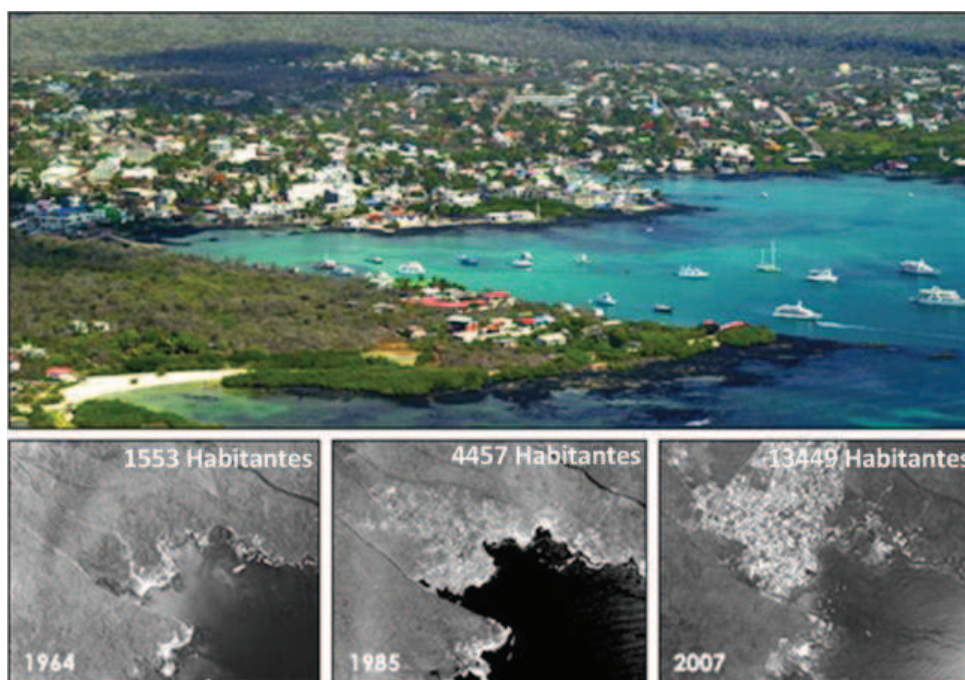
Las Islas Galápagos, declaradas por la UNESCO como Patrimonio Natural de la Humanidad, son conocidas a nivel mundial por sus especies endémicas y ecosistemas únicos en el mundo. Lamentablemente, este paraíso natural, está siendo amenazado por la llegada de especies invasoras y una mala administración de los recursos naturales (Domínguez, 2011). En lo que respecta al recurso hídrico, el acelerado crecimiento demográfico (tasa de crecimiento anual de 6.4%) (Epler, 2007), y el aumento de la demanda turística (más de 173000 visitantes al año) (PNG, 2010), están ejerciendo una gran presión sobre este recurso (d'Ozouville, 2007a), principalmente en la isla Santa Cruz donde se asienta el centro urbano de mayor desarrollo y población (*FIGURA 1.1*). Según datos oficiales, cuenta con 15393 habitantes (INEC, 2011) pero esta población podría ser mayor a causa de la inmigración ilegal, alcanzando los 17000 habitantes (Guyot-Tephany, 2010).

En la isla Santa Cruz, las fuentes de agua superficial son prácticamente nulas, por lo que sus pobladores se han visto obligados a la extracción de agua subterránea desde grietas o pozos que se conectan con el acuífero basal, el mismo que, por encontrarse cercano a la costa, presenta intrusiones de agua de mar convirtiéndolo en una fuente de agua salobre.

Los malos manejos y falta de planificación han llevado a que esta fuente, a más se encuentre contaminada (d'Ozouville, 2007b). Factores tales como la falta de sistemas de alcantarillado, pozos sépticos mal contruidos y descargas de aguas residuales sobre el propio acuífero basal (fuente de abastecimiento), sin ningún

tipo de tratamiento, han dado como resultado aguas con altísimos contenidos de contaminación (coliformes fecales, hidrocarburos y metales pesados).

FIGURA 1.1 Crecimiento urbano de Puerto Ayora, Isla Santa Cruz, en las últimas décadas. El número de habitantes en cada año se calcula a partir de datos estadísticos del INEC (Instituto Nacional de Estadística y Censos)



Fuente: www.galapagospark.org, 2009

Por lo antes descrito, es clara la necesidad de contar con un plan de manejo adecuado de los recursos hídricos en las Islas, mismo que armonice las actividades humanas con la conservación de los frágiles ecosistemas existentes en este lugar y, por lo tanto, garantice su sostenibilidad. La ausencia de este plan se debe, en parte, a la falta de conocimiento del ciclo hidrológico y de los procesos asociados al mismo dentro de las Islas Galápagos. *Galapagos Islands Integrated Water Studies* (GIWS) es un proyecto que ha emprendido en este campo, siendo pioneros en el estudio del funcionamiento hidrogeológico de las Islas.

Realizar un estudio hidrológico a nivel subsuperficial (suelo) para comprender los procesos hidrológicos que se generan a nivel del suelo, permite estimar la cantidad de agua disponible para la recarga de acuíferos. Luego, un estudio

hidrogeológico, permite que se determine la presencia de potenciales acuíferos en las zonas altas (acuíferos colgados), en donde no se tenga intrusiones del agua de mar, y por lo tanto, constituyan fuentes de agua dulce.

El aporte de estudios de investigación enfocados a comprender el ciclo del agua y sus diferentes procesos dentro de las Islas, ayudan a establecer posibles modelos de gestión de los recursos hídricos, que se ajusten a la realidad de este Archipiélago, y por lo tanto, que velen por la salud y bienestar de sus pobladores, y al mismo tiempo, por la conservación de sus ecosistemas.

1.2 ALCANCE

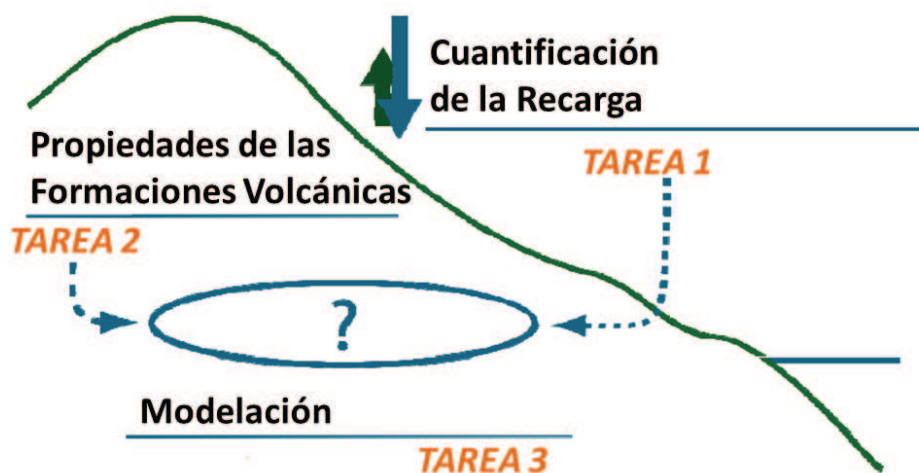
Este estudio se lleva a cabo en la cuenca Pelikanbay de la isla Santa Cruz, dentro del marco del proyecto *Galapagos Islands Integrated Water Studies (GIIWS)*, manejado por la Universidad Pierre et Marie Curie de París y que, a partir del 2003, se encuentra trabajando en las Islas a fin de comprender su funcionamiento hidrogeológico y generar información útil para la gestión de los recursos hídricos.

El proyecto GIIWS comprende tres tareas (FIGURA 1.2):

- **Cuantificación de la Recarga:** consiste en la medición de la entrada de agua al suelo a través de la precipitación y de la intercepción de neblina por parte de la vegetación. Esta cuantificación se consigue mediante un monitoreo continuo de variables hidrometeorológicas, a través de la instalación de instrumentos de medición.
- **Propiedades de las Formaciones Volcánicas:** consiste en el estudio de la morfología y las propiedades hidráulicas de los medios volcánicos a partir de teledetección e investigación de campo.
- **Dinámica de las Aguas Subterráneas:** consiste en la creación de modelos hidrogeológicos, analíticos y numéricos, que permitan evaluar diferentes escenarios (climáticos, principalmente) que puedan presentarse a futuro en las Islas.

Este trabajo de investigación, propone el desarrollo de un modelo hidrológico para el cálculo del balance hídrico a nivel del suelo en la zona agrícola de la isla Santa Cruz, actividad comprendida en la tarea número uno, *Cuantificación de la Recarga*, del proyecto GIWS.

FIGURA 1.2 Tareas del proyecto GIWS en los estudios realizados en la isla Santa Cruz.



Fuente: GIWS, 2010

El balance hídrico se lo realiza a nivel de parcela, en la zona agrícola (200-500 m.s.n.m.) de la cuenca Pelikanbay, en la isla Santa Cruz. Se ha elegido este lugar ya que es donde los perfiles de suelo se encuentran más desarrollados (30 a 120 cm) (Pryet, 2011). El cálculo del balance hídrico requiere contar con la suficiente información meteorológica y de los flujos de agua en el suelo. Para el efecto, el proyecto GIWS, ha instalado dos estaciones meteorológicas dentro de la cuenca Pelikanbay. La primera, llamada Estación Villacís, se ubica a 400 m.s.n.m., y la segunda, llamada Estación Media Luna, a 650 m.s.n.m. Estas estaciones entraron en funcionamiento a partir de julio del 2010 y se describen con mayor detalle en la SECCIÓN 4.1.

Adicionalmente, la Estación Científica Charles Darwin, mantiene en funcionamiento dos estaciones meteorológicas: Estación Puerto Ayora y Estación Bellavista. La primera se ubica dentro de las instalaciones de la Estación

Científica a 5 m.s.n.m., y la segunda, en la población de Bellavista a 180 m.s.n.m. Los registros de precipitación, temperatura del aire y humedad relativa, estas estaciones, datan desde 1965 y 1987 respectivamente.

Otro de los puntos a tomar en cuenta, es la presencia de dos temporadas climáticas durante el año. La temporada cálida o “invierno” (enero a mayo) caracterizada por altas temperaturas e intensas precipitaciones, y la temporada fría o de “garúa” (junio a diciembre) durante la cual una capa semipermanente de neblina está presente en la parte alta de la isla (Trueman y d’Ozouville, 2010).

El balance hídrico que se desarrolla en este trabajo, se basa en la propuesta hecha por Pryet (2011), quien subdivide al sistema hidrológico en tres unidades: sistema atmosférico (procesos que se presentan a nivel de atmósfera y vegetación), sistema subsuperficial (procesos presentes a nivel del suelo) y sistema subterráneo (procesos concernientes a la recarga del acuífero), mismos que se describen en la SECCIÓN 3.1.

Dentro del balance hídrico, la evapotranspiración es un proceso muy relevante, su estimación, al no existir una medición real de este fenómeno, se realiza mediante la metodología propuesta en Allen et al. (1998), misma que se basa en la ecuación de Penman-Monteith para el cálculo de la evapotranspiración. Así mismo, no existen mediciones de escurrimiento superficial, y su cálculo se lo realiza utilizando el método del Número de Curva (NRCS, 2004). Es por esto que los resultados obtenidos no constituyen valores reales, más bien, se consideran una estimación en la cuantificación de estos procesos, y su coherencia se pone en evidencia a través de mediciones de tensión de agua en el suelo, mismas que permiten una validación.

1.3 FINALIDAD DE LA INVESTIGACIÓN

1.3.1 OBJETIVO GENERAL

Realizar un balance hídrico a nivel del suelo, en la zona agrícola de la cuenca Pelikanbay en la isla Santa Cruz, Archipiélago de Galápagos, mediante el desarrollo de un modelo hidrológico que tome en cuenta los principales procesos hidrológicos, entre los que se incluyen: precipitación, evapotranspiración, escurrimiento superficial, almacenamiento de agua en el suelo y percolación profunda. Este balance hídrico permite que la recarga de agua hacia el acuífero pueda ser estimada.

1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Hacer una descripción de las características geográficas, geológicas, hidrológicas y climatológicas presentes en el Archipiélago de Galápagos, especialmente en la cuenca Pelikanbay de la isla Santa Cruz.
- Describir y cuantificar los componentes del balance hídrico dentro de la cuenca Pelikanbay en la isla Santa Cruz.
- Estimar, en base al balance hídrico del suelo, la cantidad de agua que percola hacia el acuífero.

CAPÍTULO 2

ZONA DE ESTUDIO

En este capítulo se hace una descripción general del Archipiélago de Galápagos, poniendo mayor atención a las características de la isla Santa Cruz, lugar donde se lleva a cabo este trabajo. Varios son los aspectos que se toman en cuenta para hacer esta descripción: geografía, geología, clima, suelos, hidrología e hidrogeología.

El conocimiento de las características existentes en las Islas Galápagos, en cada uno de los aspectos ya mencionados, permite obtener una visión global de su funcionamiento hidrológico, y por lo tanto, establecer bajo qué condiciones puede desarrollarse el modelo hidrológico que se propone en este estudio. Además, esta descripción es muy valiosa ya que contribuye a cumplir con uno de los objetivos planteados dentro de este trabajo.

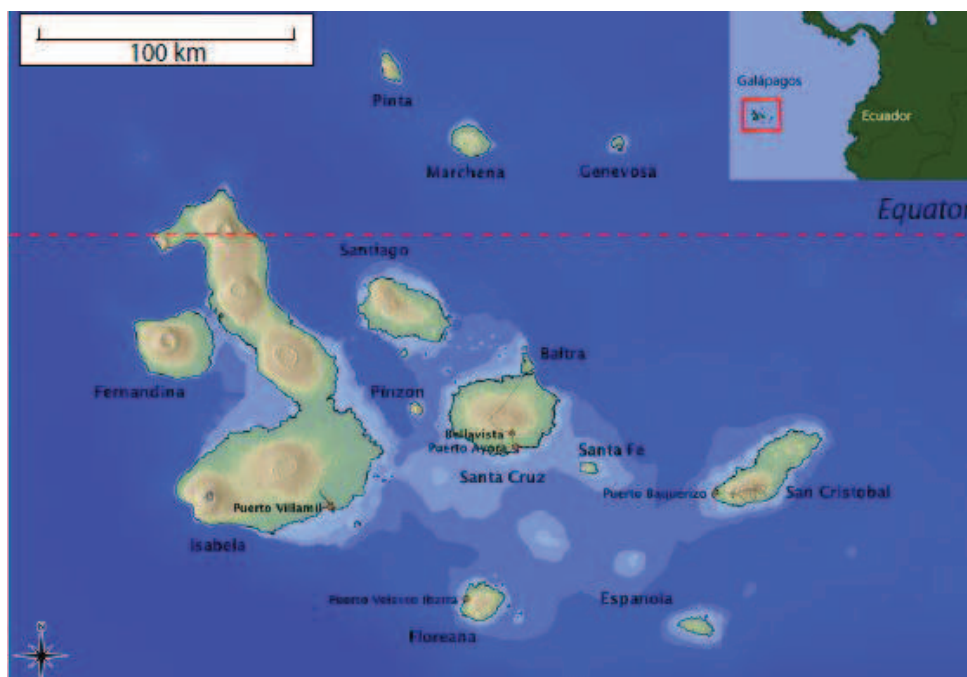
2.1 ARCHIPIÉLAGO DE GALÁPAGOS

El Archipiélago de Galápagos se ubica en el Océano Pacífico a 1000 Km de las costas de Ecuador a la altura de la línea ecuatorial que pasa por su montaña más alta, el volcán Wolf, que se ubica al norte de la isla Isabela (FIGURA 2.1). Su centro geográfico se encuentra a 0° 32.22' Sur y 90° 31.26' Oeste (Snell et al., 1996).

El Archipiélago incluye 233 unidades terrestres emergidas, entre islas, islotes y rocas. Estas se encuentran inventariadas por el Parque Nacional Galápagos. Es necesario indicar que es una cifra que permanece abierta debido al carácter altamente dinámico de los procesos geológicos que modelan este archipiélago volcánico, y por lo tanto, siempre pendiente de nuevas prospecciones y

actualizaciones (PNG, 2005). Evidencia de este dinamismo es que en trabajos anteriores, Snell et al. (1996) y Tye et al. (2002), sólo se registran 128 unidades terrestres emergidas.

FIGURA 2.1 Ubicación geográfica del archipiélago de Galápagos. La ubicación de los asentamientos humanos se señalan con un punto rojo.



Fuente: Pryet, 2011

El Archipiélago tiene un área aproximada de 8000 Km², está formado por 13 islas grandes (superficie mayor a 10 Km²), 5 islas medianas (entre 1 a 10 Km²) y 215 islotes y rocas (PNG, 2005). Cinco de las islas (Isabela, Santa Cruz, Fernandina, Santiago y San Cristóbal) representan el 93,2% de la superficie total del Archipiélago. La Isla Isabela, con 4.696,5 Km² es la de mayor tamaño, siendo más grande que todo el resto de las islas e islotes juntos (58,7% de la superficie total del Archipiélago) (PNG, 2005). Las islas más antiguas son San Cristóbal y Española (ubicadas este), y las más jóvenes Isabela y Fernandina (ubicadas al oeste) (FIGURA 2.1).

El área protegida en el Archipiélago abarca el 97% de su territorio, el 3% restante es utilizado por los asentamientos humanos (FIGURA 2.1), mismos que se

encuentran en las islas Santa Cruz, San Cristóbal, Isabela y Floreana (PNG, 2005). La población total del archipiélago según la encuesta de condiciones de vida Galápagos 2009 – 2010 es de 25124 habitantes (INEC, 2011).

2.1.1 ISLA SANTA CRUZ

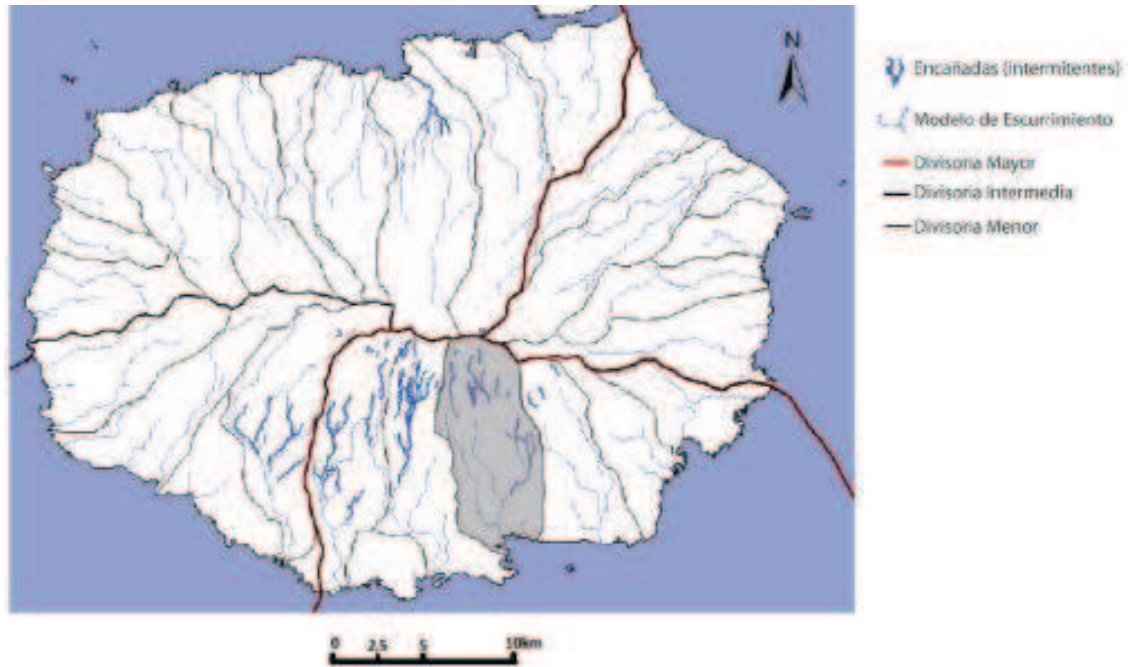
La Isla Santa Cruz se ubica en el centro del archipiélago, tiene una extensión de 986 Km² (la segunda más grande) y su punto más alto alcanza los 850 m.s.n.m., en la punta del cerro Crocker.

Políticamente, Santa Cruz constituye uno de los tres cantones que conforman la Provincia de Galápagos (San Cristóbal, Santa Cruz e Isabela). Su cabecera cantonal es Puerto Ayora y además está formada por dos parroquias rurales, Bellavista y Santa Rosa (PNG, 2005). Su población total alcanza los 15393 habitantes según (INEC, 2011), aunque Guyot-Tephany (2010) ha estimado una población mayor, llegando a 17000 habitantes. Se cree que los datos oficiales se encuentran subestimados debido a las altas tasas de inmigración ilegal (Guyot-Tephany, 2010). Adicionalmente vale indicar que la isla Santa Cruz es la principal puerta para el ingreso de turistas al Archipiélago. Según PNG (2010), la demanda turística anual alcanza los 173000 visitantes (población flotante).

2.1.1.1 Cuenca Pelikanbay

La cuenca Pelikanbay, localizada en la pendiente sur de la isla Santa Cruz (FIGURA 2.2), puede ser considerada como la de mayor importancia ya que en ella, se encuentran los asentamientos humanos. En esta cuenca se encuentran las poblaciones de Puerto Ayora y Bellavista, siendo la primera, la capital comercial y el asentamiento con el mayor número de habitantes en todo el Archipiélago. Tiene un área de 51.88 Km² y forma parte de la vertiente sur del Archipiélago (INGALA-PRONAREG-ORMSTOM, 1989).

FIGURA 2.2 Ubicación geográfica de la cuenca Pelikanbay dentro de la isla Santa Cruz. Las divisorias de la cuenca se encuentran resaltadas dentro de la figura.

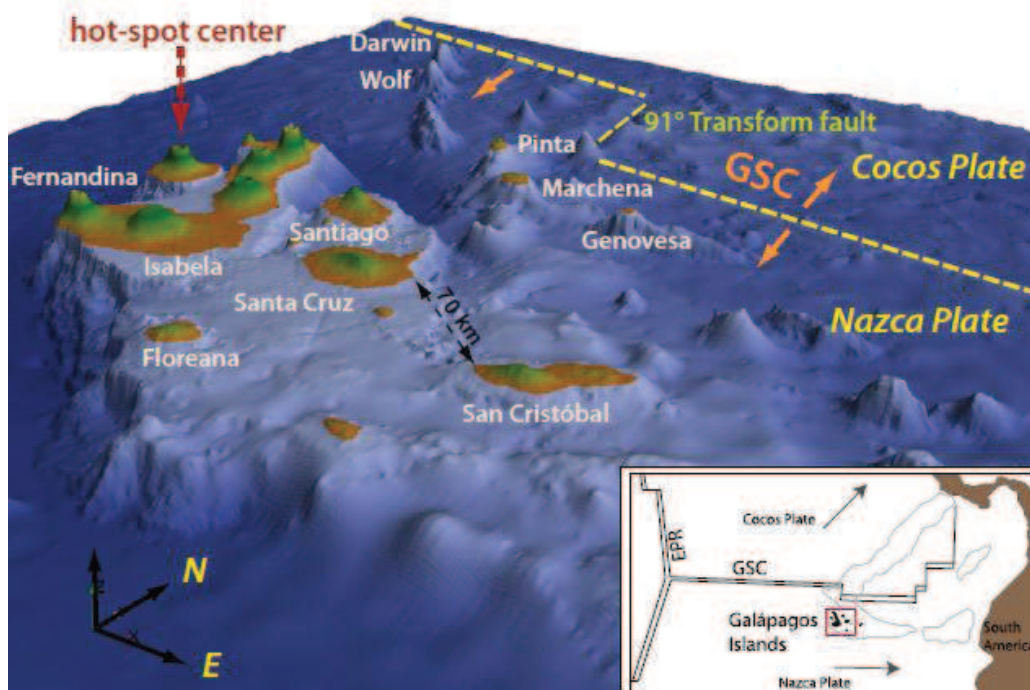


Fuente: Santos, 2009

2.2 GEOLOGÍA

Galápagos se formó debido a la actividad de un “hotspot”, es decir, un punto donde el manto está más cerca de la superficie terrestre y hay una actividad vulcanológica identificada, de larga duración. El Archipiélago se encuentra en la placa de Nazca, la cual se forma por la acción de dos dorsales oceánicas: *Galapagos Spreading Center (GSC)* y *East Pacific Rise (EPR)* (FIGURA 2.3). Las diferentes tasas de expansión de estas dorsales, >70 mm/año y de 21 a 36 mm/año respectivamente, le otorgan a la placa de Nazca un movimiento en dirección $N 102^\circ E$, hacia la fosa de subducción Perú-Chile (Hey et al., 1977). Es por esto que las islas más antiguas (Española y San Cristóbal) se encuentran hacia el este del archipiélago y las más jóvenes (Isabela y Fernandina) al oeste, justo por debajo del “hotspot”.

FIGURA 2.3 Plataforma sobre la que se asienta el Archipiélago de Galápagos y posición de las dorsales oceánicas que forman la Placa de Nazca.



Fuente: Pryet, 2011

El Archipiélago de Galápagos, con la excepción de las islas Darwin y Wolf, ubicadas al noroeste del Archipiélago, no se encuentra asentado directamente sobre el fondo oceánico, sino sobre una plataforma que se encuentra a unos 250 metros bajo el nivel del mar (Pryet, 2011) (FIGURA 2.3). Esta plataforma es el resultado de la interacción entre el “hotspot” y la dorsal oceánica *Galapagos Spreading Center*, cuyas continuas erupciones produjeron grandes flujos de lava que formaron esta plataforma (Geist et al., 2008; Mittelstaedt y Ito, 2005; Wilson y Hey, 1995).

Las erupciones volcánicas que formaron las Islas, por su alto contenido de gases, fueron en un principio muy explosivas y arrojaron material piroclástico relativamente fino, que iba desde lapilli (fragmentos sólidos de materia volcánica de dimensiones comprendidas entre 1 y 64 mm) hasta ceniza (Pryet, 2011). Pese a ser las primeras, las erupciones explosivas fueron escasas, y la formación de las Islas se debió principalmente, a erupciones de tipo efusivas. Las erupciones efusivas arrojan material fundido sobre la superficie terrestre, donde se enfría y

consolida formando rocas (Pryet, 2011). Este tipo de erupciones llevaron a la formación de tenues pendientes hasta la zona costera como es el caso de la isla Santa Cruz (Bow, 1979) y el de la isla Isabela (Reynolds et al., 1995).

Se han reportado dos tipos de flujo en el archipiélago: *lava aa'* (lava de superficie irregular) y *lava pahoehoe* (lava ondulada y lisa). Las erupciones con flujos de tipo pahoehoe dieron lugar a la formación de túneles, los mismos que son de gran importancia en la hidrogeología de las islas, ya que constituyen conductos semicontinuos de aguas subterráneas (Pryet, 2011).

2.2.1 GEOLOGÍA DE LA ISLA SANTA CRUZ

La isla Santa Cruz tiene forma elíptica, sus ejes son de 30 Km y 40 Km respectivamente. Tiene una superficie de 985 Km² y su punto más alto se encuentra a 850 m.s.n.m., en el cerro Crocker (d'Ozouville et al., 2008a). Se pueden distinguir dos etapas de formación. La primera es la formación de la plataforma hace 1.1 a 1.3 millones de años atrás, la cual está compuesta por unidades volcánicas toleíticas y ferro-basálticas (Bow, 1979; Geist y Reynolds, 1998). La segunda etapa de formación, hace 590±270 mil años a 24±11 mil años, está compuesta, en su mayoría, por flujos pahoehoe álcali-basálticos que se asientan sobre la plataforma formada en la primera etapa (Geist y Reynolds, 1998).

2.3 CLIMATOLOGÍA

El Archipiélago de Galápagos cuenta con un clima único. Los primeros visitantes de las Islas notaron un clima relativamente frío en comparación con otros lugares ecuatoriales (Dampier, 1729; Darwin, 1845). Observaron una zona costera muy seca y árida, y una zona alta bastante húmeda y con una vegetación muy diversa (Darwin, 1845).

El clima en Galápagos está controlado por la interacción entre las corrientes oceánicas que rodean las Islas y los dominantes vientos alisios provenientes del sureste. La influencia de las corrientes oceánicas y los vientos se rige a la migración de la *Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)* (Trueman y d'Ozouville, 2010), una banda cálida de bajas presiones que se desplaza desde los 10°N a los 3°S (Sachs et al., 2009). El desplazamiento de la ZCIT, conduce a la identificación de dos estaciones temporales durante el año: la Estación Cálida o *Invierno*, cuando la ZCIT se encuentra desplazada hacia el sur, y la Estación Fría o *Garúa*, cuando la ZCIT se encuentra hacia el norte (Hamann, 1979; Itow, 2003).

El levantamiento orográfico de aire húmedo, provocado por los vientos alisios, induce una húmeda pendiente sureste (barlovento), sujeta a precipitaciones orográficas, y una *árida y seca* pendiente noroeste (sotavento) causada por el efecto sombra (Pryet, 2011).

Otro fenómeno que tiene influencia en el clima de las Islas, es *El Niño Oscilación del Sur (ENSO)*. Este fenómeno consta de dos fases: El Niño (fase cálida), y La Niña (fase fría). La fase El Niño está marcada por altas temperaturas en la superficie del mar y un debilitamiento de los vientos alisios (Trueman y d'Ozouville, 2010). Su efecto sobre las islas es un incremento en la temperatura del aire, lluvias torrenciales (se ha registrado lluvias mayores a los 130 mm/día) y un invierno más prolongado. Los eventos El Niño más recientes se registraron en los años 1975-1976, 1982-1983, 1986-1987, 1993-1994 y 1997-1998 (Snell y Rea, 1999). Por otro lado, la fase La Niña se caracteriza por niveles de temperatura más bajos de lo habitual y sequía. Sus efectos sobre las Islas aún no son bien entendidos (Trueman y d'Ozouville, 2010).

En la SECCIÓN 2.3.1 y SECCIÓN 2.3.2 se describe de manera cualitativa, las características de las dos estaciones temporales (invierno y garúa) existentes en las Islas Galápagos. Luego, en la SECCIÓN 2.3.3, utilizando información de cuatro estaciones meteorológicas instaladas en la isla Santa Cruz, se describen cuantitativamente, las principales variables meteorológicas monitoreadas en la Isla (precipitación, temperatura, velocidad del viento y humedad relativa).

2.3.1 ESTACIÓN CÁLIDA O “INVIERNO”

La estación cálida o comúnmente conocida como invierno se presenta durante los meses de enero a mayo (Trueman y d'Ozouville, 2010), ocurre cuando la ZCIT se encuentra desplazada hacia el sur y se ubica muy cerca del Archipiélago, provocando una disminución de los vientos alisios. Además, corrientes cálidas provenientes del norte rodean el Archipiélago dándole un clima tropical (Alpert, 1946).

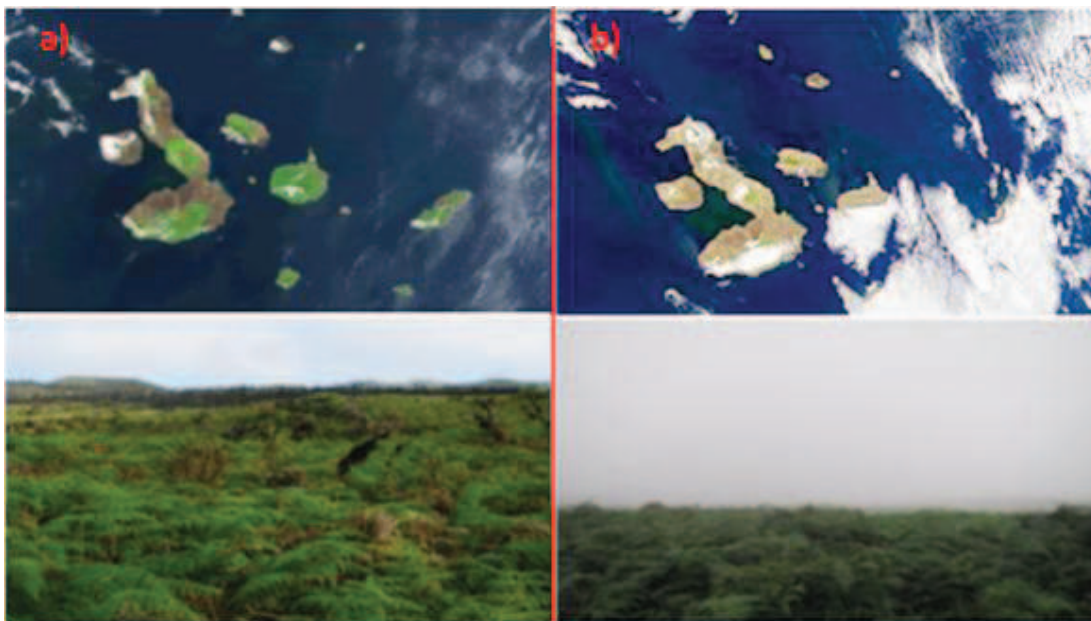
La estación de invierno está caracterizada por altas temperaturas del mar y del aire y por la alta variabilidad de la precipitación. Las lluvias son de tipo convectivo, muy intensas y de corta duración. Estas lluvias generalmente son mayores en las partes altas debido al efecto orográfico, aunque, debido a la disminución de los vientos alisios, pueden presentarse días en los cuales la precipitación es mayor en las zonas bajas, ya que las masas de aire húmedo no se verían desplazadas de las costas.

2.3.2 ESTACIÓN FRÍA O “GARÚA”

La estación fría, conocida como garúa, se presenta durante los meses de junio a diciembre (Trueman y d'Ozouville, 2010), cuando la ZCIT se desplaza hacia el norte y se aleja del Archipiélago. Los vientos alisios provenientes del sureste, soplan a través de las Islas trayendo consigo aire enfriado por las corrientes marinas que ascienden desde el sur (Alpert, 1946; Colinvaux, 1984). Esta estación se caracteriza por la presencia semipermanente de una capa de neblina a partir de los 400 m.s.n.m (FIGURA 2.4) y por la precipitación de baja intensidad, pero muy consistente (poca variabilidad) a lo largo de toda la estación. Se presentan dos tipos de precipitación: una vertical, originada por el efecto orográfico, y una precipitación oculta (Trueman y d'Ozouville, 2010) que es el resultado de la condensación de la neblina al contacto con la vegetación (intercepción de la neblina) y su posterior goteo hacia el suelo. En relación a la estación de invierno, la temperatura experimenta un descenso.

La formación de esta capa de neblina se explica, ya que los vientos alisios, enfríados por las corrientes marinas, al chocar con la pendiente sur de las islas (barlovento), experimentan un efecto de ascensión. Estos vientos arrastran consigo aire húmedo, el mismo que es obstaculizado por una masa de aire más caliente y seco presente aproximadamente a los 600 m.s.n.m. De esta manera se forma una capa de aire frío y húmedo que queda atrapada por debajo de masas de aire más calientes y secas, formando lo que se conoce como *capa de inversión* (Trueman y d'Ozouville, 2010).

FIGURA 2.4 Imágenes del Archipiélago de Galápagos y fotografías de la pendiente sur de la isla Santa Cruz, a) temporada de invierno, b) temporada de garúa, nótese la presencia de la capa semipermanente de neblina característica de esta estación.



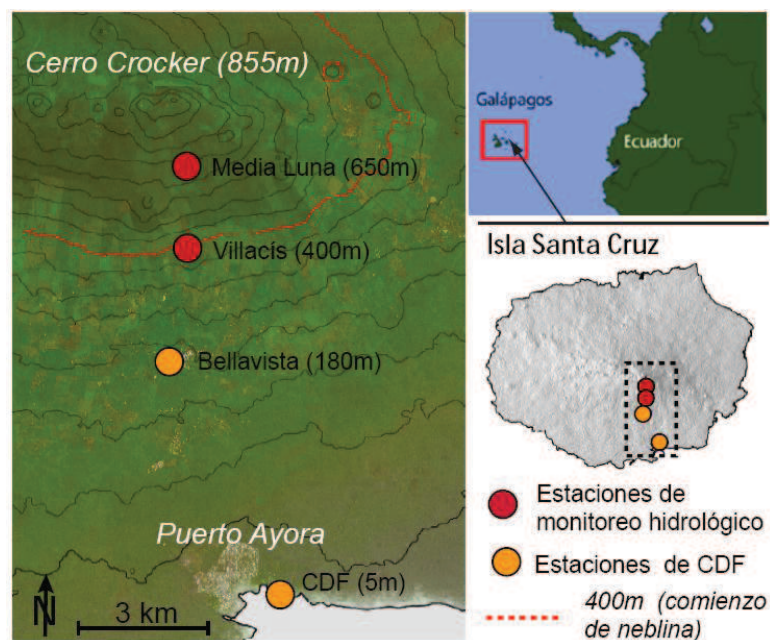
Fuente: Google Earth, 2012

2.3.3 CARACTERIZACIÓN ESTACIONAL DEL CLIMA EN LA ISLA SANTA CRUZ

Para la elaboración de esta sección se utilizaron datos históricos recolectados por las dos estaciones meteorológicas de la Estación Científica Charles Darwin. La estación Puerto Ayora, se ubica dentro de la Estación Científica, a 5 m.s.n.m.,

mantiene un monitoreo de la precipitación, temperatura del aire, temperatura de la superficie del mar, velocidad del viento y humedad relativa, a partir de 1965. La estación Bellavista se ubica a 180 m.s.n.m., en la población del mismo nombre, mantiene un monitoreo continuo de precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento y humedad relativa, a partir de 1987. Las bases de datos de estas dos estaciones pueden ser descargadas libremente de la página web de la Fundación Charles Darwin con el siguiente link: <http://www.darwinfoundation.org/datazone/climate/select-eng>. Adicionalmente, se ha utilizado información de las estaciones meteorológicas del proyecto GIWS, la Estación Villacís (400 m.s.n.m) y la Estación Media Luna (650 m.s.n.m). Ambas en funcionamiento a partir de julio del 2010 y en la SECCIÓN 4.1, se puede encontrar una descripción detallada de las variables meteorológicas monitoreadas en estas estaciones. La FIGURA 2.5 muestra la ubicación de las cuatro estaciones meteorológicas dentro de la isla Santa Cruz.

FIGURA 2.5 Ubicación de las estaciones Puerto Ayora, Bellavista, Villacís y Media Luna dentro de la isla Santa Cruz.

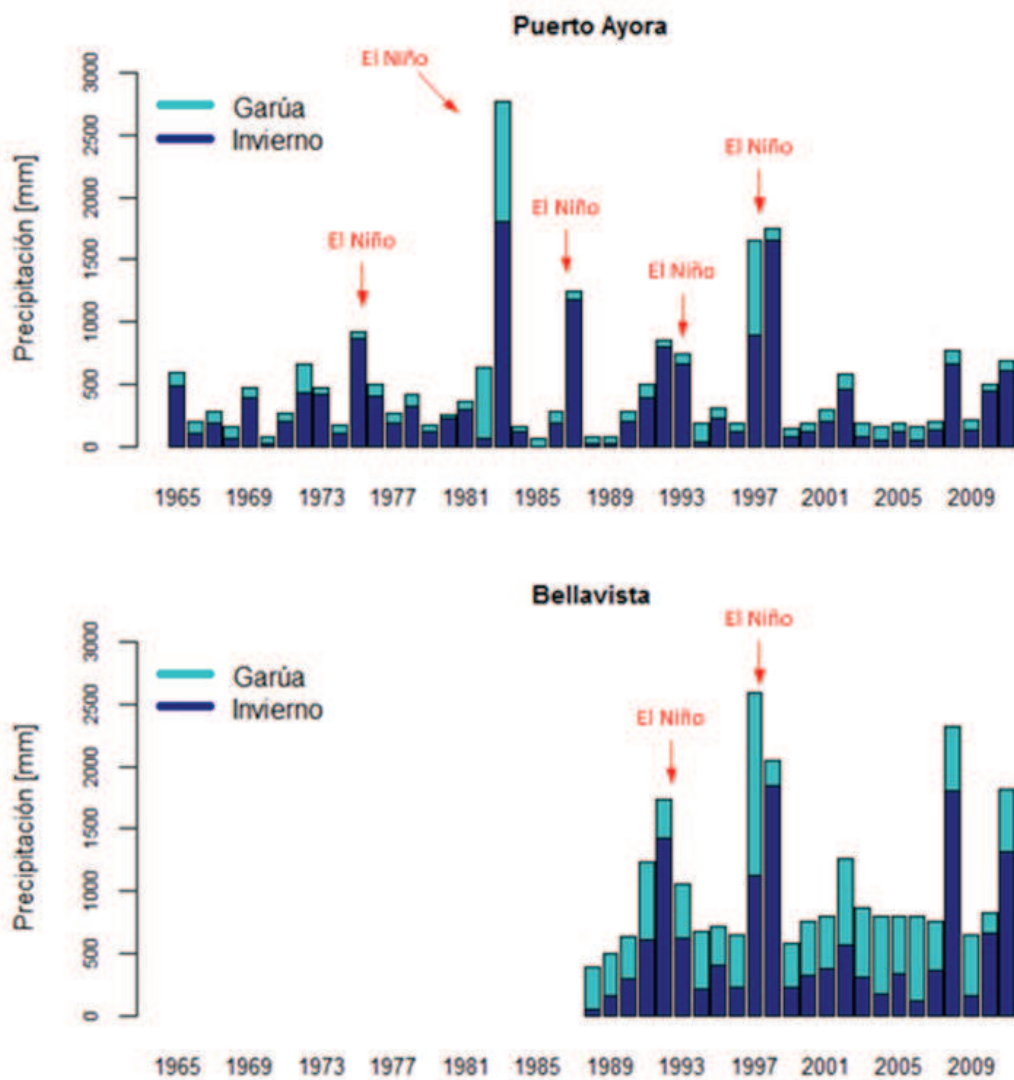


Fuente: Pryet, 2011

2.3.3.1 Precipitación

Como ya se describió, existen dos regímenes de precipitación distintos a lo largo del año. Durante el invierno, la precipitación experimenta gran variabilidad año tras año; mientras que en la estación de garúa, ésta es bastante uniforme (poca variabilidad) (FIGURA 2.6).

FIGURA 2.6 Registros de precipitación histórica anual en las estaciones meteorológicas Puerto Ayora (5 m.s.n.m.) y Bellavista (180 m.s.n.m.).



De acuerdo a datos históricos recolectados por las estaciones meteorológicas Puerto Ayora y Bellavista, los años que presentan las precipitaciones más importantes coinciden con la presencia de eventos El Niño (1975-1976, 1982-1983, 1986-1987, 1993-1994 y 1997-1998); y, a lo largo de la última década, los eventos El Niño han causado un incremento en las precipitaciones invernales del 2002 y 2010 (FIGURA 2.6).

Las mediciones mensuales (multianuales) registradas en las estaciones Puerto Ayora y Bellavista, indican que febrero y mayo son los meses con la mayor y menor precipitación respectivamente (FIGURA 2.7). Se observa que en las estaciones Villacís y Media Luna, los valores máximos y mínimos de precipitación no coinciden con estos meses, lo que se explica por la escasa cantidad de datos recolectados por estas estaciones (en funcionamiento a partir de julio del 2010) y por lo tanto, aún no pueden caracterizar a la zona. Sin embargo, si se comparan periodos similares (julio 2010 a diciembre 2011) entre las cuatro estaciones (FIGURA 2.8), se observa que en todas se registra al mes de abril del 2011 como el mes que presentó la mayor cantidad de precipitación en ese año. Esto indica que el 2011 fue un año atípico en lo que respecta a las precipitaciones.

FIGURA 2.7 Medianas mensuales de precipitación (multianual) para las estaciones meteorológicas instaladas en la pendiente sur de la isla Santa Cruz.

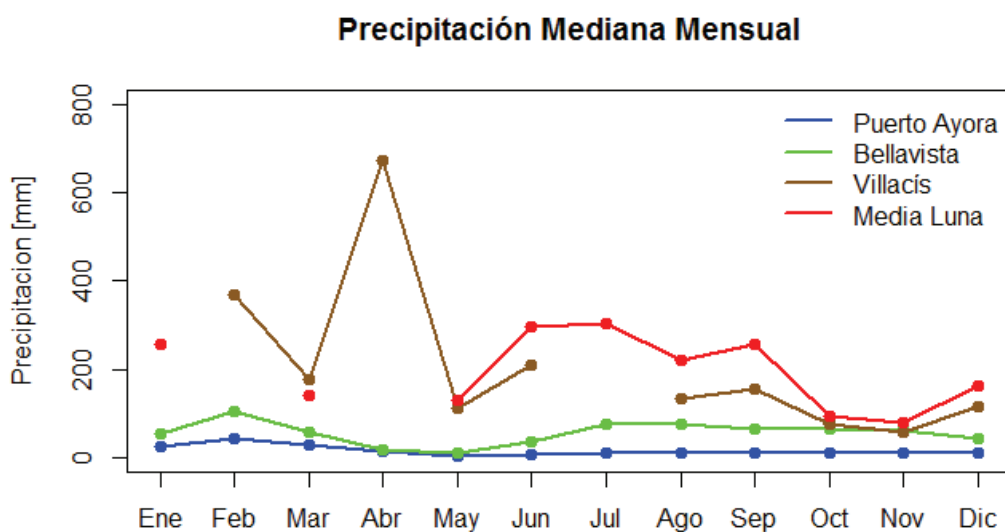
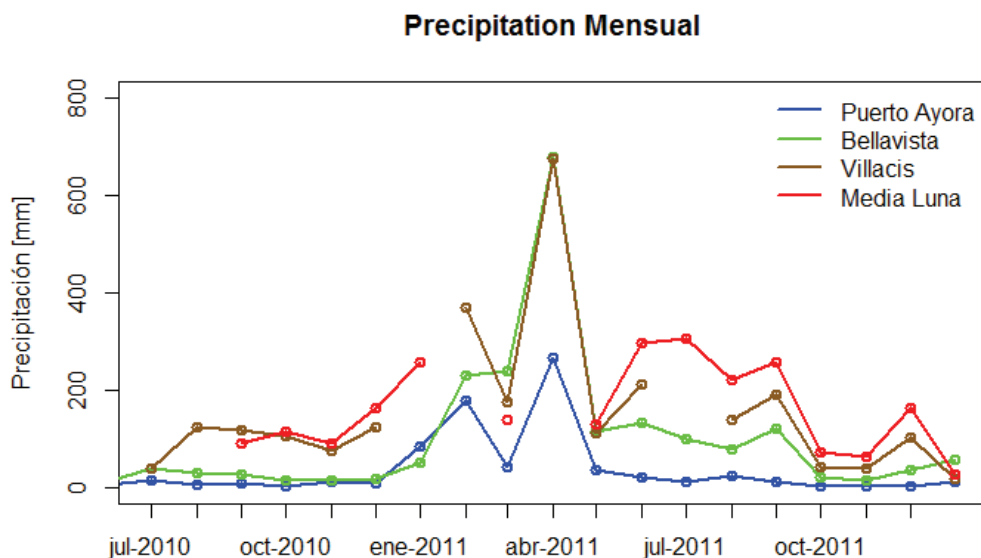


FIGURA 2.8 Comparación de la precipitación mensual entre las cuatro estaciones de la pendiente sur de la isla Santa Cruz.



La precipitación en Bellavista es aproximadamente tres veces mayor que en Puerto Ayora (TABLA 2.1). d'Ozouville (2007b), mediante el uso de varias estaciones meteorológicas, determinó que la precipitación aumenta con la altitud, determinando un gradiente de 300 mm de precipitación por cada 100 m de altura en la zona de barlovento de la isla Santa Cruz. Durante el invierno la cantidad mensual de días con lluvia, es menor que en la garúa, pero no existe ninguna relación entre la cantidad de precipitación y el total de días con lluvia (Trueman y d'Ozouville, 2010).

En la TABLA 2.1 se puede notar el uso de la mediana en lugar de la media para caracterizar la precipitación anual. Tal como lo recomienda Nieuwolt (1991), se utiliza la mediana, debido a la alta y desigual variación de las precipitaciones en algunos meses. Este criterio se ha utilizado en varios trabajos realizados en la isla Santa Cruz: Trueman y d'Ozouville (2010), Domínguez (2011), Pryet (2011). Además, al utilizar la mediana, se evita sobrestimar los datos, ya que disminuye la influencia de los años en los que existió fenómeno de El Niño.

TABLA 2.1 Resumen de precipitación histórica anual en las estaciones Puerto Ayora (1965-2011) y Bellavista (1988-2011).

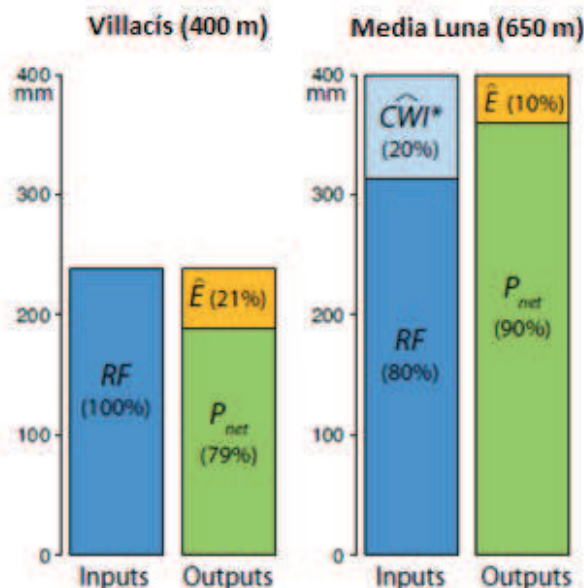
		Precipitación (mm)	
		Puerto Ayora	Bellavista
Anual	Mediana	278	804
	Mínimo	64 (1985)	392 (1988)
	Máximo	2769 (1983)	2595 ¹ (1997)
Invierno	% Precipitación anual	66%	47%
Garúa	% Precipitación anual	34%	53%
¹ Datos para Bellavista a partir de 1988, la precipitación podría haber sido mayor en 1983.			

2.3.3.2 Precipitación Oculta

Como se indica en la SECCIÓN 2.3.2, la precipitación oculta, se refiere a la intercepción de la neblina por parte de la vegetación, este proceso se produce ya que al soplar los vientos, arrastran consigo partículas de agua líquida presentes en la neblina que al chocar con el dosel de la vegetación, se precipitan convirtiéndose en una entrada adicional de agua al sistema hidrológico.

Para la temporada de garúa 2010, Pryet et al. (2012) determinaron el aporte de la neblina a dos altitudes diferentes en el barlovento de la isla Santa Cruz, justamente en la ubicación de las estaciones Villacís y Media Luna. Los resultados obtenidos indicaron que en esta temporada el aporte de la neblina en la estación Villacís (400 m.s.n.m.) fue nulo, mientras que, en la estación Media Luna, se estimó que el aporte de la neblina fue de 86 ± 50 mm, representando el $22\% \pm 13\%$ de las entradas de agua (FIGURA 2.9). La tasa diaria promedio de intercepción para esta estación fue de 1.12 mm/día alcanzando un máximo de 4.13 mm/día. Se concluyó también que esta tasa se incrementa marcadamente con la velocidad del viento; así, para vientos entre 0 y 2 m/s. la tasa fue de 0.13 mm/h y, para vientos mayores a 2 m/s, esta aumentó a 0.2 mm/h. El motivo para este incremento es la mayor tasa de impacto entre las gotas de agua presentes en la neblina y las hojas y ramas de la vegetación (Pryet et al., 2012).

FIGURA 2.9 Balance hídrico a nivel de dosel para 75 días de monitoreo. RF (rainfall) es la precipitación bruta registrada en las estaciones; P_{net} la precipitación neta; E la evaporación real y CWI (cloud water interception) representa el aporte de la intercepción de neblina.



Fuente: Pryet et al., 2012

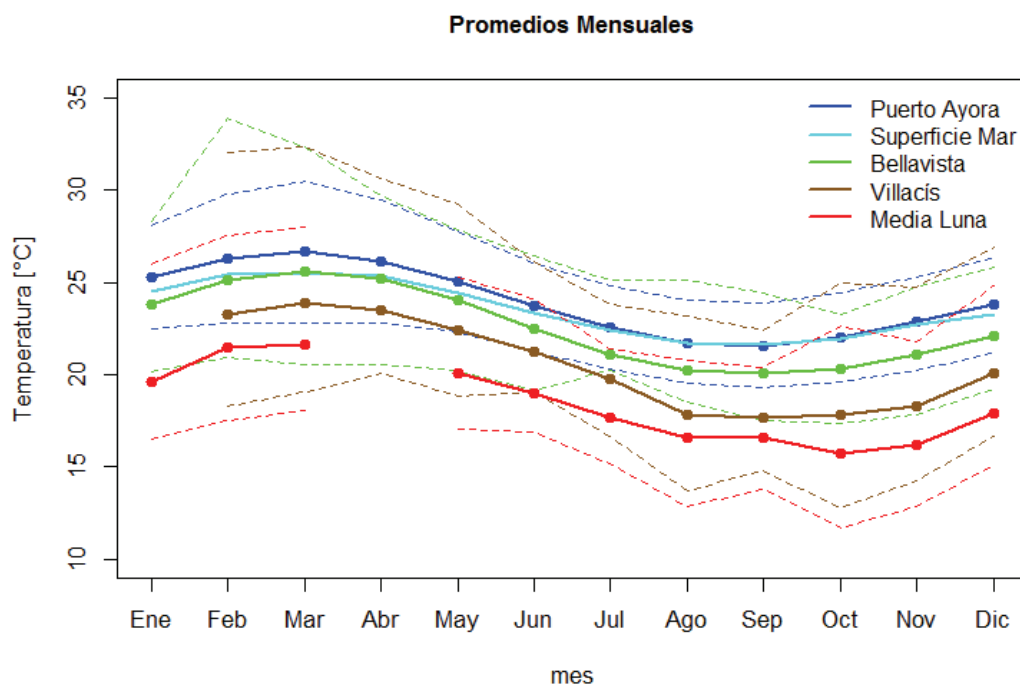
2.3.3.3 Otras Variables Meteorológicas

Las temperaturas son mayores en la estación de invierno que en la estación de garúa. En Puerto Ayora (5 m.s.n.m.), en la temporada de invierno, la temperatura promedio del aire se encuentra en los 26 °C mientras que, en la temporada de garúa, desciende hasta los 22.5 °C. En Bellavista (180 m.s.n.m.) la temperatura promedio del aire es de 24.5 °C y 21 °C para el invierno y la garúa respectivamente. En las estaciones Villacís y Media Luna para la temporada de garúa 2010 se registraron temperaturas de 18.5 °C y 16.5 °C y para el invierno 2011 de 23 °C y 21 °C respectivamente.

La temperatura máxima diaria es generalmente 5 °C mayor que la temperatura mínima diaria, se da la excepción en los meses más soleados (Febrero a Mayo) en donde esta diferencia puede llegar a ser de 9 °C (Trueman y d'Ozouville, 2010). Durante la temporada de invierno, la temperatura máxima diaria es mayor en las zonas medias que en la costa (FIGURA 2.10). d'Ozouville (2007b)

determinó un gradiente de temperatura en el cual se marca un descenso de la misma de acuerdo a la altitud; así por cada 100m de altura la temperatura disminuye en 0.8 °C aproximadamente.

FIGURA 2.10 Promedios mensuales de temperatura en las cuatro estaciones de la pendiente Sur de la isla Santa Cruz. Mediante líneas punteadas se indican las temperaturas diarias máximas y mínimas correspondientes a cada estación.



La velocidad del viento en la temporada de invierno promedia los 2.4 m/s y su dirección es variable (Trueman y d'Ozouville, 2010). En la temporada de garúa, predominan los vientos alisios provenientes del sureste y existe un aumento en su velocidad, donde el mes de octubre promedia los valores más altos llegando a los 3.7 m/s (Trueman y d'Ozouville, 2010).

La humedad relativa es consistentemente alta a lo largo de todo el año, es ligeramente menor en los meses de marzo y abril y en Puerto Ayora en el mes de noviembre también (Trueman y d'Ozouville, 2010). La humedad relativa oscila entre el 86% y el 100%.

2.4 ZONIFICACIÓN POR CLIMA Y VEGETACIÓN

La formación del estrato nuboso durante la garúa ha permitido una zonificación bioclimática de las Islas, desde las tierras secas en la costa, hasta zonas húmedas en las partes altas (Trueman y d'Ozouville, 2010), cada una de ellas con su vegetación particular. En las islas más altas, donde se encuentran los volcanes (Cerro Azul, Sierra Negra, Alcedo, Darwin, Wolf y Fernandina), se ha identificado una zona seca adicional en las partes más altas de los mismos. Esta zona seca en la parte más alta de los volcanes no ha sido totalmente descrita, pero ha sido reconocida en discusiones sobre el clima (Colinvaux, 1984) y mapeada utilizando imágenes satelitales (Huttel, 1986).

2.4.1 ZONIFICACIÓN DE LA ISLA SANTA CRUZ

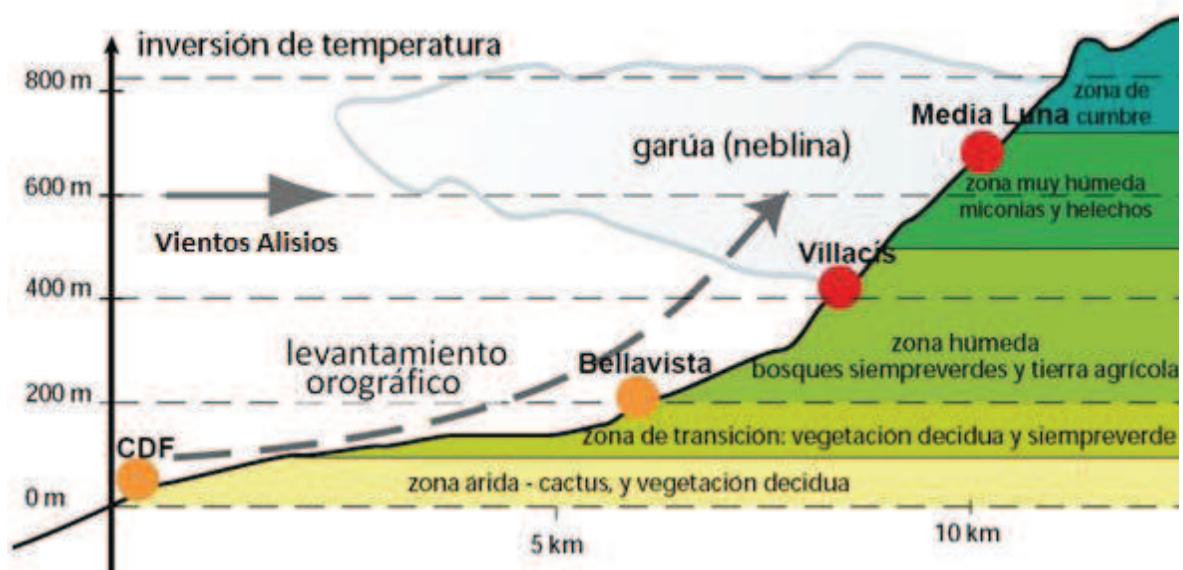
La isla Santa Cruz no presenta una zona seca en sus tierras altas. La pendiente norte – noroeste de la isla es generalmente seca y la clasificación zonal se la realiza principalmente en su pendiente sur o barlovento (FIGURA 2.11). A continuación se describe cada una de las zonas:

- **Zona Árida.**- es la más extensa, va desde la costa hasta los 130 m.s.n.m. Se caracteriza por ser bastante seca y habitan arbustos espinosos y cactus, en general plantas deciduas (Santos, 2009).
- **Zona de Transición.**- alcanza los 200 m.s.n.m. (Wiggins y Porter, 1971). Es la zona más difícil de identificar ya que no existen especies dominantes (Santos, 2009).
- **Zona Húmeda.**- se extiende hasta los 500 m.s.n.m., es conocida también como zona agrícola. Está dominada por bosques siempre verdes y especies como la Scalesia (Santos, 2009). Se la llama húmeda debido a la presencia de la neblina durante la temporada de garúa.
- **Zona muy Húmeda.**- se la denomina de esta manera ya que durante la garúa esta zona está casi permanentemente cubierta por neblina. Originalmente era una zona de Miconias, planta endémica de la isla, pero

debido a la introducción de especies como la Cinchona y animales, esta se ha visto reducida (Domínguez, 2011).

- **Zona de Cumbre.-** durante la garúa es una zona continuamente húmeda donde se pueden formar pequeños charcos (Santos, 2009). Helechos, musgos y corocillos son las especies que se encuentran en esta zona.

FIGURA 2.11 Clasificación de las zonas climáticas y vegetativas en la isla Santa Cruz.



Fuente: Pryet, 2011

2.5 SUELOS

En general, la isla está cubierta por roca desnuda. En la zona árida (hasta los 120 m.s.n.m.) se puede encontrar una delgada capa de litosoles. A partir de este nivel y en general dentro de la zona agrícola, hasta los 450 m.s.n.m., se encuentran suelos con espesores de hasta 1 m., tienen una textura predominantemente arcillosa y en algunos casos franco limosa a arenosa fina (Santos, 2009). Entre los 300 y 450 m.s.n.m. el suelo proviene de la meteorización de depósitos piroclásticos (Fuente-Tomai, 2011) y son de tipo andosol (Pryet, 2011). A partir de los 450 m.s.n.m. el suelo disminuye su espesor. Existen lavas basálticas

fragmentadas que por meteorización se han convertido en materiales arcillosos principalmente.

La conductividad hidráulica en los suelos de Galápagos varía entre $1.5 \cdot 10^{-3}$ m/s y $1.7 \cdot 10^{-6}$ m/s (Adelinet et al., 2008). Los valores más altos corresponden a las zonas bajas y van disminuyendo con la altitud. Las propiedades hidráulicas en los suelos de Galápagos estarían controladas por el contenido de arcilla de los mismos, así, a mayor contenido de arcilla, menor permeabilidad y por lo tanto menor conductividad hidráulica (Adelinet et al., 2008).

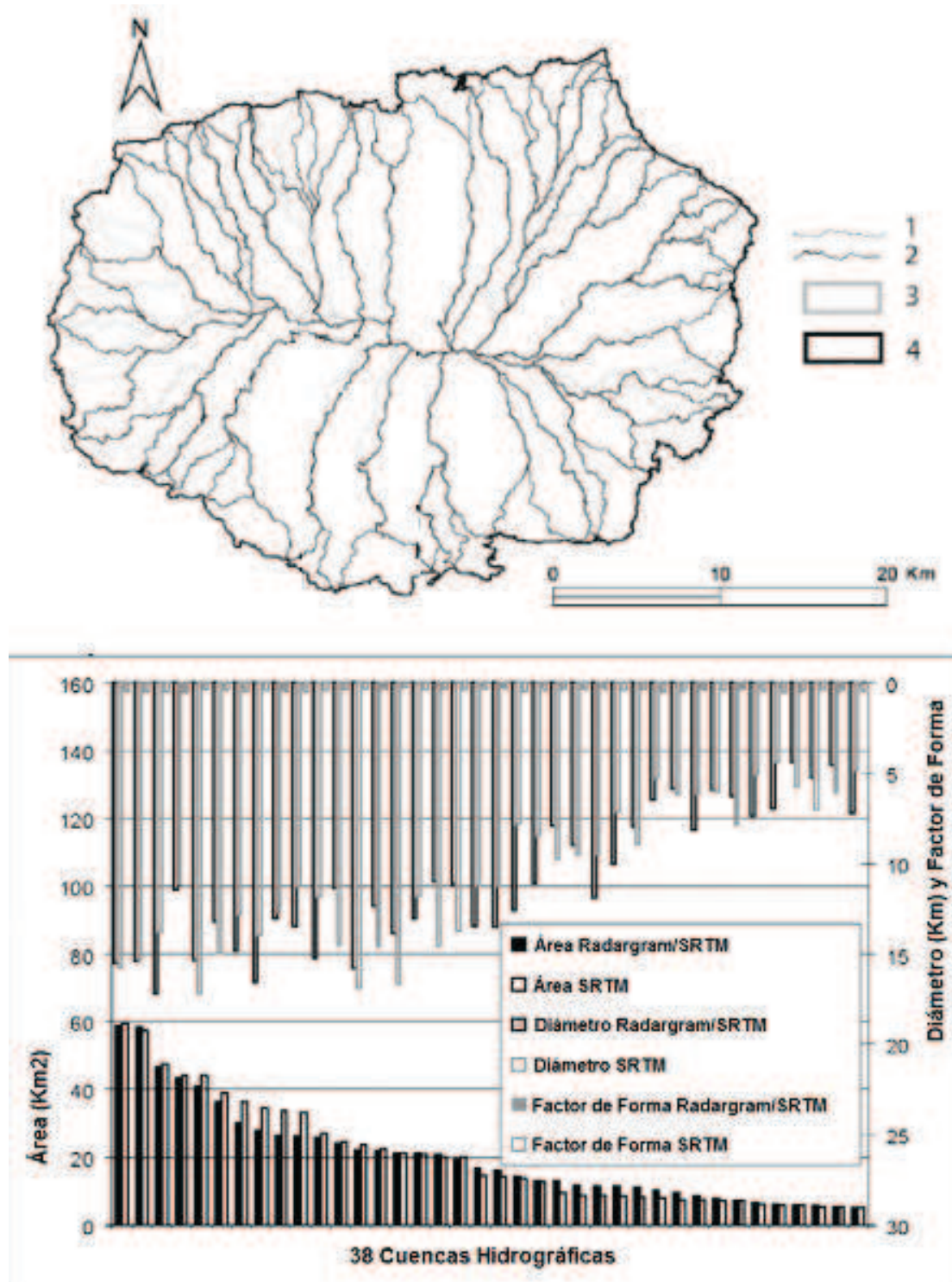
2.6 RECURSOS HÍDRICOS

Las islas de origen volcánico, como es el caso de Santa Cruz, sufren de escasez de fuentes de agua dulce. Agua salobre, extraída del acuífero basal es la única fuente con la que al momento se cuenta en la Isla. Sin embargo, falta de políticas de manejo del agua, malos sistemas de evacuación de aguas servidas, falta de sistemas de tratamiento del agua, etc., han provocado un proceso de contaminación muy peligroso para la salud de la población y los frágiles ecosistemas.

2.6.1 CUENCAS HIDROGRÁFICAS

Mediante modelos digitales de elevación y software especializado (ASAR data <ENVISAT>), se ha delimitado las líneas de cumbre para las diferentes cuencas en la isla Santa Cruz (d'Ozouville et al., 2008a). Ésta cuenta con un total de 38 cuencas, todas mayores a 5 Km². La FIGURA 2.12 presenta las principales características de las cuencas hidrográficas.

FIGURA 2.12 Mapa de las cuencas hidrográficas de la isla Santa Cruz. Las líneas 1 y 2 representan la red de drenaje modelada mediante dos métodos distintos, las líneas 3 y 4 la demarcación de las cuencas. Los métodos utilizados son Radargram/SRTM y SRTM (d'Ozouville et al., 2008a).



Fuente: d'Ozouville et al., 2008a

Como ya se mencionó, la cuenca Pelikanbay (FIGURA 2.13) es la de mayor importancia, tiene una extensión de 43 Km², de los cuales 18.5 Km² pertenecen al Parque Nacional Galápagos, 22.5 Km² a la zona agrícola y 2 Km² a las poblaciones de Puerto Ayora y Bellavista (d'Ozouville et al., 2008a).

FIGURA 2.13 Vista detallada de la cuenca Pelikanbay, la simbología se numera como sigue: 1) Cono adventicio. 2) Pequeña presa en Cerro Gallito. 3) Grietas explotadas. 4) Pozo Profundo. 5) Fracturas. 6) Red supuesta de ríos. 7) Zona Agrícola.



Fuente: d'Ozouville et al., 2008a

TABLA 2.2 Descripción estadística de las características de las cuencas en la isla Santa Cruz.

	Elevación punto salida (m)	Área de la cuenca (Km ²)	Longitud canal más largo (Km)	Longitud total del canal (Km)
Media	6.8	20.6	14.4	193
Desviación Estándar	9.6	14.43	4.9	136
Mediana	5	16.6	14.9	148
Mínimo	-1	5.1	6.5	40
Máximo	54	58.6	22.3	586

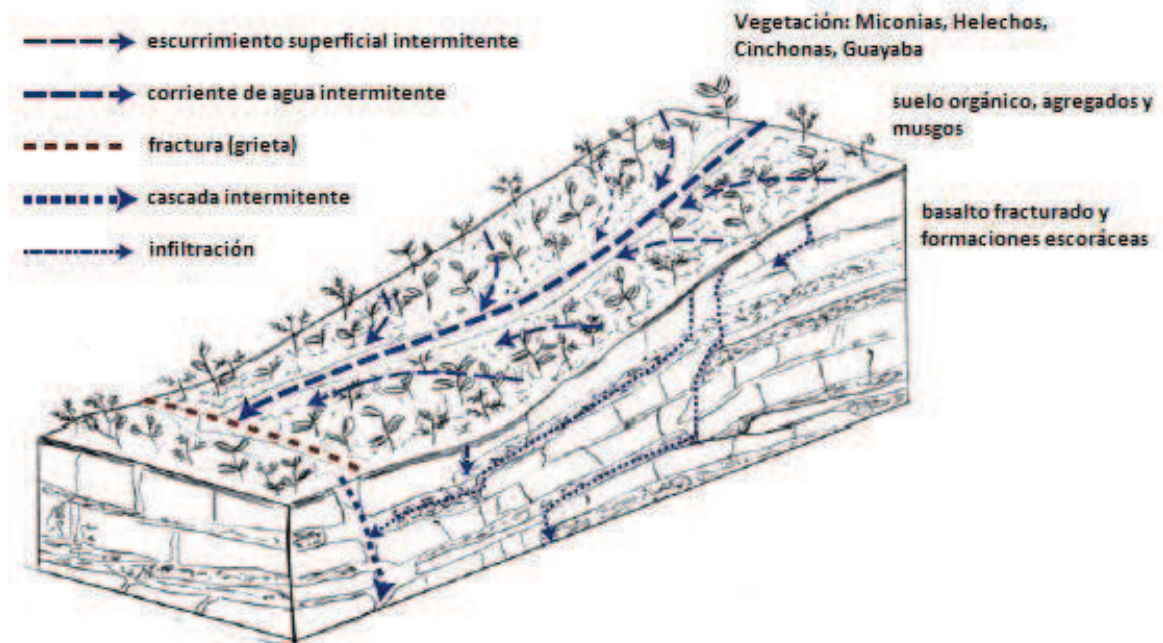
Fuente: d'Ozouville, et. al, 2008a

2.6.2 HIDROLOGÍA

Los recursos hídricos superficiales son muy limitados en la isla Santa Cruz. Con la excepción de pequeños flujos (encañadas) intermitentes y unas pocas y pequeñas vertientes, el agua superficial es nula. Existen dos pequeñas vertientes identificadas, la primera se encuentra sobre la población de Santa Rosa y está formada en la base de un cono piroclástico; la segunda, a una altura de 580 m.s.n.m., dentro de la Finca Herrera, (d'Ozouville, 2007b) utilizada generalmente por agricultores.

Debido a los suelos de poco espesor y a la roca fracturada presente en la Isla, el agua precipitada fluye intermitentemente por la superficie, pero rápidamente desaparece dentro de fracturas de roca abiertas. En la FIGURA 2.14 se presenta un modelo conceptual de la hidrología en la isla Santa Cruz.

FIGURA 2.14 Modelo hidrológico conceptual de la isla Santa Cruz.

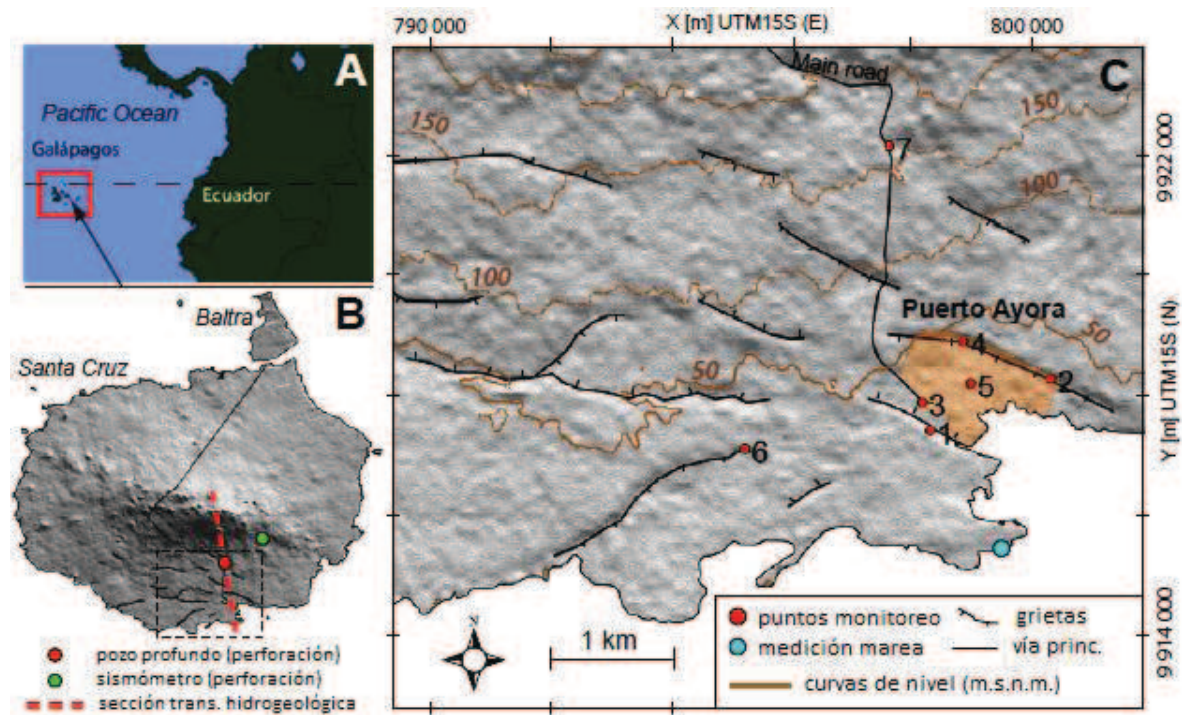


Fuente: Pryet, 2011

2.6.3 HIDROGEOLOGÍA

La isla Santa Cruz está compuesta, en su mayor parte, por flujos de lava basáltica. En su pendiente sur se puede encontrar numerosas grietas que diseccionan las proximidades a las costas (Bow, 1979) (FIGURA 2.15). Estas grietas son lo suficientemente profundas que permiten el acceso directo al acuífero basal, mismo que se encuentra conectado al océano (FIGURA 2.16). Algunas de las grietas más conocidas y en donde se ha llevado a cabo un monitoreo de niveles de agua, se presentan en la TABLA 2.3.

FIGURA 2.15 Mapa de las proximidades a la costa en la isla Santa Cruz, las grietas existentes pueden identificarse claramente.



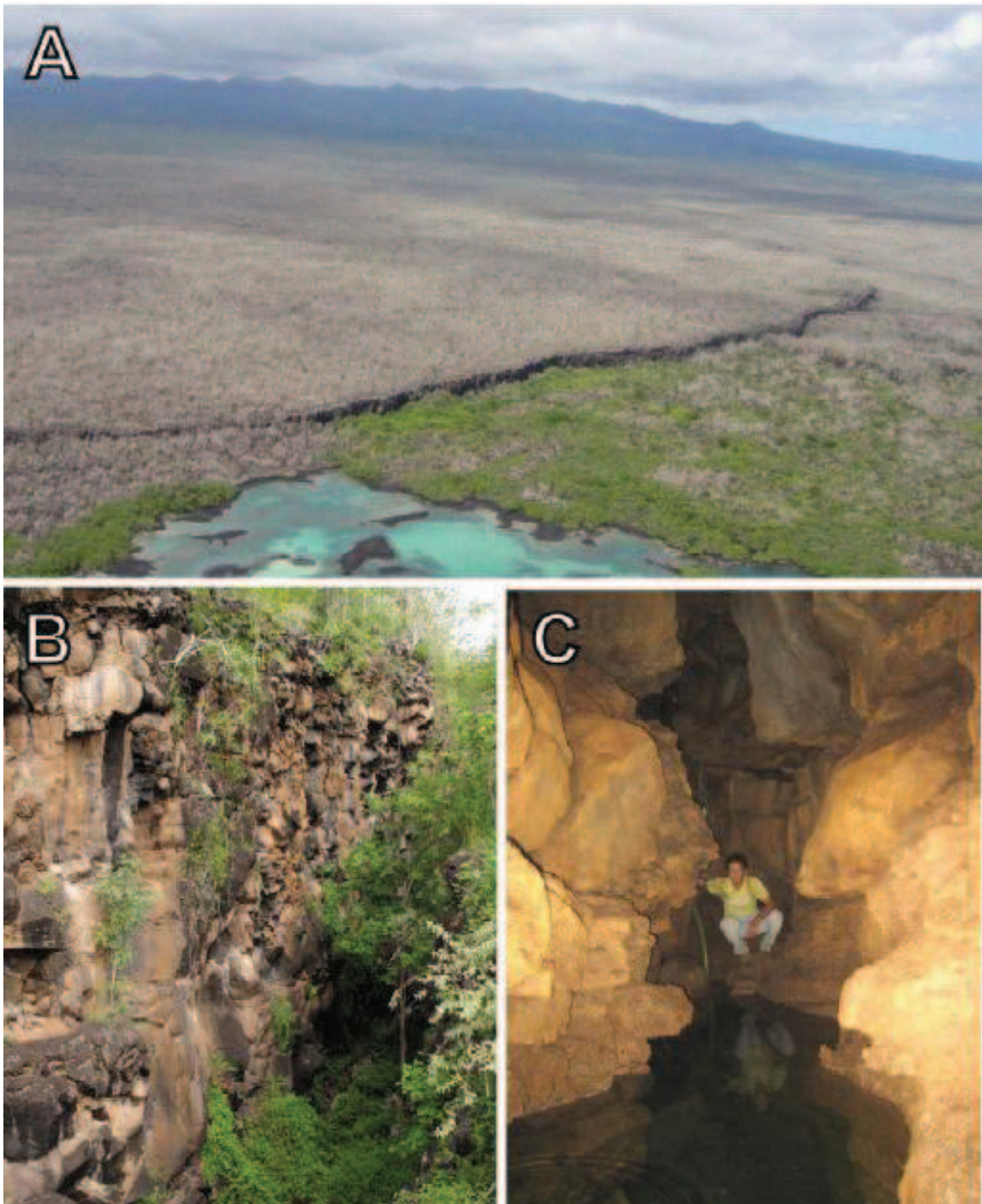
Fuente: Pryet, 2011

TABLA 2.3 Ubicación de algunas grietas y puntos de monitoreo del acuífero basal en Santa Cruz, coordenadas geográficas (WGS84). X representa la conductividad hidráulica del agua subterránea.

	Nombre	Long. (°)	Lat. (°)	Dist. Mar (Km)	X (mS/cm)
1	Finch	-90.320	-0.746	0.48	5.4
2	FCD	-90.302	-0.738	1.21	8.1
3	Ingala	-90.321	-0.742	1.14	3.1
4	Barranco	-90.315	-0.733	1.17	2.5
5	Misión	-90.314	-0.739	0.68	4.0
6	Camiseta	-90.347	-0.749	1.57	2.8
7	Pozo Testigo	-90.326	-0.704	4.77	1.9

Fuente: Pryet, 2011

FIGURA 2.16 Grietas en la pendiente sur de la isla Santa Cruz. (A) vista aérea de la grieta La Camiseta (cercanía a la costa). (B) Grieta Finch. (C) Grieta Barranco, se puede observar la lámina de agua.



Fuente: Pryet, 2011

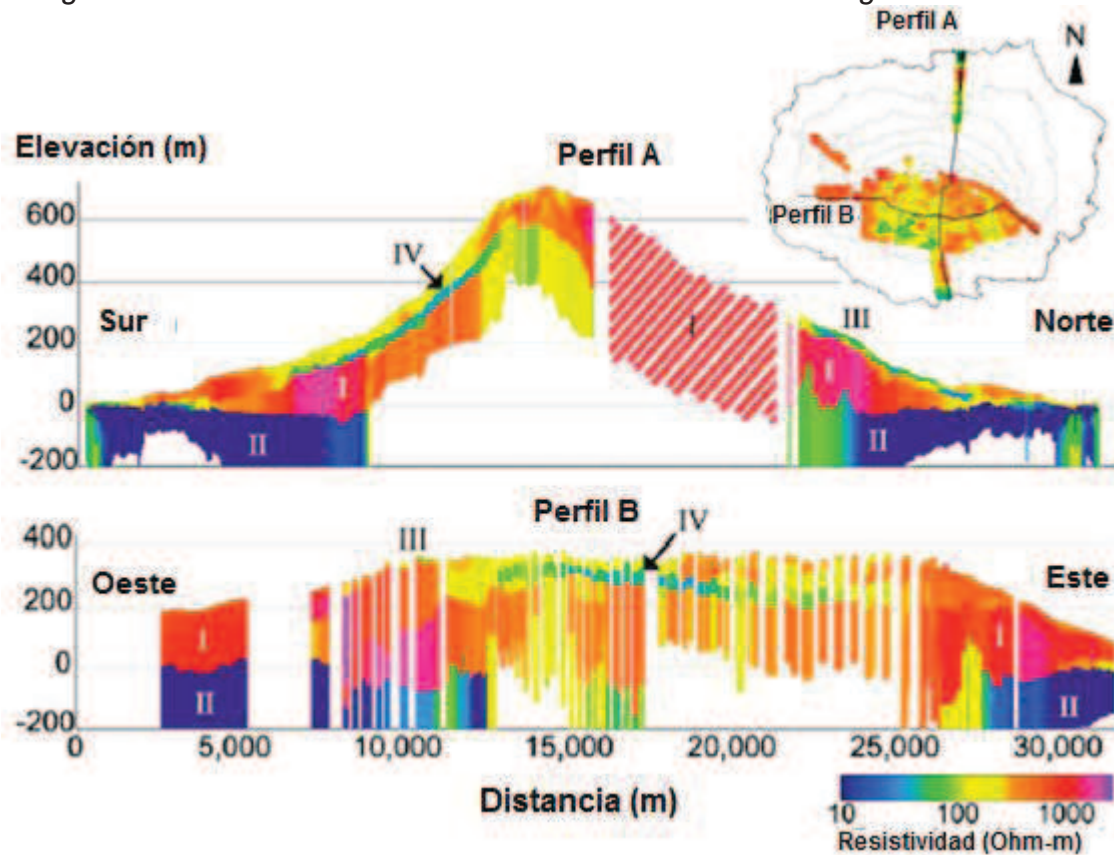
Al momento el acuífero basal es el único cuerpo de agua subterráneo identificado en la isla Santa Cruz, es de agua salobre, bajos gradientes hidráulicos ($1 \cdot 10^{-4}$) (Pryet, 2011), y su nivel freático se mantiene a bajas elevaciones. A pesar de que aún no se conoce el espesor real del acuífero, se cree que este podría ser mayor a los 1000 m y tener una conductividad hidráulica de $1 \cdot 10^{-3}$ m/s. (Pryet, 2011). Este acuífero basal representa la principal fuente de abastecimiento de agua para la población de la Isla (Pryet, 2011).

Dos pares de perforaciones se han llevado a cabo en la Isla; el primer par, ubicado a 4.7 Km desde la costa, consiste en dos pozos de aproximadamente 160 m de profundidad: el *pozo profundo*, del cual se bombea agua para suministro de la red, y el *pozo testigo* para monitoreo y observación. En este sitio, el nivel freático es muy cercano al nivel promedio del mar (Pryet, 2011). El segundo par se ubica en la parte alta a 7.6 Km desde la costa y a 250 m.s.n.m. Estas perforaciones (pozos) tienen una profundidad de 100 m. y se mantienen completamente secos, lo que confirma que el acuífero basal se mantiene a una baja elevación (Woodward et al., 1996).

El funcionamiento hidrogeológico de la parte alta aún no ha sido definido en la isla Santa Cruz; con este fin, en el 2006 se llevó a cabo un estudio mediante un mapeo 3D de resistividad (d'Ozouville, 2007b). Los resultados (FIGURA 2.17) arrojaron una división en cuatro unidades de formaciones geológicas, de acuerdo a sus rangos de resistividad (d'Ozouville, et al., 2008b):

- **Unidad I.-** alta resistividad; > 800 ohm*m.
- **Unidad II.-** baja resistividad; < 10 ohm*m.
- **Unidad III.-** baja resistividad superficial; 50-200 ohm*m.
- **Unidad IV.-** baja resistividad subsuperficial; 50-200 ohm*m

FIGURA 2.17 Secciones transversales en donde se muestran las formaciones geológicas divididas en cuatro unidades de acuerdo a sus rangos de resistividad.

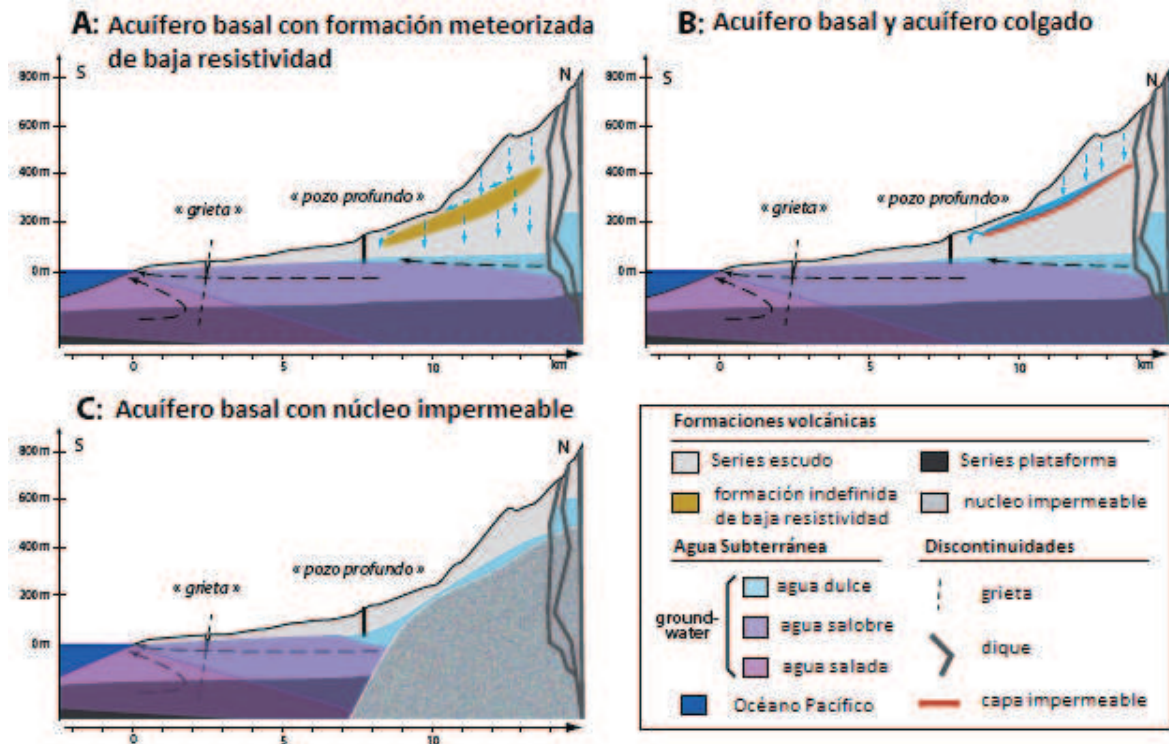


Fuente: d'Ozouville et al., 2008b

En un medio volcánico, formaciones con un rango de resistividad entre 100-250 ohm*m., son asociadas con formaciones saturadas (Robineau, et. al, 1997). Tres posibles modelos hidrogeológicos se presentan para la isla Santa Cruz (FIGURA 2.18):

- A. Las bajas resistividades corresponden a una formación volcánica meteorizada.
- B. Bajas resistividades asociadas a un acuífero colgado (acumulaciones de agua subterránea de escasa continuidad, situadas por encima del nivel freático principal), formado sobre una capa impermeable relativamente delgada.
- C. Flujo de agua sobre un núcleo impermeable.

FIGURA 2.18 Modelos hidrogeológicos conceptuales propuestos para la isla Santa Cruz.



Fuente: Pryet, 2011

La solución B, acuífero colgado, fue propuesta por d'Ozouville et al. (2008b). Un reprocesamiento de los datos del estudio SkyTEM fue realizado por Pryet (2011), en el mismo, se evidenció claramente la presencia de la formación de baja resistividad (50-200 $\text{ohm}\cdot\text{m}$), la misma que tiene un espesor de 31 m y un volumen de 6 Km^3 . Adicionalmente, en el corazón de esta formación, se pudo identificar un cuerpo de menor resistividad (30-70 $\text{ohm}\cdot\text{m}$) la misma que puede estar asociada a una formación arcillosa potencialmente saturada (Pryet, 2011).

Pryet (2011) determinó que bajo condiciones favorables, para que el acuífero colgado sea estable, se necesita una conductividad hidráulica de $4\cdot 10^{-5}$ m/s (Pryet, 2011) y de las estimaciones obtenidas mediante las señales de propagación de la marea en el pozo profundo se obtuvo que para la isla Santa Cruz la conductividad hidráulica está alrededor de $1\cdot 10^{-3}$ m/s. Por esto, Pryet (2011) concluye que el acuífero colgado podría existir pero que probablemente este sería intermitente y circunscrito a áreas favorables, donde exista una capa de

resistividad 50-200 ohm*m lo suficientemente espesa y superficial sobrepuesta a una capa arcillosa continua de resistividad 30-70 ohm*m.

2.7 RESUMEN

La formación de las islas Galápagos se debe a la intensa actividad vulcanológica de un “*hotspot*”. Su ubicación geográfica le otorga características climáticas únicas convirtiéndola en una zona relativamente fría en comparación a otros lugares tropicales. Esta singularidad en su clima, está controlada por las corrientes marinas que rodean las islas y por los vientos alisios cuya influencia está gobernada por la dinámica de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Se evidencian climas áridos en las partes bajas de las islas y zonas húmedas en las partes altas. Existen dos estaciones temporales claramente diferenciadas, la estación cálida o invierno y la estación fría o garúa.

Las fuentes de agua dulce en la isla Santa Cruz son prácticamente nulas, la principal fuente de abastecimiento es el acuífero basal, que por su cercanía a las costas es de agua salobre y que por malas políticas de manejo se encuentra contaminado. La ausencia de fuentes de agua dulce se debe al origen volcánico y a la relativa temprana edad de las islas, que no han permitido el desarrollo de cauces naturales, y por lo tanto, el agua que precipita en la isla se infiltra profundamente debido a la roca fracturada y suelos poco desarrollados.

Se estudia la posibilidad de la presencia de fuentes de agua dulce en las partes altas de la isla Santa Cruz, almacenada en posibles acuíferos colgados, pero su existencia está condicionada a encontrar lugares dentro de la Isla, que presenten formaciones impermeables o la presencia de formaciones arcillosas saturadas y que no se encuentren a mucha profundidad.

CAPÍTULO 3

FUNDAMENTO TEÓRICO

En este capítulo se hace una reseña de los conceptos básicos de la hidrología, mismos que permiten conocer los principales procesos que forman parte del ciclo hidrológico, y que describen el movimiento y almacenamiento del agua en la Tierra. Este dinamismo, en el cual el agua es el principal protagonista, es posible gracias a la interacción entre masa y energía. Entre los procesos que se destacan se encuentran: la precipitación, la evapotranspiración, la infiltración, y el movimiento y almacenamiento de agua en el suelo.

El conocimiento de cómo es que suceden cada uno de los procesos antes mencionados, permite establecer una metodología adecuada para poder cuantificarlos. Finalmente, estos procesos son integrados dentro de un modelo hidrológico que represente de manera adecuada la ocurrencia de los mismos, a nivel de parcela.

3.1 CICLO HIDROLÓGICO

3.1.1 DEFINICIÓN DE HIDROLOGÍA

Según el Federal Council for Science and Technology: “La hidrología versa sobre el agua de la Tierra, su existencia y distribución, sus propiedades físicas y químicas, y su influencia sobre el medio ambiente, incluyendo su relación con los seres vivos. El dominio de la hidrología abarca la historia completa del agua sobre la Tierra” (Monsalve, 1995).

La hidrología es el estudio del movimiento y almacenamiento de agua dentro del ciclo hidrológico. La premisa básica que define al ciclo hidrológico, habla de un sistema cerrado, por lo tanto, no existen nuevas entradas de agua al mismo (Black, 1991).

3.1.2 DISTRIBUCIÓN DEL AGUA TOTAL EN LA TIERRA

Los océanos comprenden aproximadamente el 97% del total del agua en la Tierra. Del 3% de agua dulce disponible, alrededor de un 75% se encuentra congelada en los polos y glaciares; un poco menos del 25% restante es agua subterránea, siendo apenas una infinitésima parte la que se divide entre lagos, biosfera, humedad del suelo, atmósfera y ríos (Black, 1991).

TABLA 3.1 *Distribución del agua según su naturaleza.*

AGUA SEGÚN SU NATURALEZA	PORCENTAJE [%]
Agua de Mar	97
Agua Glaciares	2.40
Agua Subterránea	0.54
Agua Superficial	0.06
Agua Atmosférica	0.001

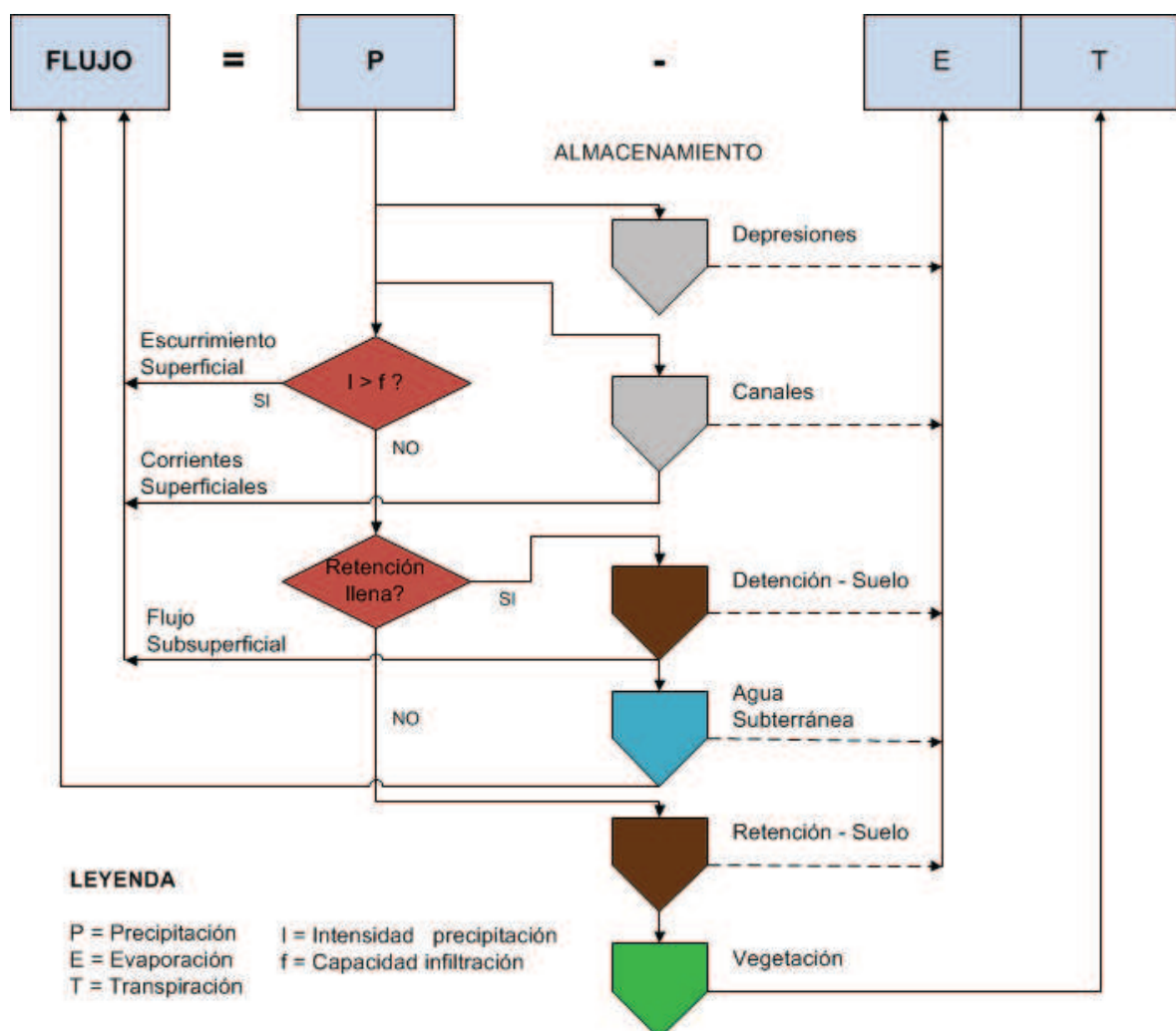
Fuente: Monsalve, 1995.

3.1.3 DESCRIPCIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO

Los procesos que se presentan dentro del ciclo hidrológico (FIGURA 3.1) no pueden ser generalizados ni son aplicables a todos los lugares del globo terrestre. La ocurrencia de cada uno de ellos está determinada, principalmente, por la ubicación geográfica y por las condiciones geológicas y climáticas de un lugar en particular (Black, 1991).

En este trabajo, la descripción y definición del ciclo hidrológico se la realiza en dos partes: la primera (SECCIÓN 3.1.3.1), describe los procesos de movimiento del agua a través de la atmósfera, vegetación y suelo, indicando las diferentes rutas o caminos que esta puede tomar. La segunda parte (SECCIÓN 3.1.3.2) define y describe los diferentes sitios donde el agua puede ser almacenada. En la FIGURA 3.1 se muestran los principales componentes y caminos del agua dentro del ciclo hidrológico.

FIGURA 3.1 Ciclo hidrológico y almacenamiento de agua.



Fuente: Black, 1991

3.1.3.1 Movimiento del Agua

Empezando por la atmósfera, el agua se condensa para formar ya sean gotas de agua o cristales de hielo (dependiendo si la temperatura a la cual se forman es mayor o menor a los 0°C). Debido al movimiento del aire (viento) o cuando las gotas han crecido lo suficiente, caen en forma de precipitación, la misma que puede presentarse como: lluvia, nieve, granizo o goteo por niebla. La forma, intensidad, cantidad y frecuencia en que se presente depende de varios factores incluyendo la temporada del año, la geografía y el clima (Black, 1991).

En su descenso, la precipitación es interceptada por la cobertura vegetal, punto en el cual puede evaporarse y regresar hacia la atmósfera (en ciertos casos se presenta sublimación) o ser redistribuida y continuar su escurrimiento hasta finalmente alcanzar la superficie del suelo o algún cuerpo de agua (ríos, charcos, lagos, etc.). El agua que ha sido interceptada por la vegetación y que no se ha evaporado, puede redistribuirse mediante dos procesos: (1) la precipitación se dirige hacia el suelo a lo largo de los troncos de los árboles, proceso conocido como escurrimiento fustal o; (2) la precipitación cae desde las hojas y ramas hacia el suelo junto con las gotas que pasan directamente a través de la cobertura vegetal, proceso conocido como trascolación. Su ocurrencia marca el paso del agua desde la atmósfera hacia la superficie del suelo.

Cuando la precipitación ha alcanzado el suelo se presenta uno de los procesos más importantes en la hidrología: la infiltración (Black, 1991), que se define como la tasa a la cual el agua ingresa al suelo. Es necesario diferenciarla del término percolación, el cual hace referencia al movimiento vertical hacia abajo del agua a través del suelo (zona no saturada o medio poroso), hasta alcanzar el nivel freático (división entre la zona no saturada y la saturada) (Black, 1991; Monsalve, 1995).

Parte del agua que se infiltra en el suelo, no alcanza el nivel freático, ya que toma una dirección paralela a la de la superficie. Este movimiento se conoce como flujo subsuperficial. Cuando existe el movimiento en forma vertical y el agua alcanza el

nivel freático, esta se convierte en agua subterránea. Finalmente, el volumen de agua lluvia que no se ha infiltrado en el suelo, hace su recorrido por la superficie y se lo conoce como escorrentía superficial.

Cuando existen corrientes de agua superficial (ríos, quebradas), éstas se alimentan de un caudal base que es entregado por las aguas subterráneas, el flujo subsuperficial, la escorrentía superficial y la lluvia que cae directamente sobre las mismas. Cada uno de estos flujos presenta diferentes características y pueden ocurrir en diferentes periodos de tiempo (Black, 1991).

El regreso del agua hacia la atmósfera se da a través de la evaporación, o paso del agua en estado líquido a vapor de agua. La evaporación ocurre en cualquier superficie mojada y es un proceso que reduce la humedad en el suelo, en la vegetación y en los cuerpos de agua. A su vez, la transpiración es el medio que utilizan las plantas para evacuar el exceso de agua que toman a través de sus raíces. La combinación de estos dos procesos es conocido como evapotranspiración.

3.1.3.2 Almacenamiento

A lo largo del camino que recorre el agua a través de la atmósfera, la vegetación y el suelo, puede encontrar varios sitios de almacenamiento. Una cantidad muy importante puede almacenarse en la vegetación, otra parte, dentro de las corrientes superficiales como ríos y canales. El agua también se almacena a nivel de la superficie del suelo, en charcos, pozas, lagos y humedales. Cuando existen temperaturas muy bajas, generalmente en las zonas altas, el agua puede almacenarse en forma de nieve. El suelo es otro gran depósito de agua, ésta se almacena dentro de cavidades e intersticios. Finalmente, a nivel subterráneo, por debajo del nivel freático, dentro de los acuíferos.

En la superficie se pueden formar depresiones, tales como charcos y pozas en las cuales el agua se acumula o almacena hasta que es evaporada o lentamente se

infiltra en el suelo. En las corrientes superficiales se dan dos tipos de almacenamiento: “almacenamiento de canal” el cual ocurre en la parte abierta o visible de la corriente de agua y el “almacenamiento de orilla” que se refiere al agua que es detenida en el medio poroso que circunda y es adyacente a las corrientes.

En el suelo también existe almacenamiento de agua, dentro de éste se encuentran poros que se distribuyen en una variedad de tamaños, desde intersticios microscópicos conocidos como poros capilares, hasta cavidades que pueden ser observadas a simple vista. En los intersticios, por donde circula “agua capilar”, el movimiento se produce por la combinación de las fuerzas de cohesión (entre moléculas de agua) y las fuerzas de adhesión (entre el agua y las partículas del suelo), mismas que contrarrestan a la fuerza de gravedad. Por otro lado, dentro de las cavidades no capilares, el *agua gravitacional*, se mueve por la acción de la gravedad. Para hacer referencia al agua que se almacena dentro de los intersticios se habla de *almacenamiento por retención* y para el agua gravitacional, *almacenamiento por detención*. Juntos, retención y detención, hacen alusión al *agua del suelo* (Black, 1991).

“El hecho de que el agua almacenada en ríos y corrientes superficiales estén en movimiento no debe impedir que podamos referirnos a éstas como almacenamiento. El agua en la atmósfera, el suelo y el agua subterránea están también en movimiento, aunque con velocidades muy inferiores. Inclusive hasta el agua en los glaciares está en movimiento. Esta imprecisión en la categorización, ejemplifica la complejidad del ciclo hidrológico, y por lo tanto, la dificultad para describirlo” (Black, 1991).

3.1.4 ECUACIÓN FUNDAMENTAL DE LA HIDROLOGÍA

“Lo que entra menos lo que sale es igual al cambio de almacenamiento” (Monsalve, 1995). El cambio de almacenamiento hace referencia al concepto de capacidad, que no es más que la habilidad de un reservorio para almacenar agua

y ponerla fuera de su circulación normal. La ecuación se calcula para un periodo de tiempo determinado y para un volumen de control (Black, 1991; Monsalve, 1995).

$$I - O = \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (3.1)$$

Si tomamos en cuenta una cuenca hidrológica:

Entradas (I):

- Precipitación
- Aguas subterráneas desde otras cuencas

Salidas (O):

- Evapotranspiración
- Aguas subterráneas hacia otras cuencas
- Percolación profunda

Cambio de Almacenamiento (ΔS):

- Almacenamiento de aguas subterráneas
- Almacenamiento por cambio de humedad del suelo
- Almacenamiento superficial en embalses y/o canales

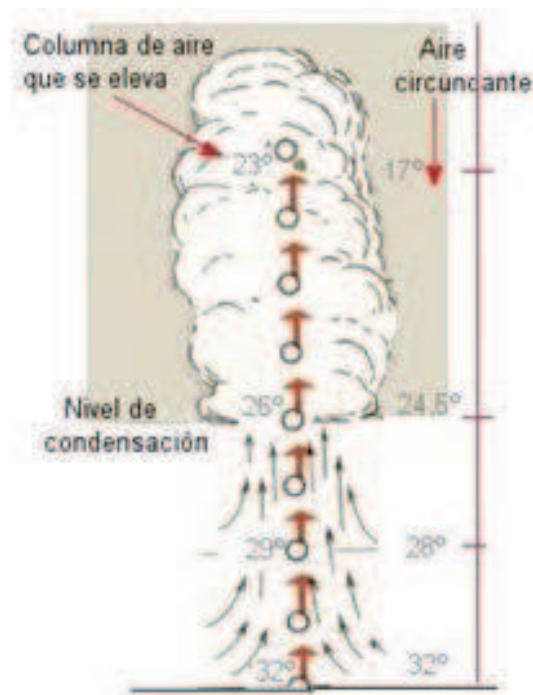
3.2 PRECIPITACIÓN

La precipitación es el proceso de transferencia de agua desde la atmósfera a la superficie terrestre, esta puede presentarse de varias formas: lluvia, granizo, rocío, nieve, etc. En general, este proceso ocurre por el enfriamiento de masas de aire en su ascenso a estratos de menor presión. Existen algunos mecanismos que provocan esta ascensión, los mismos que determinan el tipo de precipitación.

3.2.1 PRECIPITACIÓN CONVECTIVA

Se forma cuando debido al calentamiento desigual de la superficie terrestre, las masas de aire son calentadas, provocando su ascensión y posterior enfriamiento adiabático (proceso térmico en el cual no existe transferencia de calor entre el sistema y su medio ambiente) (FIGURA 3.2).

FIGURA 3.2 Esquema precipitación convectiva.



Fuente: Bascón, 2011

El calentamiento desigual de la superficie provoca la formación de estratos de aire con densidades diferentes, generando una estratificación térmica de la atmósfera en equilibrio inestable (Monsalve, 1995). Si este equilibrio es roto (debido al viento o un supercalentamiento), se produce una ascensión brusca y violenta del aire.

Por otro lado, el enfriamiento adiabático se produce ya que al ascender el aire hasta un nivel de menor presión, este expande su volumen para lo cual libera energía produciéndose su enfriamiento; una vez que el punto de rocío, es decir la

temperatura a la cual el aire debe ser enfriado para alcanzar la saturación a una presión determinada, es alcanzado, ocurre la condensación.

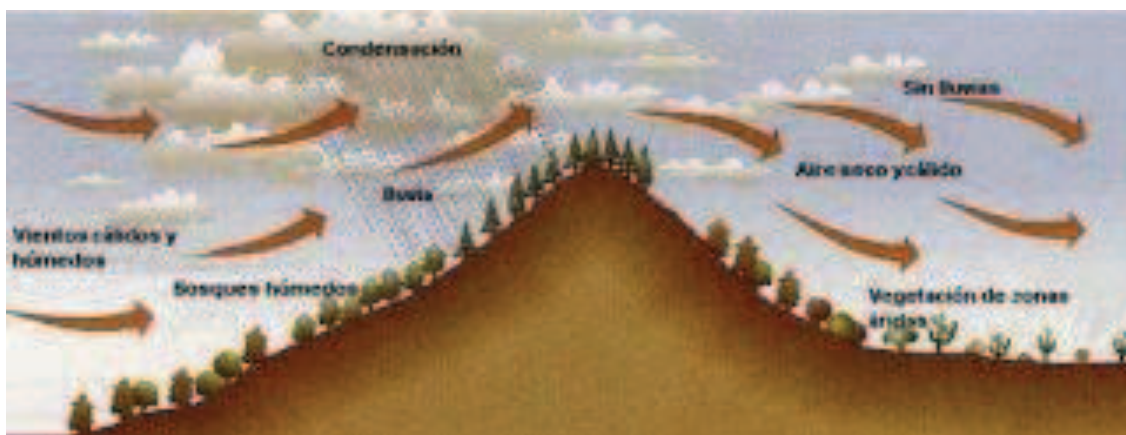
Las lluvias por convección son generalmente muy intensas y de corta duración, se concentran en áreas pequeñas y pueden estar acompañadas de truenos y relámpagos. Su punto más bajo de formación está alrededor de los 300 m y podría llegar a extenderse hasta los 30 km (Black, 1991).

3.2.2 PRECIPITACIÓN OROGRÁFICA

Se forma por la presencia de una barrera natural (montaña) que provee de un mecanismo de ascensión a las corrientes de aire húmedo, que en su movimiento horizontal (advección), chocan con estas barreras, lo que da lugar a un enfriamiento adiabático, condensación y precipitación. Son lluvias que presentan alta variabilidad en lo que respecta a intensidad y duración (FIGURA 3.3).

En la zona de barlovento de las costas y de islas tropicales, las lluvias orográficas proveen el mayor porcentaje de precipitación. Del otro lado, en la zona de sotavento, el descenso del aire trae consigo el incremento de su temperatura y por consiguiente su pérdida de humedad, convirtiéndolas en zonas secas.

FIGURA 3.3 Esquema de una precipitación de tipo orográfico.



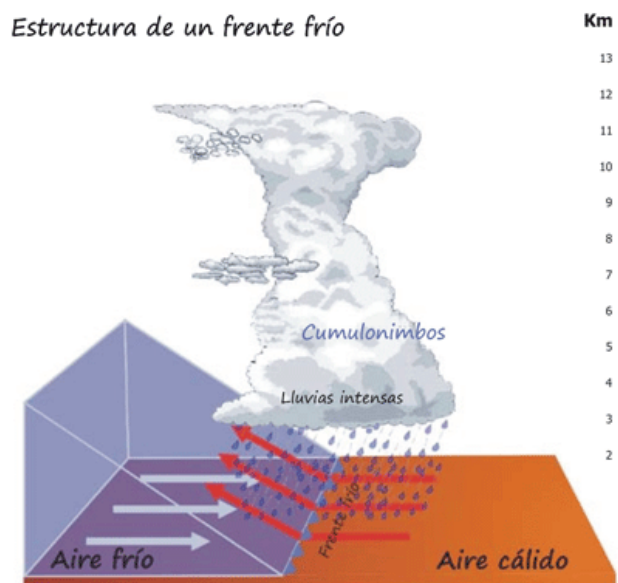
3.2.3 PRECIPITACIÓN POR CONVERGENCIA, CICLÓNICA O FRONTAL

Esta sección hace referencia a los procesos que ocurren cuando dos masas de aire, ya sea que se encuentren a igual o diferente temperatura, convergen en algún lugar.

3.2.3.1 Frente Frío

Una masa de aire frío al encontrarse en su movimiento con una masa de aire caliente, provoca que ésta se eleve (FIGURA 3.4). El aire frío, debido a su mayor densidad, continúa con su movimiento horizontal por debajo de la masa de aire caliente que sigue elevándose hasta que, mediante un enfriamiento adiabático, alcanza el punto de rocío y se condensa. La ascensión del aire caliente puede alcanzar grandes altitudes, formándose nubes cumulonimbo (nubes de gran tamaño y apariencia masiva). Las lluvias producidas por un frente frío se caracterizan por ser muy intensas, de corta duración y restringidas a un área pequeña.

FIGURA 3.4 Esquema de un frente frío de precipitación.

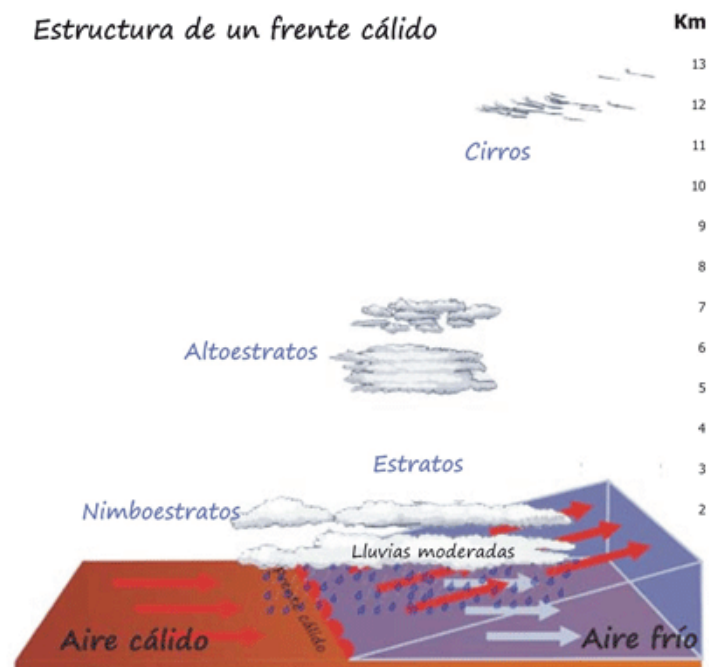


Fuente: Bascón, 2011

3.2.3.2 Frente Cálido

Cuando es la masa de aire caliente la que encuentra en su movimiento a una masa de aire frío se trata de un frente cálido (FIGURA 3.5). El aire frío es atrapado a medida que el aire caliente avanza sobre la masa de aire frío. De igual manera, un proceso de enfriamiento adiabático produce nubes y eventualmente la precipitación. Este tipo de lluvias usualmente son menos intensas y tienden a cubrir zonas muy amplias.

FIGURA 3.5 Esquema de un frente cálido de precipitación.



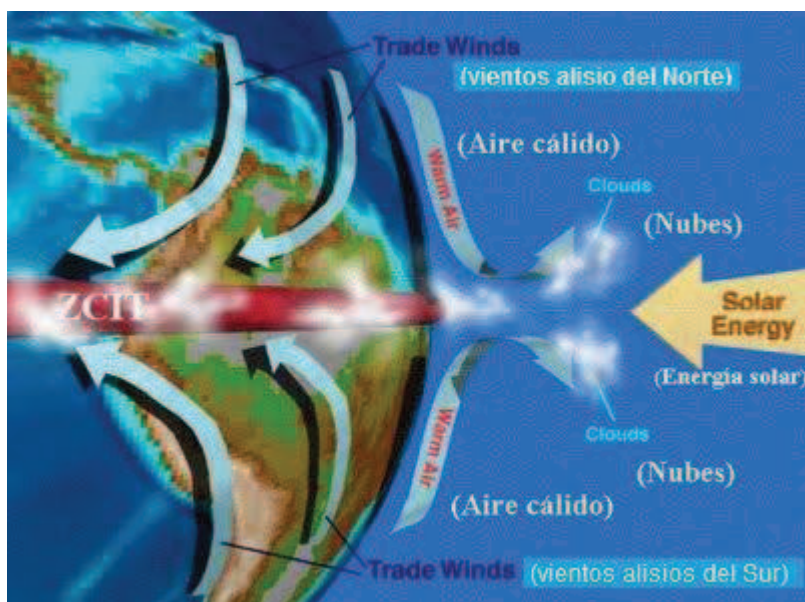
Fuente: Bascón, 2011

3.2.3.3 Lluvias Convergentes

Se producen cuando dos masas de aire de aproximadamente la misma temperatura, que viajan en dirección contraria, se encuentran en un mismo nivel. El choque que se produce entre las dos masas hace que éstas se eleven. Este

tipo de lluvias es característico de zonas ecuatoriales por donde se encuentra la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (FIGURA 3.6).

FIGURA 3.6 Esquema de una precipitación convergente.



Fuente: Henríquez, 2011

3.2.4 PRECIPITACIÓN OCULTA

Consiste en neblina que se condensa en la vegetación y que gotea o escurre hacia el suelo (Trueman y d'Ozouville, 2010). Las pequeñas partículas de agua que se encuentran en la neblina son transportadas por el viento, chocan con la vegetación y son interceptadas; se forman gotas más grandes que pueden escurrirse hacia el suelo o evaporarse, sin embargo, como la neblina se forma en condiciones de alta humedad relativa y de baja radiación solar, el efecto de evaporación puede reducirse (Villegas, et al., 2008; Domínguez, 2011).

La entrada de agua por la interceptación está en función de la duración, tipo y densidad de la neblina, además del área de la vegetación perpendicular a la dirección, y a la intensidad del viento (Ingraham y Matthews, 1988). La neblina puede ser interceptada por impacto (cuando la neblina tiene bajo contenido en

agua y vientos fuertes) y deposición (cuando la neblina tiene un alto contenido en agua y vientos débiles), la intercepción generalmente aumenta con el viento, sin embargo empieza a disminuir con grandes intensidades del viento (Villegas, et. al, 2008).

3.3 EVAPOTRANSPIRACIÓN

Se conoce como evapotranspiración a la pérdida de agua por el efecto combinado de dos procesos; la evaporación y la transpiración, los mismos que se describen a continuación.

3.3.1 EVAPORACIÓN

La evaporación es un proceso mediante el cual el agua en su estado sólido o líquido, es transformada en vapor. Este proceso se presenta en varias superficies como lagos, ríos, suelo y vegetación mojada.

Para que haya un cambio de estado en el agua se necesita energía, la misma que es suministrada principalmente por la radiación solar y la temperatura del aire. Luego, la fuerza que permite que el vapor de agua sea removido de la superficie de evaporación es la diferencia entre la presión del vapor de agua y la presión del aire que se encuentra por encima de esta superficie. El aire gradualmente se satura hasta que el proceso se detiene. Finalmente, este aire saturado es remplazado por uno más seco debido a la acción del viento. Es por esto que la radiación solar, temperatura del aire, humedad del aire y velocidad del viento son variables meteorológicas a tomar en cuenta cuando se estudia la evaporación (Allen, et. al, 1998).

La evaporación desde la superficie del suelo, también depende del grado de sombra debido a su cobertura vegetal y a la cantidad de agua disponible en el mismo. En lugares donde el suelo se encuentra bien hidratado la evaporación

puede ser determinada a través de parámetros climáticos únicamente (Allen, et al, 1998). Cuando la intermitencia de lluvias es alta y por lo tanto el contenido de humedad del suelo disminuye, esta disponibilidad de agua se vuelve un factor que controla la evaporación, pudiendo llegar a ser nula en la ausencia de agua en el suelo.

3.3.2 TRANSPIRACIÓN

Consiste en la vaporización de agua líquida contenida en los tejidos de las plantas y su remoción hacia la atmósfera. Esta pérdida de vapor de agua se da a través de las estomas. El agua es tomada por el sistema de raíces de las plantas y transportada a través de ella. La transpiración ocurre en las hojas y está controlada por la apertura de las estomas.

Al igual que la evaporación, la transpiración depende del suministro de energía, el gradiente de presión de vapor y el viento; por lo tanto, la radiación solar, temperatura del aire, humedad del aire y velocidad del viento son las variables a tener en cuenta al momento de su evaluación.

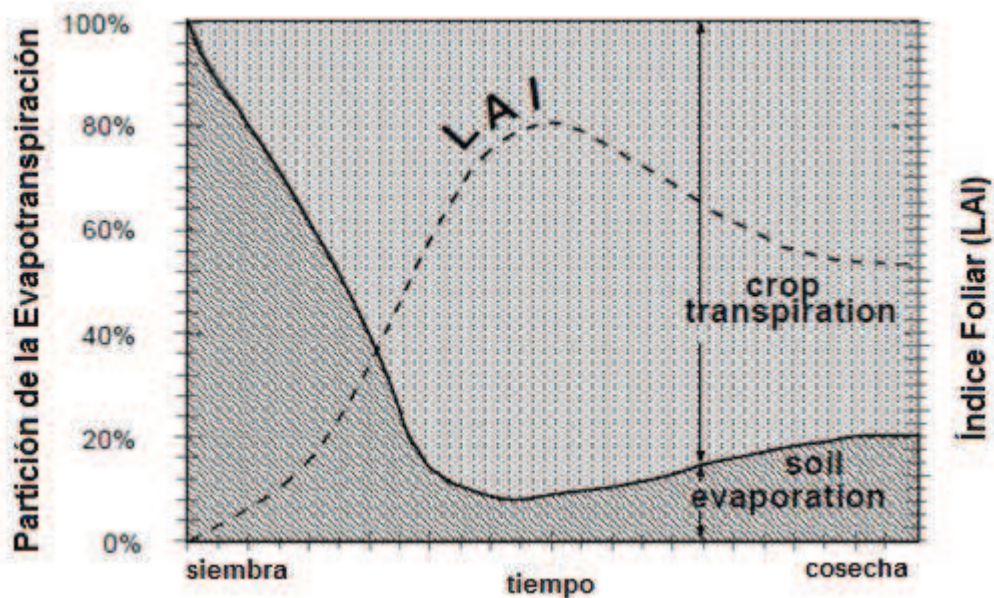
Además de los factores climáticos la transpiración está determinada, por el contenido de humedad y la habilidad del suelo para conducir agua hacia las raíces. Existe también la influencia de las características de la vegetación o el cultivo.

3.3.3 EVAPOTRANSPIRACIÓN

Es un proceso complejo en el cual evaporación y transpiración ocurren simultáneamente. A más de la disponibilidad de agua en la capa superficial del suelo, las tasas de evaporación dependen de la cantidad de radiación solar que alcanza la superficie. Cuando la vegetación es pequeña, las pérdidas de agua se dan principalmente por evaporación, pero cuando esta vegetación ha alcanzado

su máximo desarrollo, la transpiración se convierte en el proceso principal (FIGURA 3.7). El índice foliar (LAI, por sus siglas en inglés) representa el área foliar por unidad de área de suelo. Cuando la vegetación se encuentra en su máximo desarrollo la transpiración puede llegar a ser hasta un 90% del total de agua perdida (Allen, et. al, 1998).

FIGURA 3.7 Partición de la evapotranspiración en evaporación desde el suelo y transpiración de la vegetación a lo largo de un periodo de crecimiento en un campo de cultivo.



Fuente: Allen et al., 1998

3.3.4 CLASES DE EVAPOTRANSPIRACIÓN

En Allen et al. (1998) se hace alusión a tres clases de evapotranspiración, mismas que se diferencian en los parámetros tomados en cuenta para su definición: evapotranspiración referencial, evapotranspiración bajo condiciones estandar (evapotranspiración potencial) y evaporación bajo condiciones no estandar (evapotranspiración real). A continuación, se describen cada una de estas clases,

los conceptos y parámetros a los que se haga referencia son tomados de Allen, et al. (1998). Más adelante, en la SECCIÓN 4.6, se explica la metodología necesaria para el cálculo de cada una de las clases de evapotranspiración.

3.3.4.1 Evapotranspiración Referencial

La evapotranspiración referencial (*ETO*) es aquella que se mide en una superficie (hipotética) de referencia, la misma que tiene características predefinidas y en la que no se presentan problemas de disponibilidad de agua. El cálculo de la evapotranspiración referencial, al ser realizado sobre una superficie hipotética, permite medir el poder evaporativo de la atmósfera, sin tener en cuenta el tipo de vegetación o cultivo ni la disponibilidad de agua, por lo tanto, su cálculo puede realizarse solamente con información climática, la misma que puede ser obtenida a partir de datos meteorológicos.

El método establecido para su cálculo es el de la FAO Penman – Monteith y la superficie hipotética queda definida de la siguiente manera: *un pasto uniforme y bien hidratado con una altura de 0.12 m, un albedo de 0.23 y una resistencia superficial de 70 s/m*. Además, se establece que las mediciones de temperatura, humedad relativa y velocidad del viento se realizan a 2 m sobre la superficie de la vegetación (Allen et. al., 1998)

3.3.4.2 Evapotranspiración Potencial

La evapotranspiración bajo condiciones estándar o evapotranspiración potencial (*ETP*) es un concepto que introduce el efecto de las características de la vegetación del lugar en donde se quiere estudiar la evapotranspiración, pero aún asume que las condiciones de humedad del suelo son óptimas, cosa que en la realidad no siempre es cierto.

Su cálculo puede realizarse a partir de datos meteorológicos e integrando directamente los valores de resistencia de superficie (r_s), resistencia aerodinámica (r_a) y albedo (α) de la vegetación en el lugar de estudio, a la ecuación de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). Ya que aún existe una gran carencia de información de estos parámetros para ciertos cultivos, se ha introducido un concepto conocido como *coeficiente de cultivo* (K_c), que no es más que la relación ETO/ETP y de esta manera $ETP = K_c * ETO$.

Debido a las variaciones de las características de la vegetación o cultivo durante su etapa de crecimiento, K_c es un valor que varía en el tiempo, desde la siembra del cultivo hasta su cosecha.

3.3.4.3 Evapotranspiración Real

Las tasas reales de evapotranspiración, a más de depender de las condiciones climáticas y las características de la vegetación o cultivo, también están sujetas a la disponibilidad de agua en el suelo. Así, durante condiciones óptimas de humedad, la demanda de agua por parte de la atmósfera y la vegetación pueden ser suplidas sin problema. Cuando la humedad no es la óptima se dice que se entra en un estado de estrés hídrico y por lo tanto las demandas evaporativas y de transpiración no pueden ser cubiertas, dándose así una disminución en la tasa a la cual éstas se producen.

La evapotranspiración bajo condiciones no estándar o evapotranspiración real (ETR), es el término con el cual se conoce a la tasa real de evapotranspiración y su cálculo se lleva a cabo al aplicar un coeficiente de estrés hídrico (K_s) a los valores obtenidos para evapotranspiración potencial (ETP).

3.3.5 MEDICIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

La medición de la evapotranspiración no es fácil, se necesita de instrumentación muy precisa y sofisticada para hacerlo. Algunos de los instrumentos más conocidos son los lisímetros y el tanque de evaporación clase A (mide sólo la evaporación). Los lisímetros, son tanques en los cuales se aísla una parte del suelo y vegetación para poder tener control sobre los procesos que forman parte del balance hídrico del suelo. El tanque clase A, desarrollado por el *U.S. Weather Bureau*, consiste en un tanque de dimensiones estándares que se llena con agua y se mide la disminución en su nivel.

Estos instrumentos son muy costosos y necesitan personal calificado que garanticen su correcta operación, por lo tanto, no son aptos para monitoreos rutinarios, pero sí son importantes para evaluar las estimaciones obtenidas por métodos indirectos (Allen et al., 1998).

Existen varios métodos indirectos para el cálculo de la evapotranspiración pero en este trabajo solo se menciona el método de Penman-Monteith ya que es el que se ha para el cálculo de la evapotranspiración. El uso de este método fue recomendado por una Consultoría de Expertos organizada por la FAO en Mayo de 1990, en colaboración con la Comisión Internacional de Irrigación y Drenaje y la Organización Meteorológica Mundial (Allen et al., 1998), en donde se indicó que el uso de la ecuación de Penman-Monteith proporciona valores consistentes de evapotranspiración referencial en todas las regiones y climas. Finalmente, en esta consultoría, se recomendó el uso del método de Penman-Monteith como método estandar para el cálculo de la evapotranspiración referencial (Allen et al., 1998).

El método de Penman – Monteith es el resultado de la combinación del método de balance de energía y de transferencia de masa, y la inclusión de parámetros de resistencia; se distinguen dos: resistencia aerodinámica (r_a) y resistencia de superficie (r_s), ambas describen la resistencia que encuentra el vapor de agua para fluir entre el aire, vegetación y superficie del suelo (Allen et al., 1998). A

continuación, se describen estos conceptos y en la SECCIÓN 4.6 se explican las metodologías para su cálculo.

3.3.5.1 Balance de Energía

La evapotranspiración es un proceso gobernado por el intercambio de energía que se da en la superficie de la vegetación, y está limitado por la cantidad de energía disponible. Esta energía es provista en forma de calor sensible o radiación. Aplicando el principio de conservación, la energía que llega a la superficie debe ser igual a aquella que sale, en un mismo periodo de tiempo. Tomando en cuenta los flujos de energía se tiene:

$$R_n - G - \lambda ET - H = 0 \quad (3.2)$$

Donde:

R_n : Radiación Neta

G : Flujo de Calor del Suelo

λET : Flujo de Calor latente (evapotranspiración)

H : Calor sensible

Esta ecuación solo toma en cuenta flujos verticales, ignorando la transferencia de energía horizontal por advección. Si se conocen los demás componentes del balance, el flujo de calor latente, que representa la evapotranspiración, puede ser calculado.

3.3.5.2 Transferencia de Masa

El método de transferencia de masa considera el movimiento vertical de pequeños “paquetes” de aire (eddies) sobre una superficie homogénea. Estos eddies, transportan partículas (vapor de agua) y energía (calor) desde y hacia la superficie de evaporación. Asumiendo condiciones estables y que la transferencia

de eddies es proporcional a la de calor, la tasa de evapotranspiración puede calcularse por los gradientes verticales de temperatura del aire y vapor de agua.

3.3.5.3 Resistencia Aerodinámica

Describe la transferencia de calor y vapor de agua desde la superficie de evaporación y el aire sobre el dosel arbóreo, implica también la fricción del aire sobre la vegetación.

3.3.5.4 Resistencia de Superficie

Describe la resistencia del flujo de vapor de agua a través de las aberturas estomáticas, superficie de las hojas y la superficie del suelo. Cuando la vegetación no transpira a su máxima tasa, la resistencia también depende de la cantidad de agua disponible para la vegetación.

3.4 SUELO

Es la parte superficial de la corteza terrestre, un agregado de minerales y materia orgánica. Su formación se debe principalmente, a la acción del aire y el agua, distinguiéndose dos mecanismos principales: la desintegración mecánica y la descomposición química (Juárez y Rico, 2003). El primer mecanismo se refiere a la meteorización (desintegración, descomposición y disgregación de una roca) de las rocas por agentes físicos como los cambios de temperatura, congelación, acción de las plantas, etc.; por ejemplo, las arenas se forman a partir de este fenómeno. El segundo mecanismo, se refiere a la acción de agentes que modifican la constitución mineralógica o química de las rocas. El agua es el principal agente y los mecanismos de ataque son la oxidación, la hidratación y la carbonatación. El producto de esta descomposición química es generalmente la arcilla.

3.4.1 CLASIFICACIÓN

El suelo no es un material regular y está formado por partículas de diferentes formas y tamaños. El tamaño y proporción relativa de las partículas minerales que conforman un suelo es conocido como su textura; mientras que, la forma en que éstas se encuentran dispuestas se llama estructura del suelo.

De acuerdo a los diferentes tamaños que pueden tener las partículas, los suelos pueden clasificarse en gruesos y finos, siendo los finos aquellos menores a los 2mm de diámetro. Los suelos finos, de acuerdo a su textura pueden clasificarse en arenas, limos y arcillas, sus dimensiones se especifican en la

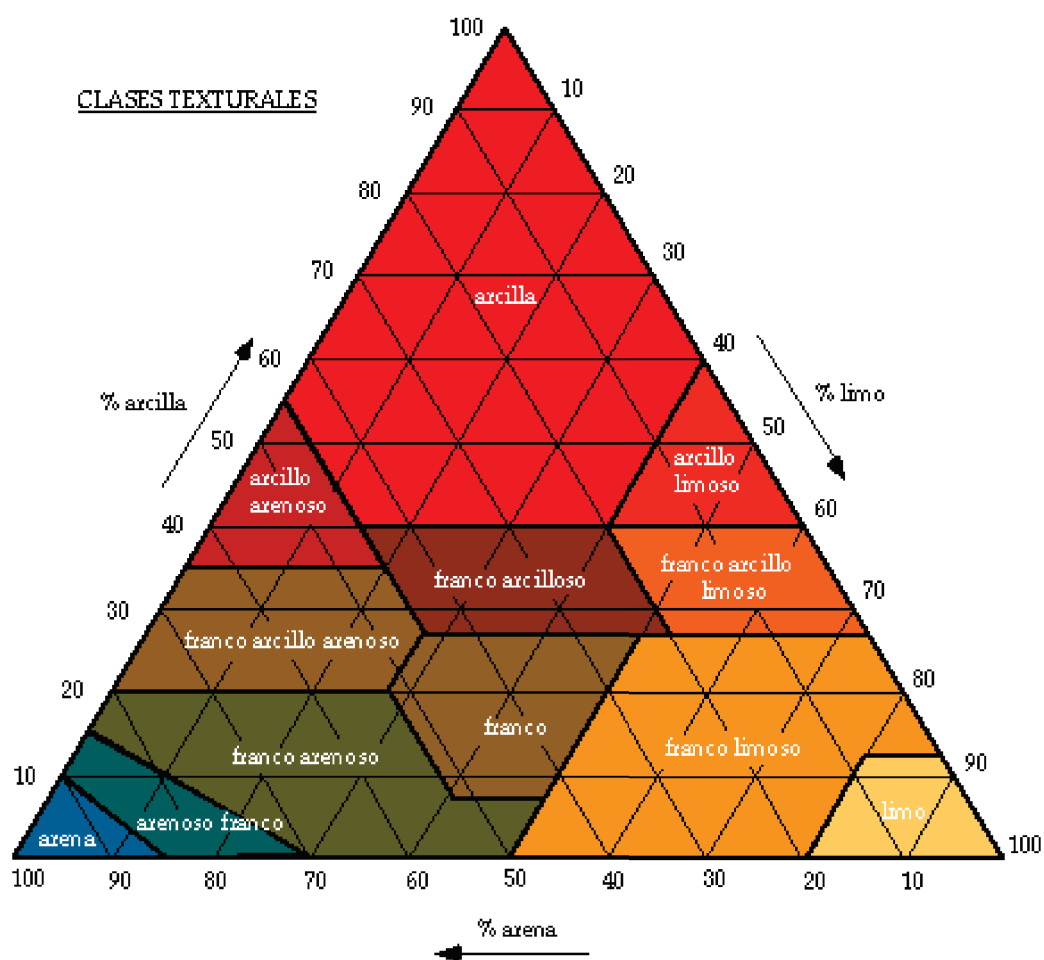
TABLA 3.2 *Diámetro de las partículas de suelo, de acuerdo a su textura*

Tipo de Textura	Rangos de Diámetro de la Partícula (mm)
Arena	
Muy gruesa	2.0 – 1.0
Gruesa	1.0 – 0.5
Media	0.5 – 0.25
Fina	0.25 – 0.10
Muy fina	0.10 – 0.05
Limo	0.05 – 0.002
Arcilla	< 0.002

Fuente: Forest Service, 1961

Ya que en la naturaleza los suelos están conformados por partículas minerales de diferentes formas y tamaños, de acuerdo a la proporción contenida de partículas de los diferentes tamaños, los suelos pueden clasificarse de acuerdo al *Triángulo de Texturas del Suelo* (Forest Service, 1961) (FIGURA 3.8).

FIGURA 3.8 Triángulo de clasificación de suelos según "Forest Service Handbook" (1961)

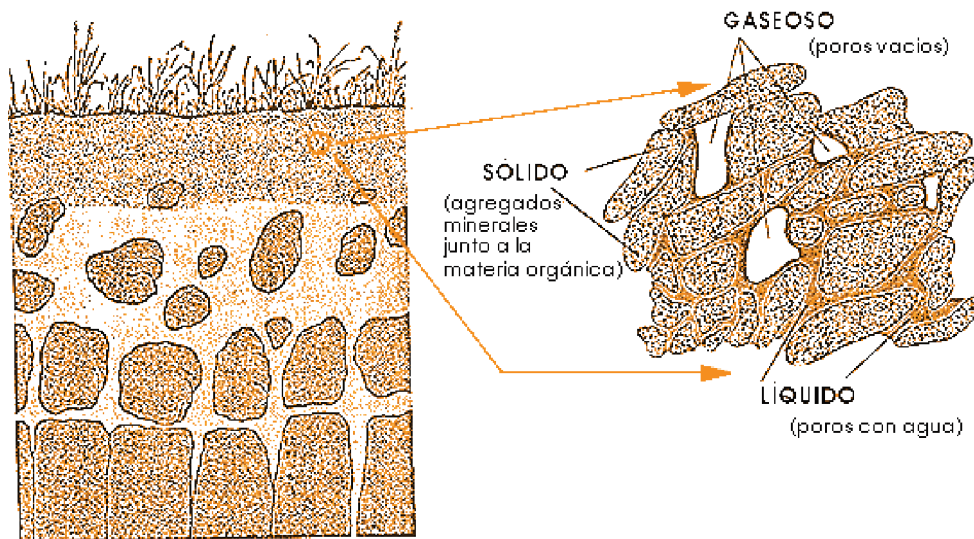


Fuente: Forest Service, 1961

3.4.2 POROSIDAD

El suelo puede describirse como un medio poroso, en donde sus poros se encuentran ocupados generalmente por aire y agua; por lo tanto, se distinguen tres fases dentro del suelo: sólida, líquida y gaseosa (FIGURA 3.9).

FIGURA 3.9 Fases del suelo



Fuente: Osorio, 2010

El volumen total, V_t , representado por las tres fases puede subdividirse en volumen de vacíos, V_v , (fases líquida y gaseosa) y en volumen de sólidos, V_s , (fase sólida). Luego, la porosidad es el porcentaje del volumen total del suelo que es ocupado por agua y aire o lo que es igual a la relación $\eta = (V_v/V_t) * 100$.

Las relaciones que involucran volumen y área superficial de las partículas de suelo, y que están relacionadas con su porosidad, presentan características muy particulares las mismas que quedan en evidencia con el ejemplo que se presenta a continuación (Black, 1991):

Para el ejemplo se hacen las siguientes asunciones; (1) se empaca en un cubo de un pie cúbico la mayor cantidad de esferas posibles, (2) las esferas representan partículas de suelo de tamaño uniforme, y (3) las esferas dentro del cubo son empacadas uniformemente.

Para diferentes tamaños de partícula se obtienen las relaciones que se presentan en la TABLA 3.3.

TABLA 3.3 Efecto del número de partículas de suelo en la relación volumen área superficial de las partículas de suelo.

Diámetro	# esferas en cubo	Volumen		Área Superficial	
		una esfera	todas las esferas	una esfera	todas las esferas
(pulg)	(#)	(pulg ³)	(pulg ³)	(pulg ²)	(pulg ²)
12	1	904.78	904.78	452.39	452.39
6	8	113.1	904.78	113.1	904.78
2	216	4.19	904.78	12.57	2714.34
1	1728	0.52	904.78	3.14	5428.67
0.1	1728000	0.0005	904.78	0.03	54286.72
0.01	1728000000	0.0000005	904.78	0.0003	542867.21

Fuente: Black, 1991

Se puede ver que no importa el tamaño de las partículas empacadas en el cubo, siempre y cuando todas tengan el mismo tamaño y el empaquetado sea uniforme, el volumen total de esferas en el cubo es siempre igual. Por otro lado, el área total de superficie de las partículas de suelo se incrementa exponencialmente a medida que el tamaño de las esferas disminuye.

La distribución de los tamaños de las partículas del suelo y sus intersticios (poros) son de gran importancia en la hidrología, ya que de éstos depende su capacidad para retener agua y el movimiento de la misma a través del medio poroso.

3.4.3 HUMEDAD EN EL SUELO

3.4.3.1 Principios del Movimiento del Agua en el Suelo

El agua en un medio poroso no saturado, se encuentra sometida a fuerzas de gravedad y capilaridad. Las fuerzas de capilaridad, a menudo se expresan en términos de tensión, la misma que puede presentarse en unidades de Pascales, columna de agua, pF (logaritmo base 10 de la columna de agua en centímetros).

La capilaridad es la combinación de las fuerzas de *cohesión* (atracción entre moléculas de agua) y *adhesión* (atracción entre moléculas de agua y las partículas del suelo). Cuando las fuerzas de capilaridad son mayores a las fuerzas gravitacionales, el agua queda retenida entre las partículas de suelo (intersticios). La tensión a la cual el agua es retenida en el suelo depende de su textura y estructura, así, los suelos con texturas finas retienen agua a una mayor tensión que aquellos suelos de textura gruesa. La razón por la cual los suelos finos pueden ejercer mayores fuerzas de tensión es la mayor cantidad de poros entre partículas de suelo y el menor tamaño de estos poros (en comparación con un suelo grueso), características que incrementan las fuerzas de cohesión y de adhesión.

Existen tres coeficientes importantes relacionados con la tensión ejercida sobre el agua en el suelo:

- **Coeficiente Higroscópico.**- Es el agua retenida por las partículas del suelo a una tensión mayor a los 31 bars (31612 cm). A partir de esta tensión la humedad que se encuentra en las partículas del suelo corresponden a una película delgada firmemente adherida.
- **Punto de Marchitez.**- Es el contenido de humedad en el suelo para el cual las plantas permanecen marchitas. Se presenta a una tensión de 15 bars (15296 cm), a esta tensión las raíces no son capaces de tomar agua del suelo.
- **Capacidad de Campo.**- Se define como la cantidad de agua que el suelo puede retener en contra de las fuerzas gravitacionales. Su valor depende, principalmente de la textura del suelo. Así, para suelos arcillosos es aproximadamente 0.33 bars (336 cm) y para suelos arenosos entre 0.1 bars (102 cm) y 0.2 bars (204 cm) (Black, 1991).

Estos coeficientes indican la tensión mediante la cual el agua puede estar retenida en el suelo permitiendo clasificar al agua como: higroscópica, capilar y gravitacional.

La capacidad de retención del suelo es también importante en el movimiento del agua a través de un medio poroso no saturado. El movimiento es posible por la presencia de un gradiente de tensión donde el agua se mueve en dirección a los puntos de menor potencial hídrico, que no es más que la energía que tiene el agua en cierto punto para su movimiento. El potencial hídrico en un suelo no saturado, es la suma del potencial mátrico o capilar y el potencial gravitacional. El primero es la tensión que se debe a las fuerzas de atracción de agua en el suelo (fuerzas capilares), y por tanto, un valor negativo; el segundo, potencial gravitacional, se refiere a la altura geométrica del punto considerado con respecto a un nivel de referencia.

La distribución de poros existente, es de gran importancia en el movimiento del agua en un medio poroso no saturado. Mientras exista similitud en su tamaño y se encuentren bastante interconectados, el agua fluye con mayor facilidad a través del medio. En el caso contrario, con poros poco interconectados, se produce un quiebre en el gradiente de tensión y por lo tanto, el flujo es muy limitado, pudiendo llegar a ser nulo. Esto queda demostrado en el video *Water Movement in Soil*, hecho por la *Washington State University*, que puede ser observado en la siguiente dirección: <http://www.youtube.com/watch?v=jWwtDKT6NAw>. Este medio audiovisual explica de mejor manera este fenómeno.

3.4.3.2 Tipos de Almacenamiento de Agua en el Suelo

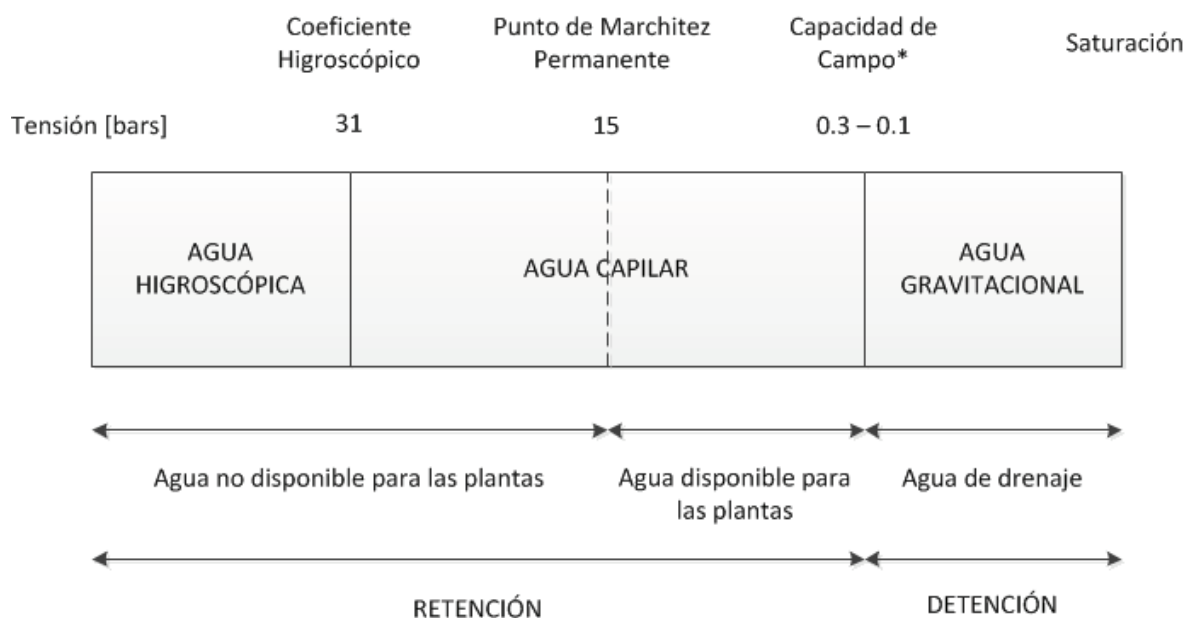
El agua es almacenada en el suelo de tres formas: sobre su superficie en pequeñas depresiones, o como detención y retención dentro del perfil de suelo (Black, 1991).

- **Depresión.-** Agua que se almacena temporalmente en pequeños charcos que se forman en la superficie, principalmente luego de eventos de lluvia y de manera especial, cuando el suelo se encuentra saturado. Esta agua se evapora gradualmente o se infiltra hacia el suelo.

- **Detención.-** Agua almacenada temporalmente dentro de los poros no capilares del suelo, está sujeta a drenaje respondiendo a las fuerzas de gravedad. Se almacena a tensiones menores a la capacidad de campo, y el tiempo que ésta permanece en el suelo es corto. El agua almacenada en detención no presenta condiciones favorables para procesos de evapotranspiración.
- **Retención.-** Agua almacenada en los intersticios o poros capilares entre tensiones de 0.33 bars y 31 bars. La porción de agua de retención que está entre el punto de marchitez y la capacidad de campo es aquella que está disponible para las plantas.

En la FIGURA 3.10 se puede observar las formas en que se encuentra el agua almacenada en el suelo, de acuerdo a la tensión ejercida sobre esta.

FIGURA 3.10 Formas de humedad en el suelo.



Fuente: Black, 1991

* En Black (1991), existe un error de tipografía en el gráfico y se indica que la capacidad de campo se encuentra entre 0.5 y 0.1 bars. Dentro de este mismo texto se define que la capacidad de campo del suelo puede variar entre 0.3 y 0.1 bars por lo que el gráfico ha sido modificado de acuerdo a los valores reales.

3.4.4 INFILTRACIÓN

La infiltración es definida como el movimiento de agua desde la atmósfera hacia el suelo a través de una interfaz definida (Black, 1991). Dos conceptos deben tenerse claros cuando se habla de infiltración: capacidad de infiltración y velocidad de infiltración.

Según el Soil Conservation Society of America (1976), la capacidad de infiltración o tasa de infiltración se define como: “Una característica del suelo que determina o describe la tasa máxima a la cual el agua puede entrar al suelo bajo condiciones específicas, que incluyen la presencia de un exceso de agua”; mientras que, la velocidad de infiltración, o simplemente infiltración se define como: “La tasa actual a la cual el agua entra al suelo en un momento determinado”.

Por otro lado, la capacidad de infiltración se expresa generalmente en mm/h y está determinada por las condiciones de superficie, como lo es la presencia de hojarascas, y por las características del perfil, esto es, su textura y estructura (Black, 1991).

La velocidad de infiltración está determinada, principalmente, por la tasa a la cual el agua es suministrada a la superficie, esto es, la intensidad de precipitación. Capacidad y velocidad de infiltración coinciden cuando la intensidad de precipitación es superior a la capacidad de infiltración del suelo.

3.4.5 PERCOLACIÓN

Es la tasa a la cual el agua se mueve verticalmente a través del perfil del suelo. El agua que está sujeta a percolación es la gravitacional (detención), ya que las fuerzas capilares no son lo suficientemente fuertes para vencer a la gravedad. La tasa de percolación depende de algunos factores que caracterizan al perfil del suelo, entre los más importantes se tiene: textura y estructura del suelo, humedad y contenido orgánico.

Al ingresar y circular el agua dentro del suelo, existe una redistribución de la misma. Pruebas de campo han demostrado que esta redistribución del flujo es dependiente del contenido de humedad, la presión en el suelo y la conductividad capilar (Biswas, et. al, 1966).

La percolación también es medida en unidades de lámina de agua por unidad de tiempo [mm/h]. El valor máximo que ésta puede tomar es el mismo que la capacidad de infiltración y en caso de ser menor, es igual a la intensidad de precipitación (Black, 1991). El movimiento vertical del agua (agua gravitacional) termina cuando en su camino se encuentra con el nivel freático o un estrato impermeable del suelo.

3.5 RESUMEN

El ciclo hidrológico es un sistema complejo en el que la ocurrencia de un proceso está condicionada al clima, la geografía, la geología y la vegetación de un lugar en particular. Los diferentes procesos presentes dentro del ciclo hidrológico se encuentran en una interacción constante siendo la transferencia del agua entre las interfaces el tema principal.

La precipitación es el proceso mediante el cual el agua es transferida desde la atmósfera hacia el suelo. De acuerdo a las condiciones climáticas, ésta puede presentarse de varias formas: lluvia, granizo, rocío, nieve, etc. La ocurrencia de la precipitación está dada por la ascensión de masas de aire húmedo a estratos atmosféricos de menor presión. Son varios los mecanismos por los cuales esta ascensión se puede presentar, mismos que definen el tipo de precipitación, entre los que se tiene: precipitación convectiva, precipitación orográfica, precipitación por convergencia y precipitación oculta.

Se define como evapotranspiración al efecto combinado de dos procesos de pérdida de agua en el suelo y la vegetación: la evaporación y la traspiración. La evaporación se define como el paso del agua en su estado líquido a vapor, ésta ocurre en superficies mojadas tales como ríos, lagos, vegetación y el suelo. Por

otro lado, la transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de las plantas y su remoción hacia la atmósfera. La transpiración ocurre en las hojas de las plantas y está controlada por la apertura de las estomas.

Para que los procesos de evapotranspiración ocurran, es necesario el suministro de energía, mismo que es provisto por la radiación solar y la temperatura del aire. Luego, la fuerza que permite que el vapor de agua sea removido, es la diferencia entre la presión de vapor de agua y la presión del aire.

El suelo es un agregado de minerales y materia orgánica cuya formación se debe a mecanismos de meteorización y descomposición química. Está formado por tres fases: sólida, líquida y gaseosa. La relación existente entre el volumen de vacíos (fase sólida y fase líquida) y su volumen total se conoce como porosidad; mientras que, de acuerdo al tamaño de sus partículas sólidas, el suelo puede clasificarse en gruesos y finos.

El agua, en un medio poroso no saturado (suelo), puede encontrarse en movimiento o temporalmente almacenada. Ya que el agua se encuentra sometida a fuerzas capilares y gravitacionales, su movimiento se debe a un gradiente de tensión, donde el agua se mueve en dirección a los puntos de menor potencial hídrico. Por otro lado, existen tres formas de almacenamiento de agua en el suelo: almacenamiento en depresiones, almacenamiento por detención y almacenamiento por retención.

Finalmente, dos procesos principales de transferencia de agua entre los componentes del balance hídrico, se presentan a nivel del suelo, estos son: la infiltración y la percolación. La infiltración, define la tasa a la cual ingresa el agua al suelo; mientras que la percolación, se refiere a la tasa a la cual el agua se mueve a través del perfil del suelo.

El conocimiento de la dinámica e interacción entre los procesos y componentes que participan dentro del ciclo hidrológico, permiten establecer una metodología

adecuada para su cuantificación y posterior integración dentro de un modelo hidrológico que permita realizar el cálculo del balance hídrico.

CAPÍTULO 4

MONITOREO HIDROCLIMÁTICO Y METODOLOGÍA

En este capítulo se hace un repaso de la información y metodología necesaria para desarrollar el modelo hidrológico para el cálculo del balance hídrico a nivel del suelo en la zona agrícola de la isla Santa Cruz, mismo que se realiza a nivel de parcela. Primeramente, se describen la instrumentación y las variables hidrometeorológicas monitoreadas en las estaciones meteorológicas instaladas por el proyecto GIIWS. Estas estaciones son la base para la adquisición de datos e información necesaria para el cálculo y desarrollo del modelo hidrológico.

Una vez que se ha descrito la información hidrometeorológica con la que se cuenta, se continúa con la descripción de las características de la zona de estudio, misma que consiste en definir la ubicación, la vegetación característica y las propiedades físicas e hidráulicas del suelo en la zona agrícola de la isla Santa Cruz.

Finalmente, con la información adquirida, se revisan las metodologías y cálculos necesarios para la cuantificación e integración de cada uno de los procesos y componentes que forman parte del balance hídrico.

4.1 MONITOREO HIDROCLIMÁTICO

La principal fuente de datos e información para el desarrollo del balance hídrico en la zona de estudio, es la Estación Meteorológica Villacís, misma que, junto con la Estación Meteorológica Media Luna, fueron instaladas por el proyecto GIIWS en el 2010. Para la instalación y adecuación de estas Estaciones se ha procurado

cumplir con los criterios sugeridos por la OMM (2008). A continuación se presenta una descripción del monitoreo llevado a cabo en estas dos Estaciones.

4.1.1 ESTACIÓN METEOROLÓGICA VILLACÍS

Se encuentra ubicada dentro de la zona agrícola de la isla Santa Cruz (FIGURA 2.5) a una elevación de 400 m.s.n.m., entró en funcionamiento en julio del 2010 y cuenta con monitoreo de variables meteorológicas, flujos de agua en el suelo y medición de la trascolación. La instrumentación que la estación posee se encuentra instalada dentro de los dos tipos de vegetación: la zona de pastos y la zona de bosque.

En marzo del 2011 la estación fue sometida a una renovación e implementación de equipos que permite llevar a cabo un mejor monitoreo de las condiciones hidrometeorológicas. A continuación se describe con mayor detalle la instrumentación instalada en esta Estación.

4.1.1.1 Variables Meteorológicas

Las variables meteorológicas que se monitorean en la estación Villacís son: precipitación, temperatura del aire, humedad relativa, radiación solar, velocidad y dirección del viento e intercepción de la neblina. La marca, modelo y altura de instalación de los equipos de medición se detalla en la TABLA 4.1.

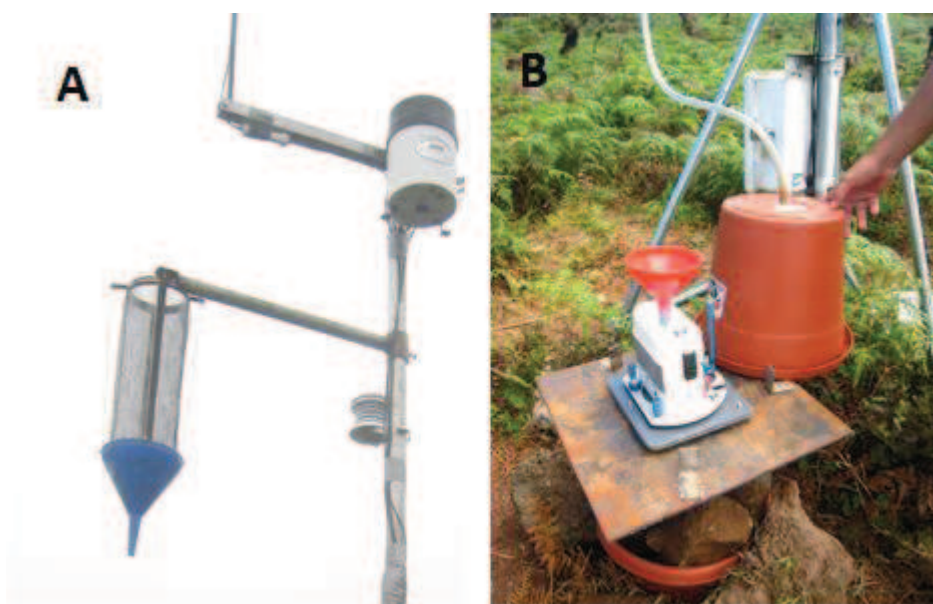
Para medir la intercepción de la neblina se diseñó una malla cilíndrica (40 cm de altura y 12 cm de diámetro) ubicada a 2 m de altura. El agua interceptada por esta malla, en un principio, se recolectaba en un contenedor plástico que luego se pesaba y se obtenía la cantidad de agua recolectada. Luego, durante la implementación y mejoramiento de las estaciones, se cambió este contenedor plástico por un pluviómetro modificado marca *PRECIS* con resolución de 15 cm³

por basculación (*tip*), para de esta manera llevar un monitoreo continuo de la intercepción de la neblina durante la época de garúa (FIGURA 4.1).

TABLA 4.1 Instrumentación para la medición de variables meteorológicas en la estación Villacís.

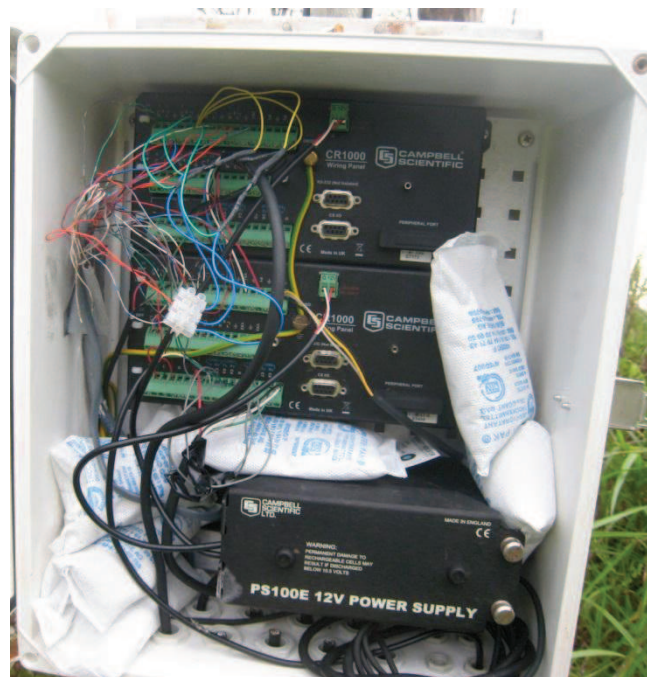
Variable	Instrumento	Altura medición	Precisión	Unidades
Precipitación	Pluviómetro Campbell ARG100 0.2 mm	1 m	0.2 mm/tip	mm
Temperatura del aire y humedad relativa	Sensor Campbell CS215 T&RH	2 m	±0.4 ° C	° C - %
Velocidad y dirección del viento	Anemómetro Young WindSentry Kit	3.4 m	±0.5 m/s	m/s
Radiación Solar	Pyranómetro Kipp&Zonen SPLite	2 m	±5 %	W/m ²
Neblina	Malla cilíndrica + contenedor plástico o pluviómetro PRECIS 15 cm ³	2 m	15 cm ³ /tip	cm ³

FIGURA 4.1 A) Detalle de la malla cilíndrica para la captación de neblina. B) Pluviómetro PRECIS modificado para las mediciones de neblina.



Todos los instrumentos se encuentran conectados a un *Datalogger Campbell CR1000* (dispositivo electrónico para el registro de mediciones de varios sensores), el mismo que toma mediciones cada 30 segundos para promediarlas o sumarlas, dependiendo del caso, y agrupar los resultados de cada variable en una tabla con un paso de tiempo de 15 min, permitiendo llevar un monitoreo muy detallado de la variación en el tiempo de cada una de las variables meteorológicas. El datalogger es un dispositivo programable y puede ser ajustado para almacenar las mediciones al paso de tiempo deseado (FIGURA 4.2).

FIGURA 4.2 Dataloggers Campbell para el registro de datos instalados en la estación Villacís.

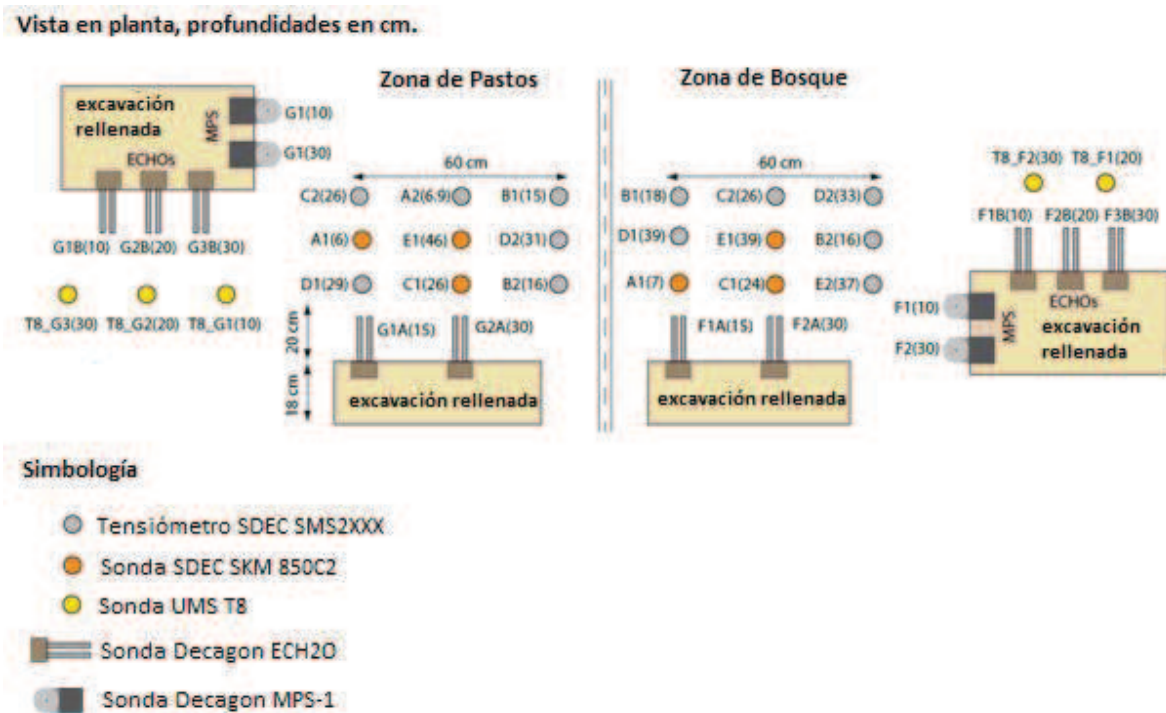


4.1.1.2 Flujo de Agua en el Suelo

El monitoreo de los flujos de agua en el suelo se lo realiza mediante la utilización de dos tipos de equipos: sondas de contenido volumétrico de agua y tensiómetros. Existen dos juegos de equipos instalados a nivel de parcela, uno en la zona de pastos (2m x 2m) y otro en la zona de bosque (2m x 2m). En cada juego se instalaron sondas a distintas profundidades con el fin de obtener un perfil

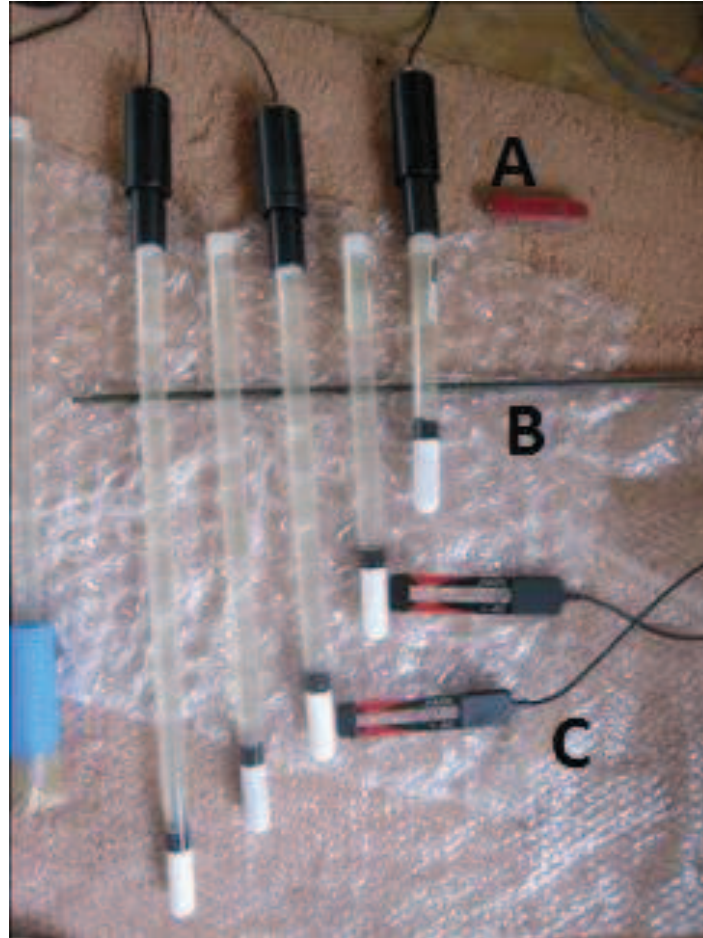
de agua en el suelo. La disposición y profundidad de instalación de cada uno de los equipos se detalla en la FIGURA 4.3.

FIGURA 4.3 Disposición y Profundidad de instalación de los equipos de medición de flujos de agua en el suelo, tanto en la zona de pastos como en la zona de bosque. El número ubicado entre paréntesis indica la profundidad de instalación.



En julio de 2010 fueron instalados en cada parcela un juego de nueve tensiómetros *SDEC SMS2XXX* de los cuales en tres se hacen mediciones automáticas mediante la utilización de sondas de diferencial de presión *SDEC SKM850C2*. En los seis tensiómetros restantes de cada parcela, se toman mediciones manuales mediante el uso de una sonda de medición de presión *SDEC SMS2500S*. En esta misma fecha se instalaron también dos sondas *Decagon ECH₂O* para medición de contenido volumétrico de agua en cada parcela (FIGURA 4.4).

FIGURA 4.4 A) Sondas SDEC SKM850C2, B) Tensiómetros SDEC SMS2XXX (tubos transparentes), C) Sondas Decagon ECH₂O.



En marzo del 2011 se adicionaron cinco sondas automáticas *UMS T8* para medición de tensión (FIGURA 4.5), tres se instalaron en la zona de pastos y dos en la zona de bosque. Además, se instalaron cuatro sondas *Decagon MPS-1* para medición de tensión, dos en cada parcela. Finalmente, para la medición de contenido volumétrico de agua, se adicionaron tres sondas *Decagon ECH₂O* en cada parcela.

Todos los instrumentos se encuentran conectados a un *Datalogger Campbell CR1000* para un registro continuo, tal como se hace con las variables meteorológicas.

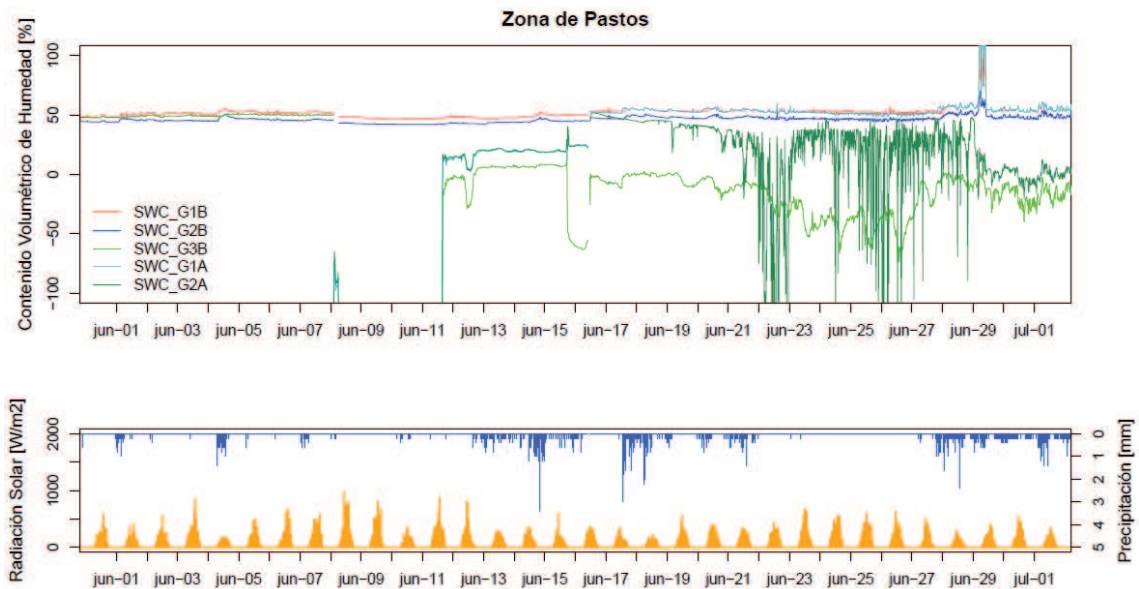
FIGURA 4.5 *Sondas UMS T8 para medición de tensión instaladas en la estación Villacís.*



Es necesario indicar que pese a la gran cantidad de equipos instalados en el suelo, los datos obtenidos no son de la mejor calidad. El mal funcionamiento de algunos de estos equipos, entre ellos: sondas *SDEC SKM850C2* y *Decagon ECH₂O*, no han permitido llevar un monitoreo continuo, y sobre todo confiable, de tensión y contenido de agua en el suelo. El mal funcionamiento de las sondas *Decagon ECH₂O* queda evidenciado en la gráfica de la FIGURA 4.6.

Afortunadamente, las sondas *UMS T8* para medición de tensión, son instrumentos de mayor calidad y confiabilidad. Por lo tanto, las mediciones realizadas por estos equipos, junto con las tomadas manualmente en los tensiómetros *SDEC SMS2XXX* son la que se han tomado en cuenta en el desarrollo y validación del modelo hidrológico que se propone en este estudio.

FIGURA 4.6 Registro de las sondas Decagon ECH₂O para medición de contenido volumétrico de agua en la zona de pastos de la estación Villacís. Se aprecia claramente su mal funcionamiento.



En vista de que para la realización y desarrollo de este trabajo, solamente se han tomado en cuenta las mediciones de tensión en el suelo, a continuación, se hace una descripción breve del funcionamiento de los tensiómetros, instrumentos utilizados para su medición.

Los tensiómetros miden el potencial hídrico del suelo en su punto de instalación. Están compuestos por una cápsula de cerámica porosa que está llena de agua y que se encuentra conectada a un tubo (FIGURA 4.4). El tensiómetro se entierra en el suelo hasta el punto de medición deseado, y el tubo se llena de agua, eliminando cualquier burbuja de agua, para luego sellarlo herméticamente. En estas condiciones, el agua dentro del tubo se encuentra a la presión atmosférica.

El agua en el tubo se encuentra conectada al suelo a través de la cápsula de cerámica porosa, por lo tanto, el suelo empieza a succionar el agua del tubo generando un vacío dentro de éste. Esta presión negativa generada por la presión que ejerce el suelo sobre el agua de la columna, es directamente la medición de

tensión deseada. Más detalles acerca del funcionamiento de tensiómetros, y en especial de las sondas *UMS T8*, puede encontrarse en su Manual de Usuario *T8 Long-term Monitoring Tensiometer* (UMS, 2011), que puede descargarse libremente con el siguiente link: http://www.ums-muc.de/fileadmin/produkt_downloads/Tensiometer/T8_Manual.pdf. En necesario indicar que los tensiómetros están directamente calibrados de fábrica, y no se realizó ningún proceso de recalibración antes de su instalación, recomendación dada por el fabricante.

4.1.1.3 Trascolución

Dos diferentes diseños para la medición de la trascolución han sido implementados en la estación Villacís. Estos diseños se montaron sobre una parcela cuadrada de 42.25 m² (6.5m x 6.5m), representativa de la zona de bosque de la isla Santa Cruz. La elección de la parcela de estudio fue realizada por Fuente-Tomai (2011), mientras que los diseños e implementación de los sistemas de medición de la trascolución fueron realizados por Domínguez (2011).

Diseño Tipo I.- consiste en el registro automático de la trascolución mediante el uso de cuatro canales que recolectan el agua y lo entregan a un pluviómetro modificado para su medición (McJannet y Wallace, 2006; Ziegler, et al, 2009). Los canales consisten en cuatro tubos PVC de 3 m de longitud cortados a la mitad que tienen una inclinación mayor a 12°, según McJannet y Wallace (2006) la mínima inclinación debe ser de 10°. Estos canales proyectan un área superficial horizontal de 1.86 m² y transportan el agua hacia el pluviómetro modificado. Se han utilizado dos diferentes pluviómetros para este fin.

El pluviómetro *Campbell ARG100* con resolución 10.13 cm³ (~0.005 mm/tip), fue el primero y estuvo en funcionamiento desde julio del 2010 a febrero del 2011. Este tipo de pluviómetro funciona bien cuando las intensidades de precipitación son bajas como es característica de las precipitaciones de garúa. Si se produce un aumento en la intensidad de precipitación su funcionamiento no es adecuado

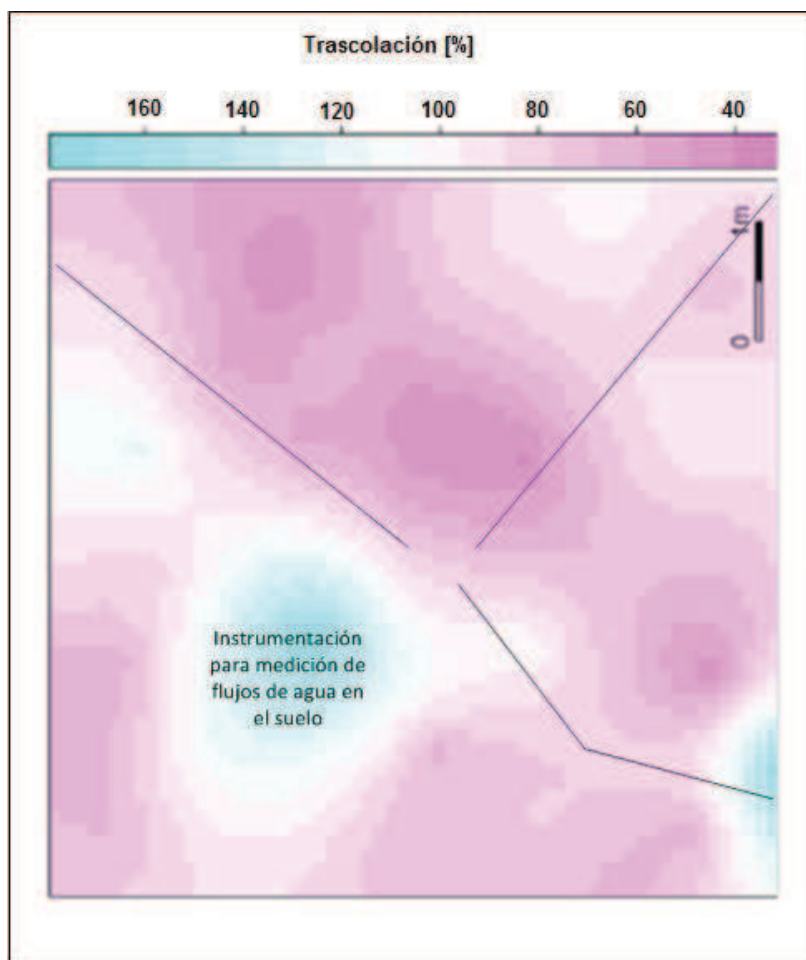
ya que se producen errores de medición (SECCIÓN 4.2). El segundo pluviómetro utilizado, es un *PRECIS-MÉCANIQUE R01 3070A* con resolución de 20 cm³ (~0.01 mm/tip), mismo que entró en funcionamiento a partir de marzo del 2011 y que se adapta mejor a las necesidades de la temporada de invierno.

Diseño Tipo II.- consiste en la medición manual de la trascolación mediante el uso de pequeños colectores individuales que se colocan aleatoriamente en un área determinada (Staelens, et al, 2006; Lloyd y Marques, 1988). Los colectores utilizados, consisten en recipientes plásticos con una capacidad de 5 litros sobre los cuales se coloca un embudo de 25 cm de diámetro para recolectar el agua de trascolación. El área superficial de los colectores es de 0.05 m².

En la garúa 2010 se utilizaron 20 colectores durante el periodo de un mes, y luego, esta cantidad aumentó a 33 colectores, con los que se continuó el monitoreo durante 2 meses más (FIGURA 4.8). La información recolectada fue procesada por Domínguez (2011), quien concluyó que era necesario aumentar la cantidad de colectores para obtener un análisis más representativo de la variación espacial de la trascolación (reducir el error). De igual forma, en su trabajo se recomienda ubicar los colectores juntos y formando líneas, para de esta manera reducir el error (Domínguez, 2011).

Por lo tanto, para el invierno 2011, se aumentó el número de colectores llegando a un total de 49. Estos colectores fueron ubicados siguiendo las recomendaciones hechas por Domínguez (2011), en donde las líneas de colectores se colocaron procurando cubrir los puntos de la parcela con mayor incidencia de la trascolación (Domínguez, 2011) (FIGURA 4.7), obteniendo así la configuración que se muestra en la FIGURA 4.8. Adicionalmente, en la TABLA 4.2 se resumen las características de los dos diseños de medición.

FIGURA 4.7 Distribución de la trascolación [%] en la parcela de estudio, las líneas negras continuas representan la ubicación de los colectores en líneas. Además se indica la ubicación de la instrumentación para la medición de flujos de agua en el suelo, donde no fue posible hacer una medición de la trascolación mediante colectores.

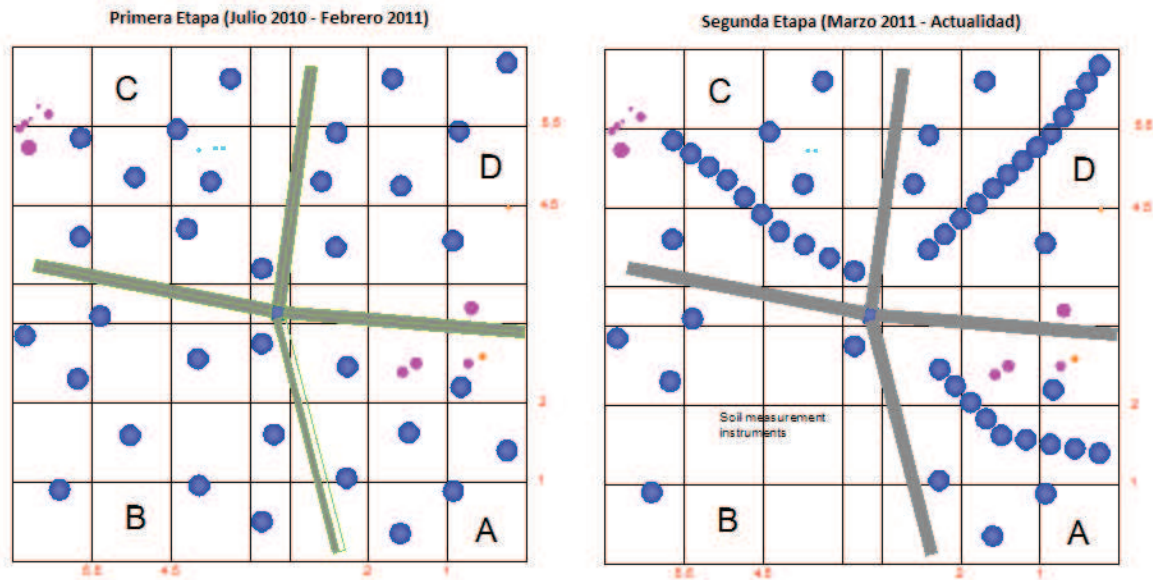


Fuente: Domínguez, 2011

TABLA 4.2 Características de los diseños de medición de la trascolación

	Diseño Tipo I			Diseño Tipo II		
	Parcela	Colectores	Canales	Parcela	Colectores	Canales
#	1	33	4	1	49	4
Área (m ²)	42.25	1.62	1.86	42.25	2.41	1.86
Porcentaje	100	3.8	4.4	100	5.7	4.4

FIGURA 4.8 Distribución de los colectores individuales en la estación Villacís, en cada una de las etapas. Los colectores están representados por los círculos azules, mientras que aquellos de color magenta representan la ubicación de troncos en la parcela.



Elaborado por: Christian Domínguez y Andrés González

Es necesario indicar que las mediciones de trascolación utilizadas para el desarrollo del modelo, son aquellas que se realizan con el Diseño Tipo I (medición automática mediante canales). La descripción hecha para el Diseño Tipo II, tiene por objeto dejar documentado la situación actual del diseño.

4.1.2 ESTACIÓN METEOROLÓGICA MEDIA LUNA

Se encuentra ubicada dentro del área del Parque Nacional Galápagos, junto al cerro Media Luna a una altura de 650 m.s.n.m. y a 4 Km de la población de Bellavista (FIGURA 2.5). Entró en funcionamiento en Agosto del 2010 y cuenta con monitoreo de variables meteorológicas y medición de la trascolación. Ya que los suelos a esta altitud no se encuentran desarrollados (Pryet, 2011), no existe medición de flujos de agua en el suelo.

Hasta Febrero del 2011 el monitoreo meteorológico se lo realizó con una estación marca *HOBO*, pero a partir de Marzo del 2011, como parte de la mejora e implementación en las estaciones, toda la instrumentación fue cambiada a equipos Campbell.

4.1.2.1 Variables Meteorológicas

Las variables que aquí se monitorean, incluyen precipitación, temperatura del aire, humedad relativa, radiación solar, velocidad y dirección del viento e intercepción de neblina. En la TABLA 4.3 se encuentra un listado de la instrumentación instalada a partir de marzo del 2011.

La medición de la intercepción de la neblina se la realiza de la misma forma que la ya explicada para la estación Villacís (SECCIÓN 4.1.1.1) y de igual forma la recolección de datos se hace mediante un Datalogger pero en este caso modelo Campbell CR200. La disposición de la instrumentación para la medición de variables meteorológicas se muestra en la FIGURA 4.9. En la estación Villacís esta disposición es muy similar.

TABLA 4.3 Instrumentación para la medición de variables meteorológicas en la estación Media Luna.

Variable	Instrumento	Altura medición	Precisión	Unidades
Precipitación	Pluviómetro Campbell ARG100	1 m.	0.2 mm/tip	mm
Temperatura del aire y humedad relativa	Sensor Campbell CS215 T&RH	2 m.	±0.4 ° C	
Velocidad y dirección del viento	Young WindSentry Kit	3.4 m.	±0.5 m/s	m/s
Radiación Solar	Pyranómetro Kipp&Zonen SPLite	2 m.	±5 %	W/m ²
Neblina	Malla cilíndrica + pluviómetro PRECIS 15 cm ³	2 m.	15 cm ³ /tip	cm ³

FIGURA 4.9 Disposición de la instrumentación para medición de variables meteorológicas en la estación Media Luna.



4.1.2.2 Trascolución

Al igual que en la estación Villacís, el diseño e implementación fue realizado por Fuente-Tomai (2011) y Domínguez (2011). En este caso, la parcela tiene un área de 25 m² (5m x 5m) y se ubica debajo de un grupo de Miconias.

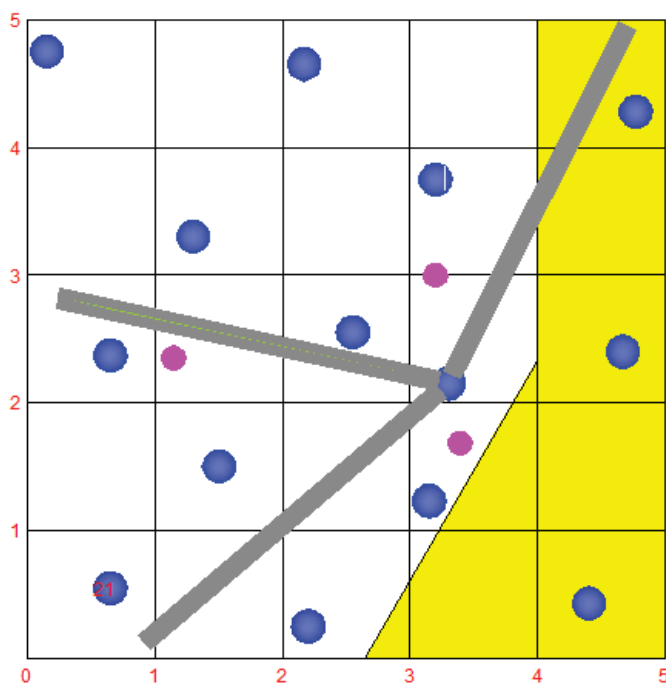
Para el Diseño Tipo I se utilizaron 3 canales de tubo PVC con una inclinación mayor a 12°, conectados a un pluviómetro Campbell ARG100 con resolución 10.13 cm³ (~0.0077 mm/tip) (agosto 2010 – febrero 2011) que luego sería remplazado por un pluviómetro *PRECIS-MÉCANIQUE R01 3070A* con resolución 20 cm³ (~0.015 mm/tip) (marzo 2011 – actualidad).

Mientras tanto, para el Diseño Tipo II, se utilizaron 13 colectores individuales de iguales características que los instalados en la estación Villacís. En el caso de la estación Media Luna no hubo una segunda etapa con algún cambio o implementación de nuevos colectores. En la FIGURA 4.10 se muestra la disposición de estos colectores y en la TABLA 4.4 un resumen de las características del diseño.

TABLA 4.4 Características de canales y colectores en la estación Media Luna.

Trascolación en Media Luna			
	Parcela	Colectores	Canales
#	1	13	3
Área (m ²)	25	0.6	1.3
Porcentaje	100	2.4	5.4

FIGURA 4.10 Distribución de los colectores individuales en la estación Media Luna. Los colectores están representados por los círculos azules, mientras que aquellos de color magenta representan la ubicación de troncos de árboles en la parcela. La zona amarilla es una franja de clara exposición al viento la misma que tiene afectación sobre los colectores ubicados en la misma.



Elaborado por: Christian Domínguez

4.2 CALIBRACIÓN DE PLUVIÓMETROS

Los pluviómetros utilizados en las estaciones meteorológicas Villacís y Media Luna utilizan un mecanismo para su funcionamiento conocido como cubetas basculantes. Este mecanismo consiste en la captación del agua lluvia a través de un embudo, el mismo que la redirige hacia un sistema de pequeñas cubetas oscilantes que tienen un volumen definido. Estas cubetas funcionan como un balancín, cuando una de ellas se llena, el balancín se desequilibra y cambia de posición permitiendo que la cubeta se descargue al mismo tiempo que la otra empieza a llenarse.

Las mediciones con este tipo de mecanismo no son del todo precisas, son varias las fuentes de error que se presentan, una de ellas y que es especialmente significativa con el aumento de la intensidad de precipitación o caudal, es la pérdida de agua producida durante la basculación de las cubetas (OMM, 2008). Esta pérdida se presenta ya que no existe una relación lineal entre la intensidad de precipitación y la tasa de basculación de las cubetas (Calder y Kidd, 1978).

En el sistema pluviómetro-canales utilizado para la medición de la trascolación, a más de las pérdidas por basculación, se presentan otras que ocurren directamente en los canales y que se deben a un efecto de chapoteo y evaporación del agua (Pryet, 2011; Domínguez, 2011). Durante las pruebas de calibración, adicionalmente y mediante evidencia de campo, se encontró una tercera forma de pérdida que consiste en agua que se adhiere al borde de los canales y que se redirecciona fuera del recipiente en donde se recolecta el agua. En las pruebas de calibración pudo evidenciarse que este efecto afectaba especialmente al canal ubicado entre los paneles C – D (FIGURA 4.8) y que el efecto es mayor con caudales considerados medios (3 y 5 cm³/s ó 6 y 10 mm/h) en relación a aquellos que han sido registrados en la estación y que se presentan en la TABLA 4.6.

Es necesario indicar que durante las pruebas de calibración, los datos de precipitación y/o trascolación se tratan en términos de caudal (cm³/s) en lugar de

intensidad de precipitación (mm/h). Esta transformación se realiza por motivos de facilidad durante la prueba.

Por otro lado, ya que los datos de trascolación son registrados en cm^3 , para su uso dentro del modelo hidrológico, estos deben ser transformados a unidades de lámina de agua (mm).

4.2.1 CALIBRACIÓN DINÁMICA DE PLUVIÓMETROS

La prueba de calibración dinámica, consiste en verter sobre el pluviómetro un volumen de agua definido, a diferentes tasas, obteniendo así un rango de caudales que representan diferentes valores de intensidad de precipitación. Debe procurarse realizar la prueba al menos con cinco caudales diferentes, mismos que se eligen de forma lineal, abarcando todo el rango de caudales presentes en la zona en la que se va a instalar el pluviómetro. Es recomendable repetir esta prueba por lo menos dos veces para cada caudal.

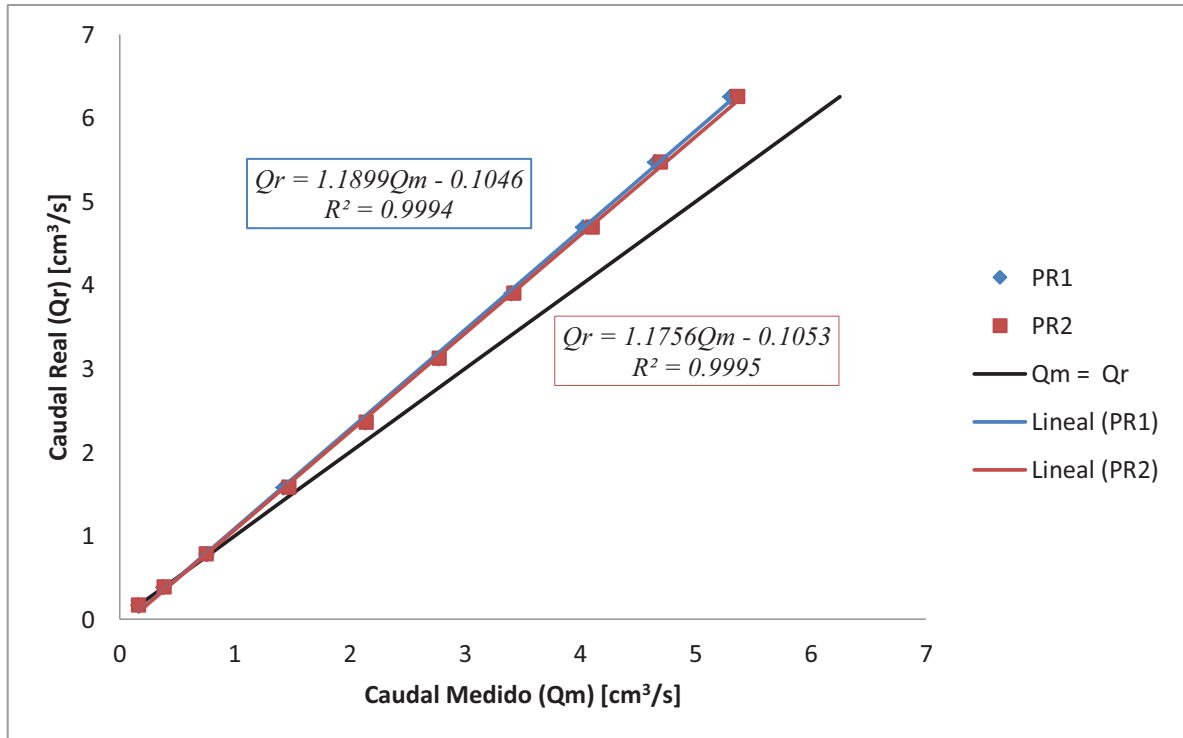
Para determinar las pérdidas de agua producidas en las basculaciones, mismas que aumentan proporcionalmente con el caudal (OMM, 2008), se realiza una regresión lineal entre la caudal vertido o real (Q_r) y el caudal medido por el pluviómetro (Q_m). De esta manera se obtiene la ecuación utilizada para la corrección de los valores.

4.2.2 CALIBRACIÓN PLUVIÓMETRO CAMPBELL ARG 100 PARA MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

La prueba de calibración del pluviómetro *Campbell ARG 100* fue realizada en el laboratorio del IRSTEA, Francia (antiguo CEMAGREF) por Cédric Chaumont. Este pluviómetro tiene un área superficial de 506.7 cm^2 y un volumen de cada

cupeta de 10.13 cm^3 , lo que le da una resolución de 0.2 mm por basculación (*tip*). Los resultados de esta prueba se presentan en la FIGURA 4.11.

FIGURA 4.11 Prueba de calibración para pluviómetro Campbell ARG 100.



Elaborador por: Cédric Chaumont

Así se obtiene la ecuación de calibración para el pluviómetro *Campbell ARG 100*:

$$\begin{aligned} &\text{Si } Q_m > 0.6 \\ &Q_r = 1.18Q_m - 0.11 \end{aligned} \quad (4.1)$$

Donde:

Q_m : Caudal medido por el pluviómetro

Q_r : Caudal real

Antes de utilizar la ECUACIÓN (4.1), ya que el registro de medición de la precipitación se encuentra en mm y a un paso de tiempo de 15 min, es necesario hacer una transformación de estos valores a caudal, en cm^3/s , para lo cual:

$$Q_m = \frac{506.7P_r}{10*15*60} \quad (4.2)$$

Donde:

Q_m : caudal medido por el pluviómetro

P_r : Precipitación registrada

Una vez transformados los datos a cm^3/s , se puede aplicar la ECUACIÓN (4.1) para corregirlos. Finalmente, los datos corregidos, se transforman nuevamente a unidades de lámina de agua ($\text{mm}/15\text{min}$).

4.2.3 CALIBRACIÓN SISTEMA CANALES-PLUVIÓMETRO CAMPBELL ARG 100 PARA MEDICIÓN DE LA TRASCOLACIÓN

La calibración para el sistema de medición de la trascolación (Diseño Tipo I) se debe realizar en dos etapas: la primera, una calibración independiente del pluviómetro utilizado en el sistema, y la segunda, una calibración por la pérdida de agua en los canales.

Durante los meses de julio 2010 a febrero 2011, el Diseño Tipo I para medición de la trascolación utilizó un pluviómetro *Campbell ARG 100* (mismo pluviómetro utilizado para medir la precipitación), por lo tanto, utilizando el procedimiento indicado en la SECCIÓN 4.2.1, este pluviómetro fue calibrado.

La segunda etapa de la calibración, aquella necesaria por la pérdida en los canales, fue realizada por Domínguez (2011). Esta calibración fue de tipo estática, y consistió en verter un volumen conocido de agua sobre los canales (uno a la vez) a una tasa similar a la de la intensidad de precipitación presente en la época de estudio (la mediana de la intensidad de precipitación de la garúa 2010 en Santa Cruz fue de 1 mm/h o $0.01 \text{ cm}^3/\text{s}$) (Pryet, 2011) y contar el número de basculaciones producidas (*tips*). El valor de $0.01 \text{ cm}^3/\text{s}$ es muy inferior a los $0.6 \text{ cm}^3/\text{s}$ a partir del cual es necesario hacer una corrección por pérdidas en la

basculación, es por esto que no hace falta realizar una calibración dinámica como la descrita en la SECCIÓN 4.2.1.

La prueba de calibración estática se realizó en dos ocasiones (Domínguez, 2011), los resultados y periodos de calibración se muestran en la TABLA 4.5.

TABLA 4.5 Factores de calibración para la medición en la estación Villacís durante el periodo comprendido entre Julio 2010 y Febrero 2011.

Periodo	Factor de Calibración (mm/tip)
Julio 2010 – Octubre 2010	0.00602
Noviembre 2010 – Febrero 2011	0.00836

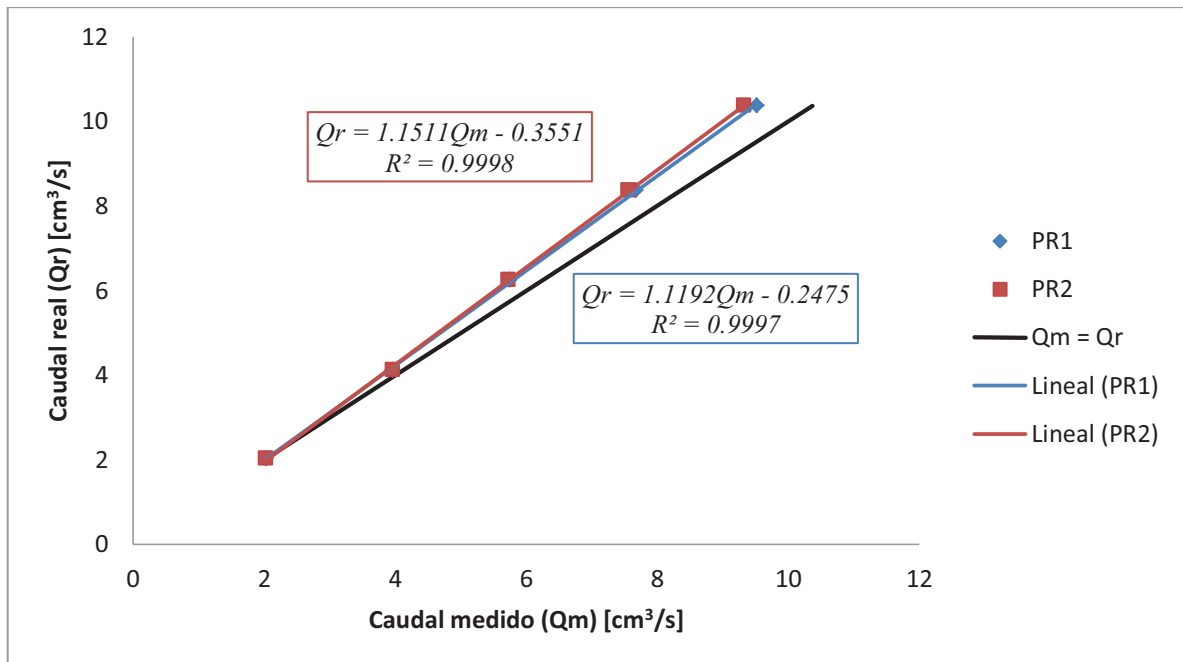
Fuente: Domínguez, 2011

4.2.4 CALIBRACIÓN SISTEMA CANALES-PLUVIÓMETRO *PRECIS-MÉCANIQUE R01 3070A* PARA MEDICIÓN DE LA TRASCOLACIÓN

El pluviómetro *PRECIS-MÉCANIQUE R01 3070A*, utilizado en el sistema de medición de la trascolación a partir de marzo del 2011, tiene una capacidad de 20 cm³, que al dividirlos por el área de influencia de los canales de recolección (1.86 m²), resulta en una resolución de 0.01 mm/tip.

De igual manera, la calibración de este sistema debe realizarse en dos etapas. La primera, fue realizada en laboratorio (IRSTEA – Cedric Chaumont), de acuerdo a la metodología explicada en la SECCIÓN 4.2.1. Los resultados de la prueba se muestran en la FIGURA 4.12.

FIGURA 4.12 Prueba de calibración para pluviómetro *PRECIS-MÉCANIQUE R01 3070A*.



Elaborado por: Cédric Chamount

Luego, para el pluviómetro *PRECIS-MÉCANIQUE R01 3070A* la ecuación de calibración es:

$$\text{Si } Q_m > 2.4$$

$$Q_r = 1.15Q_m - 0.36 \quad (4.3)$$

Donde:

Q_m : Caudal medido por el pluviómetro

Q_r : Caudal real

Cabe resaltar la diferencia que existe en la condición del caudal para que la ecuación sea aplicable, con aquella obtenida para el pluviómetro *Campbell ARG 100* ($Q_m > 0.6$). Esto indica el mejor funcionamiento del pluviómetro *PRECIS-MÉCANIQUE R01 3070A* para lluvias de mayor intensidad como aquellas presentes en la época de invierno en la isla Santa Cruz.

Ya que el registro de las mediciones de trascolación con este sistema se lo realiza en cm^3 , es necesario hacer una transformación de estos valores a caudal tomando en cuenta que el paso de tiempo es de 15 min, para esto:

$$Q_t = \frac{TR}{15 * 60} \quad (4.4)$$

Donde:

TR : Trascolación [cm^3]

Q_t : Flujo de trascolación (caudal) [cm^3/s]

Se aplica la ECUACIÓN (4.3) para proceder a corregir los valores y finalmente se transforman las mediciones de trascolación a unidades de volumen (cm^3) nuevamente.

La segunda parte consiste en la calibración por pérdidas en los canales. Esta prueba tiene un mayor grado de complejidad ya que se realiza una calibración de tipo dinámico (SECCIÓN 4.2.1). Por lo tanto, para la realización de esta prueba, primeramente se determina el rango de caudales que se han registrado en el sistema de medición de la trascolación. Estos caudales se presentan en la TABLA 4.6.

TABLA 4.6 Rango de caudales de trascolación registrados en la estación Villacís.

Q Trascolación (cm^3/s)	# Registros
(0 – 2]	28343
(2 – 4]	101
(4 – 6]	30
(6 – 8]	21
(8 – 10]	26

Conocido el rango de caudales registrado por la estación, para la realización de la prueba de calibración se utilizan los valores de la TABLA 4.7, mismos que representan el rango de caudales registrados por el pluviómetro.

TABLA 4.7 Caudales definidos para la prueba de calibración del sistema canal-pluviómetro PRECIS-MÉCANIQUE R01 3070A.

Caudal (cm ³ /s)	Volumen (cm ³)	Tiempo (s)
0.25	220	800
1	220	200
3	220	66.67
5	220	40
10	220	20

La prueba de calibración de canales se lleva a cabo mediante el procedimiento indicado en la SECCIÓN 4.2.1, utilizando los caudales definidos en la TABLA 4.7.

Ya que en la prueba se han utilizado caudales mayores a los del caudal condicionante ($Q_m > 2.4 \text{ cm}^3/\text{s}$), es necesario, primeramente, hacer una corrección por pérdidas en la basculación, a los caudales registrados por el pluviómetro durante la prueba. Esta corrección se realiza utilizando la ECUACIÓN (4.3).

Una vez realizada la corrección, se puede graficar los datos corregidos respecto a los caudales utilizados para la prueba (TABLA 4.7). Finalmente, mediante la utilización de una prueba de regresión lineal, se obtiene la ecuación para la corrección por pérdidas en los canales (FIGURA 4.13).

La ecuación obtenida en la prueba es la siguiente:

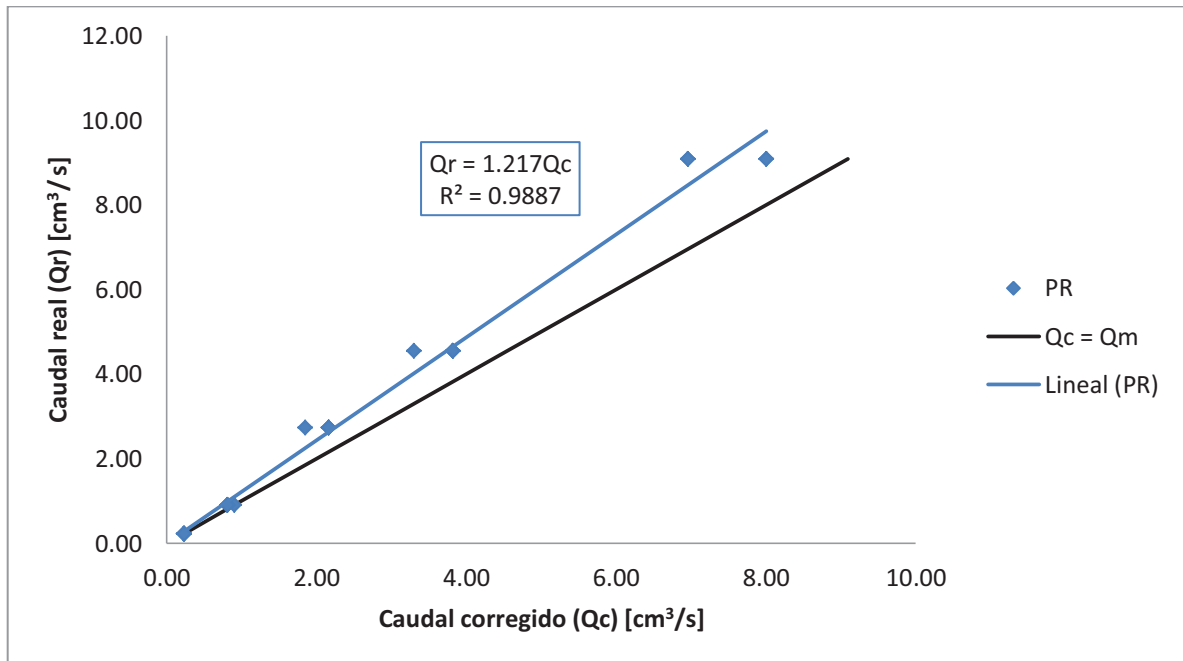
$$Q_r = 1.22Q_c \quad (4.5)$$

Donde:

Q_r : Caudal real de trascolación

Q_c : Caudal corregido por pérdidas por basculación de pluviómetro

FIGURA 4.13 Gráfica de la prueba de calibración por pérdidas en los canales.



4.3 OBTENCIÓN DE SERIES CONTINUAS

La ejecución de cualquier modelo hidrológico requiere de la existencia de series continuas de datos hidrometeorológicos. Pero en la realidad, los registros obtenidos en una estación generalmente presentan datos faltantes. Son varias las causas por las que pueden existir estos vacíos en las series de datos, entre ellas se puede nombrar: mal funcionamiento de los equipos, interrupciones temporales en las mediciones y hasta el propio mantenimiento requerido por una estación meteorológica. Cuando existen estos vacíos, se pueden utilizar técnicas matemáticas y estadísticas para rellenarlos y así obtener series continuas. Una de las técnicas que comúnmente se utiliza, es el análisis de correlación y regresión lineal. Este análisis se puede realizar entre variables monitoreadas en una misma

estación, estaciones ubicadas en lugares cercanos, o estaciones instaladas en lugares con características climáticas similares.

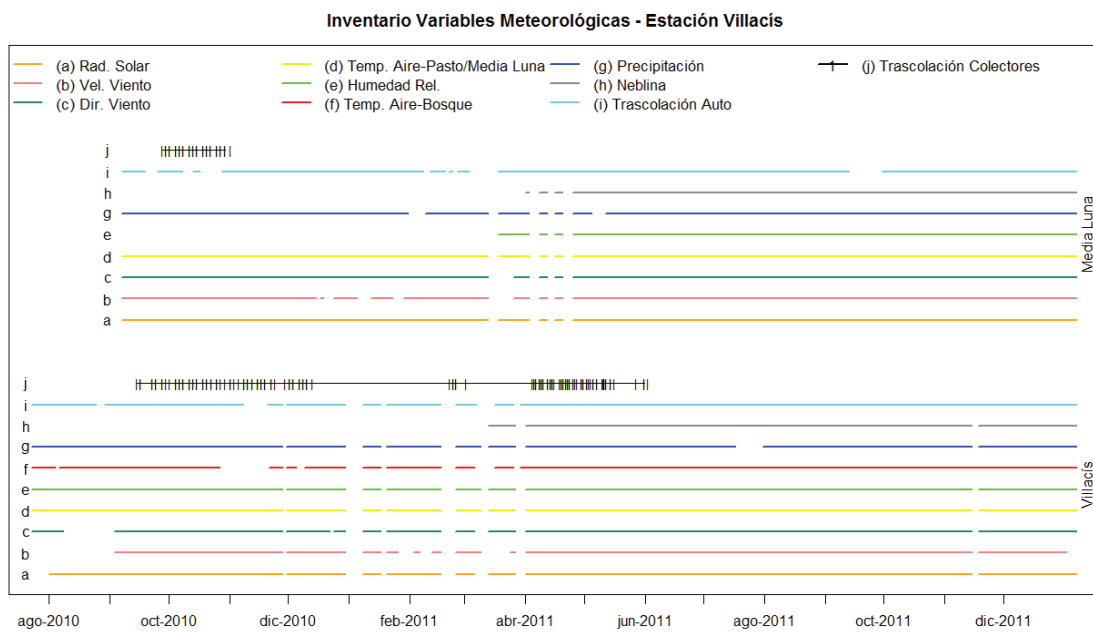
Con respecto a los registros obtenidos en la estación Villacís, se empezó realizando un análisis de las series de datos, para esto, se tomó en cuenta cualquier nota hecha por el encargado de la estación. Luego, se hicieron gráficos en el tiempo de cada una de las variables (precipitación, trascolación, radiación solar, velocidad y dirección del viento, temperatura y humedad relativa). Con esta información se hace una depuración de la serie, eliminando aquellos datos sospechosos o poco confiables.

Una vez depuradas las series, a partir de los registros de las estaciones, mismos que se encuentran a un paso de tiempo de 15 min, se obtienen datos a nivel diario. Para este fin, y dependiendo del caso particular de cada variable, se calculan promedios, sumatorias, máximos o mínimos. En la FIGURA 4.14 se muestra un inventario, con datos a nivel diario, en donde se puede observar la disponibilidad de información para cada variable monitoreada en la estación Villacís.

Al revisar la serie de datos para la estación Villacís (base para este estudio), se puede observar que entre los meses de enero 2011 y marzo 2011, existen varios vacíos en todas las variables de la serie. Ya que este trabajo no comprende hacer un análisis y tratamiento exhaustivo de estos datos, este espacio de tiempo no se toma en cuenta y se establecen dos periodos para la modelación:

- **PERIODO A:** 07 de Septiembre de 2010 – 30 de Diciembre de 2010 (115 días continuos).
- **PERIODO B:** 01 de Abril de 2011 – 31 de Diciembre de 2011 (275 días continuos).

FIGURA 4.14 Serie cronológica de datos meteorológicos disponibles a partir de agosto 2010 a diciembre 2011. Las líneas continuas representan datos a nivel diario para cada una de las variables. La línea con segmentos representan una medición entre los mismos.



Dentro de los periodos escogidos también se presentan algunos datos faltantes pero no son de mayor relevancia y para rellenarlos se realizó un análisis de correlación y regresión lineal llevado a cabo mediante el *software R*. Los resultados de este análisis pueden encontrarse en el ANEXO A.

Básicamente, el procedimiento consiste en hacer correlaciones a un paso de tiempo diario, entre las variables meteorológicas monitoreadas en las estaciones Villacís y Media Luna. Luego, entre aquellas variables con una buena correlación, se realiza un análisis de regresión lineal para obtener las ecuaciones que las relacionan y con estas ecuaciones se procede a rellenar los datos faltantes. En la TABLA 4.8 y TABLA 4.9 se presenta un resumen con las fechas en donde existen vacíos en las series de datos para cada variable y para cada periodo de modelación.

TABLA 4.8 Fechas en las cuales existen vacíos en las series de datos de las variables de la estación Villacís para el periodo de modelación A.

Periodo A : 07/09/2010 – 30/12/2010		
Variable	Fechas con datos faltantes	Cantidad Datos Faltantes
Precipitación	29/11/2010	1
Trascolación	09/11/2010 – 19/11/2010; 29/11/2010	12
Temperatura_pastos	29/11/2010	1
Temperatura_bosque	28/10/2010 – 20/11/2010; 29/11/2010; 06/12/2010 – 08/12/2010	28
Radiación Solar	29/11/2010	1
Humedad Relativa	29/11/2010	1
Velocidad del Viento	29/11/2010	1

TABLA 4.9 Fechas en las cuales existen vacíos en las series de datos de las variables de la estación Villacís para el periodo de modelación B.

Periodo B : 01/04/2011 – 31/12/2011		
Variable	Fechas con datos faltantes	Cantidad Datos Faltantes
Precipitación	18/07/2011 – 30/07/2011; 16/11/2011 – 17/11/2011	15
Trascolación	No existen vacíos en la serie	0
Temperatura_pastos	16/11/2011 – 17/11/2011	2
Temperatura_bosque	No existen vacíos en la serie	0
Radiación Solar	16/11/2011 – 17/11/2011	2
Humedad Relativa	16/11/2011 – 17/11/2011	2
Velocidad del Viento	16/11/2011 – 17/11/2011	2

No se hace mucho énfasis en el procedimiento para la realización de este relleno de datos ya que como se puede observar en la TABLA 4.8 y TABLA 4.9 la mayoría de variables no presenta mayor cantidad de datos faltantes. En aquellos casos con una cantidad de datos faltantes mayor (precipitación, trascolación y

temperatura del bosque), los coeficientes de correlación (r) obtenidos en el análisis fueron mayores a 0.9, por lo que las relaciones son confiables.

4.4 ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra dentro de la zona agrícola de la isla Santa Cruz, a 400 m.s.n.m., en su pendiente sur (barlovento) y a 1 Km de la población de Bellavista, en la longitud 90.32°O y latitud 0.67°S. Su ubicación coincide con la posición de la zona climática húmeda (Wiggins y Porter, 1971), se encuentra en el límite inferior de la *capa de inversión* que da lugar a la presencia de neblina en la época de garúa. Las precipitaciones son continuas y de baja intensidad (1 mm/h) durante la garúa, y muy variables y de mayor intensidad en el invierno. El espesor del suelo es muy variable, siendo su valor promedio de 40 cm con un máximo de 90 cm y un mínimo de 8 cm (Pryet, 2011). El contenido arcilloso en la parte alta (> 350 m.s.n.m.) del barlovento de la isla Santa Cruz es mayor al 30% (Adelinet et al., 2008) y el terreno tiene una pendiente media de 10° (Pryet, 2011).

Se encuentran dos tipos de vegetación en este sector, una zona de pastos y un bosque secundario (FIGURA 4.15). Para poder analizar los procesos hidrológicos que ocurren en cada una de ellas, se han definido dos parcelas de estudio, una para cada tipo de vegetación. El diseño y determinación de su ubicación fue realizado por Fuente-Tomai (2011), de tal forma que las parcelas tengan la característica de ser representativas de la zona de estudio.

La zona de pastos ocupa un área de 6000 Ha en toda la isla, siendo la especie dominante el *Pennisetum purpureum* (Fuente-Tomai, 2011; PNG, 2010). La altura media del pasto en la zona de es de 1.2 m alcanzando un máximo de 2 m (Fuente-Tomai, 2011). En la TABLA 4.10 se presentan las principales especies encontradas en esta zona.

FIGURA 4.15 Se distinguen los dos tipos de vegetación de la zona agrícola, en la parte baja se nota claramente la zona de pastos y en la parte superior el bosque secundario.



TABLA 4.10 Principales especies encontradas en la zona de pastos de la estación Villacís.

Espece	Porcentaje
<i>Pennisetum purpureum</i>	83 %
<i>Thelypteris balbisii</i>	8 %
<i>Browallia americana</i>	3 %
<i>Ichnanthus nemorosus</i>	2 %
<i>Blechnum polypoides</i>	1 %
<i>Ctenitis sloanei</i>	1 %

Fuente: Fuente-Tomai, 2011

La zona de bosque, tal como se define en Fuente-Tomai (2011), ocupa una extensión aproximada de 3000 Ha en la isla Santa Cruz. La extensión de la zona de bosque en donde se ubica la estación Villacís, puede clasificarse como un bosque secundario donde predominan tres especies: *Psidium guajava*, *Cestrum auriculatum* y *Cinchona Pubescens*, tiene una extensión aproximada de 3 Ha y la

altura promedio del dosel arbóreo es de 5.45 m, con algunos árboles que pueden alcanzar hasta los 15 m. La densidad de la zona de bosque es de 3350 árboles/Ha. En la TABLA 4.11 se presentan las principales especies encontradas en esta zona.

TABLA 4.11 Principales especies encontradas en el bosque correspondiente a la estación Villacís.

Espece	Nombre Común	Porcentaje
<i>Psidium guajava</i>	Guayaba	35 %
<i>Cestrum auriculatum</i>	Sauco	29 %
<i>Cinchona pubescens</i>	Cinchona	27 %
<i>Persea americana</i>	Aguacate	5 %
<i>Cedrela odorata</i>	Cedrel	2 %
<i>Cordia alliodora</i>	Laurel	2 %

Fuente: Fuente-Tomai, 2011

4.5 CARACTERIZACIÓN DEL SUELO

El desarrollo del suelo en medios volcánicos depende mucho de las condiciones de meteorización, que es el resultado de la acción de agentes climáticos, geomorfológicos y biológicos (Adelinet et al., 2008). En el caso de la isla Santa Cruz, Adelinet, et al. (2008) distingue dos tipos de perfiles, el primero característico de las zonas bajas (< 200 m.s.n.m.) que tiene una conductividad hidráulica media de 10^{-4} m/s y una porosidad del 37%; el segundo, presente en la zonas altas (> 350 m.s.n.m.), con valores de conductividad hidráulica del orden de 10^{-5} m/s y porosidad del 20%.

Adelinet et al. (2008) determinó que el contenido de arcilla, en las zonas altas de la isla Santa Cruz, es mayor al 30%, mientras que, para las zonas bajas este valor es menor al 5%. Estos porcentajes indican el mayor desarrollo del suelo en las zonas altas de la Isla, el mismo que es el resultado de procesos de meteorización más acelerados, debidos al efecto orográfico de la precipitación, que produce que las partes altas se encuentren húmedas la mayor parte del año. El principal

componente del material fino (arcillas), sobre todo en los suelos más superficiales, es la gibbsita, la misma que le otorga al suelo la propiedad de tener un buen drenaje (Adelinet et al., 2008).

Adelinet et al. (2008) también concluyó que la conductividad hidráulica y la porosidad varían inversamente en función de la altitud. Así, los suelos a mayores altitudes tienen conductividad hidráulica y porosidad menor que aquellos de las partes bajas. En adición a los procesos de meteorización más acelerados en las partes altas la vegetación, a través de su sistema de raíces, puede afectar las propiedades físicas del suelo. Un suelo es más cohesivo si está cubierto por vegetación (Sarah y Rodeh, 2003), por lo tanto, el sistema de raíces de la vegetación desarrollada en la parte alta de la isla Santa Cruz, también influye en los valores menores de conductividad hidráulica y porosidad determinados para esta zona (Adelinet et al., 2008).

En la zona de estudio, integrantes del proyecto GIIWS, tomaron algunas muestras de suelo que permitieron caracterizarlo. Se tomaron dos juegos de muestras para realizar pruebas de granulometría en distintos laboratorios, los resultados mostraron discrepancias ya que uno determinó contenidos de arcilla menores al 12% y el otro valores alrededor del 34%. Pese a esto, los valores determinados para la conductividad hidráulica ($4 \cdot 10^{-05}$ m/s), están en el mismo orden de magnitud que los obtenidos por Adelinet et al. (2008). Luego, el valor de $4 \cdot 10^{-05}$ m/s para la conductividad hidráulica, se utilizó en el cálculo del escurrimiento superficial mediante el método del número de curva (SECCIÓN 4.7).

Se pudo determinar también, mediante la construcción de calicatas, la profundidad de la zona de raíces, la misma que por evidencia visual se estableció en 30 cm para ambas zonas, pastos y bosque. En la FIGURA 4.16 se puede observar el perfil de suelo para la zona de pastos y de bosque respectivamente.

FIGURA 4.16 Profundidad de la zona de raíces en el pasto y en el bosque de la estación Villacís.



4.5.1 PERFIL DE TENSIÓN DEL SUELO

Para la caracterización del perfil de tensión del suelo se eligieron dos periodos, de aproximadamente 10 días, para evaluar la evolución de este perfil de acuerdo a los eventos de precipitación que se presentaron. El primer periodo representa las variaciones durante la temporada de invierno y el segundo durante la temporada de garúa.

El perfil del suelo queda definido de acuerdo a la profundidad a la cual se encuentran instaladas las sondas para medición de tensión SDEC SMS2XXX (mediciones manuales). Para la zona de pastos, estas sondas se encuentran instaladas a 7, 16, 26, 31 y 46 cm de profundidad, mientras que, para la zona de bosque, las sondas se encuentran a 7, 16, 26, 33 y 37 cm respectivamente (FIGURA 4.3). La descripción que se realiza a continuación, es principalmente de tipo cualitativo.

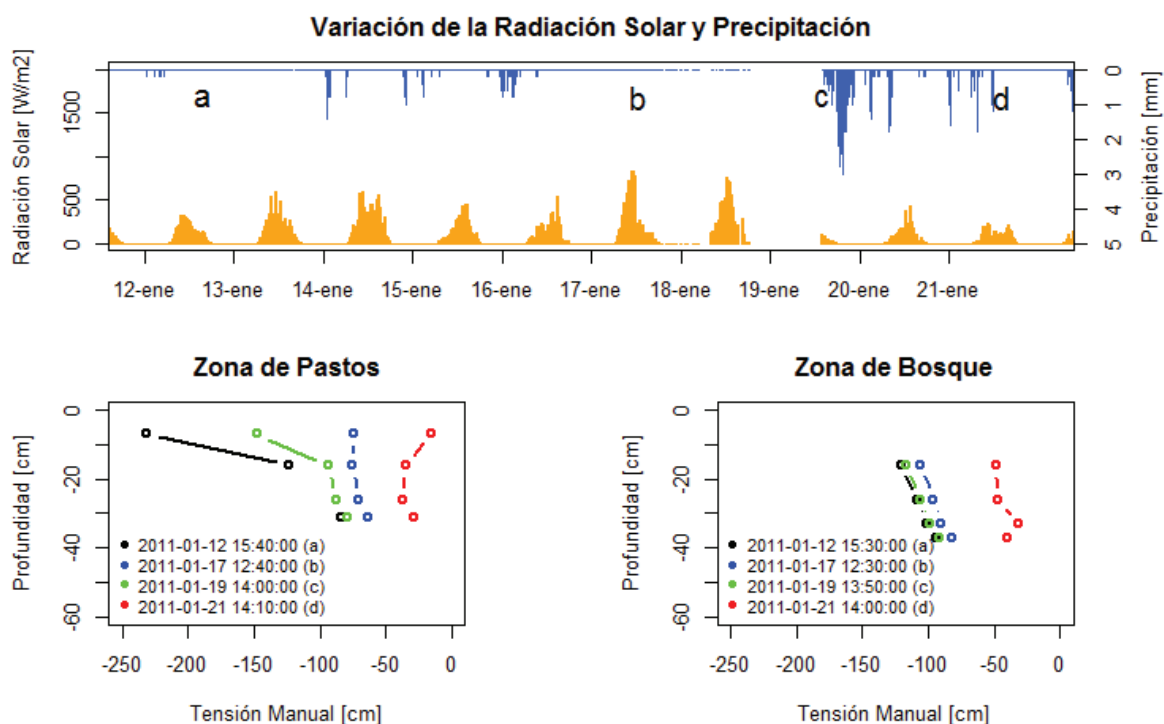
4.5.1.1 Temporada de Invierno

Las condiciones propias de esta temporada, precipitaciones intensas y de corta duración, altas temperaturas y un mayor poder evaporativo de la atmósfera, producen una alta variabilidad en el perfil de tensión en el suelo, especialmente en las capas más superficiales. La FIGURA 4.17 muestra el periodo seleccionado para la temporada de invierno en donde se pueden evidenciar estas variaciones, a continuación se lo describe:

Tanto para la zona de pastos como para el bosque, se observa una alta variabilidad de la tensión en la capa más superficial (7 cm). En días en donde no se presentan precipitaciones, la tensión en esta capa es bastante alta (posición a), después de algunos días lluviosos (posición b) se observa cómo en esta capa disminuye la tensión, pero al volver a medir la tensión luego de unos días secos (posición c), esta aumenta nuevamente. Finalmente, en la posición d, la tensión en la capa superficial llega a ser prácticamente cero luego de presentarse días de lluvias más intensas.

En las capas un poco más profundas (a partir de los 15 cm) también se observa la disminución o aumento de tensión de acuerdo a la presencia de días secos o lluviosos, pero esta variación mantiene cierta uniformidad. Así, las capas más profundas siempre conservan valores más bajos de tensión que aquellas que se encuentran por arriba, con excepción de la capa más superficial que puede presentar valores mayores o menores de acuerdo a cómo se presenten las precipitaciones.

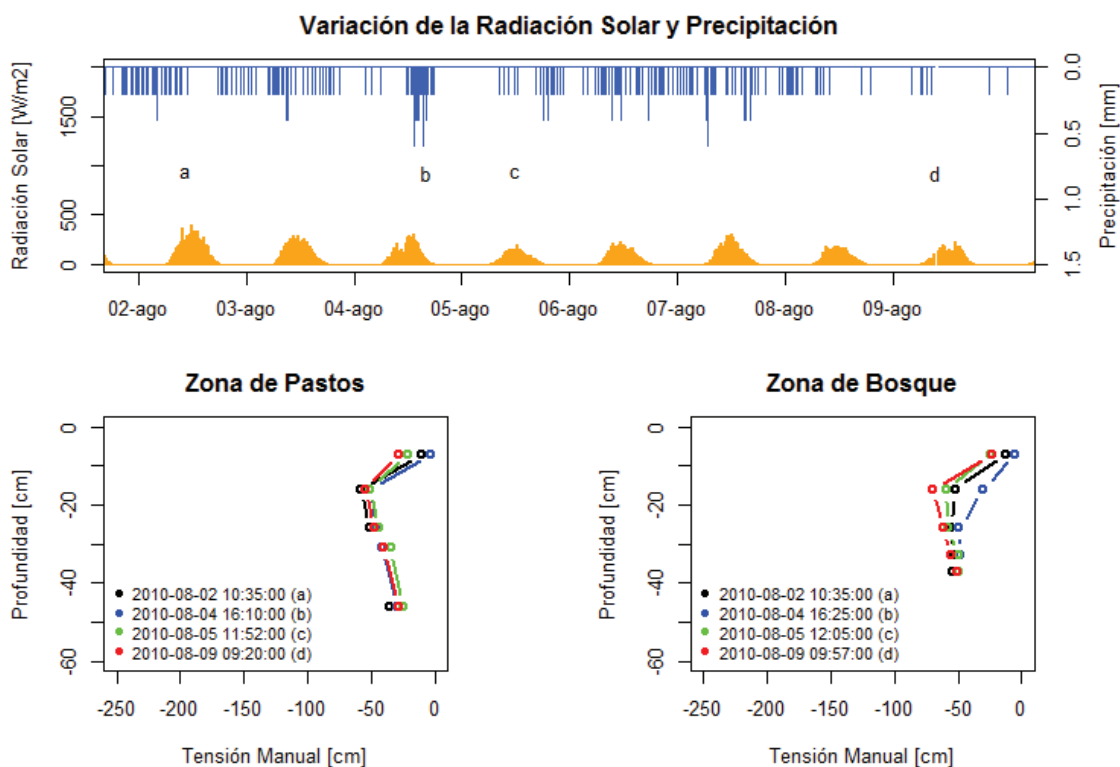
FIGURA 4.17 Variación de los perfiles de tensión del suelo en la zona de pastos y bosque de la estación Villacís durante la temporada de invierno.



4.5.1.2 Temporada de Garúa

El perfil de tensión del suelo es diferente para esta temporada. La precipitación prácticamente continua y de menor intensidad, y un menor poder evaporativo de la atmósfera, conducen a un perfil que varía muy poco en el tiempo. Así, la capa más superficial siempre presenta valores de tensión menores que en las capas más profundas. Generalmente los valores más altos se presentan entre los 15 a 20 cm de profundidad, lo que puede deberse a la presencia de una mayor concentración de raíces en esta zona. Al igual que en el invierno, tanto pastos y bosque, tienen una tendencia similar. La FIGURA 4.18 presenta la variación de este perfil en un periodo de 10 días durante la temporada de garúa.

FIGURA 4.18 Variación de los perfiles de tensión del suelo en la zona de pastos y bosque de la estación Villacís durante la temporada de garúa.



4.5.2 CURVA DE RETENCIÓN DE M. TH. VAN GENUCHTEN

La curva de retención de humedad relaciona el contenido volumétrico de agua en el suelo con la tensión. Refleja la capacidad de un suelo, o cualquier otro medio poroso, para retener el agua en función de la tensión ejercida (Martínez-Fernández, 1995). Van Genuchten (1980), desarrolla una expresión ((4.6) para representar esta relación:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha h)^n\right]^m} \quad (4.6)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (4.7)$$

Donde:

θ : contenido volumétrico de humedad [cm^3 agua/ cm^3 suelo]

θ_s : contenido volumétrico de humedad a la saturación [cm^3 agua/ cm^3 suelo]

θ_r : contenido volumétrico de humedad residual [cm^3 agua/ cm^3 suelo]

h : tensión [cm]

α, n, m : parámetros del modelo de Van Genuchten (1980)

El contenido de humedad a la saturación es un parámetro fácil de obtener experimentalmente mediante una prueba de secado al horno, mientras que, el contenido de humedad residual (θ_r), puede también obtenerse experimentalmente; una forma es determinando el contenido de humedad en una muestra de suelo que, inicialmente, se encuentre muy seca (Van Genuchten, 1980). Desde un punto de vista práctico, sería suficiente definir el contenido de humedad residual como la humedad del suelo en el punto de marchitez permanente (Van Genuchten, 1980).

Por otro lado, los parámetros restantes, α, n, m , se calculan en base a métodos gráficos y ecuaciones derivadas a partir de la ECUACIÓN (4.6). Un proceso detallado de la metodología para la obtención de estos parámetros se encuentra en Van Genuchten (1980).

El modelo de Van Genuchten (1980), ha sido utilizado por varios autores, Buytaert et al. (2005), Hernández y Muñoz (2009), López-Canteñs et al (2010), Martínez-Fernandez (1995). Para el caso de este estudio, dado el mal funcionamiento de ciertos instrumentos instalados para el monitoreo de los flujos de agua en el suelo (SECCIÓN 4.1.1.2), sobre todo aquellos equipos encargados de la medición del contenido de humedad, se utiliza la ecuación de Van Genuchten (1980) para transformar las mediciones de tensión obtenidas mediante sondas SDEC SMS2XXX (manuales) y tensiómetros automáticos UMS T8 a contenido de humedad. Como se explica en la SECCIÓN 4.1.1.2, se utiliza las mediciones de estos dos tipos de sondas ya que son las que dan mayor confiabilidad. Los resultados de esta transformación, se comparan con aquellos que se obtengan del balance hídrico para validarlo.

Mediante observaciones hechas en las muestras tomadas en la estación Villacís (pasto y bosque) a una profundidad entre 16 y 21 cm, el valor de los parámetros θ_s , θ_r , α , n , m fueron determinados por Cedric Chaumont (IRSTEA, <http://www.irstea.fr/en/home-page>, Francia). Los resultados se presentan en la TABLA 4.12.

TABLA 4.12 Parámetros para la determinación de la curva de retención según el modelo de (Van Genuchten, 1980).

Parámetros para determinar la curva de retención		
	Zona de Pastos	Zona de Bosque
θ_s	0.72	0.72
θ_r	0.12	0.12
α	0.027	0.024
n	1.397	1.358
m	0.284	0.264

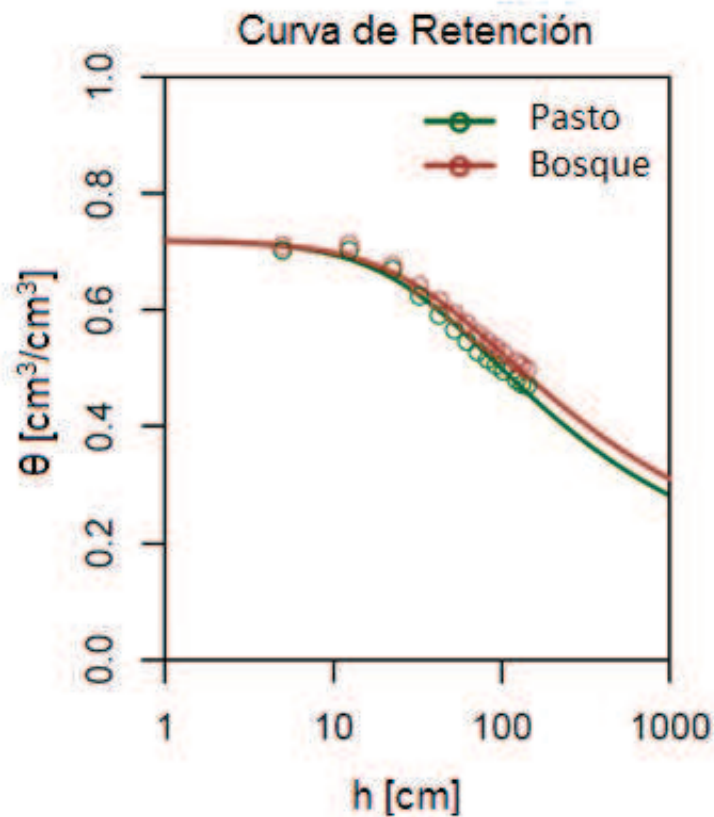
La FIGURA 4.19 muestra las curvas de retención obtenidas para la estación Villacís. Es necesario indicar que estas fueron realizadas con un rango de tensiones limitado (hasta $h = 120$ cm), que no es lo más propicio. Lo ideal sería utilizar equipos que permitan alcanzar tensiones mucho mayores ($h > 15000$ cm), para obtener el rango completo de tensiones en la curva y de esta manera establecer con mayor precisión la relación entre tensión y contenido de humedad.

Las ecuaciones obtenidas permitieron determinar los valores de contenido de humedad a capacidad de campo y en el punto de marchitez, parámetros necesarios para la definición de la capacidad de retención del suelo en el modelo hidrológico que se propone (SECCIÓN 4.8). Normalmente, el valor de capacidad de campo queda determinado por el contenido de humedad a una tensión de 0.33 bar ($h = 336$ cm), pero, en Armas-Espinel et al. (2003), en suelos volcánicos en la isla Tenerife, se describe un comportamiento multimodal del suelo, en donde, a altos potenciales mátricos (baja tensión) el suelo se comporta como una arena, pero cuando los potenciales mátricos son bajos (alta tensión) este adquiere una

gran capacidad de retención (Armas-Espinel et. al., 2003). Este mismo comportamiento ha sido observado en suelos volcánicos de Hawaii (Sharma & Uehara, 1968; Tsuji, et al., 1975; El-Swaify, 1980). Es por esto que El-Swaify (1980) recomienda utilizar una tensión de 0.1 bar ($h= 102$ cm) como valor para obtener el contenido de humedad a capacidad de campo en suelos de origen volcánico.

Por lo tanto, para la isla Santa Cruz, se establece el valor de capacidad de campo (θ_{FC} , $h= 102$ cm.) en $0.50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ para la zona de pastos y $0.52 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ para el bosque; mientras que el valor del punto de marchitez (θ_{WP} , $h= 15848$ cm) en $0.17 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ y $0.19 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ para la zona de pastos y bosque respectivamente.

FIGURA 4.19 Curvas de retención para la zona de pastos y de bosque en la estación Villacís a una profundidad entre 16 y 21 cm.



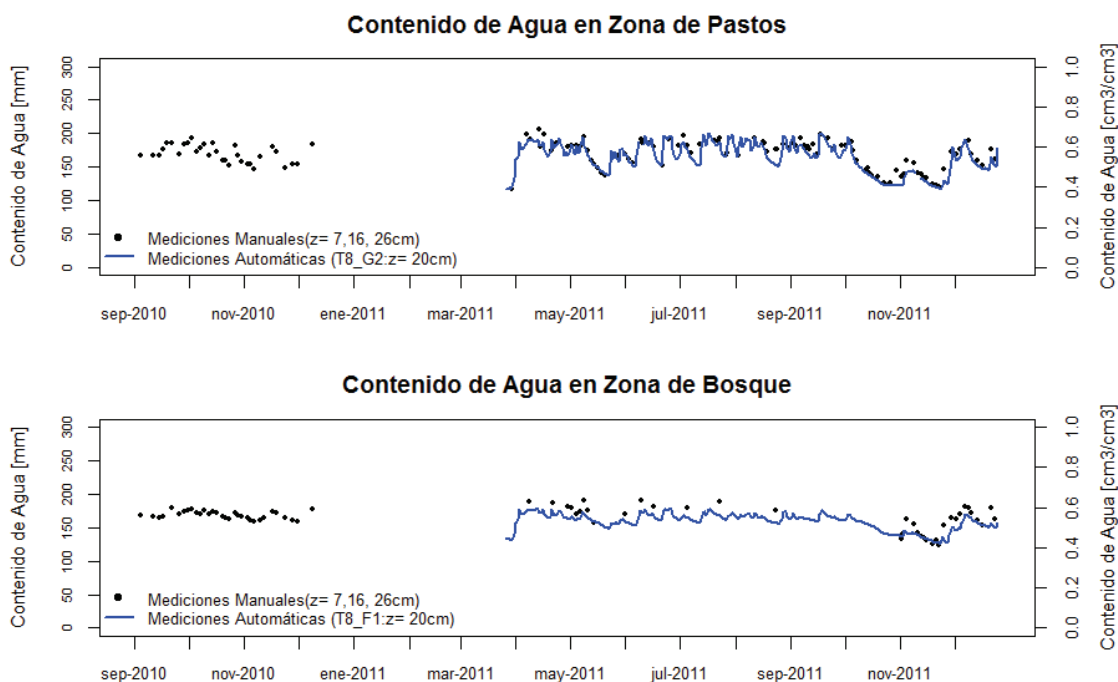
4.5.3 CÁLCULO DEL CONTENIDO DE HUMEDAD

Al momento de transformar los valores de tensión a contenido de humedad mediante la ecuación de Van Genuchten (1980), se obtienen valores en unidades volumétricas, esto es, cm^3/cm^3 . Para su utilización en el modelo hidrológico, es necesario transformar este valor a unidades de lámina de agua (mm). Esto se consigue multiplicando el valor del contenido de humedad volumétrico por el espesor de la capa de suelo, que para el caso de este estudio, se definió en 30 cm.

Para la transformación de las mediciones de tensión tomadas manualmente, se dividieron los 30 cm de suelo en tres capas, cada una de 10 cm. La división se debe a la existencia de sondas *SDEC SMS2XXX* a 7, 16 y 26 cm de profundidad que representan a cada capa respectivamente. Una vez que se ha realizado la transformación de las mediciones de cada sonda de tensión a contenido de humedad, este valor es multiplicado por los 10 cm de suelo correspondientes. El resultado final, para los 30 cm de suelo, es la sumatoria de los resultados parciales de cada capa. El procedimiento es el mismo tanto para la zona de pastos como para la zona de bosque.

Por otro lado, para transformar las mediciones de tensión automática, hechas por la sonda *UMS T8*, se asumió que la sonda ubicada a 20 cm, tanto en la zona de pastos como en la zona bosque, es representativa de la tensión en los 30 cm de suelo. Por lo tanto, luego de la transformación de las mediciones a contenido de humedad volumétrico, éstos se multiplicaron por 30 cm. Los resultados de la transformación se muestran en la FIGURA 4.20.

FIGURA 4.20 Contenidos de humedad obtenidos mediante la aplicación de la ecuación de Van Genuchten (1980) en la estación Villacís.



4.6 CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN MEDIANTE LA ECUACIÓN DE PENMAN – MONTEITH

La ecuación de Penman – Monteith es el resultado de la combinación del método del balance de energía y el método de la transferencia de masa. Además, esta ecuación también incluye los parámetros de resistencia: resistencia aerodinámica (r_a) y resistencia de superficie (r_s). Ambos parámetros describen la resistencia que encuentra el vapor de agua para fluir entre el aire, vegetación y superficie del suelo.

La forma de la ecuación de Penman – Monteith para el cálculo de la evapotranspiración es la siguiente:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (4.8)$$

En donde:

λET : flujo de calor latente (evapotranspiración)

R_n : radiación neta en la superficie de la vegetación [MJ/m² día]

G : flujo de calor del suelo [MJ/m² día]

ρ_a : densidad del aire a presión constante [kg/m³]

c_p : calor específico del aire [MJ/kg°C]

e_s : presión de vapor a la saturación [kPa]

e_a : presión de vapor actual [kPa]

$e_s - e_a$: déficit de presión de vapor [kPa]

Δ : pendiente de la curva de presión de vapor [kPa/°C]

γ : constante psicométrica [kPa/°C]

r_s : resistencia de superficie [s/m]

r_a : resistencia aerodinámica [s/m]

4.6.1 EVAPOTRANSPIRACIÓN REFERENCIAL

Si lo que se requiere es el cálculo de la evapotranspiración referencial (ETO) para medir la capacidad evaporativa de la atmósfera, se debe asumir la superficie de referencia descrita en la SECCIÓN 3.3.4.1 y la ecuación de Penman – Monteith se expresa:

$$ETO = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (4.9)$$

Donde a más de los parámetros de la ECUACIÓN (4.8), ETO es la evapotranspiración referencial [mm/día], T la temperatura media del aire [°C] y u_2 la velocidad del viento medida a 2 m de altura desde la superficie [m/s].

4.6.2 EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

Si se utiliza la ecuación de Penman – Monteith en su forma original, incluyendo los valores de resistencia (r_a , r_s) específicos de cada vegetación, se puede calcular directamente la evapotranspiración potencial (ETP). Este es el método utilizado para el cálculo de la evapotranspiración en este estudio. Una vez hecho un análisis dimensional para obtener la evapotranspiración potencial (ETP) en mm/día la ecuación se expresa de la siguiente manera:

$$ETP = \frac{0.408 \left[\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{e_s - e_a}{r_a} 86400 \right]}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (4.10)$$

La mayoría de parámetros presentes en la ECUACIÓN (4.10) son de tipo climático, y pueden ser calculados mediante datos meteorológicos como radiación solar, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento. En las siguientes secciones se definen conceptos, unidades y formas de cálculo de cada uno de los parámetros. Todas las relaciones que se presentan son tomadas de Allen et al. (1998) y es preciso aclarar que los cálculos se realizan a un paso de tiempo diario.

4.6.3 RESISTENCIA AERODINÁMICA

Describe la transferencia de calor y vapor de agua desde la superficie de evaporación y el aire sobre el dosel arbóreo, implica también la fricción del aire sobre la vegetación. Existen algunas relaciones empíricas para su estimación, la que se utiliza en este estudio es (Allen et al., 1998):

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right)}{k^2 u_z} \quad (4.11)$$

Donde:

r_a : resistencia aerodinámica [s/m]

z_m : altura de medición de velocidad del viento [m]

z_h : altura de medición de humedad [m]

d : altura del plano de desplazamiento cero [m]

z_{om} : longitud de rugosidad gobernando el momento de transferencia [m]

z_{oh} : longitud de rugosidad gobernando transferencia de calor y vapor

k : constante de von Karman, 0.41 [-]

u_z : velocidad del viento a la altura z_m [m/s]

Las longitudes de rugosidad (z_{om} , z_{oh}) y el plano de desplazamiento (d) son factores que dependen de la altura y arquitectura de la vegetación (Allen et al., 1998) y sirven para estudiar el régimen de los vientos en el dosel arbóreo. Las relaciones utilizadas para su cálculo son (Allen et al., 1998): $d = 2/3 h_v$, $z_{om} = 0.123 h_v$, $z_{oh} = 0.1 z_{om}$, donde h_v es la altura de la vegetación.

La resistencia aerodinámica describe la transferencia de vapor sobre la vegetación. Como ya ha sido realizado en otro trabajo Pryet (2011), las mediciones de temperatura, humedad relativa y velocidad del viento, se asumen representativas de las condiciones existentes a 2 m sobre el dosel arbóreo, para la aplicación en la ECUACIÓN (4.11).

4.6.4 RESISTENCIA DE SUPERFICIE

Describe la resistencia del flujo de vapor de agua a través de las aberturas estomáticas, superficie de las hojas y la superficie del suelo. Cuando la vegetación no transpira a su máxima tasa, la resistencia también depende de la

cantidad de agua disponible para la vegetación. Una relación para el cálculo de la resistencia de superficie es (Allen, et. al, 1998):

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{activo}} \quad (4.12)$$

Donde:

r_s : resistencia de superficie [s/m]

r_l : resistencia estomática de una hoja bien iluminada [s/m]

LAI_{activo} : índice foliar activo (iluminado por el sol) [m²/m²]

El índice foliar (LAI, por sus siglas en inglés) se define como el área foliar por unidad de área de suelo, y LAI_{activo} , es aquella porción foliar que se encuentra iluminada por el sol, en Allen et al. (1998), $LAI_{activo} = 0.5LAI$.

El valor de LAI para la zona de pastos quedó establecido en 2.88, valor que es igual al establecido para el pasto hipotético utilizado en el cálculo de la evapotranspiración referencial. Para la zona de bosque este valor fue determinado por Pryet (2011) utilizando la metodología descrita en Macfarlane et al. (2007) y se estableció en 4.

La resistencia estomática (r_l) es la resistencia promedio de una hoja individual, es específica para cada cultivo y está influenciada por el clima y la disponibilidad de agua. Su valor incrementa cuando la vegetación se encuentra en estrés hídrico y las tasas de evapotranspiración disminuyen. El valor de resistencia estomática para una hoja bajo condiciones hídricas buenas, tiene un valor de 100 s/m (Allen, et. al, 1998).

4.6.5 PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS

Las ecuaciones utilizadas para calcular los parámetros atmosféricos también son tomadas de Allen, et. al, (1998).

4.6.5.1 Temperatura del Aire

La temperatura del aire es una variable utilizada para el cálculo de ciertos parámetros atmosféricos relacionados con la densidad del aire y la presión de vapor. En su mayoría, estos parámetros requieren del valor de temperatura mínima y máxima, mismos que corresponden a la temperatura mínima y máxima registrada durante un día respectivamente. Únicamente, en los cálculos de densidad del aire a presión constante y el de la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación, se utiliza la temperatura promedio, que se define como la media aritmética entre los valores de temperatura máxima y mínima (ECUACIÓN (4.13)).

$$T_{med} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (4.13)$$

4.6.5.2 Presión Atmosférica

Es la presión ejercida por el peso de la atmósfera de la Tierra. Su valor depende de la elevación de la locación sobre el nivel del mar:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (4.14)$$

La presión atmosférica (P) se expresa en [kPa] y la elevación sobre el nivel del mar (z) en [m].

4.6.5.3 Densidad del Aire a Presión Constante

La densidad del aire a presión constante se calcula con la siguiente expresión:

$$\rho_a = \frac{P}{T_{Kv} R} \quad (4.15)$$

Donde:

ρ_a : densidad del aire a presión constante [kg/m³]

P : presión atmosférica [kPa]

$T_{Kv} = 1.01(T_{med}[^{\circ}C] + 273)$

R : constante gas específico, 0.287 [kJ/K]

4.6.5.4 Constante Psicrométrica

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.665 * 10^{-3} P \quad (4.16)$$

Donde:

γ : constante psicrométrica [kPa/°C]

P : presión atmosférica [kPa]

λ : calor latente de vaporización, 2.45 [MJ/kg]

c_p : calor específico a presión constante, $1.013 * 10^{-3}$ [MJ/kg°C]

ε : relación peso molecular vapor de agua/ aire seco, 0.622.

4.6.5.5 Presión de Vapor

El vapor de agua es un gas que contribuye a la presión atmosférica total. Esta presión parcial, está directamente relacionada con la cantidad de agua contenida en el aire.

Cuando el aire ya no puede almacenar más moléculas de agua se dice que está saturado, esta capacidad depende de su temperatura. Así, a mayor temperatura, mayor capacidad de almacenamiento de vapor de agua. La presión de vapor de saturación ($e^\circ(T)$) para una temperatura dada puede ser calculada con la siguiente expresión:

$$e^\circ(T) = 0.6108e^{\left(\frac{17.27T}{T+23.73}\right)} \quad (4.17)$$

Donde T es la temperatura [$^\circ\text{C}$] a la cual se quiere conocer la presión de vapor de saturación (e°) [kPa] y e la base del logaritmo natural.

Para obtener el valor medio de la presión de vapor de saturación se toma en cuenta la temperatura mínima (T_{min}) y a la temperatura máxima (T_{max}) dentro del periodo de tiempo que se quiere analizar (diario).

$$e_s = \frac{e^\circ(T_{max}) + e^\circ(T_{min})}{2} \quad (4.18)$$

La presión de vapor actual se define como la presión de vapor ejercida por el agua en el aire. Si para un momento dado, el aire se encuentra saturado, este valor coincide con el de presión de vapor de saturación. La presión de vapor actual puede calcularse con la expresión:

$$e_a = \frac{e^\circ(T_{min})\frac{RH_{max}}{100} + e^\circ(T_{max})\frac{RH_{min}}{100}}{2} \quad (4.19)$$

Donde:

e_a : presión de vapor actual [kPa]

$e^\circ(T_{min})$: presión de vapor de saturación a la temperatura mínima [kPa]

$e^\circ(T_{max})$: presión de vapor de saturación a la temperatura máxima [kPa]

RH_{max} : humedad relativa máxima [%]

RH_{min} : humedad relativa mínima [%]

La diferencia entre la presión de vapor de saturación y la presión de vapor actual se conoce como deficit de presión de vapor o deficit de saturación y es un indicador muy preciso de la capacidad evaporativa del aire (Allen, et. al, 1998).

4.6.5.6 Pendiente de la Curva de Presión de Vapor de Saturación

Es la pendiente de la curva que relaciona la presión de vapor de saturación con la temperatura, se calcula:

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 e^{\left(\frac{17.27 T_{med}}{T_{med} + 237.3} \right)} \right]}{(T_{med} + 237.3)^2} \quad (4.20)$$

Donde:

Δ : pendiente de la curva de presión de vapor de saturación [kPa/°C]

T_{med} : temperatura media del aire [°C]

e : base del logaritmo natural.

4.6.6 RADIACIÓN

4.6.6.1 Radiación Extraterrestre

Es la radiación solar que es recibida en la parte superior de la atmósfera terrestre en una superficie horizontal. Su intensidad está determinada por el ángulo formado entre la dirección de los rayos del sol y una recta normal a la superficie de la atmósfera. Cuando los rayos del Sol están en dirección perpendicular al plano de la superficie de la atmósfera, la radiación extraterrestre toma el valor de 0.082 MJ/m²*min, que se conoce como la constante solar (G_{sc}). La radiación extraterrestre puede calcularse mediante la siguiente expresión:

$$R_a = \frac{24 * 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \text{sen}(\varphi) \text{sen}(\delta) + \cos(\delta) \text{sen}(\omega_s)] \quad (4.21)$$

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (4.22)$$

$$\delta = 0.409 \text{sen}\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39\right) \quad (4.23)$$

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (4.24)$$

Donde:

R_a : radiación extraterrestre [$\text{MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{día}$]

G_{sc} : constante solar, 0.0820 [$\text{MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{min}$]

d_r : distancia inversa relativa Tierra-Sol ECUACIÓN (4.22)

ω_s : ángulo con el sol al atardecer [rad] ECUACIÓN (4.24)

φ : latitud [rad]

δ : declinación solar [rad] ECUACIÓN (4.23)

J : número del día en el año [1-365/366]

4.6.6.2 Radiación Solar o de Onda Corta

Una vez que la radiación penetra la atmósfera de la Tierra, esta es dispersada, reflejada o absorbida por gases atmosféricos, nubes y polvo. La cantidad de radiación que alcanza un plano horizontal dentro de la atmósfera se conoce como radiación solar (R_s).

Para el caso en el que no existiera presencia de nube alguna, esta radiación podría llamarse radiación solar a cielo abierto (R_{so}). La razón entre R_s/R_{so} para un mismo periodo de tiempo se conoce como radiación solar relativa.

$$R_{so} = (0.75 + 2 * 10^{-5} z) R_a \quad (4.25)$$

Donde:

R_{so} : radiación solar a cielo abierto [$\text{MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{día}$]

z : elevación sobre el nivel del mar [m]

R_a : radiación extraterrestre [$\text{MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{día}$]

Cuando la radiación solar alcanza la superficie del planeta, una parte de esta es reflejada, esta fracción de radiación se conoce como albedo (α). Este valor es muy variable, desde 0.95 para la nieve fresca hasta 0.05 para un suelo desnudo y muy húmedo. Para los pastos, el albedo varía entre 0.20 y 0.25 (Allen, et. al, 1998). Por lo tanto, en la zona de pastos se utilizó un valor de 0.23, mientras que para la zona de bosque, se utilizó el valor estimado por Giambelluca et al. (1999), 0.13 para un bosque secundario.

La fracción de la radiación solar que no es reflejada se conoce como radiación solar neta (R_{ns}) y se calcula:

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad (4.26)$$

4.6.6.3 Radiación de Onda Larga

La radiación solar es absorbida por la Tierra y convertida en energía térmica, esta energía es perdida por la Tierra por diferentes procesos, uno de ellos es la emisión de radiación (radiación terrestre), la misma que tiene una longitud de onda mayor a la emitida por el Sol, por lo que se la conoce como radiación de onda larga. La emisión de onda larga de la Tierra es absorbida por la atmósfera o se pierde en el espacio. La emisión absorbida por la atmósfera incrementa su temperatura y como consecuencia ésta también irradia energía la cual puede volver a ser absorbida por la Tierra. Así, la superficie de la Tierra emite y recibe radiación de onda larga. La diferencia entre la radiación emitida y recibida se conoce como radiación de onda larga neta (R_{nl}). Como casi siempre la radiación emitida es mayor a la recibida, R_{nl} es una pérdida de energía. La expresión para calcular la radiación solar neta de onda larga es:

$$R_{nl} = \sigma \left(\frac{T_{\max K}^4 + T_{\min K}^4}{2} \right) \left(0.34 - 0.14 \sqrt{e_a} \right) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (4.27)$$

Donde:

R_{nl} : radiación neta de onda larga [MJ/m²*día]

σ : constante de Stefan-Boltzmann, $4.903 \cdot 10^{-9}$ [MJ/K⁴*m²*día]

$T_{\max K}$: temperatura absoluta máxima en un periodo de 24 horas [K= °C + 273.16]

$T_{\min K}$: temperatura absoluta mínima en un periodo de 24 horas [K= °C + 273.16]

e_a : presión de vapor actual [kPa]

R_s/R_{so} : radiación solar relativa (limitada a ≤ 1)

4.6.6.4 Radiación Neta

La radiación neta (R_n) no es más que la diferencia entre la radiación neta de onda corta (R_{ns}) y la radiación neta de onda larga (R_{nl}).

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (4.28)$$

4.6.6.5 Flujo de Calor del Suelo

Es la energía utilizada para calentar el suelo. Es una magnitud pequeña comparada con la radiación neta y muy a menudo es ignorada. En Allen et al. (1998) se establece que para pasos de tiempo corto (diario) el flujo del calor del suelo, puede ser considerado despreciable; $G \sim 0$.

En la TABLA 4.13 se presenta un resumen con el valor de los parámetros utilizados para el cálculo de la evapotranspiración potencial.

TABLA 4.13 *Parámetros necesarios para el cálculo de la evapotranspiración potencial.*

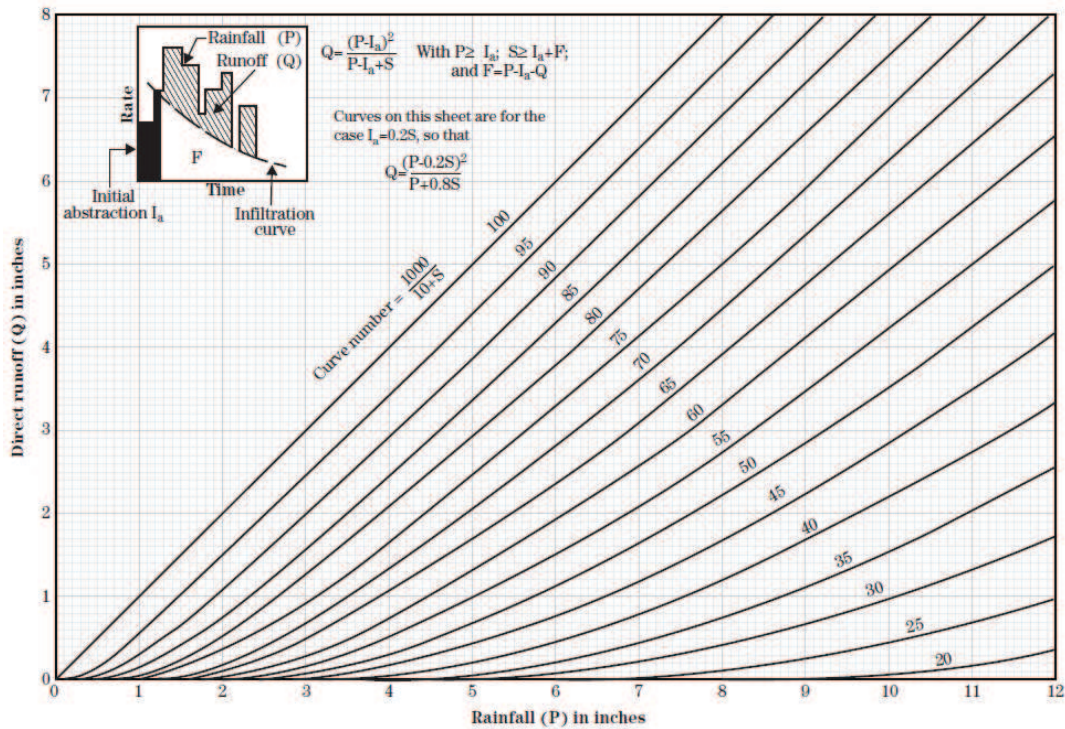
Parámetro	Zona de Pastos	Zona de Bosques
Longitud [°]	90.32° O	90.32° O
Latitud [°]	0.67° S	0.67° S
Altitud [m.s.n.m.]	400	400
Pendiente [%]	10	10
Especie dominante	<i>Pennisetum purpureum</i>	<i>Psidium guajava</i> , <i>Cestrum auriculatum</i> y <i>Cinchona Pubescens</i>
Altura media dosel arbóreo [m]	1.2	5.45
Altura medición del viento y humedad relativa [m]	3.2	7.45
Índice Foliar (LAI)	2.88	4
Albedo (α)	0.23	0.13
Resistencia de Superficie [s/m]	70	50
Resistencia Aerodinámica media [s/m]	^a 108 ^b 100	^a 54 ^b 49

^a Periodo de modelación A
^b Periodo de modelación B

4.7 CÁLCULO DEL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL POR EL MÉTODO DEL NÚMERO DE CURVA

El número de curva es un método desarrollado por la “National Resources Conservation Service” (NRCS) de los Estados Unidos, que determina de manera empírica la lámina de escurrimiento superficial a partir de datos de precipitación. Consiste en la obtención de la ecuación de la curva que representa la relación precipitación-escurrimiento (FIGURA 4.21), la misma que indica que para lluvias pequeñas no se produce escurrimiento mientras que para lluvias grandes la curva se vuelve asintótica con una línea paralela a la recta $PR = ES$ (NRCS, 2004).

FIGURA 4.21 Solución gráfica de la ecuación del método del número de curva, la curva $CN=100$ representa la recta $PR=ES$.



Fuente: NRCS, 2004

Para conseguir esta ecuación, NRCS (2004), se relaciona la precipitación (PR), el escurrimiento superficial (ES) y la retención total, que es la cantidad de agua precipitada que no escurrirá. La retención total puede dividirse en una abstracción inicial (I_a), cantidad de lluvia acumulada por interceptación, infiltración en las instancias tempranas de una lluvia (antes de que inicie el escurrimiento) y el almacenamiento superficial en depresiones. Introduce también el concepto de retención actual (F) que es el agua que se pierde luego de iniciado el escurrimiento, principalmente por infiltración. Esta retención actual tiene un valor máximo conocido como retención actual potencial máxima (S). La ECUACIÓN (4.29) muestra la relación existente entre las variables indicadas (NRCS, 2004).

$$\frac{F}{S} = \frac{ES}{(PR - I_a)} \quad (4.29)$$

Donde:

ES : escurrimiento superficial [mm]

PR : precipitación [mm]

F : retención actual una vez que ha empezado el escurrimiento [mm]

S : retención actual potencial máxima [mm]

I_a : abstracción inicial [mm]

Tomando en cuenta el principio de conservación de masa, la retención actual (F) viene dada por:

$$F = PR - I_a - ES \quad (4.30)$$

Establecer una relación para determinar I_a no es fácil, es por esto que la NRCS (2004) mediante un análisis de regresión basado en datos precipitación-escurrimiento de cuencas pequeñas de los Estados Unidos estableció que $I_a=0.2S$. Cabe señalar que en este análisis se encontró un grado de dispersión considerable.

Si se toma en cuenta todas las relaciones ya establecidas, se llega a la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned} ES &= \frac{(PR - 0.2S)^2}{PR + 0.8S} & PR > 0.2S \\ ES &= 0 & PR < 0.2S \end{aligned} \quad (4.31)$$

La retención actual potencial máxima ha sido convertida en el número de curva (CN) con el fin de obtener una relación lineal:

$$CN = \frac{25400}{254 + S} \quad (4.32)$$

Mediante la ECUACIÓN (4.32) se puede deducir que así como S puede variar entre cero e infinito, el número de curva (CN) lo hace entre 0 y 100, siendo 100 el

valor que indica que toda la precipitación se transforma en escurrimiento superficial (FIGURA 4.21).

4.7.1 FACTORES QUE DETERMINAN EL NÚMERO DE CURVA

El número de curva es un parámetro adimensional que indica la respuesta al escurrimiento de un lugar en particular. Para determinarlo, se toman en cuenta las características hidráulicas, el uso y tipo de cobertura vegetal y la condición de humedad del suelo. Es importante señalar que para la determinación del número de curva la NRCS (2004) no toma en cuenta la pendiente del terreno.

4.7.1.1 Grupos Hidrológicos del Suelo

Se han clasificado los suelos de acuerdo a sus características hidráulicas y bajo la premisa de que aquellos suelos que presenten propiedades similares, esto es, región climática, profundidad, tasa de transmisibilidad, textura, estructura, etc., tienen una respuesta al escurrimiento muy parecida.

En su forma más simple, la NRCS (2004), determina los grupos hidrológicos del suelo de acuerdo a: (1) su transmisibilidad, tomando para esto la capa de suelo con la conductividad hidráulica más baja, (2) la profundidad a la que se encuentre la capa impermeable más cercana a la superficie o la profundidad del nivel freático. De esta manera divide a los suelos en cuatro grupos hidrológicos: A, B, C y D. En TABLA 4.14 se presenta la clasificación de los suelos de acuerdo a los criterios indicados.

TABLA 4.14 Criterio de asignación del Grupo Hidrológico del Suelo según su conductividad hidráulica.

Profundidad a capa impermeable (cm)	Profundidad al nivel freático más alto (cm)	K_{sat} de capa de menor transmisibilidad ($\mu\text{m/s}$)	K_{sat} rango de profundidad (cm)	Grupo hidrológico suelo
< 50	-	-	-	D
50 a 100	< 60	> 40	0 a 60	A/D
		> 10 a \leq 40	0 a 60	B/D
		> 1 a \leq 10	0 a 60	C/D
		\leq 1	0 a 60	D
	\geq 60	> 40	0 a 50	A
		> 10 a \leq 40	0 a 50	B
		> 1 a \leq 10	0 a 50	C
		\leq 1	0 a 50	D
> 100	< 60	> 10	0 a 100	A/D
		> 1 a \leq 10	0 a 100	B/D
		> 0.40 a \leq 1	0 a 100	C/D
		\leq 0.40	0 a 100	D
	60 a 100	> 40	0 a 50	A
		> 10 a \leq 40	0 a 50	B
		> 1 a \leq 10	0 a 50	C
		\leq 1	0 a 50	D
	> 100	> 10	0 a 100	A
		> 1 a \leq 10	0 a 100	B
		> 0.40 a \leq 1	0 a 100	C
		\leq 0.40	0 a 100	D

Fuente: NRCS, 2004

4.7.1.2 Uso del Suelo o Cobertura

Se refiere al tipo y grado de cobertura vegetal que el suelo tenga, se distinguen las siguientes categorías:

- **Barbecho:** es aquella tierra con el mayor potencial de escurrimiento superficial ya que permanece descubierta.
- **Cultivos en hilera:** cultivos dispuestos en hileras lo suficientemente distantes para que la mayoría del suelo esté expuesto directamente a la lluvia.

- **Granos pequeños:** que se siembran en hileras lo suficientemente cercanas para que no exista exposición directa del suelo.
- **Legumbres de difusión (alfalfa, meliloto):** sembradas en hileras muy pegadas o de manera difusa que brindan protección al suelo a lo largo de todo el año.
- **Pastos:** tierras utilizadas generalmente para el pastoreo.
- **Bosques:** tierras con la presencia de árboles.

4.7.1.3 Manejo y Tratamiento del suelo

Se trata de las prácticas agrícolas que se lleven a cabo, como por ejemplo: terraceo, rotación de cultivos, control de pastoreo o quema de áreas de bosque. Las rotaciones son secuencias de cultivo planeadas, hidrológicamente varían de *pobres a buenas*, siendo una rotación *pobre* aquella en donde se siembra un solo tipo de cultivo y una rotación *bueno* cuando en el suelo se encuentra legumbres de difusión y pastos.

Para el control de pastoreo y quemado, la condición hidrológica se clasifica en *pobre, media y buena*. Un pasto es clasificado como *pobre* cuando es altamente pastado y la cobertura vegetal es menor a la mitad; se clasifica como *medio* cuando el pastoreo es moderado y la cobertura se encuentra entre la mitad y los tres cuartos de la extensión de terreno. Finalmente, es catalogado como *bueno* cuando el pastoreo es muy ligero y más de los tres cuartos del terreno tiene cobertura vegetal.

Los bosques se clasifican como *pobre* cuando son altamente pastados o quemados con regularidad; como *medio* cuando existe pastoreo pero no son quemados y como *bueno* cuando está protegido del pastoreo y de la quema.

4.7.2 TABLA CONJUNTO DE LAS CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS Y COBERTURA DEL SUELO

La NRCS (2004) desarrolló una tabla en la cual, a través de la caracterización del suelo en una cuenca, esto es, definiendo su grupo hidrológico, uso y cobertura vegetal, se puede establecer el número de curva. La TABLA 4.15 es un fragmento de la tabla completa, misma que se puede encontrar en el ANEXO B.

TABLA 4.15 Tabla conjunto para la determinación del Número de Curva para CHA II y $I_a = 0.2S$.

Cobertura	Tratamiento	Condición Hidrológica	CN – Grupo Hidrológico del Suelo			
			A	B	C	D
Pastos, prados con continuo pastoreo	-	Pobre	68	79	86	89
	-	Media	49	69	79	84
	-	Buena	39	61	74	80
Pastos y prados protegidos del pastoreo	-	Buena	30	58	71	78
Combinación de bosques y pastos	-	Pobre	57	73	82	86
	-	Media	43	65	76	82
	-	Buena	32	58	72	79
Bosques	-	Pobre	45	66	77	83
	-	Media	36	60	73	79
	-	Buena	30	55	70	77

Fuente: NRCS, 2004

La NRCS (2004) no toma en cuenta la pendiente del terreno ya que al ser un método desarrollado para las zonas agrícolas de los Estados Unidos, en las cuales las pendientes no exceden del 5%, éste no es un factor determinante. Sin embargo Sprenger (1978) en un trabajo realizado en África Oriental, introdujo este parámetro y definió 5 clases de acuerdo a la pendiente (TABLA 4.16). Una vez definida la clase según Sprenger (1978), el número de curva se determina a partir de la TABLA 4.17.

TABLA 4.16 Clasificación del terreno de acuerdo a su pendiente para la aplicación del método del número de curva.

CLASE	PENDIENTE	DESCRIPCIÓN
I	< 1 %	Plano
II	1 – 5 %	Ligeramente inclinado
III	5 – 10 %	Sumamente inclinado
IV	10 – 20 %	Empinado
V	> 20 %	Muy empinado

Fuente: Sprenger, 1978

TABLA 4.17 Tabla para determinar el Número de Curva de acuerdo a la pendiente del terreno.

Uso del suelo o cobertura	Pendiente	Grupo Hidrológico del Suelo			
		A	B	C	D
Campos de arroz, manglar, pantanos	I	0	0	3	5
	II	0	5	8	10
	III	5	10	13	15
	IV		no existe		
	V		no existe		
Pastos o suelos en condiciones hidrológicas buenas	I	33	55	68	74
	II	39	61	74	80
	III	42	64	77	83
	IV	44	66	79	85
	V	45	67	80	86
Bosques en condiciones hidrológicas pobres	I	39	60	71	77
	II	45	66	77	83
	III	49	70	81	87
	IV	52	73	84	90
	V	54	75	86	92
Pastos o suelos en condiciones hidrológicas pobres	I	63	74	81	84
	II	68	79	86	89
	III	71	82	89	92
	IV	73	84	91	94
	V	74	85	92	95

Fuente: Sprenger, 1978

4.7.3 CONDICIÓN DE HUMEDAD ANTECEDENTE

Existe una gran variabilidad en las condiciones en las cuales se produce escurrimiento superficial; ésta se debe a factores tales como la cantidad, intensidad y duración de la precipitación, el contenido de humedad en el suelo, la densidad de vegetación, su etapa de crecimiento y la temperatura.

Para explicar esta variabilidad se establece el concepto de Condición de Humedad Antecedente (*CHA*) (SCS, 1972), donde *CHA I* representa condiciones secas, *CHA II* condiciones medias y *CHA III* condiciones húmedas. Este concepto engloba las condiciones antecedentes en las cuales se produce el escurrimiento, y para la SCS (1972) este criterio se lo estable mediante el análisis de los 5 días de precipitación antecedente. De acuerdo a ese análisis, los límites que ubican un evento en determinada clase se muestran en la TABLA 4.18:

TABLA 4.18 Límites de las clases de Condición de Humedad Antecedente

Condición Humedad Antecedente (<i>CHA</i>)	5 días - Precipitación antecedente (mm)		
	Periodo de latencia	Estación de crecimiento	Promedio
I	< 13	< 36	< 23
II	13 – 28	36 – 53	23 – 40
III	> 28	> 53	> 40

Fuente: SCS, 1972

Es importante señalar que el número de curva que se determina mediante el uso de la tabla conjunto (TABLA 4.15) corresponde a la *CHA II*, y luego, haciendo el análisis de los 5 días de precipitación antecedente se define si este número de curva debe ser modificado de acuerdo a lo que se indica en la TABLA 4.19.

TABLA 4.19 Número de Curva para las diferentes clases de Condición de Humedad Antecedente

CN CHA II	CN CHA I	CN CHA III	CN CHA II	CN CHA I	CN CHA III	CN CHA II	CN CHA I	CN CHA III
100	100	100	73	54	87	48	29	68
99	97	100	72	53	86	47	28	67
98	94	99	71	52	86	46	27	66
97	91	99	70	51	85	45	26	65
96	89	99	69	50	84	44	25	64
95	87	98	68	48	84	43	25	63
94	85	98	67	47	83	42	24	62
93	83	98	66	46	82	41	23	61
92	81	97	65	45	82	40	22	60
91	80	97	64	44	81	39	21	59
90	78	96	63	43	80	38	21	58
89	76	96	62	42	79	37	20	57
88	75	95	61	41	78	36	19	56
87	73	95	60	40	78	35	18	55
86	72	94	59	39	77	34	18	54
85	70	94	58	38	76	33	17	53
84	68	93	57	37	75	32	16	52
83	67	93	56	36	75	31	16	51
82	66	92	55	35	74	30	15	50
81	64	92	54	34	73	25	12	43
80	63	91	53	33	72	20	9	37
79	62	91	52	32	71	15	6	30
78	60	90	51	31	70	10	4	22
77	59	89	50	31	70	5	2	13
76	58	89	49	30	69	0	0	0
75	57	88						
74	55	88						

Fuente: NRCS, 2004

En la siguiente sección se determina el número de curva (CN) para la zona de pasto y zona de bosque respectivamente.

4.7.4 DETERMINACIÓN DEL NÚMERO DE CURVA EN LA ZONA DE ESTUDIO

En la zona de estudio, el escurrimiento superficial se presenta sólo ante fuertes eventos de precipitación (> 50 mm/día), característicos de la temporada de invierno, por lo tanto, su influencia dentro del balance hídrico es mínima ($<$ al 10%). Para la determinación del número de curva a utilizar en la zona de estudio, se comienza por determinar el grupo hidrológico del suelo.

Tomando en cuenta la caracterización de los suelos presentada en la SECCIÓN 4.5, en donde se determina que la conductividad hidráulica a la saturación de los suelos en la zona de estudio es de $4 \cdot 10^{-05}$ m/s ($40 \mu\text{m/s}$) y sabiendo que la capa impermeable o el nivel freático podrían estar a más de 100 cm de profundidad, se define que los suelos en la zona de estudio pertenecen al grupo hidrológico A.

De la TABLA 4.15 se elige como cobertura vegetal, *Combinación de Pastos y Bosques*, con una condición hidrológica *Buena*, lo que define un valor para el número de curva de 32.

Utilizando la metodología de Sprenger (1978), de acuerdo a la pendiente del suelo en la zona de estudio (10%), se ubica al suelo en la *Clase III*. Se elige como cobertura vegetal, *Pastos o Suelos en Condiciones Hidrológicas Buenas*, lo que da un número de curva de 42.

A sabiendas de que el escurrimiento superficial sólo se presenta bajos fuertes eventos de precipitación se pensaría más adecuado utilizar el número de curva obtenido mediante la clasificación de la NRCS (2004) pero ya que la pendiente del terreno influye en los procesos de escurrimiento superficial, se utiliza un valor promedio entre los resultados obtenidos mediante los dos métodos, quedando establecido el número de curva para la zona de estudio en 37.

Luego, dependiendo del análisis de humedad antecedente el número de curva puede modificarse, los valores utilizados para el modelo se muestran en la TABLA 4.20. Se determina que los valores que definen la condición de humedad

antecedente sean los que corresponden a *Estación de Crecimiento* en la TABLA 4.18, ya que la vegetación en la zona de estudio no presenta variaciones mayores a lo largo de todo el año.

TABLA 4.20 Valores del número de curva utilizados en el cálculo del escurrimiento superficial.

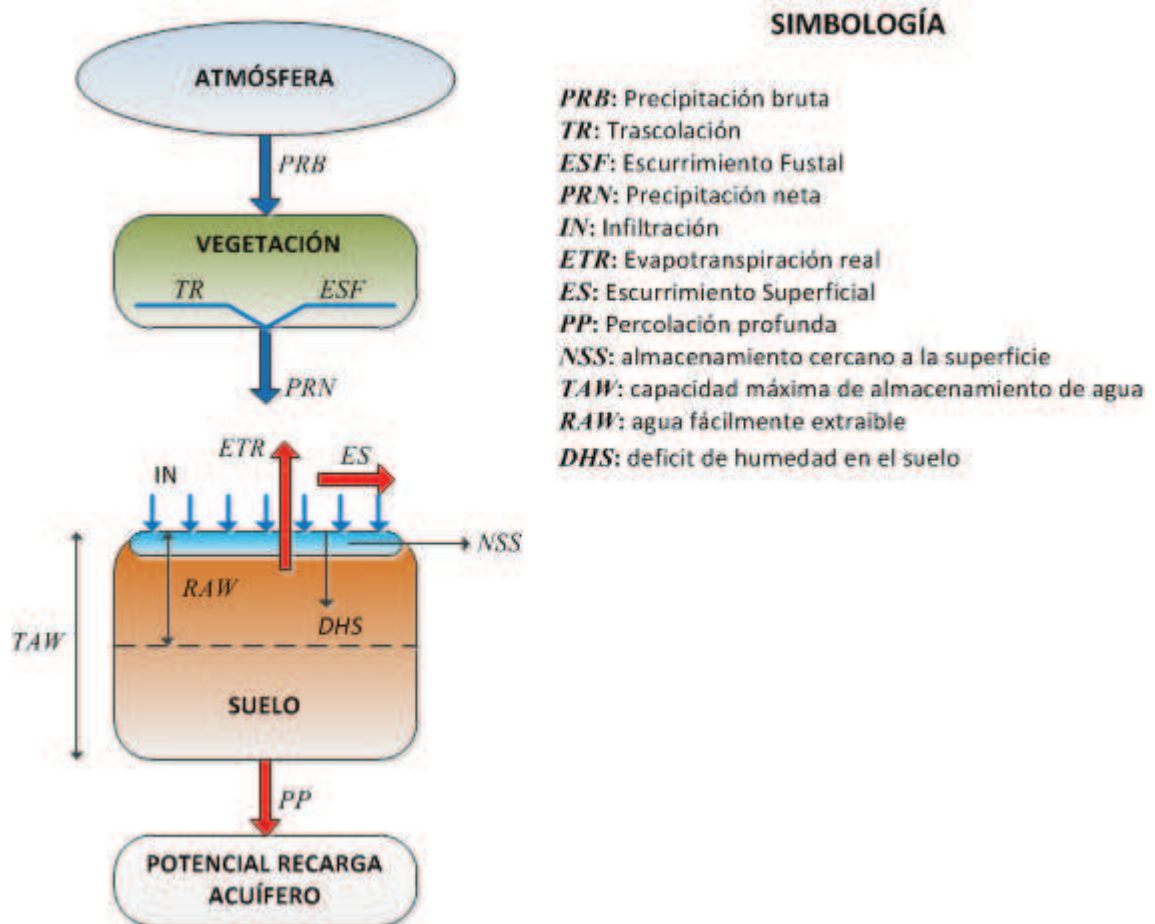
	CHA I	CHA II	CHA III
Precipitación Antecedente	< 36 mm	36 – 53	> 53 mm
Número de Curva	20	37	57

4.8 MODELO BALANCE HÍDRICO A NIVEL DEL SUELO

Se presenta un modelo hidrológico para el cálculo del balance hídrico, a nivel del suelo, que permita estimar la variación en el contenido de humedad del mismo, y de esta manera poder determinar la potencial recarga de acuíferos a través de la percolación profunda. Este modelo, consiste en un conteo sistemático de las entradas y salidas de agua a través del reservorio del suelo basado en el principio de conservación de masa. En la FIGURA 4.22 se observa un esquema conceptual del mismo.

La simulación del suelo como una sola capa es ampliamente usado ya que al no requerir de muchos y muy complicados parámetros, el modelo no pierde en precisión (Panigrahi, et. al, 2003). La aplicación de modelos multicapa presentan ciertas complicaciones como son la gran cantidad de información que requieren para su realización y la complejidad de representar procesos de transferencia de agua entre las diferentes capas, por lo que podrían no reflejar lo que realmente sucede en el campo (Eilers, et. al, 2007).

FIGURA 4.22 Esquema del modelo de balance hídrico del suelo, las flechas azules representan entradas de agua al suelo y las flechas rojas salidas.



Para que el modelo entregue valores confiables, se ha tomado en cuenta los principales procesos físicos (componentes del modelo) que interactúan en el balance hídrico y además se establece un paso de tiempo lo suficientemente pequeño (nivel diario). La aplicación del modelo se lleva a cabo a nivel de parcela tanto para la zona de pastos como para el bosque, en la estación Villacís.

4.8.1 COMPONENTES DEL MODELO HIDROLÓGICO

Los componentes del modelo hidrológico son aquellos procesos físicos que intervienen en el balance hídrico. De modo general, este balance puede quedar expresado con la siguiente ecuación:

$$SWC = PRN - ES - ETR - PP \quad (4.33)$$

Donde *SWC* es el contenido de agua en el suelo, *PRN* la precipitación neta, *ES* el escurrimiento superficial, *ETR* la evapotranspiración real y *PP* la percolación profunda. A continuación se describe cada uno de estos procesos:

La precipitación bruta o simplemente precipitación (*PRB*) es el proceso mediante el cual ingresa agua al sistema (la interceptación de neblina también es una entrada de agua, pero en la zona de estudio su influencia es despreciable), parte de ésta es interceptada por la vegetación (*INV*) y la fracción restante, trascolación (*TR*) más escurrimiento fustal (*ESF*), o lo que se conoce como precipitación neta (*PRN*), alcanza la superficie del suelo. Una parte de la precipitación neta (*PRN*) puede convertirse en escurrimiento superficial (*ES*) y el resto se infiltra; de ahí, la infiltración (*IN*) es igual a la precipitación neta (*PRN*) menos el escurrimiento superficial (*ES*).

$$IN = PRN - ES \quad (4.34)$$

El modelo hidrológico se aplica a los dos tipos de vegetación presentes en la zona agrícola de la isla Santa Cruz. En la zona de pastos el valor tomado en cuenta como entrada de agua es el que corresponde a la precipitación bruta (*PRB*), por lo tanto, $PRN = PRB$, para este caso. Mientras que, para la zona de bosque, la variable utilizada es la trascolación, misma que se asume como valor de la precipitación neta (*PRN*) ya que en la temporada de garúa 2010, Fuente-Tomai (2011) determinó que el escurrimiento fustal (*ESF*) apenas representa el 1% de la precipitación bruta (*PRB*).

La evapotranspiración real (ETR) es uno de los procesos por los cuales el suelo pierde agua. Cuando no existe limitación de agua en el suelo, ETR es igual a la evapotranspiración potencial (ETP), pero en presencia de estrés hídrico esto es, cuando la demanda de agua por parte de la atmósfera es mayor a la oferta por parte del suelo (Allen et al., 1998), las tasas de evapotranspiración no pueden darse con su valor potencial (ETP) y por lo tanto ETR es menor a ETP (Allen et al., 1998; Eilers et al., 2007; Porteous et al., 2010).

Si IN es mayor que ETR , entonces el excedente de agua ayuda a cubrir el déficit de humedad del suelo (DHS), que se define como la cantidad de agua necesaria para que la humedad en el suelo alcance la capacidad de campo (θ_{FC}). Si este excedente es mayor que la capacidad máxima de almacenamiento en el suelo (TAW), esto es $DHS < 0$, el déficit de humedad del suelo se transforma en percolación profunda (PP), proceso por el cual también existe pérdida de agua en el suelo. El valor negativo de DHS se convierte en percolación profunda y DHS es establecido en cero. Vale señalar que este modelo no toma en cuenta el proceso de escurrimiento subsuperficial, asumiendo solamente un flujo vertical de agua.

El modelo tal como se lo ha explicado asume que se consigue el equilibrio de sus componentes instantáneamente, lo que en la realidad no es cierto. La distribución de agua en el suelo toma su tiempo, es un proceso que se lleva a cabo paulatinamente y por lo tanto, mientras el agua se encuentra en tránsito, se produce una mayor acumulación de ésta en las zonas del suelo más cercanas a la superficie, principalmente en presencia de eventos considerables de lluvia (Eilers et al., 2007) y en suelos arcillosos (baja permeabilidad) como los presentes en la zona agrícola de la isla Santa Cruz.

Se propone la utilización de un componente en el balance hídrico llamado, almacenamiento cercano a la superficie (NSS , por sus siglas en inglés), que simule este retraso en el tránsito de agua y su acumulación en la parte más cercana a la superficie, misma que queda disponible para su evapotranspiración en los días posteriores (Eilers et al., 2007). Su aplicación en el modelo se da mediante la utilización de un factor de retención (f_r) que simula la retención de una fracción

del agua infiltrada cerca a la superficie, sin permitirle que ésta supla el déficit de humedad del suelo (DHS).

$$NSS = fr(IN + NSS_o - ETR) \quad (4.35)$$

$$\Delta DHS = (1 - fr)(IN + NSS_o - ETR) \quad (4.36)$$

Donde, a más de las variables ya descritas, NSS_o representa el almacenamiento de agua cerca a la superficie inicial, y ΔDHS la variación en el déficit de humedad del suelo.

En el estudio realizado por Eilers et al. (2007), en un suelo arenoso al noreste de Nigeria, el factor fr se determinó en 0.45. Dadas las características arcillosas de los suelos en la zona agrícola de la isla Santa Cruz, este factor debería ser mayor (Eilers et al., 2007). Es por esto, que para los fines de este estudio, se ha establecido una calibración manual para fr , además se utiliza un factor diferente por cada temporada del año (invierno y garúa), periodo de modelación y zona de estudio, estableciéndose fr_i para los meses de invierno y fr_g para los meses de garúa.

4.8.1.1 Capacidad de Almacenamiento del Suelo

La máxima capacidad de almacenamiento de agua en el suelo, o lo que es lo mismo, el total de agua disponible para evapotranspiración (TAW , por sus siglas en inglés) depende de las características de retención de humedad del suelo y de la profundidad de la zona de raíces, su valor se obtiene mediante la siguiente expresión (Allen et al., 1998):

$$TAW = (\theta_{FC} - \theta_{WP})Z_r \quad (4.37)$$

Donde:

TAW : total de agua disponible para evapotranspiración [mm]

θ_{FC} : contenido de humedad a la capacidad de campo [cm^3 agua/ cm^3 suelo]

θ_{WP} : contenido de humedad al punto de marchitez [cm^3 agua/ cm^3 suelo]

Z_r : profundidad de la zona de raíces [mm]

A medida que el déficit de humedad del suelo aumenta, se torna más difícil extraer agua del mismo, las fuerzas mátricas (capilares) debidas a la tensión que ejerce el suelo sobre el agua, dificultan su extracción. La cantidad de agua que puede ser extraída antes de que el suelo entre en este estado de estrés hídrico se conoce como agua fácilmente extraíble (RAW , por sus siglas en inglés). Su valor se obtiene al multiplicar TAW por un factor de reducción ρ (Allen, et. al, 1998).

$$RAW = \rho TAW \quad (4.38)$$

Finalmente, el contenido de agua en el suelo se determina mediante la siguiente expresión:

$$SWC = \theta_{FC} Z_r - DHS + NSS \quad (4.39)$$

4.8.1.2 Reducción de las tasas de Evapotranspiración

La reducción en la tasa de evapotranspiración se presenta cuando el nivel en el reservorio de agua del suelo es menor a RAW . A partir de este punto, ETR es menor a ETP , lo cual se representa en el modelo mediante la aplicación del coeficiente de reducción por estrés hídrico (K_s) (Allen et al., 1998). Este coeficiente varía linealmente entre 0 y 1 de la siguiente manera (Eilers et al., 2007):

$$\text{Si } DHS < RAW \Rightarrow K_s = 1 \quad (4.40)$$

$$\text{Si } DHS > TAW \Rightarrow K_s = 0 \quad (4.41)$$

$$\text{Si } RAW < DHS < TAW \Rightarrow K_s = \frac{TAW - DHS}{TAW - RAW} \quad (4.42)$$

Luego la evapotranspiración real se calcula como sigue (Eilers, et. al, 2007):

$$\text{Si } IN > ETP \Rightarrow ETR = ETP \quad (4.43)$$

$$\text{Si } IN < ETP \Rightarrow ETR = (IN + NSS_0) + K_s(ETP - IN - NSS_0) \quad (4.44)$$

En la TABLA 4.21 se presenta un resumen de los parámetros y sus valores para la aplicación dentro del modelo del balance hídrico a nivel del suelo.

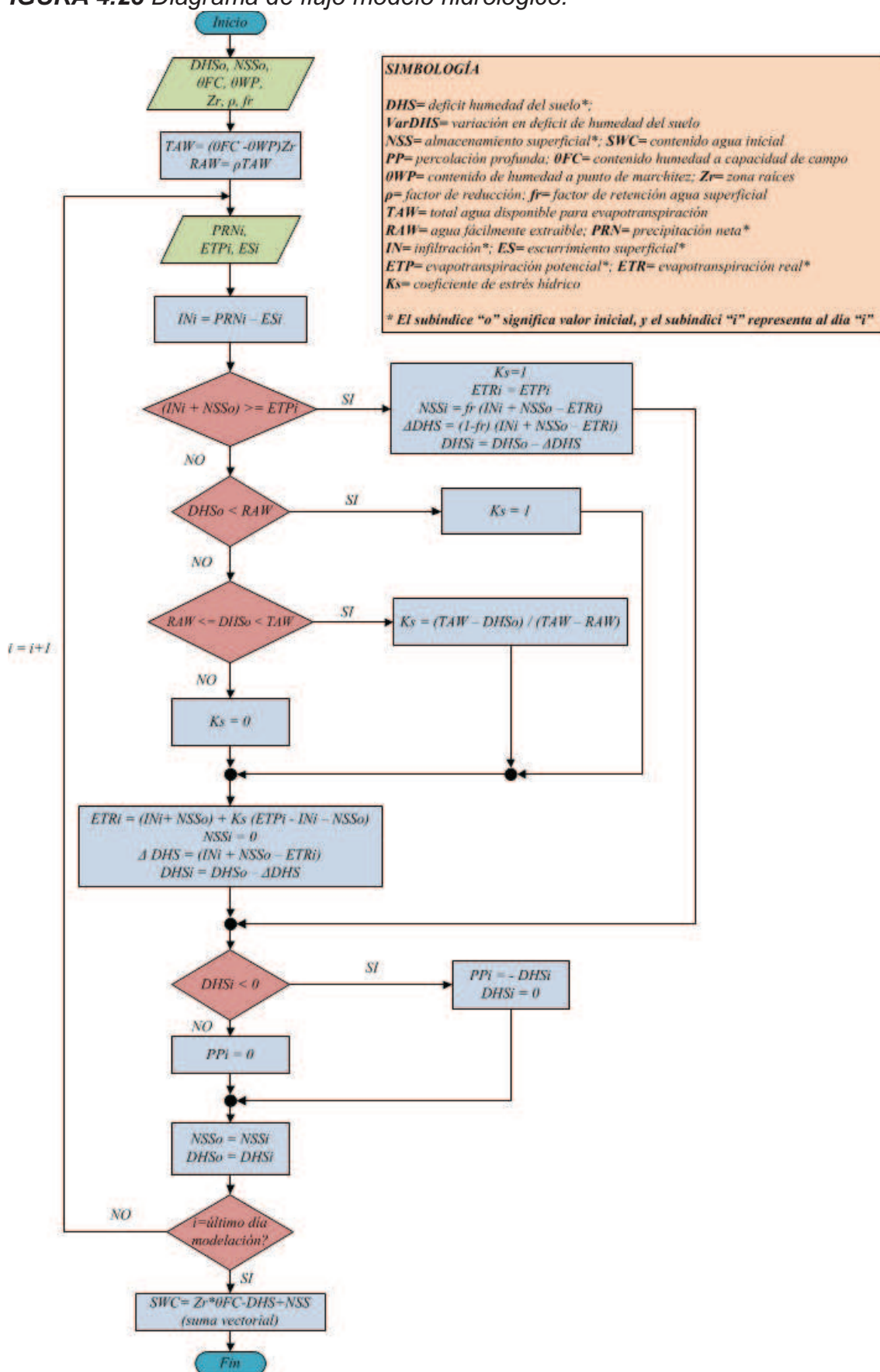
TABLA 4.21 Parámetros utilizados en el modelo del balance hídrico a nivel del suelo.

Símbolo	Parámetro	Valor	
PRN	Precipitación Neta	Variable	Estación Meteorológica
ETP	Evapotranspiración Potencial	Variable	ECUACIÓN (4.10)
θ_{FC}	Contenido de humedad, capacidad de campo	^a 0.50 cm ³ /cm ³ ^b 0.52 cm ³ /cm ³	ECUACIÓN (4.6)
θ_{WP}	Contenido de humedad, punto de marchitez	^a 0.17 cm ³ /cm ³ ^b 0.19 cm ³ /cm ³	ECUACIÓN (4.6)
Z_r	Profundidad zona de raíces	^{a,b} 30 cm	Evidencia de campo
TAW	Agua disponible	^{a,b} 9.9 cm	ECUACIÓN (4.37)
ρ	factor de reducción	0.5	(Allen, et. al, 1998)
RAW	Agua fácilmente extraíble	^{a,b} 4.95 cm	ECUACIÓN (4.38)
K_s	Coficiente Estrés Hídrico	Variable	ECUACIÓN (4.42)
ES	Escurrimiento Superficial	Variable	Método Número de Curva
Fr	Factor de retención	variable	Calibración manual

^a Zona de pastos
^b Zona de bosque

Para una mayor comprensión del modelo planteado, en la FIGURA 4.23, se muestra un diagrama de flujo que presenta las ecuaciones y pasos a seguir para la aplicación del modelo. Así mismo en el ANEXO C se puede encontrar la codificación del modelo en lenguaje de programación R.

FIGURA 4.23 Diagrama de flujo modelo hidrológico.



4.8.2 VALIDACIÓN DEL MODELO

Para la validación del modelo, se comparan los valores simulados de contenido de humedad con aquellos obtenidos mediante la conversión de los valores de tensión en el suelo a contenido de humedad a través de la ecuación de Van Genuchten. Se utiliza las mediciones de tensión hechas con la sonda T8 a 20 cm de profundidad tanto en la zona de pastos como en el bosque. La validación se lleva a cabo para el periodo de modelación B ya que es a partir de éste en donde existen registros con esta sonda. Dos métodos son utilizados, una regresión lineal simple para obtener el coeficiente de determinación R^2 y el error relativo medio.

El error relativo medio (ERM) se calcula mediante la siguiente expresión (Panigrahi et al., 2003):

$$ERM = \frac{\sum_1^N \left(\frac{SWC_{obs} - SWC_{sim}}{SWC_{obs}} \right)}{N} \quad (4.45)$$

Donde:

ERM : error relativo medio

SWC_{obs} : Contenido de humedad en el suelo observado (medido)

SWC_{sim} : Contenido de humedad en el suelo simulado

N : número de observaciones

4.9 RESUMEN

De toda la Isla, es en la zona agrícola donde los perfiles de suelo se encuentran más desarrollados, es por esto, un lugar idóneo para efectuar un balance hídrico a nivel del suelo.

La estación Villacís monitorea todas las variables necesarias para la aplicación de la metodología propuesta, lo que permite estimar valores para los procesos de

entrada y salida de agua en el suelo que forman parte del modelo hidrológico para el cálculo del balance hídrico. Dos procesos han sido determinados mediante la aplicación de ciertas ecuaciones empíricas. El escurrimiento superficial se calculó a partir del método del número de curva (NRCS, 2004) y la evapotranspiración utilizando la ecuación de Penman-Monteith (Allen, et al., 1998).

Muchos de los cálculos realizados necesitan conocer el valor de ciertos parámetros que no han sido medidos en campo, por lo tanto, los resultados obtenidos son estimaciones de los valores reales, y deben ser sometidos a un proceso de validación. Esta validación se realiza comparando los resultados de contenido de humedad en el suelo (*SWC*) obtenidos mediante el modelo propuesto, con los que se obtiene a través de la transformación de las mediciones de tensión a contenido de humedad con la ecuación de Van Genuchten (1980).

La comparación de estos valores se realiza mediante dos pruebas: una regresión lineal simple para obtener el coeficiente de determinación R^2 , y el cálculo del error relativo medio (*ERM*).

CAPÍTULO 5

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

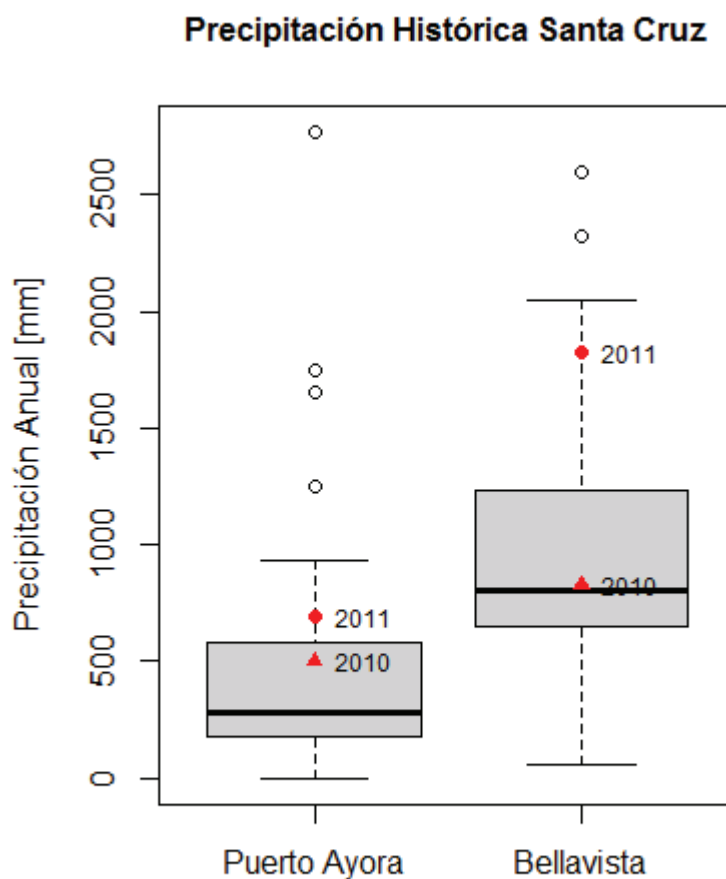
En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de la aplicación del modelo hidrológico para el cálculo del balance hídrico en la zona agrícola de la cuenca Pelikanbay en la isla Santa Cruz. Se cuantifica cada uno de los procesos involucrados en el balance hídrico para luego analizarlos y discutirlos en el contexto de las condiciones y características de la zona de estudio. Estos resultados se presentan, principalmente, mediante gráficos y tablas.

5.1 PRECIPITACIÓN Y TRASCOLACIÓN

El presente trabajo se llevó a cabo en dos periodos (periodos de modelación A y B) comprendidos entre los años 2010 y 2011, es por eso importante caracterizar estos años en referencia a las condiciones históricas presentes en la isla Santa Cruz. Para este propósito, se hizo uso de los datos históricos registrados en las estaciones manejadas por la Estación Científica Charles Darwin, estaciones Puerto Ayora y Bellavista.

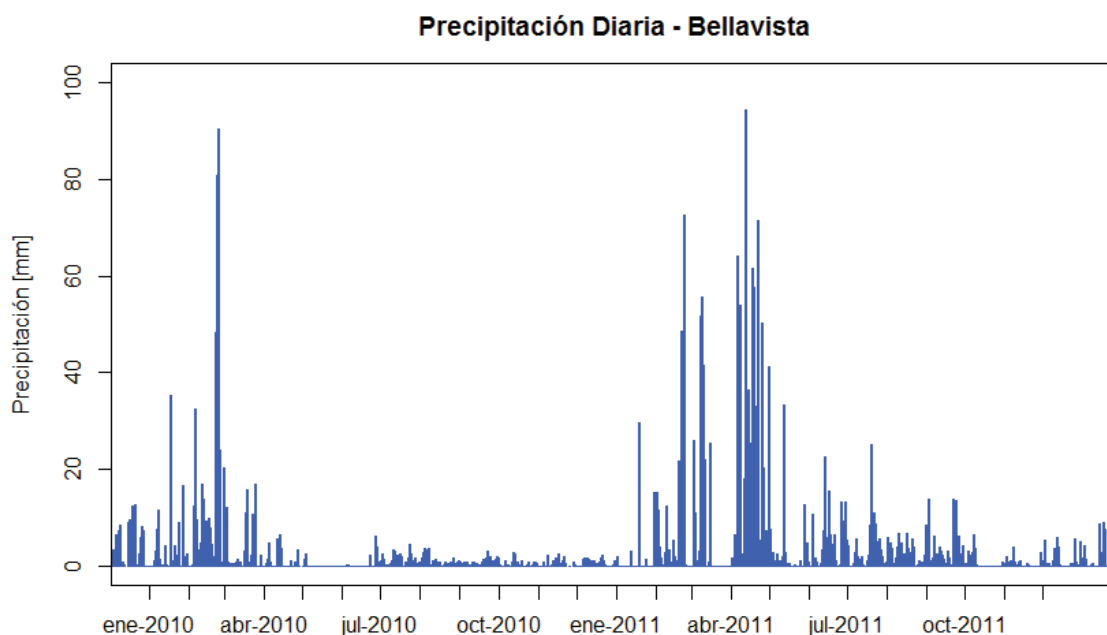
Hablando específicamente de la precipitación se encontró que para la estación Bellavista, que es la que se encuentra más cercana a las estaciones del proyecto GIIWS y con regímenes climáticos similares, el 2010 fue un año con un volumen de precipitación (828 mm) muy cercano a la mediana histórica (801 mm). Sin embargo, la mayoría de esta precipitación (80%) ocurrió en la temporada de invierno, en contra de la tendencia histórica, en donde en esta temporada precipita menos del 50% del total anual (SECCIÓN 2.3.3.1). En la FIGURA 5.1 se muestra un resumen histórico de las precipitaciones para las estaciones Puerto Ayora y Bellavista en donde se incluyen los valores registrados para los años 2010 y 2011.

FIGURA 5.1 Cajas de Tukey en las que se resumen los valores históricos de precipitación en las estaciones Puerto Ayora y Bellavista. La línea negra gruesa indica el valor de la mediana de precipitación, el cuadro gris encierra al primer y tercer cuartil, la línea negra delgada indica 1.5 veces el rango intercuartil y los círculos blancos los valores extremos. Los puntos rojos muestran los valores para los años 2010 y 2011 en comparación con el registro histórico.



Haciendo el mismo análisis para el año 2011 se encuentra que a diferencia del 2010, éste fue un año sumamente húmedo (1825 mm) llegando a representar un 227% de la mediana de precipitación histórica (801 mm) de los registros de la estación Bellavista (1987 a 2011). En lo que estos dos años si coinciden es en la tendencia contraria de distribución temporal de la precipitación ya que del volumen de precipitación anual, el 72% ocurrió durante la temporada de invierno. En la FIGURA 5.2 se observa la distribución temporal de las precipitaciones para los años 2010 y 2011 en la estación Bellavista.

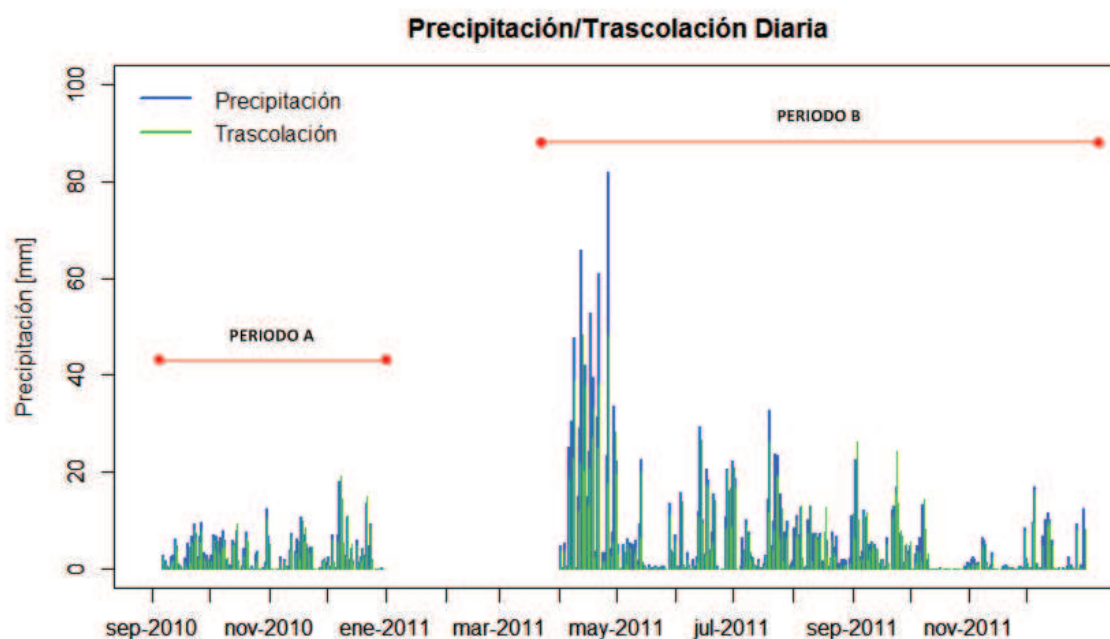
FIGURA 5.2 Variación diaria de la precipitación para los años 2010 y 2011 en la estación Bellavista.



Por lo descrito en los párrafos anteriores, se esperaría que en el periodo de modelación A los resultados obtenidos como potencial recarga de acuíferos, representen valores que se podrían dar en un año en condiciones normales de precipitación, mientras que, para el periodo de modelación B se obtendrían valores que solo podrían darse bajo condiciones excepcionales de precipitación.

Trabajando ya con datos de la zona de estudio (estación Villacís), la precipitación registrada en cada uno de los periodos de modelación se resume a continuación. En el periodo de modelación A (2010/09/07 a 2010/12/30) se registró una precipitación total de 387 mm y la trascolación alcanzó los 332 mm, representando un 85% de la precipitación (trascolación relativa) (FIGURA 5.3). Domínguez (2011), determinó que la trascolación en la misma zona de estudio representaba el 80% de la precipitación, pero su periodo incluye también los meses de julio y agosto del 2010.

FIGURA 5.3 Precipitación y Trascolución registradas en la estación Villacís para los periodos de modelación A y B.



En el periodo de modelación B (2011/04/01 a 2011/12/31) la precipitación total fue de 1749 mm y la trascolución alcanzó los 1424 mm, lo que representa un 81% de trascolución relativa. Ya que este periodo incluye las dos temporadas del año (invierno y garúa), se pensó que deberían existir variaciones en las tendencias de la trascolución para cada temporada. Esto fue comprobado al obtener, dentro del periodo de modelación B, totales parciales para los meses correspondientes a cada estación. La TABLA 5.1 muestra los resultados obtenidos:

TABLA 5.1 Resumen de los valores de precipitación y trascolución para las dos temporadas del año presentes en el periodo de modelación B.

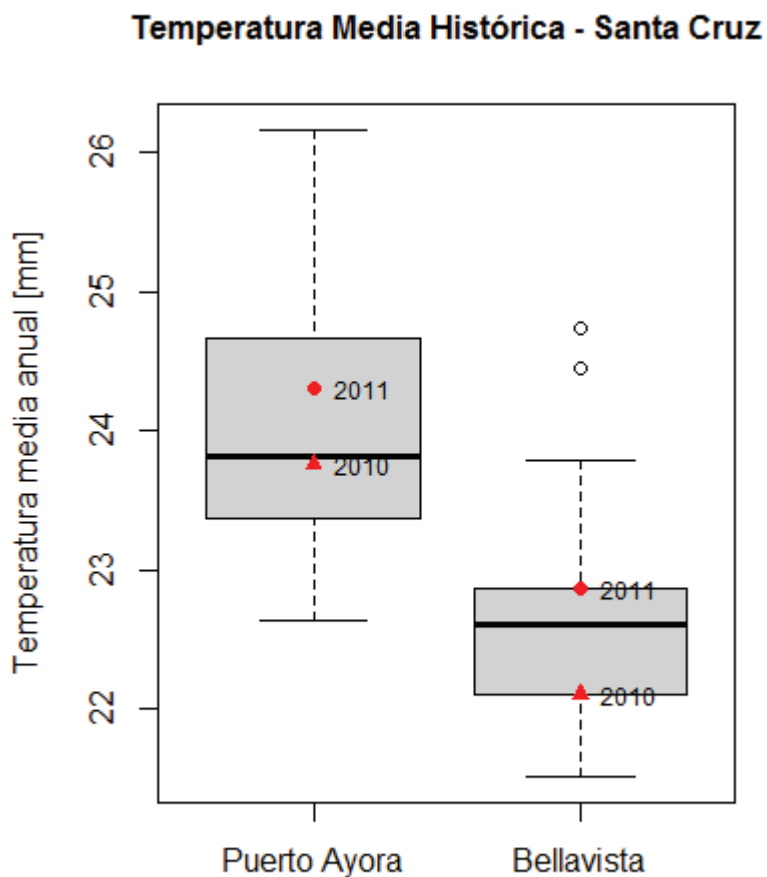
	Invierno	Garúa
Meses tomados en cuenta	Abril – Mayo (2011)	Junio – Diciembre (2011)
Precipitación total	788 mm	961 mm
Trascolución total	578 mm	846 mm
Trascolución relativa	73 %	88 %

Como era de esperarse, la trascolación relativa en la temporada de invierno (73%) es menor que en la temporada de garúa (88%). Esta diferencia podría explicarse debido a las distintas condiciones climáticas que éstas presentan. Mientras que en la garúa la precipitación es consistente a lo largo de toda la temporada, provocando que la vegetación se encuentre siempre mojada y por lo tanto la cantidad de agua almacenada en el dosel arbóreo (intercepción) siempre cercana a su máxima capacidad, permite que un mayor flujo de precipitación se convierta en trascolación. Por otro lado, en la temporada de invierno, las precipitaciones son intensas pero de corta duración, además el poder evaporativo de la atmósfera aumenta. Luego de un evento de lluvia, el agua interceptada puede ser evaporada fácilmente y ya que las precipitaciones no son constantes, el dosel arbóreo puede secarse por completo. Así, al presentarse un nuevo evento de precipitación primero debe ser satisfecha la capacidad de almacenamiento de la vegetación antes de que el agua empiece a trascolar.

5.2 VARIABLES METEOROLÓGICAS

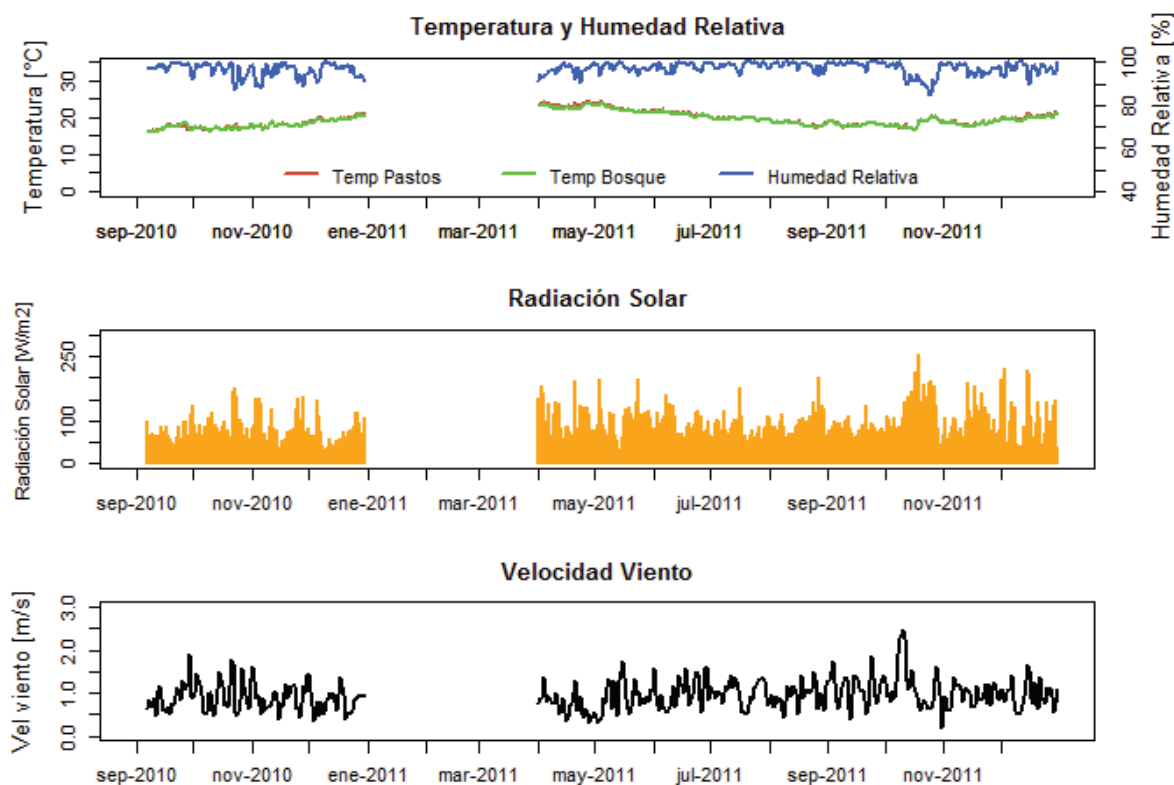
La temperatura media histórica, medida en las estaciones Puerto Ayora y Bellavista, es 24 °C y 22.6 °C respectivamente. Al comparar estas mediciones con las registradas para el año 2010, en donde la temperatura media en Puerto Ayora fue de 23.7 °C y en Bellavista de 22.1 °C, se puede evidenciar que el año estuvo marcado por temperaturas relativamente bajas respecto a la media histórica. Estas temperaturas bajas se deben a la presencia del fenómeno de La Niña (Domínguez, 2011). Por el contrario, en el año 2011, se registraron temperaturas superiores a la media anual en cada una de las estaciones (FIGURA 5.4). En Puerto Ayora la temperatura fue de 24.3 °C mientras que en Bellavista fue de 22.9 °C.

FIGURA 5.4 Cajas de Tukey para los valores históricos de temperatura en las estaciones Puerto Ayora y Bellavista. La línea negra gruesa indica el valor de la mediana de precipitación, el cuadro gris encierra al primer y tercer cuartil, la línea negra delgada indica 1.5 veces el rango intercuartil y los círculos blancos los valores extremos. Puede observarse también los registros para los años 2010 y 2011.



Los registros diarios de la estación Villacís se resumen en la FIGURA 5.5. Para el periodo de modelación A, la temperatura media diaria registrada fue de 18 °C, no existen diferencias significativas entre la temperatura medida en la zona de pastos y la zona de bosque, además se registró una temperatura máxima de 27.11 °C y una mínima de 13.3 °C. La humedad relativa media fue de 96.5 %, siendo del 100% la mayor parte del día. La humedad relativa mínima registrada fue de 59.9%. La radiación solar media diaria fue de 79.9 W/m², la velocidad del viento media diaria alcanzó los 0.88 m/s y su dirección media fue de 145.5 °N.

FIGURA 5.5 Variación diaria de las variables meteorológicas registradas en la estación Villacís para los periodos de modelación A y B.



Para el periodo de modelación B, se hace una distinción entre los valores medios para los meses de Abril y Mayo (invierno) y para los meses de Junio a Diciembre (garúa) por tratarse de dos estaciones con regímenes climáticos distintos. Así, la temperatura media diaria para todo el periodo fue de 20 °C, pero si se promedia sólo los meses de invierno esta llegó a ser de 22.8 °C, mientras que, para la garúa fue de 19.2 °C. El valor máximo, lógicamente se registró durante el invierno y llegó a ser de 30.6 °C, mientras que el mínimo (garúa) fue de 12.2 °C. En lo que respecta a la humedad relativa, su media diaria para todo el periodo de modelación B fue de 97.5%; su valor mínimo, se registró durante la temporada de garúa y fue de 63.03% en un periodo donde no se registraron precipitaciones y la radiación solar alcanzó su máximo valor (253 W/m²). La radiación solar media diaria fue de 105.16 W/m² para el invierno y de 98.3 W/m² para la garúa. Finalmente la velocidad del viento media diaria fue de 0.97 m/s en todo el periodo, mientras que para el invierno fue de 0.8 m/s y para la garúa de 1.02 m/s. La dirección del viento en el periodo de modelación B fue muy variable.

5.3 ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

Al calcular el escurrimiento superficial mediante el método del número de curva se constató su poca influencia en la hidrología de la isla Santa Cruz. Según el modelo, durante el periodo de modelación A, no existe escurrimiento superficial tanto para la zona de pastos como para la zona de bosque. En el periodo de modelación B, apenas en algunos eventos de lluvia muy importantes, registrados en el mes de abril (TABLA 5.2) se presenta escurrimiento superficial en la zona de pastos, pero su influencia es pequeña, sólo en un caso, que coincide con el día de mayor precipitación del periodo (81.84 mm), el escurrimiento superficial representa casi un 10% (8.05 mm) del total precipitado. Estos resultados confirman la gran capacidad de infiltración existente en los suelos de la zona de estudio, otorgada por la gibbsita, principal componente mineral de estos suelos.

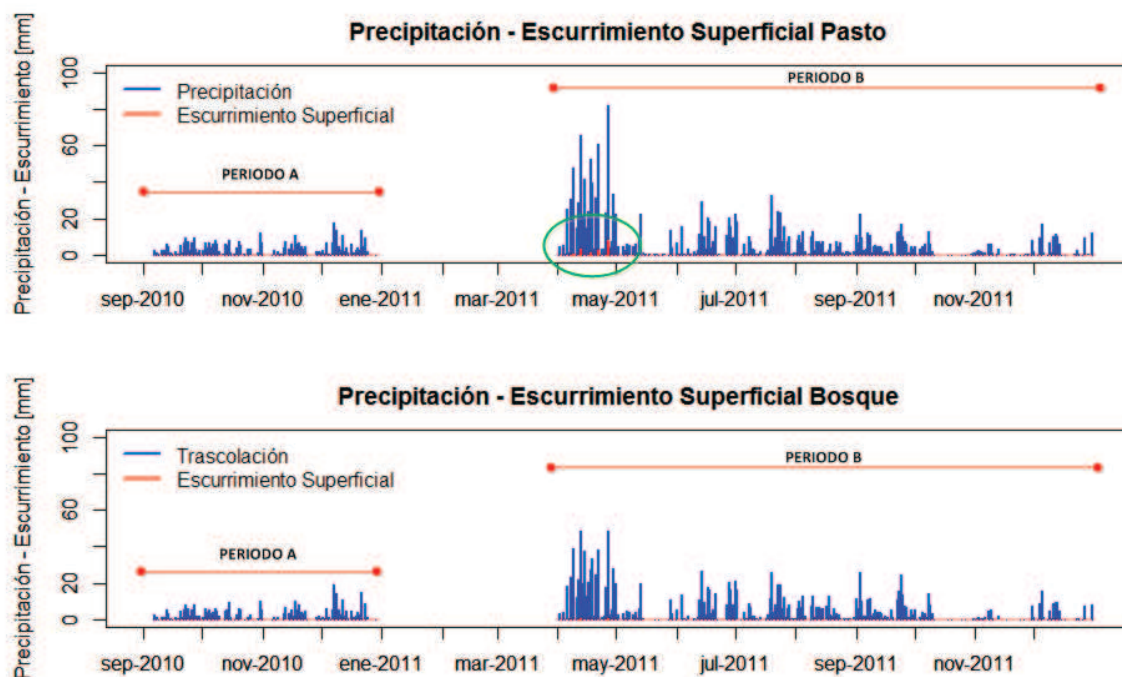
TABLA 5.2 *Días en los cuales se presenta escurrimiento superficial (zona de pastos).*

Fecha	PR medida [mm]	ES calculado [mm]	%
09/04/2011	47.80	0.45	0.93
13/04/2011*	65.85	3.46	5.25
15/04/2011	42.00	0.07	0.16
18/04/2011*	52.88	1.03	1.94
19/04/2011	39.60	0.01	0.02
22/04/2011*	61.07	2.41	3.95
27/04/2011*	81.84	8.05	9.84

* Días en los que se evidenció escurrimiento superficial en la estación Villacís.

Durante el trabajo de campo realizado para este estudio, se constató la ocurrencia de eventos de escurrimiento superficial muy esporádicos; las fechas en los que estos eventos tuvieron lugar, coinciden con aquellos días en los que la metodología utilizada para su cálculo presenta valores de escurrimiento superficial (TABLA 5.2.). Lastimosamente, los valores obtenidos para estos pocos días (FIGURA 5.6) no pueden ser validados ya que no existe ningún tipo de medición de escurrimientos, pero como se pudo notar su influencia es mínima dentro del balance hídrico en esta zona; 0% del total precipitado en el periodo de modelación A y menor al 1% en el periodo de modelación B en la zona de pastos.

FIGURA 5.6 Gráfico de los escurrimientos superficiales en la zona de estudio, como se puede observar, son prácticamente nulos durante los dos periodos de modelación, con la excepción del mes de abril en el periodo de modelación B donde se muestra la ocurrencia de escurrimiento en la zona encerrada por un círculo verde.



5.4 EVAPOTRANSPIRACIÓN

5.4.1 ZONA DE PASTOS

El total de evapotranspiración real calculada para la zona de pastos en el periodo de modelación A es de 183 mm lo que representa un 47% de la precipitación total (387 mm). Durante todo este periodo, la tasa de evapotranspiración fue la máxima, de tal modo que la evapotranspiración real (*ETR*) se igualó a la evapotranspiración potencial (*ETP*) y por lo tanto, no se presentaron déficits de agua (FIGURA 5.7).

Para el periodo de modelación B, en la misma zona de pastos, la evapotranspiración real (*ETR*) es de 476 mm lo que representa el 27% de la precipitación total en este periodo de modelación (1749 mm). No se presentan diferencias considerables si se realiza el mismo análisis pero tomando en cuenta el agua infiltrada (1734 mm). En su mayoría, la evapotranspiración se produce a su tasa potencial (*ETP*), a excepción del mes de Noviembre (finales), donde en ciertos días se presenta estrés hídrico y la tasa de evapotranspiración se ve disminuida (FIGURA 5.7). La causa para esta reducción, es la poca precipitación presente en estos días. Una vez que en diciembre vuelven a presentarse precipitaciones, la evapotranspiración nuevamente se produce a su tasa potencial (*ETP*). La evapotranspiración real es igual al 99% de la evapotranspiración potencial, por lo tanto, la influencia de estrés hídrico fue mínima en la zona de pastos durante este periodo de modelación.

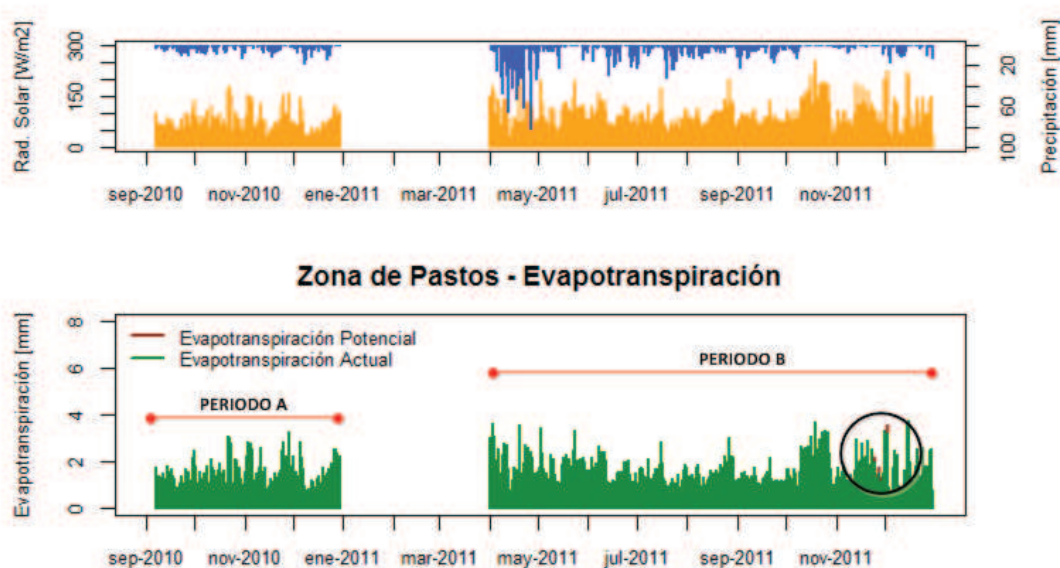
Al separar el periodo de modelación B en los meses correspondientes a las temporadas de invierno y garúa, se obtienen los siguientes resultados para la zona de pastos:

Para los meses de invierno, el total de evapotranspiración calculado es igual a 122 mm que equivale al 16% del total precipitado en estos meses (787 mm). Mientras que, para la garúa la evapotranspiración alcanza los 353 mm que representan el 37% de la precipitación (961 mm). Contrario a lo que se esperaría, la evapotranspiración relativa calculada (con respecto a la precipitación) es menor en el invierno que durante la garúa, lo que puede ser explicado por los siguientes motivos:

- A diferencia de la época de garúa, para la cual se toma en cuenta todos los meses en la que ésta se presenta, en el invierno sólo se consideran dos meses de la temporada por lo tanto los resultados son parciales y no representativos de toda la temporada.
- Adicionalmente, los meses de invierno tomados en cuenta (abril y mayo) fueron especialmente húmedos (grandes precipitaciones), por lo que se

podría decir que existió agua en exceso en relación a lo que normalmente se esperaría. Al existir este incremento en la precipitación, la evapotranspiración relativa se ve directamente disminuida.

FIGURA 5.7 Gráfica de la precipitación (barras azules) y radiación (barras naranja) y de la evapotranspiración calculada para los periodos A y B en la zona de pastos. Se encierra en un círculo negro el lugar en el cual, la tasa de evapotranspiración se ve reducida por estrés hídrico.



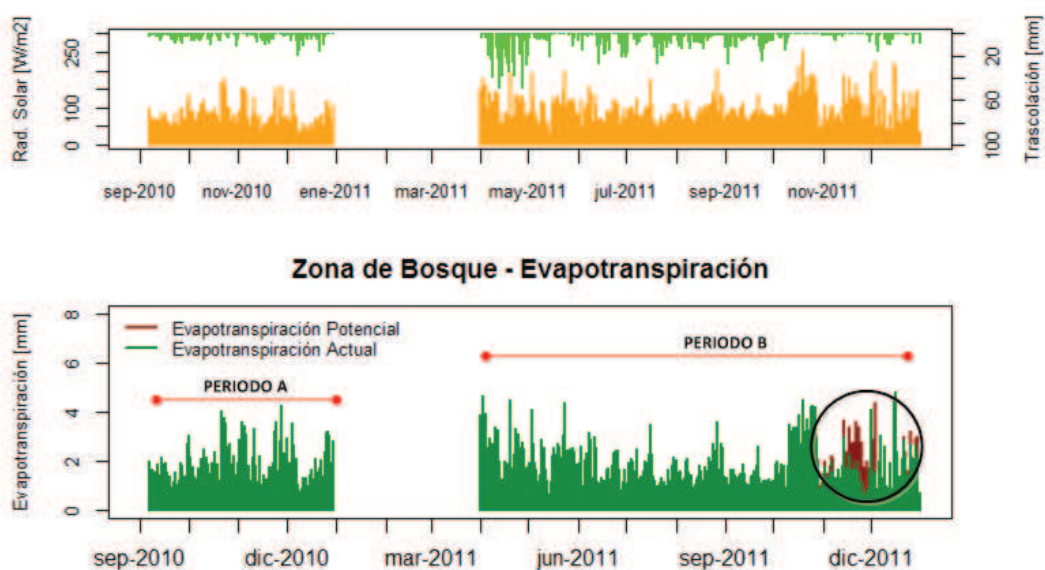
A pesar de que la media diaria de evapotranspiración para cada uno de los periodos es muy parecida; 1.6 mm y 1.7 mm respectivamente, se observa claramente que la evapotranspiración relativa es menor en el periodo de modelación B, lo que se justifica por las precipitaciones presentes en el año 2011 que estuvieron muy por arriba de la mediana histórica (FIGURA 5.1). Por lo dicho anteriormente, se esperaría cantidades importantes de agua para la potencial recarga de acuíferos (SECCIÓN 5.6).

5.4.2 ZONA DE BOSQUE

Procediendo de igual forma que para la zona de pastos, con la diferencia que en el bosque no se toma en cuenta la precipitación sino la trascolación, el total de

evapotranspiración calculada para el periodo de modelación A es igual a 221 mm, equivalentes al 66% de la trascolación (332 mm). En el periodo de modelación B, se calcularon 534 mm, lo que es igual al 38% de la trascolación (1424 mm). De los 534 mm de evapotranspiración calculados para el periodo de modelación B, 146 mm pertenecen a los meses de invierno representando el 25% de la trascolación (578 mm) y los 388 mm restantes a la temporada de garúa 2011 equivalentes al 46% de la trascolación (846 mm). En la FIGURA 5.8 se muestra la variación diaria de la evapotranspiración calculada.

FIGURA 5.8 Gráfica de la precipitación y de la evapotranspiración calculada para los periodos A y B en la zona de bosque. Se encierra en un círculo negro el lugar en el cual, la tasa de evapotranspiración se ve reducida por estrés hídrico.



La evapotranspiración se produce a su tasa potencial para los dos periodos de modelación, exceptuando los meses de noviembre y diciembre del 2011 (FIGURA 5.8). En este caso, la evapotranspiración real se ve reducida muchos más días que para el caso de la zona de pastos, evidenciando el mayor poder de transpiración de la zona de bosque, debido a su vegetación más densa. La evapotranspiración calculada para la zona de bosque es aproximadamente un 21% mayor que la calculada en la zona de pastos para el periodo de modelación A; mientras que es un 12% mayor en el periodo de modelación B. Esta diferencia

más reducida, se debe principalmente a la presencia de más días con estrés hídrico en la zona de bosque que en la zona de pastos durante el periodo de modelación B.

La evapotranspiración media diaria en la zona de bosque es de 1.92 mm y 1.94 mm para los periodos de modelación A y B respectivamente; y la evapotranspiración real representa un 96% de la evapotranspiración potencial, evidenciando nuevamente la gran cantidad de agua presente durante los periodos de modelación disminuyendo el efecto del estrés hídrico. Se esperaría una mayor influencia de este efecto en los meses de febrero y marzo donde se presentan mayores temperaturas y radiación solar, disminuye la humedad relativa y las precipitaciones, a pesar de ser intensas, son muy intermitentes.

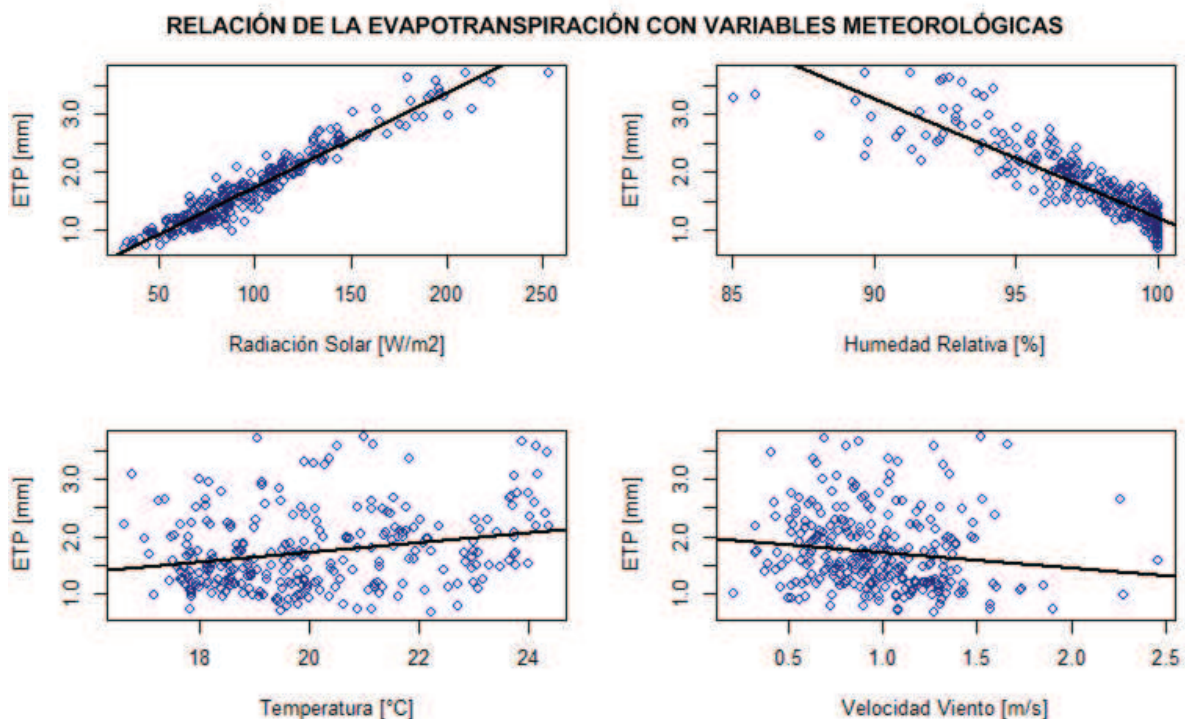
Es necesario anotar que tanto para la zona de pastos como para la zona de bosque, parámetros tales como la resistencia aerodinámica, resistencia de superficie y albedo, fueron obtenidos mediante ecuaciones empíricas. Sería recomendable, en la medida de lo posible, se lleven a cabo pruebas de campo para la medición de estos parámetros en situ y de esta manera obtener valores más reales sobre los mismos.

5.4.3 RELACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN CON LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS

Como ya se explicó, la ecuación de Penman – Monteith utiliza variables meteorológicas para el cálculo de sus parámetros. Es por esto que se realizó un análisis de correlación y un modelo de regresión lineal entre la evapotranspiración y estas variables meteorológicas (radiación solar, humedad relativa, temperatura y velocidad del viento) para determinar cuáles son las variables que mejor se correlacionan con la evapotranspiración, y por ende, el grado de variación en la evapotranspiración que puede ser explicado por estas. En la FIGURA 5.9 se puede observar las gráficas de estas variables respecto a la evapotranspiración

potencial. Visualmente se determina que la radiación solar y la humedad relativa tienen una buena correlación; mientras que la temperatura y velocidad del viento parecen no tenerla.

FIGURA 5.9 Gráficos de relación entre la evapotranspiración y las diferentes variables meteorológicas.



Se realizó un análisis de correlación simple para todas las variables, confirmando lo establecido visualmente. Así la radiación solar y la humedad relativa obtuvieron coeficientes de correlación altos ($r= 0.961$ y -0.879 respectivamente); mientras que para la temperatura y la velocidad del viento estos coeficientes son bastante bajos ($r= 0.25$ y -0.14 respectivamente). Estos resultados eran de esperarse ya que de acuerdo a los principios en los que se basa la ecuación de Penman – Monteith, balance de energía y transferencia de masa, son éstas las variables que intervienen en la determinación del valor de parámetros tales como la radiación neta (balance de energía) y la presión de vapor en la atmósfera (transferencia de masa, eddies).

Con las variables bien correlacionadas (radiación solar y humedad relativa) se hizo un análisis de regresión lineal, así se pudo determinar modelos lineales que permitan hacer una estimación de la evapotranspiración a partir de datos de radiación o de humedad relativa. En la TABLA 5.3 se muestran los resultados del análisis de correlación lineal hecho para estas variables.

TABLA 5.3 Resultados del modelo de regresión lineal realizado para las variables radiación solar y humedad relativa, con respecto a la evapotranspiración.

Radiación Solar						
	Estimación	Error Estándar	Valor t	Valor p	r	R²
Intersección	0.103	0.0304	3.383	0.0008	0.961	0.924
Pendiente	0.016	0.0002	57.615	<2*10 ⁻¹⁶		
Humedad Relativa						
	Estimación	Error Estándar	Valor t	Valor p	r	R²
Intersección	21.882	0.6597	33.170	<2*10 ⁻¹⁶	-0.879	0.773
Pendiente	-0.207	0.0067	-30.550	<2*10 ⁻¹⁶		

El modelo radiación solar – *ETP* puede explicar en un 92% ($R^2 = 0.92$) la variación en los valores de evapotranspiración potencial. La ecuación del modelo, $ETP = 0.016Rad_solar + 0.103$, sería una buena estimación inicial para los valores de evapotranspiración potencial (*ETP*). Su pendiente (0.016) e intersección (0.103) son estadísticamente significantes ($p < 2*10^{-16}$ y $p = 0.0008$ respectivamente). Esta ecuación indica que la *ETP* es mayor a medida que aumenta la radiación solar, lo que concuerda con el principio de que la radiación solar es la principal fuente de energía disponible para la vaporización del agua (Allen et al., 1998).

Por otro lado, el modelo humedad relativa – *ETP* puede explicar en un 77% ($R^2 = 0.77$) las variaciones en la evapotranspiración potencial, la pendiente e intersección de su ecuación ($ETP = -0.207Humedad_rel + 21.882$) también son estadísticamente significantes ($p < 2*10^{-16}$ en ambos casos). Existe una relación

inversa entre la humedad relativa y la *ETP*, de ahí, cuando la humedad relativa es alta la atmósfera se encuentra cercana a su punto de saturación, y por lo tanto, su capacidad para almacenar vapor de agua es muy reducida.

Por lo antes expuesto, se puede resumir que mientras la radiación solar es la principal fuente de energía para la transformación del agua líquida en vapor de agua, la diferencia entre la presión de vapor de agua en la superficie de evapotranspiración y la del aire a su alrededor (relacionada con la humedad relativa), es el factor determinante para su remoción (Allen et al., 1998).

5.5 CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO

5.5.1 ZONA DE PASTOS

Como se puede observar en la FIGURA 5.10, el contenido de humedad obtenido tanto por la curva de retención de Van Genuchten (1980) a través de las mediciones de tensión y aquellos simulados por el modelo, en la mayoría de los casos, sobrepasan la capacidad de retención de agua del suelo (capacidad de campo, $\theta_{FC}=0.50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$). Esto puede ser explicado ya que la composición arcillosa, baja permeabilidad ($1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$) y estructura irregular de los suelos en la zona de estudio, hacen que el tránsito de agua (percolación) a través éstos sea lento. Como consecuencia de lo anterior, existe un retraso en el camino del agua a su destino final que es la percolación profunda hacia los acuíferos y la deja susceptible a procesos de evapotranspiración en los días posteriores. Además, el contenido de humedad a capacidad de campo no es el mismo que el contenido de agua a saturación del suelo, lo que avala la existencia de valores superiores de humedad. El modelo simula este fenómeno a través de la inclusión del componente almacenamiento cercano a la superficie (*NSS*) (SECCIÓN 4.8.1).

Como ya se indicó, el modelo primeramente debe ser sometido a un proceso de calibración manual para la obtención del factor de retención (fr_i y/o fr_g), utilizado

para calcular NSS . Este proceso manual, determinó que para el periodo de modelación A, el factor fr_g (en este periodo de modelación solo existe temporada de garúa) es igual a 0.92, lo que indica un proceso de percolación bastante lento (provocado por lluvias de baja intensidad) durante este periodo y que la variación en el contenido de agua en el suelo a lo largo de un día es baja (debida a la presencia de una llovizna continua). Para el periodo de modelación A los resultados son los siguientes: el contenido de humedad media es de 171 mm ($\theta = 0.57 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), el contenido de humedad mínimo es igual a 150 mm ($\theta = 0.50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) y el máximo 191.4 mm ($\theta = 0.64 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).

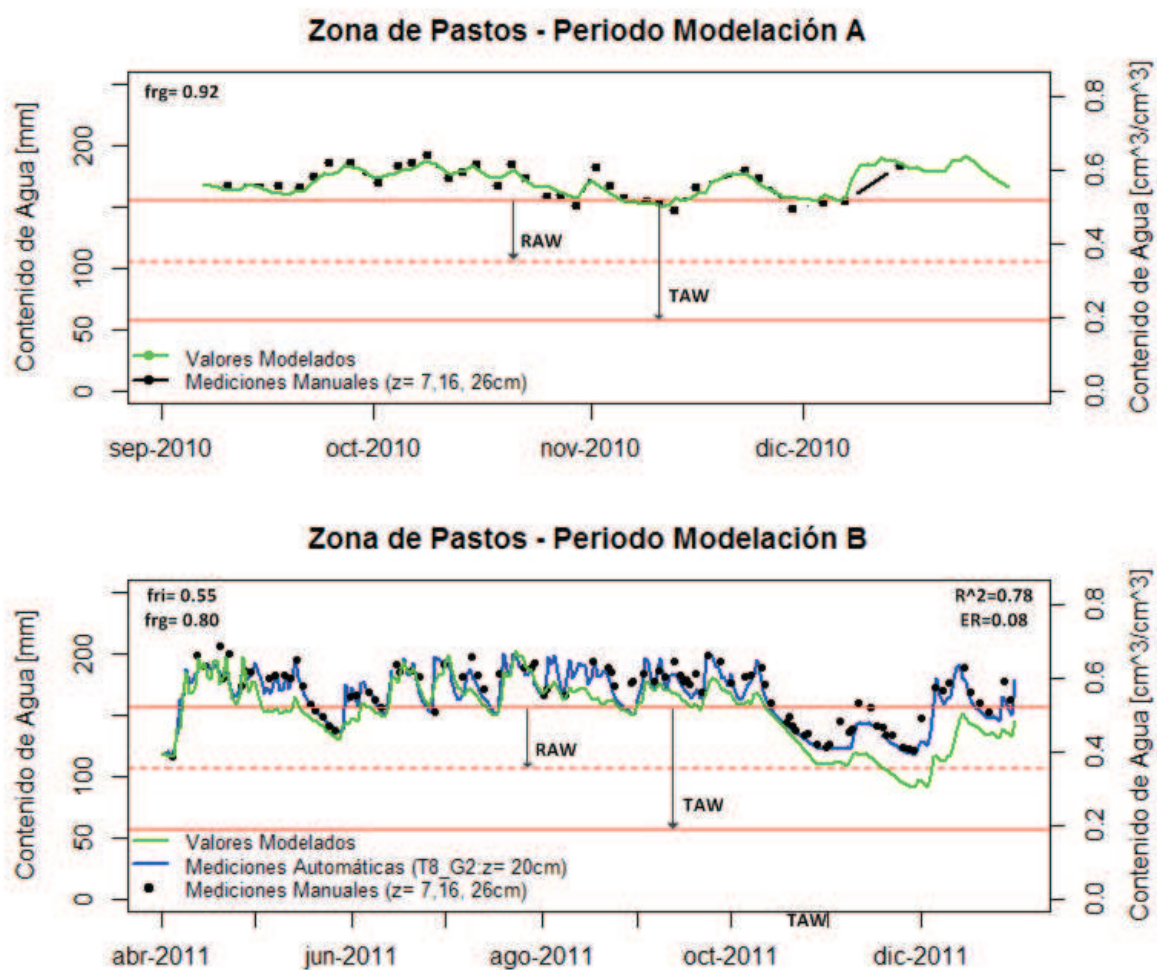
Para el periodo de modelación B los valores de fr_i y fr_g , calibrados manualmente, son 0.55 y 0.80 para el invierno y la garúa respectivamente. El valor más bajo en la época de invierno indica una mayor variación en el contenido de humedad del suelo. Además, ya que en esta época del año el régimen de precipitación se presenta con altas intensidades, la percolación puede producirse a una tasa mayor, favoreciendo el proceso de percolación profunda ya que los grandes volúmenes de agua debidos a precipitación mantienen un suelo con altos valores de humedad la mayor parte de la temporada. En la garúa, el factor de retención fr_i , adopta un valor mayor debido a la menor variabilidad de la precipitación y su menor intensidad, generando condiciones tales como las explicadas para el periodo de modelación A.

Para el periodo de modelación B el contenido de humedad medio es de 152 mm ($\theta = 0.51 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), el contenido de humedad mínimo 90.6 mm ($\theta = 0.30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) y el contenido de humedad máximo 203 mm ($\theta = 0.68 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$). Si solo se toman en cuenta los meses correspondientes a la temporada de invierno, el contenido de humedad medio es de 158 mm ($\theta = 0.53 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$); mientras que, tomando en solamente los meses correspondientes a la garúa, el contenido de humedad medio es de 150 mm ($\theta = 0.50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).

De la transformación de las mediciones de tensión manuales a contenido de humedad mediante la ecuación de Van Genuchten (1980), ECUACIÓN (4.6), para el periodo de modelación A el contenido de humedad medio es 170 mm ($\theta = 0.57$

cm^3/cm^3), el contenido de humedad mínimo 147 mm ($\theta = 0.49 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) y el contenido de humedad máximo 192 mm ($\theta = 0.64 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$). Mientras que, para el periodo de modelación B, los valores para el contenido de humedad medio, contenido de humedad mínimo y contenido de humedad máximo son 168 mm ($\theta = 0.56 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), 116 mm ($\theta = 0.39 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) y 206 mm ($\theta = 0.69 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) respectivamente. En el periodo de modelación B, para los meses de invierno, el contenido de humedad media es 177 mm ($\theta = 0.59 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) y para los meses de verano 154 mm ($\theta = 0.51 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).

FIGURA 5.10 Gráfica de los valores de contenido de humedad del suelo modelados (verde) y aquellos calculados mediante la curva de retención (azul y negro) en la zona de pastos de la estación Villacís.



En la FIGURA 5.10 se observa las gráficas de los valores de contenido de humedad modelados y aquellos obtenidos mediante la ecuación de Van Genuchten. Para el periodo de modelación A existe un ajuste muy adecuado, donde los puntos de mediciones manuales y los valores simulados por el modelo se superponen. Para el periodo de modelación B, el ajuste ya no es tan preciso, las gráficas de valores modelados y los obtenidos de los datos de tensión no se superponen pero tienen una misma tendencia. Las diferencias presentes, podrían deberse a varios factores:

- La calibración manual del factor de retención f_r no es lo suficientemente fina. Este factor simula el comportamiento de los flujos de agua en el suelo, por lo que una elección de un valor inapropiado, que no represente el comportamiento del suelo en ese momento, puede alterar el resultado final. En el proceso de calibración se estable que se determine para cada periodo de modelación (A y B), época del año (invierno y garúa) y zona de estudio (pasto y bosque) un factor f_r independiente, condición que al parecer no es suficiente. Este factor debería variar de acuerdo a las condiciones de humedad presentes en el suelo, al menos a nivel diario. Una metodología basada en un estudio espacio-temporal de los flujos en el suelo para determinar su valor a nivel diario sería más adecuado.
- La curva de retención de Van Genuchten (1980) se realizó para un rango de tensiones limitado (hasta $h= 120$ cm). Se puede observar que los mayores desfases entre valores transformados a través de la curva de retención y los simulados se da en los meses de octubre a diciembre del 2011 (FIGURA 5.10 y FIGURA 5.11), meses en los que se presentan los valores más bajos de contenido de humedad en el suelo y por lo tanto mayores tensiones (se registran tensiones mayores a $h=250$ cm). Este hecho puede afectar directamente a la obtención de parámetros del modelo como la capacidad de campo y el punto de marchitez que son calculados a partir de esta curva. Además, la transformación de las medidas de tensión a contenido de humedad también podrían verse afectadas.

Como ya se indicó, las pruebas de validación se realizaron para el periodo de modelación B ya que solo en este se tienen datos continuos de contenido de humedad, obtenidos a partir de datos de tensión. Para la zona de pastos, la prueba de regresión lineal arrojó un coeficiente de determinación $R^2= 0.78$ y un error relativo medio $ERM= 0.08$, resultados que se consideran aceptables.

Si se observa la FIGURA 5.10, para los meses de noviembre y diciembre del periodo de modelación B, a pesar de existir la misma tendencia entre valores obtenidos por el modelo y aquellos calculados con Van Genuchten (1980), se presenta un desfase en sentido vertical. Tomando en cuenta sólo estos meses, el error relativo llega a ser de hasta un 36% ($ER=0.36$).

El buen ajuste presentado por los datos del periodo de modelación A, llegando a encontrar una superposición entre los datos de humedad calculados a partir de valores de tensión manual y los simulados por el modelo, se toma como evidencia suficiente para su validación ya que para este periodo no se tienen mediciones continuas que permitan aplicar la metodología de validación llevada a cabo para el periodo de modelación B.

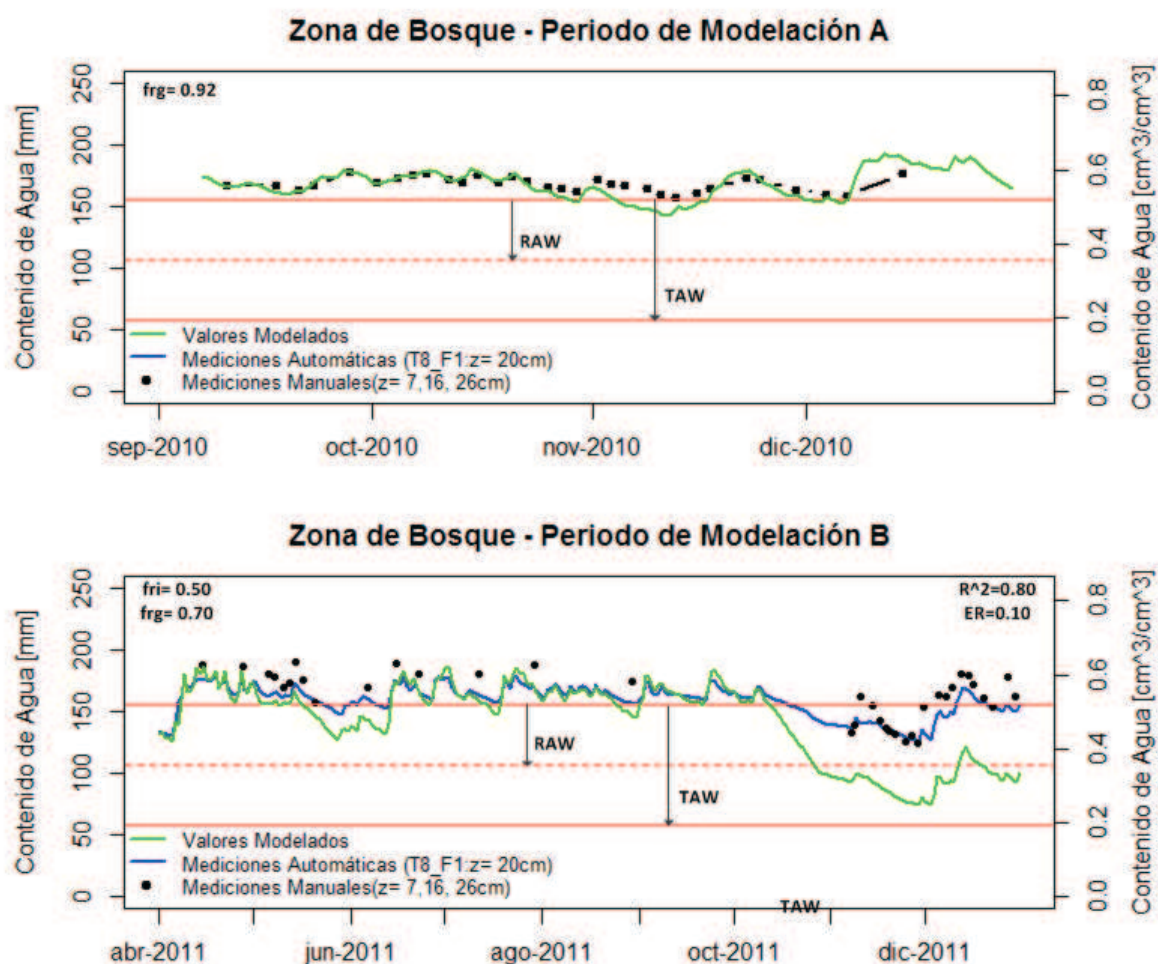
5.5.2 ZONA DE BOSQUE

En la zona de bosque se presenta un comportamiento similar al existente en la zona de pastos con contenidos de humedad, en la mayoría del tiempo, superiores al valor de capacidad de campo ($\theta_{FC}=0.52 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) (FIGURA 5.11).

Respecto a la calibración del factor de retención (f_{r_i} y/o f_{r_g}) para el periodo de modelación A se obtuvo el mismo valor ($f_{r_g}= 0.92$) que para la zona de pastos, evidenciando un comportamiento similar en las dos zonas de estudio cuando se presentan condiciones de humedad altas y poca variabilidad. Para este periodo los resultados son los siguientes: el contenido de humedad medio es de 169 mm ($\theta= 0.56 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), el contenido de humedad mínimo es igual a 143 mm ($\theta= 0.48 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) y el contenido de humedad máximo 193 mm ($\theta= 0.64 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).

En el periodo de modelación B, el factor de retención (fr_i y/o fr_g), calibrado manualmente, sufrió una variación respecto a este mismo periodo modelado en la zona de pastos. Para la zona de bosque se obtuvo un valor de 0.50 y 0.70 para fr_i y fr_g respectivamente. Estos resultados evidencian un comportamiento diferente del suelo dependiendo de su vegetación cuando se presentan condiciones meteorológicas de mayor variabilidad (precipitaciones intensas e intermitentes, radiación solar y humedad relativa variables, etc). De aquí la importancia de establecer una mejor metodología para la determinación del factor de retención.

FIGURA 5.11 Gráfica de los valores de contenido de humedad del suelo modelados (verde) y aquellos calculados mediante la curva de retención (azul y negro) en la zona de bosque de la estación Villacís.



Los resultados obtenidos por el modelo para el periodo de modelación B indican que el contenido de humedad medio es de 143 mm ($\theta = 0.48 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), el contenido de humedad mínimo es igual a 74 mm ($\theta = 0.25 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) y el contenido de humedad máximo 187 mm ($\theta = 0.62 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$). El contenido de humedad medio correspondiente a la temporada de invierno es 157 mm ($\theta = 0.22 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) mientras que para la temporada de garúa es de 140 mm ($\theta = 0.47 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).

Los contenidos de humedad obtenidos con la curva de retención de Van Genuchten (1980) para el periodo de modelación A son: contenido de humedad medio igual a 168 mm ($\theta = 0.56 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), contenido de humedad mínimo 158 mm ($\theta = 0.53 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) y contenido de humedad máximo 179 mm ($\theta = 0.60 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).

Para el periodo de modelación B se obtuvo: contenido de humedad medio 163 mm ($\theta = 0.54 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), contenido de humedad mínimo 124 mm ($\theta = 0.41 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) y contenido de humedad máximo 191 mm ($\theta = 0.64 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$). El contenido de humedad medio correspondiente a la temporada de invierno es 164 mm ($\theta = 0.55 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) mientras que para la temporada de garúa es 158 mm ($\theta = 0.53 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).

Para el caso de la zona de bosque, las pruebas de validación arrojaron los siguientes resultados: coeficiente de determinación mediante un análisis de regresión lineal $R^2 = 0.80$ y el error relativo medio $ERM = 0.10$. En la FIGURA 5.11, se observa que los meses con mayor déficit de humedad son noviembre y diciembre. Si se procede de igual forma que para la zona de pastos, el error relativo en estos meses llega a ser de hasta un 42% ($ER = 0.42$).

Los resultados, tanto para la zona de pastos y el bosque, podrían ser mejorados una vez que se introduzca una nueva metodología para la obtención del factor de retención, misma que tome en cuenta la variación espacio-temporal de los flujos de agua en el suelo.

5.6 PERCOLACIÓN PROFUNDA

Los valores presentados en esta sección corresponden a la cantidad de agua calculada por el modelo para la recarga de acuíferos. Debido al poco conocimiento que se tiene de la hidrogeología en la parte alta de la isla Santa Cruz el aporte de esta agua a la formación de acuíferos colgados, estaría condicionada a la presencia de formaciones geológicas impermeables o estratos arcillosos saturados, en donde los valores de conductividad hidráulica favorezcan la recarga, tal como fue descrito en la SECCIÓN 2.6.3. De no darse el caso, lo que sí se puede asegurar, es que el agua cuantificada como percolación profunda, aportaría a la recarga del acuífero basal.

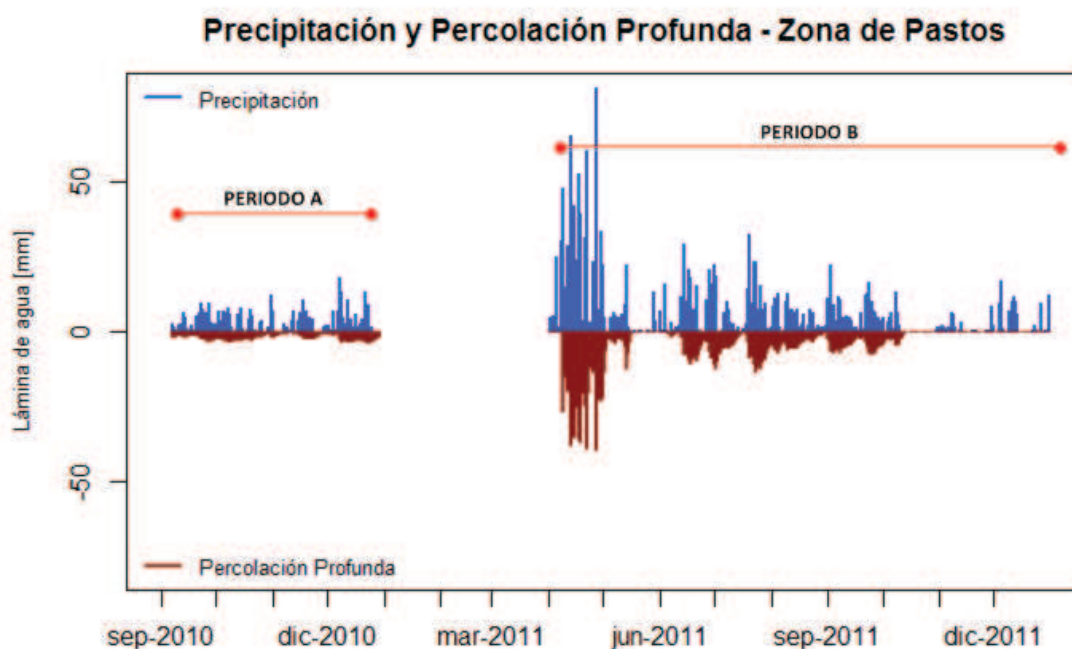
5.6.1 ZONA DE PASTOS

Para el periodo de modelación A la percolación profunda es de 207 mm, lo que equivale a un 53% del agua precipitada e infiltrada, 387mm (En este caso coincide el valor de agua precipitada e infiltrada ya que no existe escurrimiento superficial). Existe percolación profunda en 114 de los 115 días de modelación con una media diaria de 1.8 mm de agua percolada.

Para el periodo de modelación B se la percolación profunda es de 1233 mm que representan el 71% del total de agua infiltrada (1733 mm), y 70% del total precipitado (1749 mm). Según el modelo existe percolación profunda en 168 de los 275 días modelados. Tomando en cuenta los meses correspondientes a la época de invierno la percolación profunda es de 628 mm representando el 81% y el 80% de la infiltración (772 mm) y precipitación (788 mm) respectivamente. Para los meses correspondientes a la garúa, los resultados son: percolación profunda igual a 605 mm representando el 63% del agua precipitada e infiltrada (961 mm). En la FIGURA 5.12 se observa la variación de la precipitación y la percolación profunda en los periodos de modelación.

En el periodo de modelación B, existen dos lapsos en donde la percolación profunda cesa, el segundo coincide con el mes en el cual la precipitación fue muy baja y se presentó estrés hídrico (como era de esperarse), se observa que a pesar de que en diciembre las precipitaciones regresan, no se produce percolación profunda. Esto evidencia que este proceso es dependiente de la cantidad de precipitación existente pero además de las condiciones de humedad del suelo.

FIGURA 5.12 Variación de la precipitación y de la percolación profunda simulada para la zona de pastos en la estación Villacís.



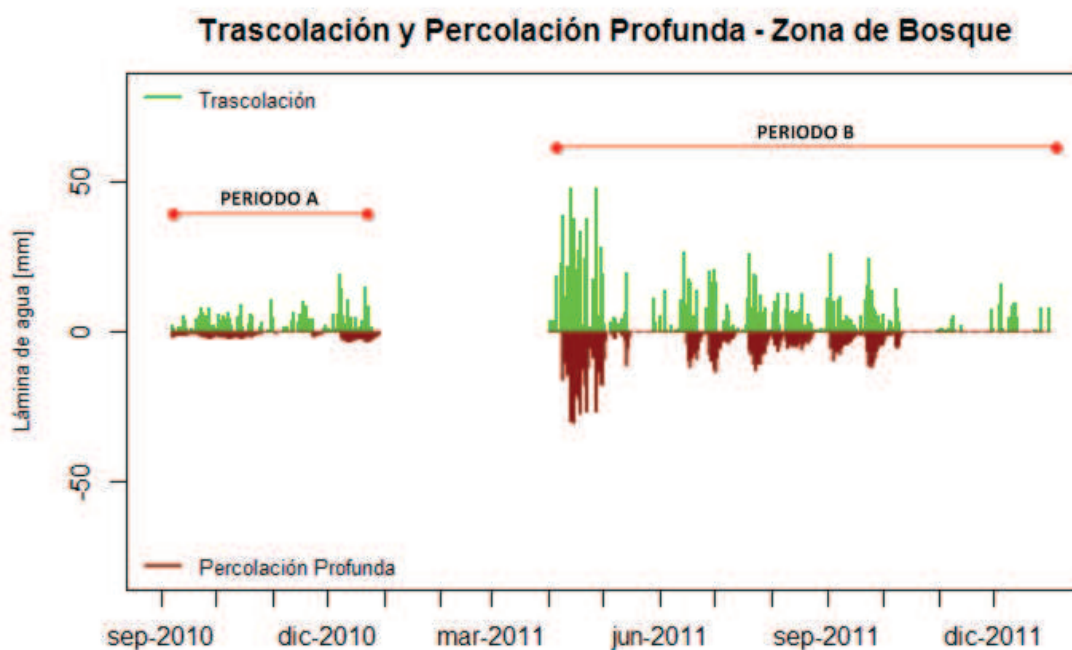
5.6.2 ZONA DE BOSQUE

Para el periodo de modelación A la percolación profunda es de 122 mm que equivalen al 37% de la trascolación e infiltración (332 mm) y se produce percolación profunda en 85 de los 115 días de modelación. Para el periodo de modelación B, la percolación profunda calculada es de 925 mm que representan el 65% del agua trascolada e infiltrada (1424 mm) y ocurre en 137 de los 275 días

modelados. En la FIGURA 5.13 se observa la variación de la trascolación y la percolación profunda en los periodos de modelación.

La reducción en la cantidad de días en los que existe percolación profunda con respecto a la zona de pastos puede explicarse por la menor cantidad de agua que se infiltra ya que en esta zona no se toma en cuenta la precipitación sino a la trascolación además en esta zona se pierde una mayor cantidad de agua en el proceso de evapotranspiración.

FIGURA 5.13 Variación de la precipitación y de la percolación profunda simulada para la zona de bosque en la estación Villacís.



5.7 RESUMEN

El estudio se realiza en dos periodos comprendidos entre los años 2010 y 2011. Primeramente se caracteriza estos años en términos de precipitación y temperatura. Para el año 2010, las precipitaciones anuales estuvieron muy cercanas a la precipitación anual histórica y la temperatura estuvo por debajo de

los registros históricos. Para el año 2011 las precipitaciones registradas fueron mucho mayores que la mediana histórica por lo que este es considerado un año muy húmedo; la temperatura también registra valores más elevados que la media histórica.

Los procesos hidrológicos tomados en cuenta dentro del modelo incluyen la precipitación, escurrimiento superficial, evapotranspiración, almacenamiento de agua en el suelo y percolación profunda. Cada uno de estos fue cuantificado utilizando el modelo propuesto. Adicionalmente, para simular la variación de los flujos de agua en el suelo se añade un componente llamado almacenamiento cercano a la superficie, el mismo que simula el tránsito de agua a través del suelo.

El escurrimiento superficial resultó tener una influencia muy limitada dentro del balance hidrológico, donde el evento más importante representó el 10% de la precipitación en ese día.

La evapotranspiración es uno de los procesos de extracción de agua del suelo más importante representando más del 30% del agua precipitada, también se determinó que este proceso es más importante en la zona de bosques debido a una mayor capacidad de transpiración por parte de esta vegetación. En este punto se anotó que algunos parámetros (resistencia aerodinámica, resistencia de superficie y albedo) fueron obtenidos mediante ecuaciones empíricas. Sería recomendable llevar a cabo pruebas de campo y así obtener valores reales de los mismos.

Para el almacenamiento de agua en el suelo se obtuvo que la mayor parte del tiempo éste mantiene contenidos de humedad bastante elevados que favorecen los procesos de percolación profunda. Estos altos contenidos de humedad en el suelo y las grandes precipitaciones registradas permitieron que se obtenga una percolación de hasta del 70% del total de agua infiltrada. Se señaló que a pesar de existir este gran volumen de agua percolando, esto no asegura que haya una recarga de acuíferos colgados, lo que dependerá de que existan las condiciones

favorables para su formación, pero en caso de que no existieran este volumen de agua alimentaría al acuífero basal.

El modelo se valida al comparar, mediante el coeficiente de determinación (R^2) y el error relativo medio (ERM), los valores de contenido de humedad (SWC) obtenidos por el modelo, con aquellos que se obtuvieron de una transformación de mediciones de tensión en el suelo a contenido de humedad, mediante la curva de retención de Van Genuchten (1980). Los resultados de la validación arrojan un coeficiente de determinación (R^2) de 0.78 y 0.80 para la zona de pastos y la zona de bosque respectivamente y un ERM de 8% y 10% respectivamente. A pesar de los buenos resultados, si solamente se toma en cuenta los meses de noviembre y diciembre del 2011, meses con un marcado déficit de humedad en el suelo, el error puede llegar hasta un 40%.

Adicionalmente se debe tomar en cuenta que la curva de retención de Van Genuchten (1980) fue realizada para un rango limitado de tensiones (hasta $h= 120$ cm) sería apropiado realizar una nueva prueba para la determinación de esta curva en la cual se tome en cuenta un rango completo de tensiones misma que debería abarcar hasta una tensión $h= 15000$ cm.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

La formación de las Islas Galápagos se debe a la intensa actividad vulcanológica de un “*hotspot*”. Su ubicación geográfica le otorga características climáticas únicas convirtiéndola en una zona relativamente fría en comparación a otros lugares tropicales. Esta singularidad en su clima está controlada por las corrientes marinas que rodean las islas y por los vientos alisios cuya influencia está gobernada por la Zona de Convergencia Intertropical. Se evidencian climas muy áridos en las partes bajas de las Islas y zonas húmedas en las partes altas. Existen dos estaciones climáticas claramente diferenciadas, la estación cálida o invierno y la estación fría o garúa.

La estación de invierno se caracteriza por las altas temperaturas (temperatura media histórica 26 °C, en estación Puerto Ayora), y una gran variabilidad de la precipitación, mismas que son de tipo convectivo, muy intensas (máxima precipitación registrada en estación Villacís 2011, 82 mm/día) y de corta duración. Mientras tanto, la garúa está caracterizada por temperaturas menores (temperatura media histórica 26 °C, en estación Puerto Ayora) y una precipitación constante pero de baja intensidad (mediana de precipitación registrada en estación Villacís 2011, 1.7 mm/día). El ingreso de los vientos alisios provenientes del sur-este trae consigo la formación de una capa semipermanente de neblina en las partes altas del barlovento de la isla.

En la isla Santa Cruz, la presencia de corrientes superficiales de agua es prácticamente nula, existen pequeños flujos intermitentes que se forman cuando se presentan eventos de precipitación muy importantes, pero estos flujos

rápidamente desaparecen dentro de las fracturas existentes en la roca. Además de estos flujos intermitentes, se han identificado unas pequeñas vertientes sobre la población de Santa Rosa.

Al momento, el acuífero basal (zonas bajas) es el único cuerpo de agua identificado en la isla Santa Cruz (SECCIÓN 2.6.3) y es la principal fuente de abastecimiento de agua (agua salobre) para la Isla. Su nivel freático es bastante bajo, se encuentra a niveles cercanos al nivel del mar. La hidrogeología de la parte alta aún no ha podido ser definida, se han realizado algunos estudios para identificar el tipo de formaciones existentes en esta zona y se estableció la posible existencia de acuíferos colgados, los mismos que serían la solución a la falta de fuentes de agua dulce, pero su existencia está condicionada a que se presenten condiciones favorables para su formación como son capas impermeables poco profundas o la existencia de estratos arcillosos saturados en los cuales la conductividad hidráulica sea al menos de $4 \cdot 10^{-5}$ m/s, además de una alimentación continua y abundante de precipitación en la parte alta de la isla.

La producción de agua en el sistema hidrológico de Santa Cruz a más de darse por la precipitación, debería tomarse en cuenta el aporte que existe por la intercepción de la neblina especialmente en la parte alta de la isla por sobre los 500 m.s.n.m. Sin embargo, en la zona de estudio su influencia puede ser despreciable (SECCIÓN 2.3.3.2).

El escurrimiento superficial es prácticamente nulo dentro de la zona de estudio, su presencia está condicionada a la presencia de fuertes eventos de precipitación y a buenas condiciones de humedad en el suelo. Dentro del periodo de estudio el día con mayor escurrimiento (8.05 mm) representó el 10 % de la precipitación en el mismo día (81.84 mm).

La evapotranspiración es uno de los procesos más importantes de pérdida de agua del suelo, en el periodo de modelación A representó un 47% de la precipitación (387 mm) en el pasto y un 66% de la trascolación (332 mm) en la zona de bosque. En el periodo de modelación B los porcentajes se reducen, 27%

de la precipitación (1749 mm) en la zona de pastos y un 37% de la trascolación (1424 mm) en la zona de bosque. Esta reducción se debe a que en el periodo de modelación B hubo valores de precipitación que están muy por encima de la mediana de precipitación histórica.

El cálculo de la evapotranspiración involucra muchos parámetros climáticos y otros que caracterizan a la vegetación, la estimación de estos se la hizo mediante relaciones empíricas o datos consultados en la bibliografía. Esto le da a los cálculos un nivel de incertidumbre. A modo de ejercicio de análisis, si la evapotranspiración aumentara en un 20%, el valor final de percolación profunda se vería disminuido en un 8%. Por lo anterior se concluye que es importante realizar mediciones en campo de los parámetros involucrados en el cálculo de la evapotranspiración para disminuir la incertidumbre.

Se observan valores de evapotranspiración más altos en la zona de bosques, lo que se explica debido a su vegetación más densa en donde los procesos de transpiración de las plantas son mayores que en la zona de pastos; además el albedo de este tipo de vegetación (0.13) es menor que en el pasto (0.23) y por lo tanto absorben mayor radiación otorgándole niveles de energía más altos que se reflejan en una mayor evapotranspiración.

Los parámetros que caracterizan las propiedades hidráulicas del suelo (capacidad de campo y punto de marchitez) fueron obtenidos de la curva de retención de Van Genuchten, ya que esta se hizo para tensiones de hasta $h = 120$ cm, existe incertidumbre en el valor de punto de marchitez (contenido de humedad a una tensión $h > 15000$ cm). Esta curva también crea un grado de incertidumbre en la transformación a contenido de humedad de las mediciones de tensión, especialmente para tensiones mayores a $h = 120$ cm, es por esto que debe trabajarse en conseguir una curva de retención para la zona de estudio más confiable, pudiendo realizarse inclusive una calibración de sensores de humedad en laboratorio para poder cuantificar esta incertidumbre.

La gran cantidad de precipitación registrada durante los periodos de modelación hace que los contenidos de agua sean altos la mayoría del tiempo, sobrepasando el valor de capacidad de campo, $0.50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ y $0.52 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, para la zona de pastos y bosque respectivamente, lo que conduce a una continua percolación profunda de agua, favoreciendo la recarga de acuíferos.

Ya que los altos contenidos de humedad en el suelo y las grandes precipitaciones registradas para el periodo de estudio favorecen el proceso de percolación profunda se registraron valores que llegaron a ser hasta del 70% del total de agua infiltrada. Se señaló que a pesar de existir este gran volumen de agua percolando, esto no asegura que haya recarga de acuíferos colgados en la zona agrícola. Su existencia está condicionada a que se presenten condiciones hidrogeológicas adecuadas para su formación en la zona. De no ser el caso este volumen de agua pasaría a recargar el acuífero basal.

En el periodo de modelación A la percolación profunda calculada fue de 207 mm que es el 53 % del agua infiltrada (387 mm) en la zona de pastos; para la zona de bosque esta fue de 122 mm que es un 37% de la infiltración (332 mm). En el periodo de modelación B, debido a las altas precipitaciones, la percolación profunda calculada fue de 1233 mm en la zona de pastos, lo que equivale al 71% del agua infiltrada (1734) y en la zona de bosque alcanzó los 925 mm siendo un 65% de la infiltración (1423 mm).

6.2 RECOMENDACIONES

Establecer una metodología adecuada, que tome en cuenta la variación espacio-temporal de los flujos de agua en el suelo como eje principal para la obtención de una serie continua del factor de retención f_r e incluirlo dentro del modelo.

Es importante obtener una nueva curva de retención que tome en cuenta un rango mucho más amplio de tensiones, de ser posible con valores mayores a $h=15000 \text{ cm}$ que represente adecuadamente la relación tensión – contenido de

humedad de los suelos de la parte alta de la isla Santa Cruz. Además sería apropiado hacer una calibración en laboratorio de los sensores de contenido de humedad en el suelo con el objeto de cuantificar la incertidumbre.

Establecer una metodología para determinar el contenido de humedad a capacidad de campo y punto de marchitez de una manera independiente y que puedan compararse con los que se obtendrían con la nueva curva de retención.

En la medida de lo posible hacer mediciones de campo para obtener parámetros como la resistencia aerodinámica, resistencia de superficie y albedo en los dos tipos de vegetación de la zona agrícola de la isla Santa Cruz.

Realizar un trabajo detallado para el relleno de series de datos, especialmente con las series de velocidad del viento que son las que tienen bajos coeficientes de correlación entre las estaciones Villacís y Media Luna. Es importante tener una serie continua para que el modelo pueda dar estimaciones de al menos un año completo.

Para la temporada de garúa se determinó que el escurrimiento fustal no tiene mucha influencia en la hidrología de la zona, se recomienda hacer mediciones para la temporada de invierno ya que las intensas precipitaciones que en esta se presentan podrían significar un comportamiento diferente del escurrimiento fustal en esta temporada del año.

Profundizar los estudios de la geología en la parte alta para identificar la posible ubicación de zonas de recarga (acuíferos colgados) para aplicar el balance hídrico aquí propuesto en estas zonas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adelinet, M., Fortin, J., d'Ozouville, N., y S., Violette. (2008). "The relationship between hydrodynamic properties and weathering of soils derived from volcanic rocks, Galapagos Islands (Ecuador)". Environmental Geology, 56, pp 45-58.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., y M., Smith. (1998). Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements, Paper 56. Roma, Italia : FAO.
- Alpert, L. (1946). Notes on the weather and climate of Seymour Island, Galapagos Archipelago. Bulletin of the American Meteorological Society 27 : 200–209.
- Armas-Espinel, S., Hernandez-Moreno, J., Munoz-Carpena, R., y C., Regalado. (2003). "Physical properties of "sorriba"-cultivated volcanic soils from Tenerife in relation to andic diagnostic parameters". GEODERMA, 117, pp 297 - 311.
- Bascón, J. (2011). Taller 03. Los elementos del clima: La humedad y las precipitaciones. <http://juanbascon.blogspot.com>
- Biswas, T., Nielsen, D., y J., Biggar. (1966). "Redistribution of Soil Water after Infiltration". Water Resources Research, 2(3), 513.
- Black, P. (1991). Watershed Hydrology. New Jersey: Prentice Hall.
- Bow, C. S. (1979). The Geology and Petrogenesis of the Lavas of Floreana and Santa Cruz Islands: Galapagos Archipelago, Ph.D. thesis, University of Oregon, USA.
- Buytaert, W., Wyseure, G., De Bievre, B., y J. Deckers, (2005). "The effect of land-use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador". Hydrol. Process. 19, pp. 3985–3997.
- Calder, I., y C., Kidd. (1978). "A Note on the Dynamic Calibration of Tipping-Bucket Gauges". Journal of Hydrology, 39, pp. 383-386.
- Colinvaux, P. (1984). The Galápagos climate: present and past, Oxford : Perry, R (ed).
- d'Ozouville, N. (2007a). "Agua dulce: la realidad de un recurso crítico". Informe Galápagos 2006-2007, pp. 150-160.

- d'Ozouville, N. (2007b). Étude du Fonctionnement Hydrologique dans les Iles Galápagos: Caractérisation d'un Milieu Volcanique Insulaire et préalable à la Gestion de la Ressource, PhD thesis. Université Paris 6 Pierre et Marie Curie, Paris.
- d'Ozouville, N., Deffontaines, B., Jérôme, B., Wegmuller, U., Violette, S., y G., Marsily. (2008a). "DEM generation using ASAR (ENVISAT) for addressing the lack of freshwater ecosystems management, Santa Cruz Island, Galapagos", Remote Sensing of Environment, 112 (11), 4131-4147.
- d'Ozouville, N., Auken, E., Sorensen, K., Violette, S., de Marsily, G., Deffontaines, B., y G., Merlen. (2008b). "Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano". Earth and Planetary Science Letters, 269 (3-4), 517-521.
- Dampier, W. (1729). A New Voyage around the World, 7th ed., James Knapton, London.
- Darwin, C. (1845). Journal of Researches into the Natural History and Geology of the Countries Visited during the Voyage of H.M.S. Beagle round the World, 2nd ed., London.
- Domínguez, C. (2011). Análisis de la Variabilidad Espacial y Temporal de la Trascolución en la Isla Santa Cruz. Tesis de Ingeniería, Escuela Politécnica Nacional, Quito.
- Eilers, V., Carter, R., y K., Rushton. (2007). "A single layer soil water balance model for estimating deep drainage (potential recharge): An application to cropped land in semi-arid North-east Nigeria". Geoderma, 140, pp. 119–131.
- El-Swaify, S. (1980). "Physical and mechanical characteristics of Andisols. In: Theng, *New Zealand*" Society of Soil Science, Soil Bureau, 303– 323.
- Epler, B. (2007). Turismo, Economía, Crecimiento Poblacional y Conservación en Galápagos, Fundación Charles Darwin.
- Forest Service. (1961). Handbook on Soils. Department of Agriculture, Washington, DC.
- Fuente-Tomai, P. (2011). Water budget components study during fog season: Vegetation, Stemflow, Sapflow, Galapagos Island Integrated Water Studies.

- Geist , D., y B., Reynolds. (1998). “A Field Trip Guide to the Geology of the Galapagos Islands”. Penrose Conference on the Evolution of Ocean Island Volcanoes sponsored by the Geological Society of America, IAVCEI, and the Charles Darwin Foundation.
- Geist, D., Diefenbach, B., Fornari, D., Kurz, M., Harpp, K., y J., Blusztajn. (2008). “Construction of the Galapagos platform by large submarine volcanic terraces”. Geochemistry Geophysics Geosystems, 9.
- Giambelluca, T., Fox, J., Yarnasarn, S., & Onibu, P. (1999). “Dry season radiation balance of land covers replacing forest in northern Thailand”. Agricultural and Forest Meteorology, 95 (1), pp. 53-65.
- GIWS. (2010). A trans-disciplinary approach to quantify water resources and their impact on natural ecosystems in the Galápagos Islands.
- Guyot-Tephany, J. (2010). Percepciones, usos y manejo del agua en Santa Cruz. Fundación Charles Darwin.
- Hamann, O. (1979). “On climatic conditions, vegetation types, and leaf size in the Galapagos Islands”. Biotropica (11), pp. 101–122.
- Henríquez, K. (2011). Onda Tropical Venezuela 2011, <http://calamidadactual.blogspot.com>
- Hernández, M., y Muñoz , J. (2009). Influecia de las Curvas de Retención de Humedad en la Estimación de la Evaporación de Acuíferos Someros., Pontificia Universidad Católica de Chile.
- Hey, R., Johnson, G., y A., Lowrie. (1977). “Recent plate motions in the Galapagos area”. Bulletin of the Geological Society of America, 88 (10), pp. 1385-1403.
- Huttel, C. (1986). “Zonificación bioclimatológica y formaciones vegetales en las Islas Galápagos”, Revista del Banco Central del Ecuador, (8), pp. 221–233.
- INEC, (2011). VII Censo de Población y VI de Vivienda Ecuador 2010, [http://www.inec.gob.ec/cpv/index.php?option=com_content&view=article&id=167&Itemid=57&lang=es.](http://www.inec.gob.ec/cpv/index.php?option=com_content&view=article&id=167&Itemid=57&lang=es)
- INGALA-PRONAREG-ORMSTOM. (1989). Inventario Cartográfico de los Recursos Naturales, Geomorfología, Vegetación, Hídricos, Ecológicos y Biofísicos de las Islas Galápagos. INGALA, Ecuador.

- Ingraham, N., y R., Matthews. (1988). "Fog Drip as a Source of Groundwater Recharge". Water Resources Research, 24(8), pp. 1406-1410.
- Ito, S. (2003). "Zonation pattern, succession process and invasion by aliens in species-poor insular vegetation of the Galapagos Islands". Global Environmental Research, (7), pp. 39–58.
- Juárez B, E., y A., Rico. (2003). Mecánica de Suelos. Tomo 1: Fundamentos de la Mecánica de Suelos, 3era ed, México : Limusa.
- López-Canteñs, G., Herrera-Puebla, J., Ostos, A., y Hernández-Avila. (2010). "Aplicación de Modelos Matemáticos para la Obtención de la Curva de Retención de Humedad del Suelo". Revista Latinoamericana de Recursos Naturales, 6(1), pp. 44-50.
- Macfarlane, C., Hoffman, M., Eamus, D., Kerp, N., Higginson, S., McMurtrie, R., y M., Adams. (2007). "Estimation of leaf area index in eucalypt forest using digital photography". Agricultural and Forest Meteorology, 143 (3-4), pp. 176-188.
- Martinez-Fernandez, J. (1995). Medida de Curvas de Retención de Humedad en Laboratorio y su Estimación. Universidad de Salamanca.
- Mittelstaedt, E., y G., Ito. (2005). "Plume-ridge interaction, lithospheric stresses, and the origin of near-ridge volcanic lineaments". Geochemistry Geophysics Geosystems, 6.
- Monsalve, G. (1995). Hidrología en la Ingeniería. Santafé de Bogotá.
- Nieuwolt, S. (1991). "Climatic uniformity and diversity in the Galapagos Islands and the effects on agriculture". Erdkunde, (45), pp. 134–142.
- NRCS, (2004). National Engineering Handbook - Part 630 Hydrology. Department of Agriculture, United States.
- OMM. (2008). Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation.
- Osorio, S. (2010). Apuntes de Geotecnia con Énfasis en Laderas. <http://geotecnia-sor.blogspot.com/2010/10/el-agua-en-el-suelo.html>.
- Panigrahi, B., Sudhindra, N., y Pandab. (2003). "Field test of a soil water balance simulation model". Agricultural Water Management, 58, pp. 223–240.
- PNG. (2005). Plan de Manejo Galápagos. Parque Nacional Galápagos.
- PNG. (2010). Parque Nacional Galápagos, www.galapagospark.org

- Porteous, A., Basher, R. E., y M. J., Salinger. (2010). "Calibration and performance of the single-layer soil water balance model for pasture sites". New Zealand Journal of Agricultural Research, 37 (1), pp. 107-118.
- Pryet, A. (2011). Hydrogeology of volcanic islands: a case-study in the Galapagos Archipelago (Ecuador). PhD Thesis, Université Paris 6 Pierre et Marie Curie, París.
- Pryet, A., Domínguez, C., Fuente-Tomai, P., Chaumont, C., d'Ozouville, N., Villacís, M., y S., Viollete. (2012). "Quantification of cloud water interception along the windward slope of Santa Cruz Island, Galapagos (Ecuador)". Agricultural and Forest Meteorology, 161, pp. 94-106.
- R Development Core Team. (2009). R: A Language and Environment for Statistical Computing, R Foundation for Statistical Computing,. Vienna, Austria.
- Reynolds, R., Geist, D., & M., Kurz. (1995). "Physical volcanology and structural development of Sierra Negra volcano, Isabela Island, Galapagos archipelago". Bulletin of the Geological Society of America, 107 (12), pp. 1398-1410.
- Robineau, B., Ritz, M., Courteaud, M., & M., Descloitres. (1997). "Electromagnetic investigations of aquifers in the grand brule coastal area of piton de la fournaise volcano, Reunion island". Ground Water, 35 (4), pp. 585-592.
- Sachs, J., Sachse, D., Smittenberg, R., Zhang, Z., Battisti, D., & S., Golubic. (2009). "Southward movement of the Pacific intertropical convergence zone AD 1400–1850". Nature Geoscience (2), pp. 519–525.
- Santos, E. (2009). Geomática aplicada en la determinación de la estructura y funcionamiento del sistema hídrico- hidrogeológico de la isla Santa Cruz– Galápagos. Tesis de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica, Quito.
- Sarah, P., y Y., Rodeh. (2003). "Soil structure variations under manipulations of water and vegetation". J Arid Environ (58), pp. 43–57.
- Sharma, M., y G., Uehara. (1968). "Influence of soil structure on water relations in low humic latosols: I. Water retention". Soil Science Society of American Proceedings, 32, pp. 765– 770.

- Snell, H., y S., Rea. (1999). "The 1997–1998 El Niño in Galápagos: can 34 years of data estimate 120 years of pattern?", Noticias de Galápagos , 60, pp. 11–20.
- Snell, H., Stone, P., & H., Snel. (1996). "A summary of geographical characteristics of the Galapagos Islands". Journal of Biogeography, 23(5), pp. 619-624.
- Soil Conservation Society of America. (1976). Resource Conservation Glossary. Ankeny, IA.
- Soil Conservation Service. (1972). National Engineering Handbook, Section 4, Hydrology, Department of Agriculture, United States.
- Sprenger, F. (1978). "Determination of direct runoff with the 'Curve Number Method' in the coastal area of Tanzania/East Africa". Wasser und Boden, 1, pp. 13-16.
- Trueman, M., y N., d'Ozouville. (2010). "Characterizing the Galapagos Terrestrial Climate in the Face of Global Climate Change". Galapagos Research, 67, pp. 26-37.
- Tsuji, G., Watanabe, R., y W., Sakai. (1975). "Influence of soil microstructure on water characteristics of selected Hawaiian soils". Soil Science Society of American Proceedings, 39, pp. 28– 33.
- Tye, A., Snell, H., Peck, S., y H., Adsersen. (2002). Sobresalientes características terrestres del archipiélago de Galápagos. Visión para la biodiversidad de las islas Galápagos, Fundación Charles Darwin y WWF, Puerto Ayora, Galápagos.
- UMS. (2011). User Manual T8 Long-term Monitoring Tensiometer, http://www.ums-muc.de/fileadmin/produkt_downloads/Tensiometer/T8_Manual.pdf
- Van Genuchten, M. (1980). "A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils". Soil Science Society of America Journal, 44(5).
- Villegas, J. C., Tobón, C., y D., Breshears. (2008). "Fog Interception by non-vascular epiphytes in tropical montane cloud forests: dependencies on gauge type and meteorological conditions". Hydrological Processes, 22, pp. 2484-2492.

Wiggins, I., y D., Porter. (1971). Flora of the Galápagos Islands. Stanford.

Wilson, D., y R., Hey. (1995). "History of rift propagation and magnetization intensity for the Cocos-Nazca spreading center". Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 100 (B6), pp. 1041-1056.

Woodward, D., Dobbs, D., y P., Gardiner. (1996). Drilling Seismometer Hole, Santa Cruz, Galapagos Islands. Institute of Geological and Nuclear Sciences.

ANEXOS

ANEXO A

ANÁLISIS DE CORRELACIÓN Y REGRESIÓN LINEAL PARA RELLENO DE DATOS

PERIODO DE MODELACIÓN A: 07 de Septiembre de 2010 – 30 de Diciembre de 2010

Variable a Rellenar (y)	Variable Correlacionada (x)	r	R²	Ecuación	# Datos rellenados
Precipitación Villacís	Precipitación Media Luna	0.93	0.86	$y = 0.804x - 0.129$	1
Trascolación Villacís	Precipitación Villacís	0.97	0.95	$y = 0.966x - 0.366$	12
Radiación Solar Villacís	Radiación Solar Media Luna	0.92	0.84	$y = 0.626x + 7.806$	1
Velocidad Viento Villacís	Velocidad Viento Media Luna	0.62	0.38	$y = 0.309x + 0.291$	1
Temperatura Villacís Pasto Prom	Temperatura Media Luna Prom	0.96	0.92	$y = 1.045x + 1.451$	1
Temperatura Villacís Pasto Max	Temperatura Media Luna Max	0.92	0.84	$y = 1.102x + 1.465$	1
Temperatura Villacís Pasto Min	Temperatura Media Luna Min	0.96	0.91	$y = 1.051x + 0.852$	1
Temperatura Villacís Bosque Prom	Temperatura Pasto Prom	0.98	0.95	$y = 0.941x + 0.961$	28
Temperatura Villacís Bosque Max	Temperatura Pasto Max	0.97	0.94	$y = 0.904x + 1.180$	28
Temperatura Villacís Bosque Min	Temperatura Pasto Min	0.97	0.95	$y = 0.930x + 1.422$	28
Humedad Rel Villacís Prom	Temperatura Pasto Max	-0.7	0.50	$y = -1.121x + 120.980$	1
Humedad Rel Villacís Max*	-	-	-	$y = 100$	1
Humedad Rel Villacís Min	Humedad Rel Prom	0.94	0.88	$y = 2.992x - 205.210$	1

* Ya que casi en su totalidad, la serie de humedad relativa máxima es igual a 100%, en el único vacío de la serie se ubicó directamente este valor.

PERIODO DE MODELACIÓN B: 01 de Abril de 2011 – 31 de Diciembre de 2011

Variable a Rellenar (y)	Variable Correlacionada (x)	R	R²	Ecuación	# Datos rellenados
Precipitación Villacís	Trascolación Villacís	0.96	0.93	$y = 1.254x - 0.134$	15
Trascolación Villacís	-	-	-	-	0
Radiación Solar Villacís	Radiación Solar Media Luna	0.94	0.88	$y = 0.856x + 6.732$	2
Velocidad Viento Villacís	Velocidad Viento Media Luna	0.62	0.38	$y = 0.333x + 0.221$	2
Temperatura Villacís Pasto Prom	Temperatura Media Luna Prom	0.99	0.98	$y = 1.074x + 0.684$	2
Temperatura Villacís Pasto Max	Temperatura Media Luna Max	0.96	0.92	$y = 1.033x + 1.537$	2
Temperatura Villacís Pasto Min	Temperatura Media Luna Min	0.98	0.96	$y = 1.051x + 0.996$	2
Temperatura Villacís Bosque Prom	-	-	-	-	0
Temperatura Villacís Bosque Max	-	-	-	-	0
Temperatura Villacís Bosque Min	-	-	-	-	0
Humedad Rel Villacís Prom	Humedad Rel Media Luna Prom	0.92	0.84	$y = 1.207x + 21.634$	2
Humedad Rel Villacís Max*	-	-	-	$y = 100$	2
Humedad Rel Villacís Min	Humedad Rel Media Luna Min	0.93	0.85	$y = 0.923x - 2.937$	2

* Ya que casi en su totalidad, la serie de humedad relativa máxima es igual a 100%, en el único hueco de la serie se ubicó directamente este valor.

ANEXO B**TABLA CONJUNTO PARA LA DETERMINACIÓN DEL
NÚMERO DE CURVA PARA CHA II Y $I_a = 0.2S$**

Cobertura	Tratamiento	Condición Hidrológica	CN - Grupo hidrológico del suelo				
			A	B	C	D	
Barbecho	Suelo desnudo	-	77	86	91	94	
	Cobertura residual (CR)	Pobre	76	85	90	93	
		Buena	74	83	88	90	
Cultivos en Hilera	Hileras rectas (HR)	Pobre	72	81	88	91	
		Buena	67	78	85	89	
	HR + CR	Pobre	71	80	87	90	
		Buena	64	75	82	85	
	Contorno (C)	Pobre	70	79	84	88	
		Buena	65	75	82	86	
	C + CR	Pobre	69	78	83	87	
		Buena	64	74	81	85	
	Contorno y Terraceo (C & T)	Pobre	66	74	80	82	
		Buena	62	71	78	81	
	C & T + CR	Pobre	65	73	79	81	
		Buena	61	70	77	80	
	Grano pequeño	HR	Pobre	65	76	84	88
			Buena	63	75	83	87
HR + CR		Pobre	64	75	83	86	
		Buena	60	72	80	84	
C		Pobre	63	74	82	85	
		Buena	61	73	81	84	
C + CR		Pobre	62	73	81	84	
		Buena	60	72	80	83	
C & T		Pobre	61	72	79	82	
		Buena	59	70	78	81	
C & T + CR		Pobre	60	71	78	81	
		Buena	58	69	77	80	
Legumbres de difusión		HR	Pobre	66	77	85	89
			Buena	58	72	81	85
	C	Pobre	64	75	83	85	
		Buena	55	69	78	83	
	C & T	Pobre	63	73	80	83	
		Buena	51	67	76	80	

Cobertura	Tratamiento	Condición Hidrológica	CN - Grupo hidrológico del suelo			
			A	B	C	D
Pastos, prados con continuo pastoreo		Pobre	68	79	86	89
		Media	49	69	79	84
		Buena	39	61	74	80
Pastos y prados protegidos del pastoreo		Buena	30	58	71	78
Mezcla de hierbas y pastos siendo la hierba el elemento principal		Pobre	48	67	77	83
		Media	35	56	70	77
		Buena	30	48	65	73
Combinación de bosques y pastos		Pobre	57	73	82	86
		Media	43	65	76	82
		Buena	32	58	72	79
Bosques		Pobre	45	66	77	83
		Media	36	60	73	79
		Buena	30	55	70	77
Granjas, edificios, calles, calzadas y lotes alrededor		-	59	74	82	86
Carreteras:						
Tierra		-	72	82	87	89
Grava		-	76	85	89	91

ANEXO C

CODIFICACIÓN DEL MODELO EN LENGUAJE DE PROGRAMACIÓN R

CÁLCULO DEL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

FUNCIÓN PARA EL CÁLCULO DEL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

```

es_cn <- function (date, PR)
{
# Declaración de vectores
  # Precipitación antecedente
  PR_ant <- vector()
  # Número de Curva
  CN <- vector()
# Precipitación de los cinco días antecedentes/5-day antecedent precipitation
[Bucle for para su cálculo]

for (i in 1:length (date))
  {
    daterange [2] <- date [i] - (3600*24*1) # para tomar el día anterior al que se
quiere calcular [i-1]
    daterange [1] <- date [i] - (3600*24*5) # para tomar los cinco días
antecedentes al día i
    ant.day <- date >= daterange [1] & date <= daterange [2]
    ant.sum <- sum (PR [ant.day])
    PR_ant [i] <- ant.sum # precipitación antecedente para el día i [mm]
  }

# Indicador de días correspondientes a CN1
cn1 <- PR_ant <= 36
CN [cn1] <- CN1

# Indicador de días correspondientes a CN2
cn2 <- PR_ant > 36 & PR_ant < 53
CN [cn2] <- CN2

# Indicador de días correspondientes a CN3

```

```
cn3 <- PR_ant >= 53  
CN [cn3] <- CN3
```

```
# Retención actual potencial máxima [S]  
S <- (25400/CN) - 254 # [mm]
```

```
# Escurrimiento Superficial [ES]  
ES <- (PR - 0.2*S)^2 / (PR + 0.8*S) #[mm]
```

```
# Indicador de días en los cuales precipitación < 0.2*S  
es <- PR <= 0.2*S  
ES [es] <- 0
```

```
# Presentación de Resultados
```

```
ES <- data.frame (date=date, Rain_mm= PR, PR_ant= PR_ant,  
Curve_Number=CN, S= S, ES=ES)  
return (ES)  
}
```

CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

FUNCIÓN PARA EL CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL -
PENMAN-MONTEITH

etp <- function (date, t.max, t.min, RH.max, RH.min, solar.rad, uz)

{

PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS/ATMOSPHERIC PARAMETERS

#[P]:Presión Atmosférica/Atmospheric Pressure [kPa]

 #[z]: elevación sobre el nivel del mar [m]

$P = 101.3 * ((293 - 0.0065*z)/293)^{5.26}$ #[kPa]

#[gamma]:Constante Psicométrica/Psychometric constant [kPa/°C]

 #[P]:Presión Atmosférica/Atmospheric Pressure [kPa]

 #[lambda]:Calor latente de vaporización/Latent heat of vaporization [MJ
kg⁻¹]

 lambda = 2.45 #[MJ kg⁻¹]

 #[cp]:Calor específico a presión constante/specific heat ar constant
pressure [MJ kg⁻¹ °C⁻¹]

 cp = 1.013 * 10⁻³ #[MJ kg⁻¹ °C⁻¹]

 #[epsilon]:ratio molecular weight of water vapour/dry air

 epsilon = 0.622

gamma = (cp*P)/(epsilon*lambda) #[kPa/°C]

#gamma = 0.665 * 10⁻³ * P

TEMPERATURA DEL AIRE / AIR TEMPERATURE

[t.mean] [t.max] [t.min]: Temperatura del aire / Air Temperature [°C]

t.mean = (t.max + t.min)/2 #[°C]

#[rho]: densidad del aire media a presión constante / mean air density at constant pressure [kg/m³]

#[R]: constante de gas específico [kJ/kg*K]

R= 0.287 [kJ/kg*K]

$\rho = P / ((1.01 * (t.\text{mean} + 273)) * R)$ [kg/m³]

HUMEDAD DEL AIRE/AIR HUMIDITY

#[es]: Presión de vapor de saturación media / Mean saturation vapour pressure [kPa]

#[t.max] [t.min]: Temperatura del aire / Air Temperature [°C]

$es.\text{max} = 0.6108 * \exp((17.27 * t.\text{max}) / (t.\text{max} + 237.3))$ [kPa]

$es.\text{min} = 0.6108 * \exp((17.27 * t.\text{min}) / (t.\text{min} + 237.3))$ [kPa]

$es = (es.\text{max} + es.\text{min}) / 2$ [kPa]

#[m]: Pendiente curva presión de vapor de saturación / Slope of saturation vapour pressure curve [kPa °C⁻¹]

#[t.mean]: Temperatura del aire / Air Temperature [°C]

$m = 4098 * (0.6108 * \exp((17.27 * t.\text{mean}) / (t.\text{mean} + 237.3))) / (t.\text{mean} + 237.3)^2$ [kPa °C⁻¹]

#[ea]: Presión de vapor actual / Actual vapour pressure [kPa]

#[RH.max] [RH.min]: Humedad relativa / Relative humidity [%]

#[es]: Presión de vapor de saturación [kPa]

$ea = (es.\text{min} * (RH.\text{max} / 100) + es.\text{max} * (RH.\text{min} / 100)) / 2$ [kPa]

RADIACIÓN/RADIATION

#[Ra]:Radiacion extraterrestre/Extraterrestrial radiation [MJ m⁻² day⁻¹]

#[lat]:Latitud/Latitude [rad]

lat = lat.grad*pi/180 #[rad]

#[J]:Número día del año/Number of day in the year [0-365/366]

J = as.numeric(format(date,format="%j")) # [0-365/366]

#[dr]:Dist. relativa inversa Tierra-Sol/Inverse relative distance Earth-Sun [rad]

dr = 1 + 0.033*cos(2*pi*J/365) #[rad]

#[delta]:Declinación Solar/Solar declination [rad]

delta = 0.409*sin(2*pi*J/365 - 1.39) #[rad]

#[omega]:Ángulo horario al ocaso/Sunset hour angle [rad]

omega = acos (-tan (lat) * tan (delta)) #[rad]

#[Gsc]:Constante Solar/Solar Constant [MJ m⁻² min⁻¹]Gsc = 0.082 #[MJ m⁻² min⁻¹]
$$Ra = (24*60/pi) * Gsc * dr * (\omega*\sin(lat)*\sin(delta) + \cos(lat)*\cos(delta)*\sin(\omega)) \text{ #[MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}]$$

#[N]:Horas de luz/Daylight hours [hour]

#[omega]:Ángulo horario al ocaso/Sunset hour angle [rad]

N = 24*omega/pi #[hour]

#[Rs]:Radiación Solar/Solar Radiation [MJ m⁻² day⁻¹]Rs = 0.0864*solar.rad #[MJ m⁻² day⁻¹]#[Rso]:Radiación solar a cielo despejado/Clear-sky Solar Radiation [MJ m⁻² day⁻¹]#[Ra]:Radiacion extraterrestre/Extraterrestrial radiation [MJ m⁻² day⁻¹]

#[z]: elevación sobre el nivel del mar [m]

$$R_{so} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z) \cdot R_a \quad \#[\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}]$$

#[Rns]: Radiación onda corta neta/Net shortwave radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

#[alpha]: albedo

#[Rs]: Radiación Solar/Solar Radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \cdot R_s \quad \#[\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}]$$

#[Rnl]: Radiación onda larga neta/Net longwave radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

#[t.max] [t.min]: Temperatura del aire / Air Temperature [$^{\circ}\text{C}$]

#[ea]: Presión de vapor actual/Actual vapour pressure [kPa]

#[Rs]: Radiación Solar/Solar Radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

#[Rso]: Radiación solar a cielo despejado/Clear-sky Solar Radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

#Stefan-Boltzmann constant [σ]

$\sigma = 4.903 \cdot 10^{-9} \quad \#[\text{MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}]$

$$R_{nl} = \sigma \cdot \left(\frac{(t_{\text{max}} + 273.16)^4 + (t_{\text{min}} + 273.16)^4}{2} \right) \cdot (0.34 - 0.14 \cdot ea^{(1/2)}) \cdot ((1.35 \cdot R_s / R_{so}) - 0.35) \quad \#[\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}]$$

#[Rn]: Radiación Neta/Net Radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

#[Rns]: Radiación onda corta neta/Net shortwave radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

#[Rnl]: Radiación onda larga neta/Net longwave radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad \#[\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}]$$

#[G]: Flujo Calor del suelo/Soil heat flux [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

$G=0 \quad \#[\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}]$ es cero para cálculo a nivel diario

VELOCIDAD DEL VIENTO [u_2] : en este modelo no se necesita pero se la tiene como una referencia

u_2 : velocidad a 2m desde la superficie [m/s]

u_z : velocidad del viento a [h_{uz}] m desde la superficie [m/s]

h_{uz} : altura de medición velocidad del viento [m]

$$u_2 = u_z * (4.87 / \log(67.8 * h_{uz} - 5.42)) \text{ [m s}^{-1}\text{]}$$

ra : RESISTENCIA AERODINÁMICA [s m¹]

h_{uz} : altura de medición velocidad del viento / height of wind measurements [m]

h_{RH} : altura de medición de humedad / height of humidity measurements [m]

u_z : velocidad del viento a la altura h_{uz} / wind speed at h_{uz} [m/s]

d : altura del plano de desplazamiento cero / zero plane displacement height [m]

$$d = 2 * h / 3 \text{ [m]}$$

z_{om} : longitud de la rugosidad que rige la transferencia de momento / roughness length governing momentum transfer [m]

$$z_{om} = 0.123 * h \text{ [m]}$$

z_{oh} : longitud de la rugosidad que rige la transferencia de calor y vapor / roughness length governing transfer of heat and vapour [m]

$$z_{oh} = 0.1 * z_{om} \text{ [m]}$$

k : constante de von Karman / von Karman's constant

$$k = 0.41$$

$$ra = (\log((h_{uz} - d) / z_{om}) * \log((h_{RH} - d) / z_{oh})) / (k^2 * u_z) \text{ [s m}^{-1}\text{]}$$

rs : RESISTENCIA SUPERFICIAL [s m¹]

r_1 : resistencia stomatal de hoja bien iluminada / bulk stomatal resistance of well-illuminated leaf [$s\ m^{-1}$]

$r_1 = 100$ [$s\ m^{-1}$]

$L_{Aactive}$: índice folial activo / active leaf area index [$L_{Aactive}$]

LAI : índice folial / leaf area index

$L_{Aactive} = 0.5 * LAI$

$r_s = r_1 / L_{Aactive}$ [$s\ m^{-1}$]

etp : CÁLCULO EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL [$mm\ day^{-1}$]

$etp = (0.408 * ((m * (R_n - G)) + (86400 * \rho * c_p * (e_s - e_a) / r_a))) / (m + \gamma * (1 + (r_s / r_a)))$

[$mm\ day^{-1}$]

#PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

```
ETP <- list (Flujo_Calor_suelo= G, Calor_especifico= cp, cte_psicometrica=
gamma,
```

```
ETP=data.frame (date= date, T_max= t.max, T_min= t.min, T_mean= t.mean,
RH_max= RH.max, RH_min= RH.min, Densidad_aire= rho,
```

```
Pendiente_presion_vapor= m, Presion_vapor_actual=ea, Presion_vapor_sat= es,
```

```
Rad_solar= Rs, Rad_onda_larga=Rnl, Rad_net= Rn,
```

```
WS_uz=uz, res_aero= ra, res_sup= rs, ETP= etp))
```

```
return (ETP)
```

```
}
```

CÁLCULO DEL BALANCE HÍDRICO A NIVEL DEL SUELO

```
# FUNCIÓN PARA EL CÁLCULO DEL BALANCE HÍDRICO DEL SUELO
swb <- function (date, PR, ES, ETP)
{
#Declaración de Vectores
  #Factor de reducción por estrés hídrico [ks]
  ks <- vector()
  #Evapotranspiración actual [ETA]
  ETA <- vector()
  #Almacenamiento superficial [nss]
  nss <- vector()
  #Deficit de humedad del suelo [dhs]
  dhs <- vector()
  #Percolación Profunda [PP]
  PP <- vector ()

# Definición de temporada del año para uso de fr

temporada <- as.numeric(format(date,format="%m"))
fr <- temporada
fr [ ] <- fri
garua <- temporada > 5
fr [garua]= frg

#Total Agua Disponible para Evaporación /Total Available water in soil [taw]
taw = (fc - wp) * zr #[mm]

#Agua fácilmente extraíble/Readily Available water [raw]
raw = rho * taw #[mm]

#Infiltración [IN]
IN <- PR - ES #[mm]
```

```

for (i in 1:length (date))
  {
  if ((IN [i] + nss) >= ETP [i])
    {
    # Se asigna ks=1 ya que no hay estrés
    ks [i] = 1

    #Cálculo evapotranspiración actual en el día i [ETA]
    ETA [i] = ETP [i]

    #Almacenamiento superficial en el día i [nss]
    nss [i] = fr [i] * (IN [i] + nss - ETA [i])

    #Variación en el deficit de humedad del suelo [var_dhs]
    var_dhs = (1-fr [i]) * (IN [i] + nss - ETA [i])

    #Deficit de humedad del suelo en el día i [dhs]
    dhs [i] = dhso - var_dhs

    } else
      {
      #Cálculo de ks en el día i
      if (dhso < raw) ks [i] = 1 else
        if (dhso >= raw & dhso < taw) ks [i] = (taw - dhso) / (taw
- raw) else ks [i] = 0

      #Cálculo evapotranspiración actual en el día i [ETA]
      ETA [i] = (IN [i] + nss) + (ks [i] * (ETP [i] - IN [i] - nss))

      #Almacenamiento superficial en el día i [nss]
      nss [i] = 0

```

```

#Variación en el deficit de humedad del suelo [var_dhs]
var_dhs = IN [i] + nss - ETA [i]

#Deficit de humedad del suelo en el día i [dhs]
dhs [i] = dhso - var_dhs

}
if (dhs [i] < 0)
{

#Cálculo de la Percolación profunda en el día i [PP]
PP [i] = -dhs [i]

#Deficit de humedad del suelo en el día i [dhs]
dhs [i] = 0
} else
{
#Cálculo de la Percolación profunda en el día i [PP]
PP [i] = 0
}

#Nuevo almacenamiento superficial inicial [nss]
nss = nss [i]

#Nuevo deficit humedad del suelo inicial [dhso]
dhso = dhs [i]
}
swc_mm <- zr*fc - dhs + nss
SWB <- data.frame (date=date, PR=PR, ES=ES, IN=IN, ETP=ETP,ks=ks,
ETA=ETA, DHS= dhs, SWC_mm= swc_mm, NSS=nss,fr=fr,PP=PP)
return (SWB)
}

```

ANEXO D

INSTRUCCIONES PARA EL USO DEL MODELO PARA EL CÁLCULO DEL BALANCE HÍDRICO CODIFICADO EN LENGUAJE DE PROGRAMACIÓN R

CÁLCULO DEL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

Para el cálculo del escurrimiento superficial mediante el método de número de curva se necesita la siguiente información:

- a. Tabla con la fecha (*date*) y precipitación (*PR*) correspondiente. Esta tabla, para fines prácticos, se denomina *DATAFRAME*.
- b. Definir los números de curva *CN1*, *CN2*, *CN3*.

El escurrimiento superficial se calcula a través de la utilización de la función *es_cn* <- *function (date, PR)* creada para tal fin. Seguir los siguientes pasos:

1. Correr la función genérica *es_cn (date, PR)* dentro del lenguaje de programación *R*.
2. Cargar la tabla *DATAFRAME* dentro del programa.
3. Ingresar el valor de *CN1*, *CN2*, *CN3*.
4. Utilizar la función *es_cn (DATAFRAME\$date , DATAFRAME\$PR)*. El símbolo "\$" indica a qué columna de la tabla se hace referencia dentro de la función.

CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

Para el cálculo de la evapotranspiración se necesita la siguiente información:

- a. Tabla que contenga los siguientes datos: fecha (*date*), temperatura máxima (*t.max*), temperatura mínima (*t.min*), humedad relativa máxima (*RH.max*), humedad relativa mínima (*RH.min*), radiación solar (*solar.rad*) y velocidad del viento a la altura *z* (*uz*). Esta tabla, para fines prácticos se denomina *DATAFRAME*.
- b. Definir los siguientes valores: latitud (*lat.grad*), altura de medición del viento (*huz*), altura de medición de la humedad relativa (*hRH*), altura media del cultivo o vegetación (*h*), índice foliar (*LAI*) y albedo (*alpha*).

La evapotranspiración potencial se calcula a través de la utilización de la función *etp* <- function (date, t.max, t.min, RH.max, RH.min, solar.rad, uz). Seguir los siguientes pasos:

1. Correr la función genérica *etp* (date, t.max, t.min, RH.max, RH.min, solar.rad, uz) dentro del lenguaje de programación R.
2. Cargar la tabla DATAFRAME dentro del programa.
3. Ingresar lo valores requeridos en el inciso b.
4. Utilizar la función *etp* (DATAFRAME\$date, DATAFRAME\$t.max, DATAFRAME\$t.min, DATAFRAME\$RH.max, DATAFRAME\$RH.min, DATAFRAME\$solar.rad, DATAFRAME\$uz). El símbolo "\$" indica a qué columna de la tabla se hace referencia dentro de la función.

CÁLCULO DEL BALANCE HÍDRICO

Una vez que ya han sido corridas las funciones *es_cn* y *etp* es posible calcular el balance hídrico a nivel del suelo, para lo cual se requiere la siguiente información:

- a. Tabla que contenga los siguientes datos: fecha (date), precipitación (PR), escurrimiento superficial (ES) y evapotranspiración potencial (ETP). Esta información debe ser tomada de las tablas creadas anteriormente con las funciones *es_cn* y *etp*. La nueva tabla, para fines prácticos, se denomina DATAFRAME.
- b. Definir los siguiente valores: déficit de humedad del suelo inicial (dhso), almacenamiento superficial inicial (nssso), capacidad de campo (fc), punto de marchitez (wp), profundidad de la zona de raíces (zr), factor de reducción (rho), factor de porción de agua disponible para almacenamiento superficial (frg y fri).

El balance hídrico a nivel del suelo se calcula a través de la utilización de la función *swb* <- function (date, PR, ES, ETP). Seguir los siguientes pasos:

1. Correr la función genérica *swb* (*date*, *PR*, *ES*, *ETP*) dentro del lenguaje de programación *R*.
2. Cargar la tabla *DATAFRAME* dentro del programa.
3. Ingresar los valores requeridos en el inciso b.
4. Utiliza la función *swb* (*DATAFRAME\$date*, *DATAFRAME\$PR*, *DATAFRAME\$ES*, *DATAFRAME\$ETP*).