

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS HÍDRICAS

APLICACIÓN DE UN MODELO DE BALANCE ESTRICTAMENTE CONSERVATIVO

Por Juan Carlos Choque

TESIS DE MAESTRÍA

2012

MAESTRÍA EN INGENIERÍA
DE LOS RECURSOS HÍDRICOS

TÍTULO: APLICACIÓN DE UN MODELO DE BALANCE ESTRICTAMENTE
CONSERVATIVO

Nombre autor: JUAN CARLOS CHOQUE

SANTA FE - ARGENTINA

PALABRAS CLAVES: Modelos de balance, Arroyo Cululú, monitoreo hidrogeológico

**APLICACIÓN DE UN MODELO DE BALANCE ESTRICTAMENTE
CONSERVATIVO**

Tesista: Juan Carlos Choque

Director: Dra. Leticia Rodríguez

Co-Directos: Dr. Carlos Vionnet

Octubre - 2012

DECLARACIÓN DEL AUTOR

Esta tesis ha sido remitida como parte de los requisitos para la obtención del grado académico Maestría en Ingeniería de los Recursos Hídricos ante la Universidad Nacional del Litoral y ha sido depositada en la Biblioteca de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas para que esté a disposición de sus lectores bajo las condiciones estipuladas por el Reglamento de la mencionada Biblioteca.

Citaciones breves de esta Tesis son permitidas sin la necesidad de un permiso especial, en la suposición de que la fuente sea correctamente citada. Solicitudes de permiso para la citación extendida o para la reproducción parcial o total de este manuscrito serán concebidos por el portador legal del derecho de propiedad intelectual de la obra.

Firma:.....

AGRADECIMIENTOS

Simplemente a todos los que colaboraron en el desarrollo de esta tesis.

A todos ellos ¡MUCHAS GRACIAS!!!!

Índice General

1. Introducción	17
1.1. Marco general	17
1.2. Cuenca del río Salado	18
1.3. Cuenca del Arroyo Cululú	24
1.4. La importancia de contar con mediciones de variables hidroambientales . .	26
1.5. Objetivo	26
1.6. Contenido de la Tesis	27
2. Modelos de Balance	29
2.1. Introducción	29
2.2. Antecedentes de aplicación de modelos de balance	30
2.3. Descripción de algunos MBH	33
2.3.1. Modelos T	34
2.3.2. Modelo P	35
2.3.3. Modelo $abcd$	36
2.3.4. Modelo T modificado	37
2.4. Modelo SUWAB	38
2.4.1. Ecuación de gobierno	39
2.4.1.1. Zona no-Saturada	40
2.4.1.2. Zona Saturada	42
2.4.2. Formulaciones para el almacenamiento en la zona no-saturada . . .	45
2.4.2.1. Modelo a tasa constante	46
2.4.2.2. Modelo a tasa lineal	46
2.4.2.3. Modelo a tasa no-lineal	47
2.4.3. Modelo para el almacenamiento en la zona saturada	47
2.4.4. Estimación de parámetros	48
2.4.5. Datos de entrada	49
2.4.5.1. Precipitación media	50
2.4.5.2. Evapotranspiración	50
2.4.5.3. Caudal total y Flujo Base	52
3. Aplicación del Modelo SUWAB	56
3.1. Introducción	56
3.2. Aplicación de SUWAB en la Sub-cuenca del río Eden	57
3.2.1. Breve descripción del área de estudio	57
3.2.2. Datos utilizados	58
3.2.3. Implementación de SUWAB	59

3.2.3.1.	Etapa de Calibración	60
3.2.3.2.	Análisis de sensibilidad	66
3.2.3.3.	Etapa de validación	68
3.3.	Aplicación de SUWAB en la sub-cuenca del A° Cululú	73
3.3.1.	Breve descripción del área de estudio	73
3.3.2.	Datos usados	74
3.3.2.1.	Determinación de la precipitación media sobre la cuenca	75
3.3.2.2.	Caudal	76
3.3.2.3.	Determinación de la evapotranspiración potencial	78
3.3.3.	Implementación de SUWAB	83
3.3.3.1.	Análisis de sensibilidad	87
3.3.3.2.	Etapa de validación	89
3.4.	Análisis de variables de salida del modelo SUWAB	91
4.	Tareas de campo	96
4.1.	Introducción	96
4.2.	Medición de humedad de suelo	96
4.2.1.	Bloques de resistencia eléctrica	97
4.2.2.	Time Domain Reflectometry (TDR)	98
4.2.3.	Tensiómetros	99
4.3.	Equipos instalados en campo	100
4.4.	Análisis de Datos	105
4.5.	Utilización de la información de campo	109
5.	Conclusiones y recomendaciones	110
5.1.	Recomendaciones futuras	112
	Bibliografía	113

Índice de Figuras

1.1. Cuencas y regiones hídricas de la provincia de Santa Fe (extraído de Giraut <i>et al.</i> , 2009)	19
1.2. Cuenca inferior del río Salado y su red de drenaje (extraído de FICH-INAINTA, 2007)	20
1.3. Elementos geomorfológicos y estructurales –cuenca inferior del río Salado (INCYTH-CRL 1986) (la línea punteada indica aproximadamente los límites de la cuenca del A° Cululú)	21
1.4. Cuenca A° Cululú: red de drenaje principal y rasgos geomorfológicos.	24
2.1. Esquema representativo del modelo SUWAB.	38
2.2. Esquema de los almacenamientos representados en el modelo. Definición de límites de integración de la ecuación de Richards.	41
2.3. Esquema representativo de interacción río-acuífero.	43
2.4. Aplicación del filtro digital para estimar flujo base.	55
3.1. Ubicación de las cuencas de estudio: Río Eden (Reino Unido) y A° Cululú (Santa Fe-Argentina).	56
3.2. Cuenca del Río Eden.	57
3.3. Serie de datos 1976 - 1993 usados en la Sub-Cuenca del Río Eden. Los caudales corresponden a la estación Temple-Sowerby (ver Figura 3.2 para su ubicación).	58
3.4. Comparación de caudales observados y simulados con ET_v (calibración - modelo TC).	61
3.5. Comparación de caudales observados y simulados con ET_v (calibración - modelo TL).	61
3.6. Comparación de caudales observados y simulados con ET_v (calibración - modelo TNL).	62
3.7. Comparación de caudales observados y simulados con ET_c (calibración - modelo TC).	62
3.8. Comparación de caudales observados y simulados con ET_c (calibración - modelo TL).	62
3.9. Comparación de caudales observados y simulados con ET_c (calibración - modelo TNL).	63
3.10. Errores volumétricos del caudal total y base para los tres modelos de almacenamiento de agua en zona no-saturada con ET_v (etapa calibración).	65
3.11. Caudales simulados vs observados (calibración - modelo TC).	66
3.12. Caudales simulados vs observados (calibración - modelo TL).	66

3.13. Caudales simulados vs observados (calibración - modelo TNL).	66
3.14. Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa constante de almacenamiento de agua en zona no-saturada.	67
3.15. Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa lineal de almacenamiento de agua en zona no-saturada.	67
3.16. Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa no-lineal de almacenamiento de agua en zona no-saturada.	68
3.17. Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_v (etapa validación - modelo TC).	69
3.18. Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_v (etapa validación - modelo TL).	69
3.19. Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_v (etapa validación - modelo TNL).	69
3.20. Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_c (etapa validación - modelo TC).	70
3.21. Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_c (etapa validación - modelo TL).	70
3.22. Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_c (etapa validación - modelo TNL).	70
3.23. Errores volumétricos del caudal total y base para los tres modelos de almacenamiento de agua en zona no-saturada para ET_v (etapa validación).	72
3.24. Caudales simulados vs observados (validación - modelo TC).	72
3.25. Caudales simulados vs observados (validación - modelo TL).	72
3.26. Caudales simulados vs observados (validación - modelo TNL).	73
3.27. Ubicación de la cuenca del A° Cululú (Mapas de subcuencas obtenido de (FICH-INA-INTA, 2007).	74
3.28. Ubicación de estaciones pluviométricas e hidrométrica RP 50-S y de las escuelas agro-técnicas (la línea punteada indica en forma muy aproximada el límite entre las sub-cuencas superior e inferior).	75
3.29. Precipitación mensual en la Sub-Cuenca superior del A° Cululú, serie 09/78 - 08/86.	76
3.30. Caudal total diario de la Sub-Cuenca del A° Cululú, serie 01/09/1978 a 31/08/1986 (Est.RP 50-S).	76
3.31. Caudal base diario de la Sub-Cuenca del A° Cululú determinado con el filtro digital, serie 01/09/1978 a 31/08/1986.	77
3.32. Caudal total y base mensuales de la Sub-Cuenca del A° Cululú determinado con el filtro digital, serie 01/09/1978 a 31/08/1986.	77
3.33. Datos meteorológicos para estimación de la evapotranspiración potencial, serie de 01/09/1978 a 31/08/1986.	78

3.34. Evapotranspiración potencial diaria usando Penman-Monteith, serie 01/09/1978 a 31/08/1986.	79
3.35. Evapotranspiración potencial mensual usando Penman-Monteith, serie 09/78 a 08/86.	79
3.36. Evapotranspiración potencial diaria usando Priestley-Taylor, serie 01/09/1978 a 31/08/1986.	79
3.37. Evapotranspiración potencial mensual usando Priestley-Taylor, serie 09/78 a 08/86.	80
3.38. Evapotranspiración potencial diaria utilizando Makkink, serie 01/09/1978 a 31/08/1986.	80
3.39. Evapotranspiración potencial mensual usando Makkink, serie 09/78 a 08/86.	80
3.40. Evapotranspiración potencial mensual usando Thornthwaite, serie 09/78 a 08/86.	81
3.41. Comparación precipitación (P) y evapotranspiración (EPM: evapotranspiración Penman-Monteith; EPT: evapotranspiración Priestley-Taylor; EM: evapotranspiración Makkink; ETho: evapotranspiración Thornthwaite).	81
3.42. Error entre el caudal observado y simulado expresado como porcentaje del volumen total de agua observado – serie 09/78 a 08/82 (Usando Penman-Monteith).	82
3.43. Error entre el caudal observado y simulado expresado como porcentaje del volumen total de agua observado – serie 09/78 a 08/82 (Usando Priestley-Taylor).	82
3.44. Error entre el caudal observado y simulado expresado como porcentaje del volumen total de agua observado – serie 09/78 a 08/82 (Usando Makkink).	83
3.45. Error entre el caudal observado y simulado expresado como porcentaje del volumen total de agua observado – serie 09/78 a 08/82 (Usando Thornthwaite).	83
3.46. Comparación de los caudales observados con los simulados (etapa calibración - modelo TC).	85
3.47. Comparación de los caudales observados con los simulados (etapa calibración - modelo TL).	85
3.48. Comparación de los caudales observados con los simulados (etapa calibración - modelo TNL).	85
3.49. Comparación entre caudales observados vs simulados (etapa calibración - modelo TC).	86
3.50. Comparación entre caudales observados vs simulados (etapa calibración - modelo TL).	86
3.51. Comparación entre caudales observados vs simulados (etapa calibración - modelo TNL).	86
3.52. Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa constante de almacenamiento de agua en zona no-saturada.	88

3.53. Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa lineal de almacenamiento de agua en zona no-saturada.	88
3.54. Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa no-lineal de almacenamiento de agua en zona no-saturad.	89
3.55. Comparación de los caudales observados con los simulado (etapa validación - modelo TC).	89
3.56. Comparación de los caudales observados con los simulado (etapa validación - modelo TL).	90
3.57. Comparación de los caudales observados con los simulado (etapa validación - modelo TNL).	90
3.58. Comparación cualitativa de P (Precipitación medida), U (Almacenamiento en zona no-saturada simulado), R (Recarga simulado), G (Almacenamiento en zona saturada simulado) y NF (Profundidad de Nivel Freático medido) para modelo de U a Tasa Constante), periodo 01/09/1978 a 31/08/1986. . .	92
3.59. Comparación cualitativa de P (Precipitación medida), U (Almacenamiento en zona no-saturada simulado), R (Recarga simulado), G (Almacenamiento en zona saturada simulado) y NF (Profundidad de Nivel Freático medido) para modelo de U a Tasa Lineal), periodo 01/09/1978 a 31/08/1986.	93
3.60. Comparación cualitativa de P (Precipitación medida), U (Almacenamiento en zona no-saturada simulado), R (Recarga simulado), G (Almacenamiento en zona saturada simulado) y NF (Profundidad de Nivel Freático medido) para modelo de U a Tasa No-Lineal), periodo 01/09/1978 a 31/08/1986. . .	94
3.61. Comparación entre P (Precipitación medida) y NF (Profundidad de Nivel Freático medido), periodo 01/09/1978 a 31/08/1986.	95
4.1. Sensor Matricial Granular (Watermark).	98
4.2. Ubicación de los lugares de instalación de los sensores.	100
4.3. Estación registradora de datos WatchDog.	101
4.4. Esquema de la disposición de los sensores Watermark.	102
4.5. Instalación de sensores Watermark y datalogger en Ataliva.	102
4.6. Instalación de sensores Watermark y datalogger en Santo Domingo.	102
4.7. Unidad registradora de Freatígrafo 235 (LF-235) y sonda (Génica Ingeniería).	103
4.8. Esquema indicando las profundidades de instalación de los freatígrafos.	104
4.9. Perforación realizada en Ataliva.	105
4.10. Unidad de registro y casilla con instrumental en Santo Domingo.	105
4.11. Colonia Vignaud.	106
4.12. Ataliva.	107
4.13. Santo Domingo.	108

Índice de Tablas

3.1. Series de datos para la etapa de calibración y validación.	59
3.2. Valores de las condiciones iniciales y coeficientes.	59
3.3. Parámetros resultantes de la calibración.	60
3.4. Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) para ETv (calibración).	64
3.5. Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) para ETc (calibración).	64
3.6. Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) para ETv (validación).	71
3.7. Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) para ETc (validación).	71
3.8. División de la serie de datos para la etapa de calibración y validación. . . .	84
3.9. Valores de las condiciones iniciales y coeficientes.	84
3.10. Parámetro resultantes de la calibración.	84
3.11. Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) (validación).	87
3.12. Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) (validación).	91
4.1. Fechas de instalación.	101
4.2. Profundidades de instalación de los Freatígrafos. (PI es la profundidad de instalación de la sonda sin descontar el tramo de tubo que sobresale por encima de la superficie del suelo; AT es la altura del tubo que sobresale por encima de la superficie del suelo; y PS es la profundidad de la sonda medida desde la superficie del suelo).	104
4.3. Precipitación mensual en Ataliva en el período octubre 2008-junio 2009. . .	108

RESUMEN

En esta tesis se desarrollaron dos actividades complementarias. En primer lugar se realizó la revisión, modificación y verificación del modelo SUWAB, un modelo de balance estrictamente conservativo y parámetros concentrados, que puede utilizarse para simular el comportamiento y las fluctuaciones mensuales de ciertas variables hidrológicas de una cuenca en áreas caracterizadas por escasez de información. El modelo está basado en la física, desarrollado a partir de la ecuación de Richards. SUWAB combina algunas características del modelo $T\alpha$ y del modelo $abcd$, y modela tanto la zona no-saturada como la zona saturada utilizando un reducido número de parámetros. El agua viaja verticalmente por el perfil del suelo, descargando en los ríos ya sea como escurrimiento directo, escurrimiento sub-superficial, o flujo base. Las variables de entrada son la precipitación y la evapotranspiración potencial, las de salida los diferentes escurrimientos, la evapotranspiración real, la recarga y el almacenamiento no saturado/saturado. El modelo se implementó en dos cuencas de tamaño muy disímil, 600 km^2 (Río Eden, Inglaterra) y 5500 km^2 (una subcuenca del A° Cululú, Santa Fe, Argentina). En el primer caso, los resultados del modelo fueron muy satisfactorios. En el segundo, a pesar de la simplicidad del modelo y el tamaño de la cuenca, se pudo capturar el comportamiento de las diferentes variables en forma muy razonable. En segundo lugar se instalaron dispositivos de medición en campo para caracterizar el perfil de humedad de suelo y/o la tensión matricial, y la variación del nivel freático en puntos seleccionados de la cuenca de A° Cululú para así analizar la evolución temporal de los mismos. Esta información no sólo es fundamental para comprender procesos sino también para calibrar/validar modelos de simulación.

ABSTRACT

In this thesis two complementary activities were developed. On the one hand, the model SUWAB was revised, modified and verified. It is a lumped, conservative model that can be used to simulate the behaviour and monthly fluctuations of hydrological variables within a basin characterized by scarcity of information. The model is physically based, developed from the Richards' and combines some characteristics taken from the $T\alpha$ and $abcd$ models. It can simulate the unsaturated as well as the saturated storage using a reduced number of parameters. Water flows through the soil profile discharging into streams as direct flow, sub-surface flow or base flow. Input variables are precipitation and potential evapotranspiration, output variables are different flow components, real evapotranspiration, recharge and unsaturated/saturated storage. The model was implemented in two watersheds of different surface area: 600 km^2 (Eden River, UK) and 5500 km^2 (a sub-watershed of the Cululú Creek, Santa Fe, Argentina). In the first case, model results were very satisfactory. In the second case, in spite of being a simple model and the size of the study area, the model was able to capture the behaviour of different variables in a reasonable manner. On the other hand, selected points within the A° Cululú basin were instrumented to characterize the soil moisture/soil tensión profile and the variation of the phreatic level in order to analyze the temporal evolution of those variables. This information not only is fundamental to understand different processes but also to calibrate/verify simulation models.

Capítulo 1 : Introducción

1.1 Marco general

La provincia de Santa Fe integra la región agrícola-ganadera e industrial de la Argentina que concentra gran parte de la población del país. Se encuentra ubicada entre los meridianos de 59 ° y 63 ° de longitud oeste y los paralelos de 28 ° y 34 ° de latitud sur, en una extensa planicie que se caracteriza por la suavidad de su relieve. En general, se pueden diferenciar tres regiones fisiográficas, una Pampeana al sur, otra Chaqueña al norte y una suave pero nítida transición Chaco-Pampeana en el centro provincial.

El sector sur tiene un régimen climático favorable y en gran parte de su extensión cuenta con suelos de buena a muy buena aptitud natural para la producción agrícola, especialmente con cultivos como trigo, maíz, soja, girasol y pasturas de calidad.

El sector central presenta una mayor variabilidad climática y de suelos que no garantizan la rentabilidad de una agricultura pura pero que se incluye dentro de sistemas mixtos basados en la ganadería lechera y/o de invernada. Es en este sector donde se ubica alrededor del 35 % de la producción láctea nacional y el 50 % de la producción de carne bovina de la provincia.

Por último, el sector norte tiene menores superficies con suelos aptos para la agricultura y extensas áreas con pastizales naturales y clima templado-cálido que permite el desarrollo, entre otros cultivos, del algodón, la soja, el girasol y la caña de azúcar. La ganadería predominante es la cría, y con menor intensidad, la recría y la invernada.

Desde el punto de vista del drenaje, en general los suelos son arcillosos o limo arcillosos con baja conductividad hidráulica, lo que favorece al encharcamiento en periodos de lluvias.

El 86,5 % de los suelos que poseen aptitud agrícola se encuentran en la mitad sur de la provincia y el 91 % de las tierras de uso exclusivamente ganadero se encuentra en la mitad norte. De las 13.300.000 hectáreas que conforman el territorio provincial, al año 2000 había 10.215.000 *ha* en explotación, siendo la zona sur donde se cultivan el 70 % de los productos agrícolas.

La provincia ocupa el segundo lugar en el aporte al PBI agropecuario nacional, con

una proporción del 18 % y representa el 21 % del área sembrada del país. Es la primera productora de oleaginosas y segunda en relación a la producción de cereales (Ferreira 2009).

En la campaña 2004/05, la producción de granos de Santa Fe representó casi el 20 % de la producción del país, en tanto que en 2004 el 61 % de las exportaciones de granos, el 85 % de aceites y el 93 % de subproductos salieron por las terminales portuarias de Santa Fe (Puerto Santa Fe, Gral. San Martín/San Lorenzo, Rosario y Villa Constitución). El nuevo papel que asumió la provincia en el comercio exterior se dio fundamentalmente con la intensificación de los procesos de industrialización y capitalización del sector agroindustrial y ganadero, con importantes desarrollos de la logística comercial en puntos específicos de la provincia.

Las cifras anteriores ponen de relieve el perfil productivo de las diferentes regiones de la provincia. En ese contexto de expansión, la disponibilidad de agua y sus variaciones espacio-temporales intrínsecas, jugaron y juegan un rol preponderante. Por ende, cualquier estudio hidrológico, sea que vincule el agua a la productividad sea que aborde algún aspecto particular de la distribución espacio-temporal del agua en el territorio contribuye a expandir el conocimiento regional acerca de uno de los insumos básicos para la actividad productiva de la provincia.

1.2 Cuenca del río Salado

Se describen en esta sección sólo las características más destacadas de la cuenca dado que en ella se encuentra una de las áreas de estudio de esta tesis. Según describen Giraut *et al.* (2009), desde el punto de vista hidrográfico, en la provincia se destacan el río Paraná, el Salado, el Carcarañá, el sistema de bajos Submeridionales cuya cañada más importante es la que encadena la de las Golondrinas y el río Calchaquí con la serie de lagunas que integran el sistema: del Toro, del Palmar, Calchaquí o Las Aves.

El río Salado es el principal afluente del Paraná. Dentro del territorio santafesino, y aguas abajo de la confluencia con el río Calchaquí, el río Salado escurre con dirección N-S (hace de límite entre los Departamentos San Cristóbal y San Justo) recibiendo el aporte de importantes arroyos (por margen derecha: los Arroyos Las Conchas, San Antonio y Cululú, entre otros, y el Arroyo Pantanoso por margen izquierda) en su camino hasta su desembocadura en el sistema aluvial del río Paraná, entre las ciudades de Santo Tomé y Santa Fe (Ferreira, 2005). La Figura 1.1 muestra la definición de cuencas y regiones hídricas provinciales rea-

lizada conjuntamente por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SSRH) y el Instituto Nacional del Agua (INA) (SSRH-INA, 2002; Giraut *et al.*, 2009).

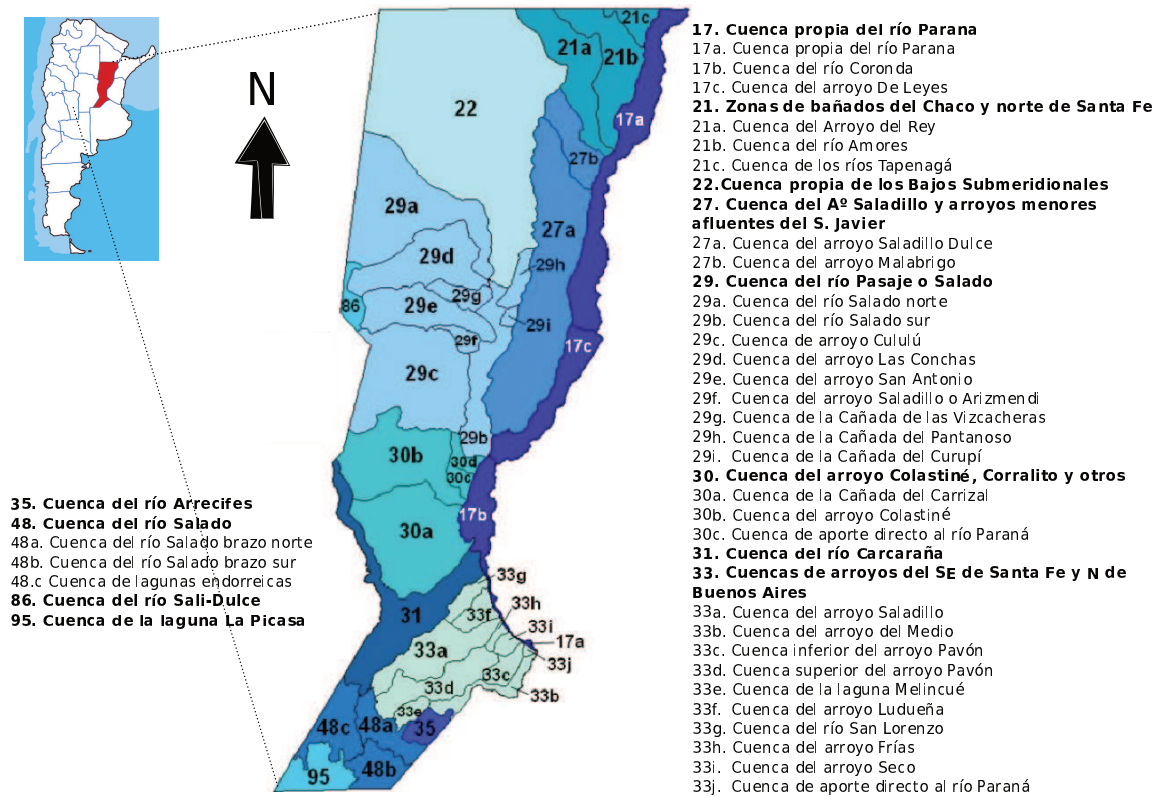


Figura 1.1: Cuencas y regiones hídricas de la provincia de Santa Fe (extraído de Giraut *et al.*, 2009)

Las subcuencas cuya denominación comienza con el número 29 corresponden a la cuenca del río Salado, siendo la 29c la del A° Cululú, sub-cuenca de interés para esta tesis.

Sobre la base de cartografía actualizada, FICH-INA-INTA (2007) utilizaron los límites de las subcuencas de aportes establecidos por Iriondo (1986). Por ejemplo, la cuenca del A° Cululú posee un área de 9494 km^2 y una pendiente media de 40 cm/km , ocupando el 31 % de la cuenca del río Salado.

La geomorfología de la cuenca del río Salado y aplicable a la cuenca del A° Cululú, condiciona fuertemente la dinámica del escurrimiento. En la Figura 1.2 se muestran los cursos principales de la cuenca del río Salado y A° Cululú.

El tema fue estudiado por varios autores. El trabajo más difundido corresponde a Iriondo en el estudio realizado por el INCyTH-CRL (1986), cuyos conceptos principales resume el informe de FICH-INA-INTA (2007): "La región corresponde a un área con las características y restricciones de una llanura, constituida por un conjunto de bloques le-

vemente basculados, responsable de los grandes lineamientos de la cuenca. Las fracturas principales tienen rumbo norte-sur; las de segundo orden que marcan generalmente los límites de las subcuencas, corren de este a oeste. Los elementos geomorfológicos de origen hídrico son llanuras aluviales actuales, grandes depresiones, paleocauces del Salado, lagunas permanentes y áreas de erosión generalizada. Los elementos geomorfológicos de origen estructural son las pendientes regionales y locales, y las cañadas. Como elementos de origen eólico, Iriondo (1986) define las denominadas hoyas de deflación que, alineadas en forma de rosario le imprimen al sistema características hídricas particulares."



Figura 1.2: Cuenca inferior del río Salado y su red de drenaje (extraído de FICH-INAINTA, 2007)

Desde la entrada a la provincia en las proximidades de la localidad de Tostado hasta su desembocadura, al sur de la ciudad de Santa Fe, recorre una vasta región de leves pendientes que, sumadas a las características sedimentarias de la formación Pampeana compuesta fundamentalmente por limos y arcillas, imprimen al movimiento de las aguas subterráneas el predominio de los movimientos verticales frente a los horizontales.

El sistema eólico, que constituye la porción más superficial del perfil estratigráfico, está constituido por sedimentos loésicos compuestos por limos, limos arenosos, limos arcillosos y presencia de nódulos de carbonato de calcio. Presenta diferencias dentro del perfil según el proceso de sedimentación del limo (eólico, palustre). La geología y la geomorfología juegan un rol muy importante ya que condiciona la circulación del agua subterránea y la distribución de las áreas de recarga y descarga.

La Figura 1.3 muestra la ubicación de los principales rasgos geomorfológicos y elementos estructurales. Respecto a la dinámica del escurrimiento superficial, el sector más occidental está caracterizado por un plano suavemente inclinado en sentido oeste-este, con desniveles comprendidos entre 105 m y 90-80 m, y una pendiente regional del orden de 25-40 cm/km. Se evidencia la presencia de cañadas paralelas y subparalelas, con pendientes muy suaves, que restringen el escurrimiento superficial, por lo tanto predominan los términos de almacenamiento.

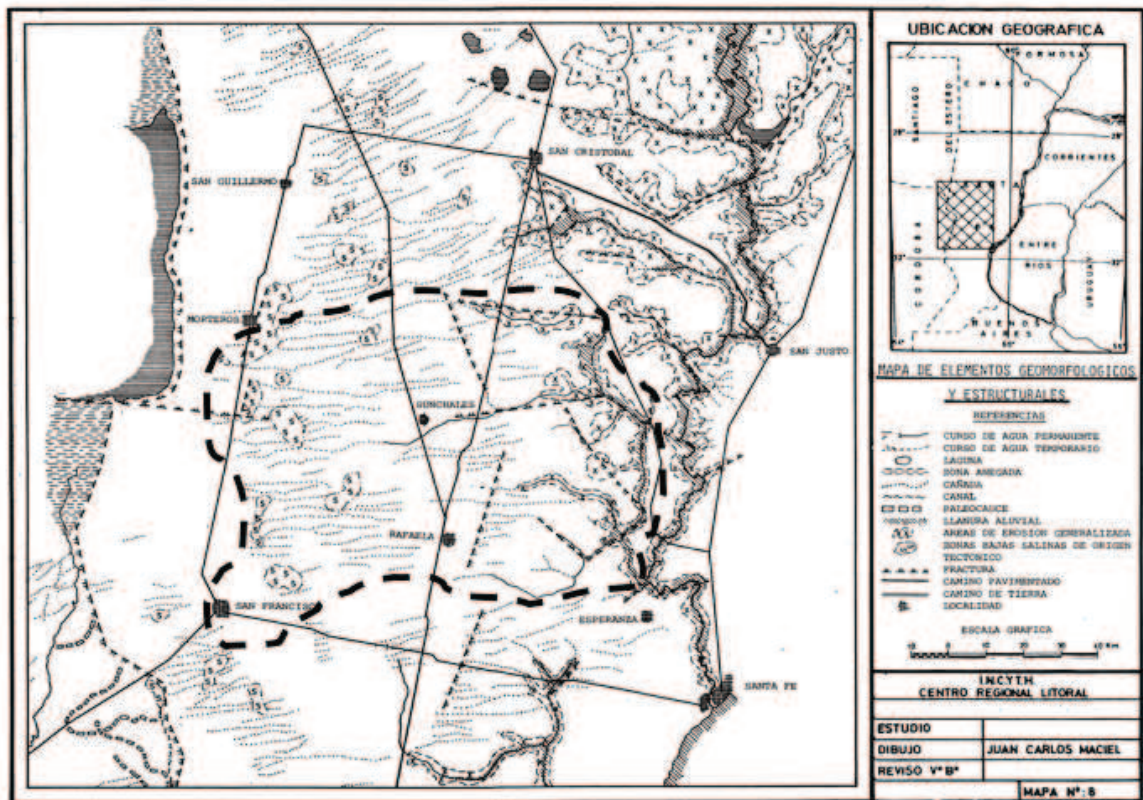


Figura 1.3: Elementos geomorfológicos y estructurales –cuenca inferior del río Salado (INCYTH-CRL 1986) (la línea punteada indica aproximadamente los límites de la cuenca del A° Cululú)

Entre el 70 y 75 % de la precipitación anual se concentra entre los meses de noviembre y abril. El aumento de precipitaciones que se observó en las décadas del 70 al 2000 se produjo

mayoritariamente durante esos meses, mientras que el coeficiente de dispersión fue de un 20-25 % en el resto del año.

Según el análisis realizado por Ferreira (2005) y FICH-INA-INTA (2007), se produjo un incremento en el régimen de precipitaciones anuales del 5 al 22 %, con una tendencia a la agrupación de periodos de varios años con precipitaciones superiores a la media. Estas tendencias también tuvieron su correlato en los caudales observados en la estación hidrométrica ubicada sobre la Ruta Provincial 70, RP70, en cercanías de la localidad de Recreo, al norte de la ciudad de Santa Fe. De los aportes laterales, entre otros datos, se cuenta con mediciones en la cuenca del A° Cululú, en la estación que se encuentra en la localidad de Cululú, por lo que no abarca toda el área de aportes. En otro capítulo se describen los datos disponibles para esta tesis.

En abril del año 2003, numerosas localidades del centro-norte de la provincia de Santa Fe soportaron los efectos devastadores de lluvias de magnitud excepcional, que provocaron la crecida del río Salado y la inundación de la ciudad de Santa Fe. De igual manera, la región padeció una prolongada sequía en los años 2008-2009, que fue catalogada como la peor de los últimos 40 años. Estos extremos hídricos, con sus severas consecuencias para el sistema socio-productivo regional y provincial, dieron lugar a numerosos estudios hidrológicos en la cuenca, con diferentes objetivos, alcances y resultados. Pueden mencionarse los trabajos de Bronstein *et al.* (2003), ProCIFE (2003), Dirección Provincial de Obras Hidráulicas-DPOH (2003a,b), Bacchiega *et al.* (2004), Ferreira (2005), FICH (2006), Vionnet *et al.* (2006), Pedraza *et al.* (2007) y Ferreira (2009), entre otros, todos ellos relacionados a aspectos hidrológicos e hidrodinámicos de la inundación catastrófica del año 2003.

Bronstein *et al.* (2003) analizaron aspectos relacionados a las acciones antrópicas, fundamentalmente la presencia de canalizaciones, caminos y vías férreas sobre el escurrimiento en la cuenca del Salado y en mayor detalle en la cuenca del A° Cululú, donde implementaron el modelo matemático hidrológico IPH-S1© versión 2.1.1, IPH-UFRGS/FEA/ALM (2003). Las pérdidas fueron simuladas por la clásica función de producción del algoritmo del SCS-CN, en tanto que la propagación de las ondas de crecida fue simulada mediante el modelo de Muskingum-Cunge. Los autores simularon dos eventos: abril de 2005 para calibración, y abril de 1981 para verificación. Se destaca que en este último caso, el río Salado registró

un caudal máximo de $1.420 \text{ m}^3/\text{s}$, en tanto que el A° Cululú registró un caudal máximo del mismo orden de $1.050 \text{ m}^3/\text{s}$, resaltando la importancia del aporte de este arroyo al río Salado durante esta crecida. El mismo trabajo analiza el impacto de obras de mantenimiento en sectores altos y bajos de la cuenca, y del uso de la tierra sobre los caudales del A° Cululú.

También como consecuencia de la inundación del río Salado, el Programa de Cooperación Interinstitucional frente a la Emergencia – ProCIFE (2003) elaboró un documento en el que realiza un diagnóstico de la cuenca del río Salado santafesina, abarcando aspectos tales como el régimen hidrometeorológico y la variabilidad de las precipitaciones, las aguas subterráneas en la cuenca, el estado de situación de la infraestructura vial, ferroviaria e hidráulica, el suelo y los aspectos productivos, evolución del cambio de usos, la dinámica poblacional y la normativa vigente en distintos niveles. El documento finaliza con una propuesta de gestión territorial.

La DPOH por su parte, además de analizar técnicamente la crecida del 2003 (DPOH, 2003a), se abocó a la identificación de localidades sujetas a riesgo hídrico, no sólo en la cuenca del Salado sino en toda la provincia (DPOH, 2003b).

En 2006, la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH, 2006) asesoró al entonces Ministerio de Asuntos Hídricos acerca de la implementación de un sistema de alerta hidrológico para la Cuenca del río Salado, sistema que fue una consecuencia directa de la crecida extraordinaria de 2003. Posteriormente, se realizó un estudio sobre la influencia de los cambios físicos y climáticos en el régimen de escurrimiento del Río Salado en su tramo inferior (FICH-INA-INTA, 2007), en tanto Pedraza *et al.* (2007) aplicaron modelos de regresión múltiple para el pronóstico de crecidas en tiempo real del río Salado en la Ruta Prov. N° 70.

El ingreso de agua a la ciudad de Santa Fe como consecuencia de la crecida del Salado fue reproducido numéricamente por Vionnet *et al.* (2006), quienes enfatizaron no sólo los aspectos hidrodinámicos del evento sino también aspectos del manejo de los recursos hídricos que pudieron haber contribuido a la situación vivida.

Finalmente, Ferreira (2009) desarrolló un índice de priorización de localidades con riesgo hídrico en la Provincia de Santa Fe, probando su aplicabilidad en las cuencas de los arroyos Cululú, San Antonio y Las Conchas.

Muchos de los estudios anteriores pusieron mayor énfasis en el escurrimiento superficial, siendo en general motivados por la crecida extraordinaria del río Salado del año 2003. En cambio, Giacosa (2000), Ferreira *et al.* (2003), Rodríguez *et al.* (2005), Ferreira y Rodríguez (2005), Choque *et al.* (2008a,b), Ferreira *et al.* (2009), estudiaron la cuenca del Salado, y en particular la subcuenca del A° Cululú, con miras a comprender diferentes aspectos de su funcionamiento hidrológico poniendo énfasis en la componente subterránea.

1.3 Cuenca del Arroyo Cululú

Como se expresó anteriormente, el A° Cululú es afluente por margen derecha del río Salado en territorio santafesino y posee una superficie de 9.635 km^2 , de los cuales 12,5 % se encuentran en la provincia de Córdoba (FICHINA-INTA, 2007) (Figura 1.4). Las máximas elevaciones, de alrededor de 114 m , se encuentran en el sector sur-suroeste en las proximidades de las ciudades de San Francisco y Frontera, en el límite interprovincial. La mínima elevación se encuentra en la proximidad de la desembocadura del A° Cululú en el río Salado. La red de drenaje es relativamente densa (Figura 1.4).

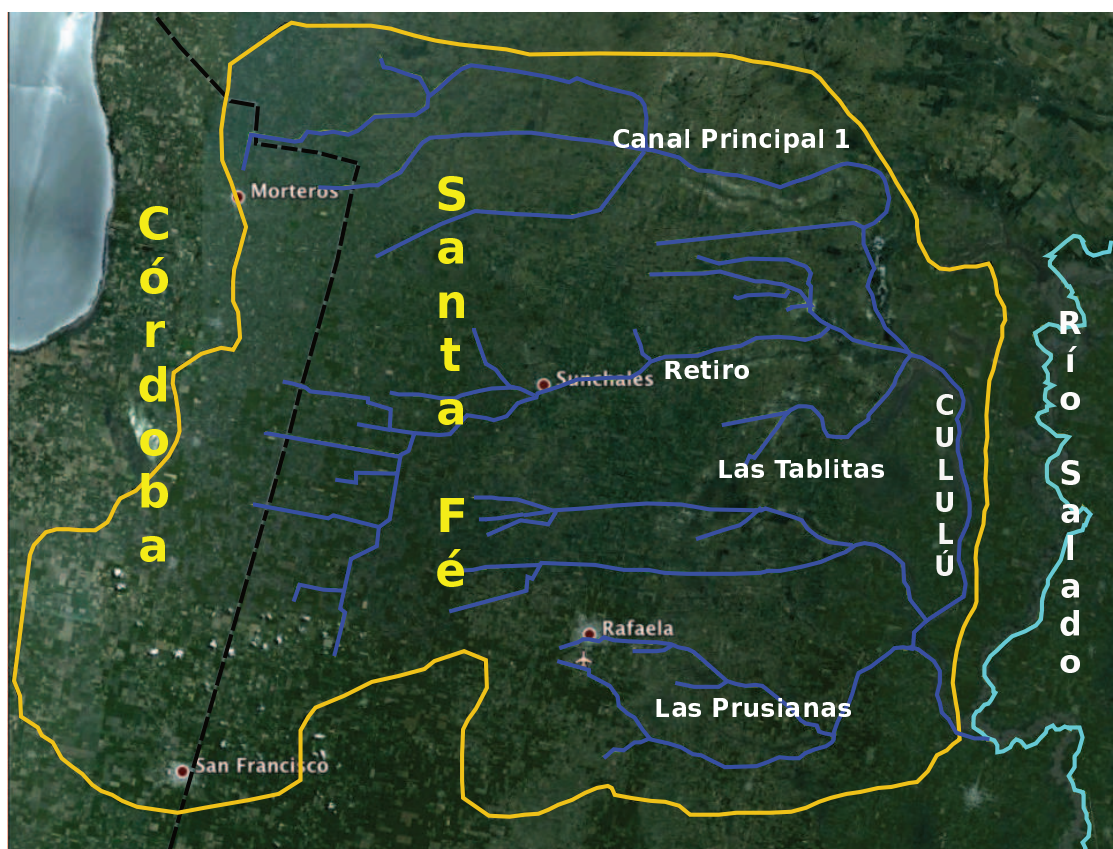


Figura 1.4: Cuenca A° Cululú: red de drenaje principal y rasgos geomorfológicos.

El A° Cululú propiamente dicho corre en dirección aproximada norte-sur, los aportes

al arroyo provienen de canales de origen natural y artificial ubicados en su margen derecha, que definen una dirección predominante oeste-este del escurrimiento. Se destacan las subcuencas del Canal Principal 1, A° El Retiro, A° Las Tablitas y A° Las Prusianas. En forma similar, el flujo subterráneo regional es preferentemente desde el oeste hacia el este, con sectores de gradientes hidráulicos variables. El uso de la tierra difiere según las zonas, con una intensa actividad agrícola, tambera y ganadera. Algunos rasgos geomorfológicos son las cañadas paralelas típicas de las zonas elevadas de la cuenca hacia el oeste (ver Figura 1.3). Se destaca que en épocas de excesos estas zonas se caracterizan por anegamientos en superficie, que combinados con la escasa pendiente, favorecen los movimientos verticales de agua.

La simulación numérica, con mayor o menor complejidad, es hoy una herramienta de uso muy difundido sea para validar el modelo conceptual de funcionamiento de un sistema físico y comprender el balance de flujos, sea para predecir su comportamiento ante diferentes escenarios de cambios internos y/o externos, sea para detectar zonas con información deficiente que encierran un apreciable grado de incertidumbre en cuanto a la definición del modelo conceptual. Por otro lado, es sabido que no puede alcanzarse una calibración aceptable de un modelo si no se cuenta con un número mínimo de datos espacio/temporales de variables de interés.

En el caso del A° Cululú, se han implementado varios modelos de simulación del sistema superficial (Bachiega *et al.*, 2004; FICH-INA-INTA, 2007) y del sistema subterráneo y su interacción con el superficial (Paz *et al.*, 2003; Rodríguez *et al.*, 2005). En mayor o menor medida, en los casos anteriores se trata de modelos de parámetros distribuidos, cuya distribución espacial se obtiene a partir de un número limitado de datos puntuales espacio-temporales, por lo que el ajuste del modelo conlleva un apreciable grado de incertidumbre.

Por otro lado, los modelos de balance intentan representar y explicar los fenómenos físicos, buscando una representación cercana a la realidad y resolviendo las ecuaciones que gobiernan el movimiento del agua en diferentes almacenamientos, utilizando generalmente un número reducido de parámetros. En el capítulo siguiente se realiza una revisión detallada de esta familia de modelos. En el caso de la cuenca en estudio, Giacosa (2002) utilizó un sencillo modelo de balance para analizar la influencia de los acueductos proyectados en la provincia de Santa Fe sobre los niveles freáticos.

1.4 La importancia de contar con mediciones de variables hidroambientales

Las fluctuaciones de los niveles freáticos son el resultado de las tensiones que el ciclo hidrológico y algunas actividades antrópicas ejercen sobre los sistemas de aguas subterráneas, los que se traducen en cambios en el almacenamiento freático (Custodio y Llamas, 1976; Freeze y Cherry, 1979). De igual manera, el caudal a la salida de una cuenca expresa la respuesta integrada no sólo del sistema superficial sino del subsuperficial y subterráneo. La señal puede reflejar las variaciones del ciclo hidrológico ya sean debidas a causas naturales o a acciones antrópicas. En cualquier caso, si se pretende conocer las variaciones del comportamiento a largo plazo de un acuífero o de una cuenca en general, son necesarios datos recabados durante años o décadas, más aún si lo que se investiga son las alteraciones producidas por cambios climáticos globales (Alley y Taylor, 2001).

Por otro lado, las mediciones de campo constituyen un insumo fundamental para la calibración de modelos de simulación, sean éstos de carácter distribuido o conceptual.

En referencia a registros continuos, con anterioridad al año 2000, en la sub-cuenca del A° Cululú se contaba con un único registro histórico de niveles freáticos pertenecientes a la estación INTA Rafaela y una corta serie de caudales (1978-1986) registrada por el INCYTH (hoy INA). A partir de ese año, se comenzaron a monitorear en forma continua diversas variables hidroambientales con el fin de contribuir a un conocimiento más acabado de las mismas y su evolución temporal (Ferreira y Rodríguez, 2005; Ferreira *et al.*, 2009).

El monitoreo se incrementó notablemente como consecuencia de la inundación del año 2003, en particular con la instalación de la red telemétrica del río Salado que incluye estaciones hidrométricas, de niveles freáticos, calidad de agua y humedad de suelo (Ferreira, 2006). Asimismo, el Ministerio de la Producción del Gobierno de la Provincia de Santa Fe ha montado recientemente una red Agrometeorológica con 20 sitios distribuidos en toda la provincia donde se registra tensión matricial a varias profundidades, entre otras variables de interés.

1.5 Objetivo

El objetivo principal de la tesis es simular el comportamiento y las fluctuaciones mensuales de ciertas variables hidrológicas de una cuenca en áreas caracterizadas por la escasez

de información. Para ello se aplicó el modelo de balance SUWAB (Rodríguez y Vionnet, 2000), que combina conceptos y principios de diferentes modelos existentes. Se trata de un modelo de parámetros concentrados, basado en la física, desarrollado a partir de la ecuación de Richards, resultando un modelo de balance sencillo que contiene un número reducido de parámetros con el fin de evitar sobre-parametrizaciones, pero que logra capturar la esencia de los procesos hidrológicos considerados. En esta tesis, el modelo original desarrollado por Rodríguez y Vionnet (2000), escrito en lenguaje Fortran 90, fue rescrito en lenguaje “Matemática” para facilitar la entrada/salida de datos y la visualización de resultados.

Además, se planteó analizar la aplicabilidad del modelo en dos escalas espaciales diferentes, validando los resultados numéricos con datos de campo en los casos que estuvieran disponibles. A diferencia de la aplicación anterior de SUWAB (Rodríguez y Vionnet, 2000), se investigó la sensibilidad de los resultados de las simulaciones a diferentes métodos de estimación de la evapotranspiración, variable de entrada al modelo. Como se mencionó anteriormente, en la subcuenca del A° Cululú motivo de estudio de esta tesis, hasta años recientes existía un único registro de niveles freáticos y una serie de caudales del 78' al 86'. Con el fin de contribuir al conocimiento del funcionamiento hidrológico de la misma e incrementar los puntos de medición en forma complementaria a otros esfuerzos en la zona (Ministerio de Aguas, Servicios Públicos y Medio Ambiente de la Provincia de Santa Fe), parte del trabajo de tesis consistió en la instalación y puesta a punto de instrumental de campo en la sub-cuenca del A° Cululú, y posterior análisis de la información recolectada, con el fin caracterizar la dinámica de la humedad de suelo y los niveles freáticos en sitios seleccionados.

1.6 Contenido de la Tesis

Además del capítulo introducción, esta tesis contiene cuatro capítulos y un apéndice. En el Capítulo 2, *Modelo de balance SUWAB* (Rodríguez y Vionnet, 2000) se realiza una introducción conceptual a los modelos de balance hídrico y se revisan algunos modelos disponibles en la literatura que parcialmente dan sustento al modelo SUWAB utilizado en esta tesis. Asimismo, se presenta el desarrollo matemático detallado del modelo y de modelos alternativos para estimar la evapotranspiración potencial, una de las variables dato del modelo SUWAB. En el Capítulo 3, *Aplicación del modelo SUWAB*, se muestran los resultados obtenidos de la aplicación del modelo a dos cuencas de diferente tamaño, una de unos 600 km²

(subcuenca del río Eden) y otra casi 10 veces más grande (subcuenca del A° Cululú), incluyendo un análisis de sensibilidad a los parámetros del modelo. En el Capítulo 4, *Trabajos en campo*, se repasan algunas de las técnicas hoy disponibles para medir humedad de suelo, y se describen las tareas realizadas en campo, entre ellas instalación de sensores y descarga de datos. Se realiza también un análisis de los datos registrados por los sensores. Las conclusiones de la tesis y recomendaciones para trabajos futuros se encuentran en el Capítulo 5.

Capítulo 2 : Modelos de Balance

2.1 Introducción

Alley (1984) definió los modelos de balance hídrico (MBH) como “procedimientos” que estiman el equilibrio entre el agua que ingresa (precipitación y deshielo) y el agua que sale (evapotranspiración, escurrimiento superficial, y recarga de agua subterránea) de un volumen de control definido. El volumen de control puede ser una cuenca, una subcuenca, un perfil edáfico, etc. Según el enfoque adoptado para transformar las entradas en salidas, los modelos de balance se pueden clasificar en empíricos, conceptuales, o modelos basados en la física. Los modelos empíricos, también llamados de caja negra, simplemente intentan relacionar las variables de entrada con las de salida mediante un coeficiente empírico que no explica los fenómenos físicos. Los modelos conceptuales intentan representar y explicar los fenómenos físicos, buscando una representación más cercana a la realidad y resolviendo las ecuaciones que gobiernan el movimiento del agua dividiendo el sistema complejo en diferentes almacenamientos. Los modelos basados en la física poseen mayor grado de complejidad, resolviendo las ecuaciones que gobiernan el movimiento del agua sin hacer mayores simplificaciones. Generalmente son definidos en base al objetivo perseguido y la cantidad de información disponible.

En realidad, el paso de un tipo de modelo a otro no es abrupto sino que existe un “continuo”, es decir, la mayoría de los modelos poseen al menos algún grado de lógica física (White *et al.*, 1993). De acuerdo a estos autores, los modelos más empíricos son generalmente más apropiados a escala local, siempre y cuando hayan sido calibrados y validados intensivamente con datos locales, mientras que según Ranatunga *et al.* (2008), los modelos más genéricos tienden a ser más confiables, en promedio, cuando se los aplica en áreas geográficas extensas.

Los modelos que relacionan escurrimiento con precipitación generalmente se aplican a escala de cuenca o subcuenca, y son conocidos como modelos de balance de agua en cuenca o simplemente modelos de balance hídrico - MBH. Por otro lado, existen otros modelos de balance enfocados al análisis de la humedad del suelo, al flujo a través de la zona radicular y a las pérdidas por evapotranspiración (y eventualmente recarga), cuya escala de aplicación

espacial es el perfil edáfico. A estos se los conoce como modelos de balance en el suelo-MBS o SWM por su sigla en inglés.

Los MBS podrían clasificarse según la complejidad con que se trate el perfil de suelo y el número de procesos físicos representados. Los modelos más simples poseen un número fijo de capas del suelo y un enfoque del tipo “tipping bucket” (o balde que rebalsa) para los flujos entrantes y salientes, mientras que los modelos más complejos incorporan un perfil continuo de suelo. Los modelos simples pueden simular una capa o múltiples capas. Los modelos continuos pueden ser uni- o bidimensionales. En cuanto a los procesos simulados en los MBS, en general son similares, y difieren en el grado de detalle con el cual cada componente es tratado.

Las variables de entrada y salida de los modelos de balance pueden ser funciones del espacio y del tiempo y también pueden ser probabilísticas o aleatorias, es decir, que no tienen un valor fijo en un punto particular del espacio y del tiempo, sino que están descritas a través de distribuciones de probabilidades (Chow *et al.*, 1998). En los modelos determinísticos que no tienen en cuenta la aleatoriedad, para una misma entrada se obtiene la misma salida, en cambio en los estocásticos las salidas son por lo menos parcialmente aleatorias. Según se tenga en cuenta la variabilidad espacial, se dividen en concentrados o agregados, en los que generalmente la variabilidad espacial se promedia, y en distribuidos o no-agregados. De acuerdo al intervalo de cálculo pueden ser de paso diario, mensual o anual. En zonas áridas y semiáridas es aconsejable un paso diario (Hendricks y Walker, 1997; Scalon *et al.*, 2002; Carrica y Lexow, 2004), mientras que en zonas húmedas, dependiendo del objetivo perseguido y de la disponibilidad de datos, entre otros factores, puede utilizarse un paso mensual.

Como se explica más adelante, el modelo SUWAB usado en esta tesis combina elementos tanto de los MBS (simples y complejos) con elementos de modelos de transformación de precipitación en escurrimiento a escala de cuenca.

2.2 Antecedentes de aplicación de modelos de balance

El primer conjunto de modelos (y, en cierta medida todos los modelos subsiguientes) fue una variante del desarrollado por Thornthwaite y Mather (1955) para estimar el déficit de humedad del suelo habiendo evolucionado hasta integrar MBH con sistemas de información geográfica (Dripps y Bradbury, 2007).

Las aplicaciones de MBH disponibles en la bibliografía son múltiples y persiguen objetivos muy diversos. Una de las más difundidas es la determinación de la recarga (Rushton y Ward, 1979; Finch, 1998; Carrica y Lexow, 2004; Rushton *et al.*, 2006; Dripps y Bradbury, 2007; Yeh *et al.*, 2007). Finch (1998) además analizó la sensibilidad de su modelo de paso diario, a parámetros superficiales con la idea de identificar aquellos que tienen mayor influencia desde el punto de vista operacional. En el caso de Dripps y Bradbury (2007), los autores desarrollaron un modelo de balance que fue aplicado en forma distribuida discretizando el área en celdas, con un paso de cálculo diario usando datos disponibles de suelo, de cobertura vegetal, topográficos y climáticos conjuntamente con un Sistema de Información Geográfica (SIG) para estimar la distribución espacial y temporal de la recarga a escala de cuenca para zonas templadas húmedas. Yeh *et al.* (2007) compararon las estimaciones de recarga obtenidas del modelo de balance con estimaciones obtenidas separando las componentes del hidrograma de caudales a la salida de la cuenca de estudio. Un trabajo reciente de uso de MBH para analizar recarga de agua subterránea es el de He *et al.* (2008), quienes presentaron un modelo semi-distribuido que además de estimar la recarga, calcula la fluctuación del nivel freático y las variables del balance de agua. El modelo consta de tres capas, la primera es una capa superficial relacionada con los usos de la tierra, la segunda es una capa del subsuelo y la última es una capa de agua subterránea. Las capas funcionan como depósitos de almacenamiento vertical con muchos puntos de salida de agua regulados mediante el uso de coeficientes.

Un modelo difundido entre la comunidad hispana es VISUAL BALAN, atribuido a Samper y García-Vera (1992) y Samper *et al.* (1999). Se trata de un modelo de paso diario que realiza el balance en la zona edáfica, la zona no saturada y el acuífero en forma secuencial. Una de las capacidades del modelo es estimar la evapotranspiración potencial mediante cinco formulaciones alternativas. En 2007 Samper *et al.* incorporaron herramientas GIS al modelo VISUAL BALAN, creando GIS-BALAN.

Degioanni *et al.* (2006) se abocaron al análisis de condiciones de anegamiento en suelos con capa freática poco profunda. Para ello desarrollaron el modelo de balance Freat.1, el que básicamente transfiere el agua entre la atmósfera y la capa freática teniendo en cuenta el efecto de la vegetación.

Otro gran número de aplicaciones se refieren a los MBS. Nishat *et al.* (2007) desarrollaron un modelo determinístico de simulación continua para estudiar la dinámica de la humedad del suelo bajo cualquier condición de suelo, vegetación y clima. El modelo está basado y formulado para simular la humedad con paso diario en un punto dentro de la zona radicular de un cultivo a lo largo de una temporada de crecimiento. Los autores enfatizan el hecho de que su modelo fue desarrollado para capturar la fluctuación promedio de humedad en diferentes condiciones climáticas y de uso de la tierra.

Motivados por el elevado consumo de agua destinada a la agricultura, Ranatunga *et al.* (2008) revisaron y analizaron todos los modelos de balance de agua en el suelo disponibles en Australia desde el año 1967 a la fecha, categorizándolos de acuerdo a diferentes características.

Recientemente, Vahedberdi *et al.* (2009) presentaron un modelo simple, distribuido, para predecir humedad de suelo, representando la zona no-saturada mediante dos capas, y utilizando un modelo de balance hídrico para cada celda. Los procesos básicos que ocurren dentro de la capa superficial y la capa inferior son ligeramente diferentes. Por ejemplo, la infiltración, la generación de escorrentía y la evaporación son limitadas a la capa superficial solamente. La percolación de la capa superficial se considera igual a la infiltración de la capa inferior.

La parametrización del modelo y los efectos de la variabilidad espacial en los datos básicos utilizados por los MBH han sido estudiados por varios autores en diferentes contextos. Sophocleous y McAllister (1987) usaron un MBH distribuido basado en polígonos de Thiessen incorporando tipos de suelo, uso de la tierra y prácticas de rotación de cultivos. Conway (1995) utilizó como base de su MBH una grilla cuadrículada para estudiar la sensibilidad de los flujos de los ríos a los cambios en las precipitaciones y la evapotranspiración potencial en el Alto Nilo Azul en Etiopía. Autores tales como Chiew *et al.* (1996), Jolley y Wheeler (1997) y Ewen (1997) abordaron la necesidad de incorporar los procesos más detalladamente cuando los MBH se vinculan a los actuales modelos climáticos. Flerchinger *et al.* (1998) estudiaron una pequeña cuenca semiárida en EE.UU., con énfasis en la variabilidad espacial a las entradas meteorológicas. En 2003, Mahmood y Hubbard usaron un modelo de balance para analizar la sensibilidad de la humedad de suelo y evapotranspiración a la he-

terogeneidad de las propiedades físicas del suelo y tres tipos de uso de suelo. En un trabajo reciente, Yokoo *et al.* (2008) resaltaron la importancia de la permeabilidad del suelo y su interacción con la pendiente topográfica en la determinación de modelos de balance, tanto a escala anual como estacional.

Otros investigadores se concentraron en evaluar el rendimiento de los MBH, comparando los resultados de varios modelos con el mismo conjunto de datos (Alley, 1984; Chiew *et al.*, 1993; Hörmann *et al.*, 2007), o aplicando un único modelo a diferentes zonas (Braun y Renner, 1992; Makhlouf y Michel, 1994; Vandewiele y Atlabachew, 1995). En el caso de Alley (1984), analizó la performance de varios modelos de entre dos y seis parámetros, evaluó los errores de predicción y las diferencias entre los distintos modelos en referencia a los valores simulados de variables de estado como la humedad de suelo. Jothityangkoon *et al.* (2001) analizaron los procesos de la variabilidad del balance de agua en una gran cuenca semiárida, desarrollando modelos de paso anual, mensual y diario.

En las últimas décadas pueden encontrarse trabajos cuyo objetivo es el análisis del impacto del cambio climático o de cambios en el uso de la tierra en los almacenamientos subsuperficiales saturado y no saturado utilizando como herramienta de cálculo modelos de balance, ya sea a escala de cuenca o perfil de suelo. Arnell (1992) investigó los factores que controlarían los efectos del cambio climático en 15 cuencas de Inglaterra. Para ello aplicó un simple modelo de balance y analizó el impacto sobre el escurrimiento, en tanto que Arnell y Reynard (1996) siguieron un enfoque similar. Niel *et al.* (2003) estudiaron la estabilidad de los parámetros de un modelo hidrológico concentrado frente a la variabilidad climática. Mileham *et al.* (2008) examinaron cómo la representación espacial de la precipitación influencia la calibración y parametrización de un modelo de balance de agua en el suelo y como esto impacta en la recarga y en la descarga del río Mitano en Uganda. Como se mencionó, Yokoo *et al.* (2008) analizaron los efectos de la variabilidad estacional de las variables de entrada sobre la media anual y mensual de balances hídricos y el rol del clima, las propiedades del suelo y la topografía en la modulación o regulación de estos impactos.

2.3 Descripción de algunos MBH

El modelo SUWAB utilizado en esta tesis fue inicialmente desarrollado por Rodríguez y Vionnet (2000) a partir de leyes de conservación más algunos conceptos y relaciones

funcionales tomadas de modelos publicados por otros autores. A continuación se describen esos modelos según los presenta Alley (1984), quien investigó el uso de modelos de balance a escala regional para transformar datos de precipitación y evapotranspiración potencial en estimaciones de escurrimiento mensual y anual.

2.3.1 Modelos T

Tal vez el primer conjunto de modelos, y en cierta forma todos los modelos de balance posteriores, son variantes de aquellos desarrollados por Thornthwaite y Mather (1955). En estos modelos, denominados “modelos T ”, se asume que el suelo tiene una cierta capacidad de almacenar agua Φ asimilable a la humedad del suelo. El almacenamiento al final del mes “ i ” se representa con una variable de estado S_i . Dependiendo si la precipitación P_i en el mes “ i ” es mayor o menor que la evapotranspiración potencial PE_i , el agua se suma o resta al almacenamiento, respectivamente.

En el primer caso, cuando $P_i \geq PE_i$:

$$S_i = \min \{ (P_i - PE_i) + S_{i-1}; \Phi \} \quad (2.1)$$

En el segundo caso, cuando $P_i < PE_i$, se produce déficit de humedad de suelo, o si ya existía, este se incrementa.

El cálculo de S_i se basa en asumir que la relación entre la pérdida entre humedad de suelo, la precipitación y la evapotranspiración potencial está descrita por:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{-(PE_i - P_i)}{\Phi} S \quad (2.2)$$

cuando $P_i < PE_i$, la solución de esta ecuación es:

$$S_i = S_{i-1} e^{-\frac{(PE_i - P_i)}{\Phi}} \quad (2.3)$$

el déficit de humedad de suelo al final de cada mes es definido como: $D_i = \Phi - S_i$.

Cuando la precipitación en un mes es superior a la evapotranspiración potencial y la humedad del suelo alcanza el valor de Φ , se supone que el exceso de agua contribuye al agua excedente.

$$\begin{cases} \Delta Q = (P_i - PE_i) + S_{i-1} - \Phi & S_i = \Phi \\ \Delta Q = 0 & \text{en otro caso} \end{cases} \quad (2.4)$$

donde ΔQ es el aporte al agua excedente. Un problema importante ha sido siempre el contabilizar la cantidad de agua que realmente llega a los cursos de agua, es decir la fracción del excedente de agua en su viaje a los canales. El enfoque habitual ha sido especificar que alguna fracción λ del excedente permanece en el suelo, como parte del almacenamiento de agua subterránea. Por lo tanto, el escurrimiento en el mes “ i ” (R_i) y el agua excedente al final del mes (Q_i), son respectivamente:

$$R_i = (1 - \lambda)(Q_{i-1} + \Delta Q) \quad (2.5)$$

$$Q_i = \lambda(Q_{i-1} + \Delta Q) \quad (2.6)$$

La fracción λ (parámetro del modelo) varía con la profundidad y textura del suelo, el tamaño y la fisiografía de la cuenca, y la naturaleza del sistema de aguas subterráneas. Originalmente, Thornthwaite y Mather (1955) sugirieron $\lambda = 0,5$.

2.3.2 Modelo P

Palmer (1965) utilizó un modelo de balance de agua similar al modelo “ T ” para determinar un índice de sequía. En este modelo, la zona de almacenamiento de la humedad del suelo se representa mediante dos capas, una superior con capacidad de almacenamiento máxima Φ_a y una inferior con capacidad máxima Φ_b . La humedad no puede disminuir (o aumentar) en la capa inferior hasta que toda la humedad disponible se ha quitado (o adicionado) de la capa superior. Se supone que la pérdida por evapotranspiración de la capa superior E_i^a , tendrá lugar a la tasa potencial y que la pérdida de la capa inferior E_i^b , se produce cuando $[(PE_i - P_i) - E_i^a] > 0$. En ese caso:

$$E_i^b = [(PE_i - P_i) - E_i^a] \frac{S_{i-1}^b}{\Phi} \quad E_i^b \leq S_{i-1}^b \quad (2.7)$$

donde $\Phi = \Phi_a + \Phi_b$ y S_{i-1}^b es la humedad del suelo disponible en la capa inferior al comienzo del mes “ i ”. Un enfoque similar fue utilizado por Haan (1972) en un modelo de escorrentía

mensual que usa información diaria de precipitación y de evapotranspiración potencial como datos de entrada. En este modelo, la escorrentía se produce si y sólo si la humedad del suelo en ambas capas de almacenamiento llega a su capacidad máxima de almacenamiento.

2.3.3 Modelo *abcd*

Thomas (1981) presentó un modelo de balance con algunas características nuevas respecto de los modelos “*T*”. En su modelo, denominado “*abcd*”, se define una variable de estado, $W_i = P_i + S_{i-1}$, llamada “agua disponible”. También se propone una segunda variable de estado, Y_i , definida como la suma de la evapo-transpiración real durante el periodo i y el almacenamiento de humedad de suelo S al final del mismo periodo, es decir, $Y_i = E_i + S_i$. Esta variable de estado se calcula como una función no-lineal del agua disponible w_i , usando:

$$Y_i(W_i) = \frac{W_i + b}{2a} - \left[\left(\frac{W_i + b}{2a} \right)^2 - \frac{W_i b}{a} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.8)$$

Esta función asegura que $Y_i \leq W_i$, $Y'(0) = 1$, e $Y'(\infty) = 0$. Un límite superior de Y es b , siendo a y b parámetros. Thomas *et al.* (1983) notaron que además de estas propiedades, la función $Y(W)$ no tiene un significado especial.

Con el fin de distribuir Y_i entre la evapotranspiración real y la humedad del suelo al final del mes, Thomas *et al.* (1983) supusieron que la tasa de pérdida de humedad de suelo es proporcional a la evapotranspiración real y al almacenamiento de humedad del suelo:

$$\frac{dS}{dt} = -\frac{PE}{b}S \quad (2.9)$$

Suponiendo que el almacenamiento de la humedad de suelo al comienzo del mes es Y_i , se obtiene:

$$S_i = Y_i e^{-\frac{PE_i}{b}} \quad (2.10)$$

La diferencia $W_i - Y_i$ es la suma del escurrimiento directo $(DR_i)_i$ y la recarga de agua subterránea $(GR_i)_i$. La fracción de cada uno se determina introduciendo el parámetro c similar al parámetro λ anterior.

$$GR_i = c(W_i - Y_i) \quad (2.11)$$

$$DR_i = (1 - c)(W_i - Y_i) \quad (2.12)$$

La descarga de agua subterránea al sistema superficial o flujo base es dG_i , donde d es un parámetro del modelo y G_i es la cantidad de agua en el almacenamiento subterráneo al final del periodo “ i ” y es calculado por el balance de masa como:

$$G_i = \frac{c(W_i - Y_i) + G_{i-1}}{(1 - d)} \quad (2.13)$$

Por lo tanto, el modelo tiene cuatro parámetros a , b , c y d , cada uno de los cuales tiene cierto grado de interpretación física. El parámetro a , ($0 < a \leq 1$) refleja la propensión de que se produzca escorrentía antes de que el suelo esté completamente saturado (Thomas *et al.*, 1983). El parámetro b es un límite superior de la suma de evapotranspiración y el almacenamiento de humedad de suelo. El parámetro c está relacionado con la fracción de la escorrentía media que viene del agua subterránea. Finalmente el parámetro d es la recíproca del tiempo de residencia del agua subterránea.

2.3.4 Modelo T modificado

Alley (1984) introdujo dos modificaciones al modelo T . La primera supone que una fracción α de la precipitación aporta al escurrimiento directo antes de realizar el cálculo de balance de agua de los otros componentes del sistema. Este modelo es llamado modelo $T\alpha$.

La segunda modificación investigada por Alley propone un enfoque similar al usado en el modelo $abcd$. Después de calcularse E_i según el enfoque usual de los modelos T , la humedad de suelo restante al final del periodo “ i ” se calcula como:

$$S_i = \frac{W_i + \Phi}{2\gamma} - \left[\left(\frac{W_i + \Phi}{2\gamma} \right)^2 - \frac{W_i \Phi}{\gamma} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.14)$$

donde $W_i = S_{i-1} + (P_i - E_i)$. Este modelo se conoce como el modelo $T\gamma$, el significado de γ es el mismo que el parámetro a en el modelo $abcd$.

2.4 Modelo SUWAB

El modelo SUWAB usado en esta tesis no fue desarrollado con el objetivo de predecir valores diarios de variables hidrológicas sino de capturar valores promedio mensuales y fluctuaciones en áreas caracterizadas por escasez de información. Se trata de un modelo de parámetros concentrados, basado en la física, desarrollado a partir de la ecuación de Richards. Además combina algunas características del modelo $T\alpha$ y del modelo $abcd$ (Rodríguez y Vionnet, 2000), y modela tanto la zona no-saturada como la zona saturada utilizando un reducido número de parámetros. El agua viaja verticalmente por el perfil del suelo, descargando en los ríos ya sea como escurrimiento directo Q_s , escurrimiento sub-superficial Q_{ss} , o flujo base Q_b (Figura 2.1).

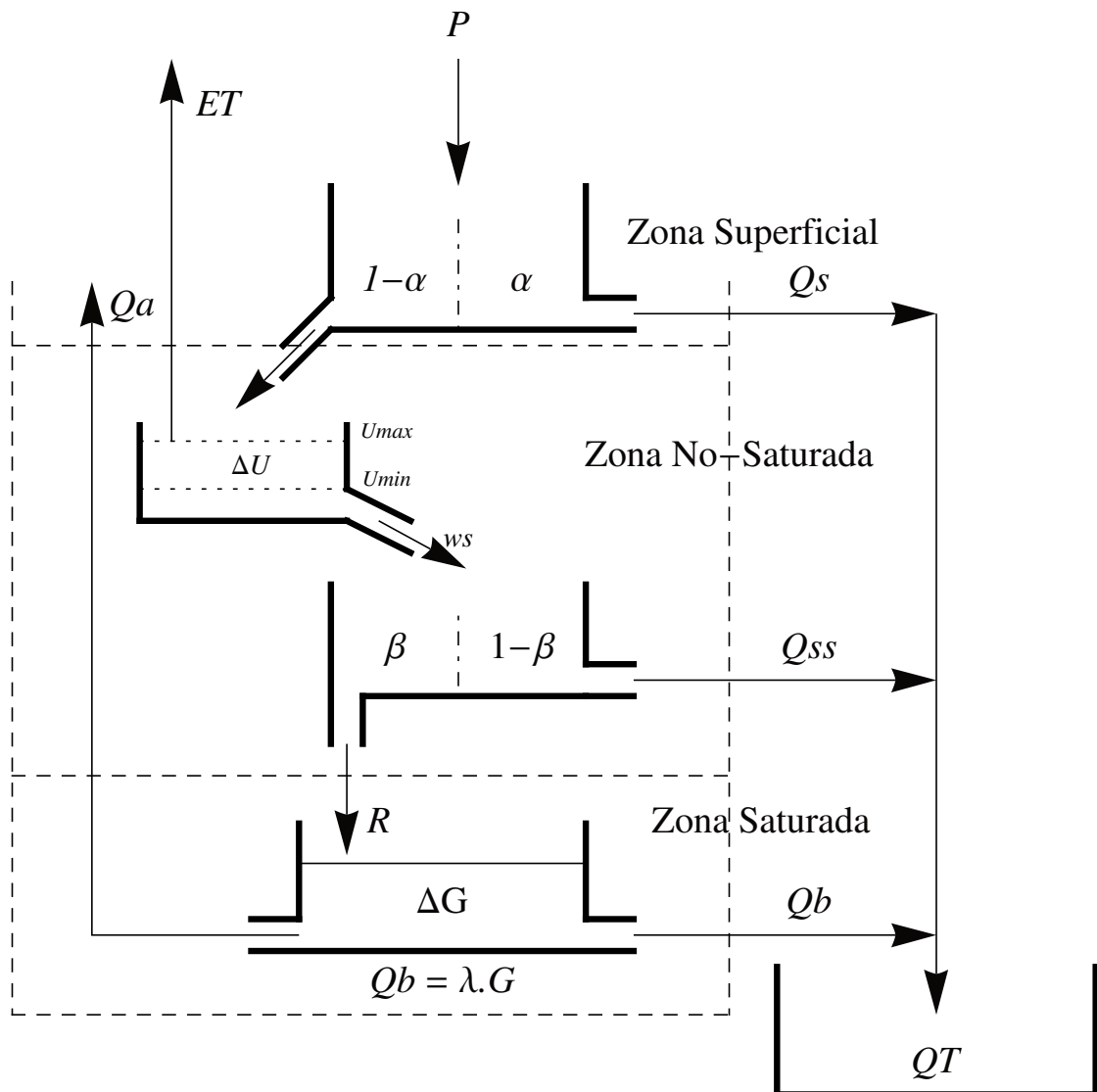


Figura 2.1: Esquema representativo del modelo SUWAB.

Una de las críticas que suele hacerse a los MBH es que el escurrimiento se produce

únicamente cuando el almacenamiento de humedad del suelo alcanza su máxima capacidad. En SUWAB, se sigue la idea propuesta por Alley (1984), de que el escurrimiento puede ser generado antes de que esa condición se cumpla. En la Figura 2.1, las demás variables son ET : evapotranspiración real; P : precipitación; Qa : extracción de agua del almacenamiento subterráneo (por ejemplo por bombeo); U_{max} y U_{min} la capacidad máxima y mínima, respectivamente, de almacenamiento en la zona no saturada (ZNS); ws : excedente de agua de la ZNS una vez satisfecha la evapotranspiración; R : recarga a la zona saturada; G : almacenamiento en la zona saturada (ZS); QT : escurrimiento total. Otro tema a considerar es el retraso que sufre el excedente de agua al viajar a través del perfil del suelo hacia los cursos de agua. El enfoque más común es liberar el agua del almacenamiento saturado durante el siguiente paso de tiempo (Conway, 1995). En SUWAB se utiliza un parámetro λ asociado con la recíproca del tiempo de residencia del agua subterránea para estimar el Qb en el paso de cálculo, de una manera análoga al trabajo de Thomas *et al.* (1983). Por lo tanto, la introducción de un factor arbitrario de desfase temporal no es necesaria.

Otro tema a considerar es el retraso que sufre el excedente de agua al viajar a través del perfil del suelo hacia los cursos de agua. El enfoque más común es liberar el agua del almacenamiento saturado durante el siguiente paso de tiempo (Conway, 1995). En SUWAB se utiliza un parámetro λ asociado con la recíproca del tiempo de residencia del agua subterránea para estimar el Qb en el paso de cálculo, de una manera análoga al trabajo de Thomas *et al.* (1983). Por lo tanto, la introducción de un factor arbitrario de desfase temporal no es necesaria.

En esencia, el modelo posee cuatro parámetros (ver Figura 2.1 para más detalles): α es la fracción de la precipitación que contribuye al escurrimiento directo, β es la fracción excedente del almacenamiento en ZNS que se transforma en recarga al almacenamiento saturado/subterráneo, λ es la conductancia hidráulica de la interfase río-acuífero y U_{max} , definido anteriormente. A continuación se presenta la base matemática del modelo.

2.4.1 Ecuación de gobierno

Las expresiones matemáticas del modelo SUWAB pueden derivarse de la ecuación de Richards (1931), según explican Rodríguez y Vionnet (2000). Considérese la ZNS y la ZS, esta última representando un acuífero libre, delimitado por encima por el nivel freático

y por debajo por una capa impermeable. En su forma más general, la ecuación de Richards está expresada como (Freeze y Cherry, 1979):

$$\frac{\partial(\rho_w \theta)}{\partial t} + \Delta \cdot \rho_w \vec{q} = Q_{\pm} \quad (2.15)$$

donde θ es el contenido de humedad del suelo [$L^3 L^{-3}$], ρ_w es la densidad del fluido [ML^{-3}], t es el tiempo [T], $\vec{q} = (q_x, q_y, q_z) = -K(\theta) \Delta h$ es el flujo específico dado por la ley de Darcy [LT^{-1}] para medios porosos no-saturados, K es la conductividad hidráulica no saturada [LT^{-1}], $h = z + \psi$ es el potencial hidráulico [L] suma del potencial gravitatorio z (medido positivo hacia arriba) y el potencial matricial de presión, ψ , según el medio esté no saturado, Q_{\pm} es una término fuente/sumidero.

Esta ecuación se aplica tanto a la zona no-saturada como saturada de una columna de suelo.

2.4.1.1 Zona no-Saturada

Asumiendo movimiento vertical, la integración de la ecuación (2.15) entre el nivel freático $z = H$ y el nivel de la superficie del terreno H_g (Figura 2.2), resulta:

$$\frac{d}{dt} \int_H^{H_g} \theta dz + n_e \frac{dH}{dt} + q_z|_{H_g} - q_z|_H = - \int_{H_r}^{H_g} S_w dz \quad (2.16)$$

donde n_e es la porosidad efectiva del suelo, S_w es la absorción de la raíz por unidad de volumen de suelo situado entre la superficie del terreno H_g y la profundidad de la raíz H_r . Para el flujo en ZNS, se definen las siguientes condiciones de frontera:

$$\vec{q} \cdot \vec{n}|_{H_g} = q_z|_{H_g} = E - IP \quad (2.17)$$

$$\vec{q} \cdot \vec{n}|_H = -q_z|_H = -D' \quad (2.18)$$

En este caso, \vec{n} es el vector unitario normal exterior a las caras superior e inferior de áreas unitaria de la columna de suelo, E es la tasa de evaporación [LT^{-1}] e IP [LT^{-1}] es la intensidad de la precipitación, ambas a nivel de superficie del terreno.

La condición (2.17) es adecuada cuando no hay agua escarchada en la superficie del suelo. El límite inferior D' de (2.18) representa la cantidad de agua drenada por la columna

de suelo.

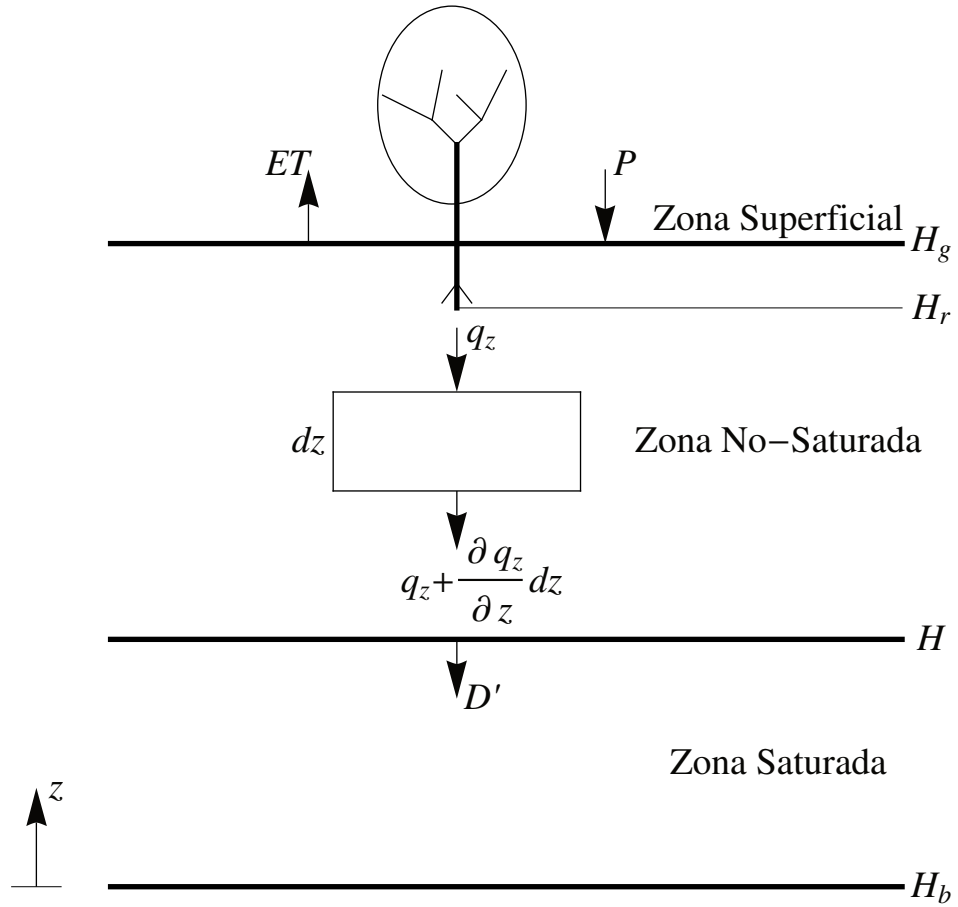


Figura 2.2: Esquema de los almacenamientos representados en el modelo. Definición de límites de integración de la ecuación de Richards.

Si (2.16) se integra sucesivamente respecto del tiempo y luego sobre el área representativa de aplicación del modelo, A , la ecuación (2.16) se convierte en:

$$\Delta U = P - ET - R' - n_e \Delta G \quad (2.19)$$

donde:

$$U = \frac{1}{A} \int \int_H^{H_g} \theta dz dA$$

$$G = \frac{1}{A} \int (H - H_b) dA$$

$$R' = \frac{1}{A} \int \int_t^{t+\Delta t} D' dt dA$$

$$P = \frac{1}{A} \int \int_t^{t+\Delta t} IP dt dA$$

$$ET = \frac{1}{A} \int \int_t^{t+\Delta t} \left(E + \int_{H_r}^{H_g} S_w dz \right) dt dA$$

Aquí, U es el agua almacenada en la zona no-saturada (medida en lámina L), G es la altura de agua almacenada en la zona saturada, P es la cantidad de agua precipitada en un período de tiempo Δt , ET es la cantidad de agua evapotranspirada en el período de tiempo Δt , R' es la recarga de agua subterránea, todas cantidades promediadas sobre el área A , y H_b es la cota inferior del acuífero, tomado como datum.

El último término del lado derecho de ecuación (2.19) representa una aparente disminución de la humedad de suelo debido al incremento del nivel de la superficie freática. Se trata de un evento totalmente cinético, pero señala el simple hecho de que la máxima capacidad de almacenamiento de agua del suelo U_{max} es una función del tiempo, cuya altura promedio se contrae o expande en función de las fluctuaciones del nivel de la superficie freática. En una primera aproximación, en SUWAB se considera constante.

Por lo tanto, la contribución $R' + n_e \Delta G$ se denomina recarga efectiva de agua subterránea R . La intensidad de la cantidad asociada por unidad de área y unidad de tiempo de R se denota por D .

2.4.1.2 Zona Saturada

Asumiendo ahora que en esta capa el movimiento es predominantemente horizontal, (suposición de Dupuit) la integración vertical de la ecuación (2.15) entre la cota inferior del acuífero H_b , asumida como borde impermeable, y la posición del nivel de la superficie freática H resulta:

$$S \frac{\partial H}{\partial t} + \Delta \cdot \vec{Q}_H = D - \sum Q_i \delta(\vec{x} - \vec{x}_i) \quad (2.20)$$

Si se asume que toda la descarga de agua subterránea del acuífero sale de la cuenca como parte del escurrimiento total de los ríos, la ecuación anterior está sujeta a la condición de flujo de intercambio en la interfase río-acuífero (Prudic, 1989):

$$\vec{n} \cdot \vec{Q}_H = C_\Gamma (H - H_s) \quad (2.21)$$

En (2.20), S es el coeficiente de almacenamiento, $Q_H = -K (H - H_b) \Delta H$ es el flujo horizontal en el acuífero por unidad de ancho [$L^2 T^{-1}$] y Δ es el operador gradiente horizontal [L^{-1}], \vec{n} es un vector unitario normal exterior al área transversal del acuífero, C_Γ

es la conductancia hidráulica [LT^{-1}] de la interfase río-acuífero definida localmente a lo largo de la frontera interna Γ (ver Figura 2.3), H_s es la cota de la superficie libre del río [L], $\sum Q_i$ es la cantidad de agua bombeada instantáneamente a través de varios pozos [L^3T^{-1}], δ es la función delta de Dirac [L^{-2}].

En la Figura 2.3 se muestra un esquema de la interface acuífero-río sobre la que se basa el desarrollo siguiente.

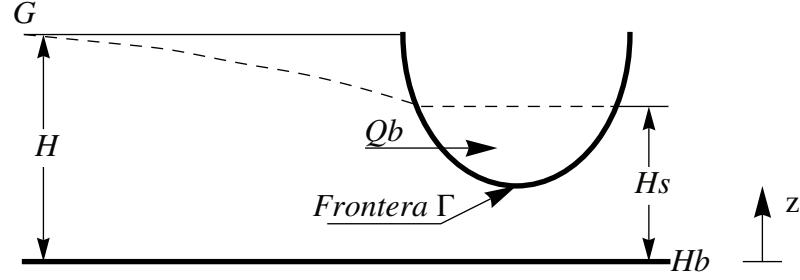


Figura 2.3: Esquema representativo de interacción río-acuífero.

La integración de la ecuación (2.21) sobre el área mojada del río A_r , seguida de una integración desde el tiempo t al tiempo $t + \Delta t$ (identificado con los sub-índices i e $i + 1$ respectivamente), resulta:

$$S\Delta G + \frac{L_\Gamma \bar{C}_\Gamma \nu \Delta t}{A_r} (G_{i+1} - G_\infty) \cong R - Q_a \quad (2.22)$$

En este caso se introdujo la siguiente aproximación:

$$\begin{aligned} Q_b &= \int_t^{t+\Delta t} \int n \cdot Q_H|_\Gamma dl dt = \int_t^{t+\Delta t} \int C_\Gamma [(H - H_b) - (H_s - H_b)] dl dt \\ &= \int_t^{t+\Delta t} L_\Gamma \bar{C}_\Gamma (\overline{G - G_\infty})_\Gamma dt \end{aligned} \quad (2.23)$$

donde dl es un segmento de arco diferencial a lo largo de la frontera de interacción Γ y L_Γ es la longitud total del río. Suponiendo que \bar{C}_Γ es invariante en el tiempo, se puede argumentar que los límites superior e inferior para la ganancia y la pérdida de flujo entre río/acuífero, respectivamente, pueden expresarse como:

$$\begin{aligned} \int_t^{t+\Delta t} (\overline{G - G_\infty})_\Gamma dt &\leq \int_t^{t+\Delta t} (G - G_\infty) && \text{para ganancia de flujo} \\ \int_t^{t+\Delta t} (\overline{G - G_\infty})_\Gamma dt &> \int_t^{t+\Delta t} (G - G_\infty) && \text{para pérdida de flujo} \end{aligned}$$

La combinación de estos límites con (2.23) da:

$$Q_b = L_\Gamma \bar{C}_\Gamma \nu \int_t^{t+\Delta t} (G_{i+1} - G_\infty) dt \quad (2.24)$$

donde $\nu \leq 1$ para ganancia de flujo de un curso de agua, y $\nu > 1$ para la pérdida de flujo de un curso de agua. Adoptando un paso de tiempo hacia adelante, la ecuación (2.24) puede ser aproximada por:

$$Q_b = L_\Gamma \bar{C}_\Gamma \nu \Delta t (G_{i+1} - G_\infty) \quad (2.25)$$

La expresión (2.25) es la que aparece en la ecuación (2.22). Aquí, Q_b representa el aporte del almacenamiento subterráneo al caudal total de los ríos durante el periodo Δt , cuando se alcanzó un nivel umbral promedió G_∞ . Todas las demás variables preservan la definición dada anteriormente, con la excepción de Q_a , que representa el agua total extraída en el periodo de tiempo por unidad de superficie:

$$Q_a = \frac{1}{A} \int_t^{t+\Delta t} \sum Q_i(t) dt \quad (2.26)$$

Teniendo en cuenta lo anterior, la ecuación (2.22) se puede escribir como:

$$S\Delta G + Q_b = R - Q_a \quad (2.27)$$

Se destaca en el planteo anterior, la relación estructural entre las variables y los parámetros físicos S y \bar{C}_Γ deriva de la aplicación de la ley de conservación de masa, en lugar de surgir de relaciones empíricas. Por ejemplo para un Δt , la suma de las ecuaciones (2.19) y (2.27) resulta:

$$(\Delta U + S\Delta G) + (ET - P + Q_b) = -Q_a \quad (2.28)$$

que es el equivalente de la fórmula integral de la ecuación (2.15), es decir, el cambio en el almacenamiento más los flujos netos igual fuentes/sumideros. Por lo tanto, a pesar de tener una forma lineal simple, el planteo propuesto no solo es conservativo, sino que proporciona

dos relaciones independientes acopladas débilmente a través de la variable de transferencia R . La ecuación (2.25) es una ley constitutiva que relaciona la descarga de agua subterránea al sistema superficial con el almacenamiento de la zona saturada, que no es menos conveniente a pesar de su simplicidad.

En resumen, hay seis variables que son: una única variable de entrada P , las variables de estado U y G , la variable de transferencia R , y las variables de salida Q_a (conocida), Q_b y Q_r . Esta última está implícita, y representa el escurrimiento directo, ya que es sabido que no toda el agua de la cuenca sale como agua subterránea (o flujo base Q_b).

2.4.2 Formulaciones para el almacenamiento en la zona no-saturada

Se define la variable auxiliar, $def = ET - P$, que representa un déficit potencial de agua para un periodo dado. Si se supone por el momento que no hay recarga ($R = 0$), la ecuación (2.19) puede ser escrita como:

$$\frac{dU}{dt} = -\frac{def}{\Delta t} \quad (2.29)$$

Para toda entrada y salida de agua de la zona no saturada, el almacenamiento debe ser expresado en términos de tasa. La salida R está implícitamente incluida en la variable def , como será explicado más adelante.

Es posible distinguir dos situaciones, siendo " i .^{el}" mes actual e " $i - 1$.^{el}" mes anterior:

a) $def_i \leq 0 \Rightarrow P_i > ET_i$, por ende se incorpora agua al suelo. El nuevo valor de almacenamiento U_{new_i} está dado como:

$$U_{new_i} = U_{i-1} - def_i \quad (2.30)$$

El almacenamiento real estará limitado por la máxima capacidad de almacenamiento del suelo. Escrito matemáticamente:

$$U_i = \min(U_{new_i}; U_{max}) \quad (2.31)$$

donde la expresión anterior simboliza el mínimo entre U_{new_i} y U_{max} . En este caso el agua excedente ws_i disponible en el mes i es:

$$ws_i = \begin{cases} U_{new_i} - U_{max} & \text{si } U_{new_i} > U_{max} \\ 0 & \text{si } U_{new_i} \leq U_{max} \end{cases} \quad (2.32)$$

Una fracción β de este agua excedente se convierte en recarga al almacenamiento subterránea.

b) $def_i > 0 \Rightarrow P_i < ET_i$, en este caso no hay excedente y se produce un descenso de la humedad de suelo, esto es del almacenamiento U . En el modelo SUWAB se proponen tres formulaciones alternativas para modelar la variación temporal de U .

2.4.2.1 Modelo a tasa constante

El almacenamiento en la zona no-saturada es consumido a una tasa constante, es decir:

$$\frac{dU}{dt} = -\frac{def}{\Delta t} = \text{cte} \quad (2.33)$$

Integrando entre t_{i-1} y t_i , para $\Delta t = t_i - t_{i-1}$, la solución de (2.33) es de la forma:

$$U_i = U_{i-1} - def_i \quad (2.34)$$

Para evitar valores no físicamente posibles y valores negativos, se debe imponer una restricción a U . En este caso:

$$U_i = \max(U_{i-1} - def_i; U_{min}) \quad (2.35)$$

donde U_{min} es la capacidad mínima de almacenamiento en la zona no saturada, que puede ser considerada como un porcentaje de U_{max} , teniendo en cuenta los límites útiles para ser aprovechados por las plantas (es decir entre la capacidad de campo y punto de marchitez permanente).

2.4.2.2 Modelo a tasa lineal

El contenido de agua en la zona no-saturada varía a una tasa variable proporcional al contenido relativo de agua (Alley, 1984):

$$\frac{dU}{dt} = -\frac{def}{\Delta t} \frac{U}{U_{max}} \quad (2.36)$$

Integrando entre t_{i-1} y t_i , la solución exponencial de (2.36) es de la forma:

$$U_i = U_{i-1} e^{-\frac{def_i}{U_{max}}} \quad (2.37)$$

2.4.2.3 Modelo a tasa no-lineal

El agua de la zona no saturada varía a una tasa variable de la forma:

$$\frac{dU}{dt} = -\frac{def}{\Delta t} \frac{U}{U_{max}} \frac{U - U_{max}}{U_{max} - U_{min}} \quad (2.38)$$

Integrando entre t_{i-1} y t_i la solución exacta de la ecuación (2.38) es de la forma:

$$U_i = \frac{U_{min}}{1 + \left(\frac{U_{min}}{U_{i-1}} - 1 \right) e^{-\frac{def_i}{U_{max}} \frac{U_{min}}{U_{max} - U_{min}} \frac{t_i - t_{i-1}}{\Delta t}}} \quad (2.39)$$

Está claro que U_i alcanza el valor asintótico de U_{min} cuando $(t_i - t_{i-1}) \rightarrow \infty$. Por otro lado si $t_i - t_{i-1} = \Delta t$ la ecuación (2.39) se reduce a:

$$U_i = \frac{U_{min}}{1 + \left(\frac{U_{min}}{U_{i-1}} - 1 \right) e^{-\frac{def_i}{U_{max}} \frac{U_{min}}{U_{max} - U_{min}}}} \quad (2.40)$$

El modelo a tasa no lineal propuesto aquí es una alternativa a la de Conway (1995).

2.4.3 Modelo para el almacenamiento en la zona saturada

Partiendo de la ecuación (2.27) la variación del almacenamiento en la zona saturada se puede expresar como:

$$S \frac{dG}{dt} = R - Qa - Qb \quad (2.41)$$

En SUWAB, la descarga de agua subterránea se modela con la expresión (2.25), donde $\lambda = L_{\Gamma} \bar{C}_{\Gamma} \nu \Delta t$. Por conveniencia se realiza el cambio de variable.

$$\tilde{G} = G - G_{\infty} \quad (2.42)$$

Una vez más, toda entrada y salida de agua de la zona saturada es expresada como tasa. Reemplazando en (2.41), la ecuación diferencial queda como:

$$S \frac{d\tilde{G}}{dt} + \lambda \tilde{G} = R - Qa \quad (2.43)$$

ó

$$S \frac{dG}{dt} + \lambda G = R - Qa \quad (2.44)$$

donde se simplificó la notación. La solución de (2.44) puede ser expresada como:

$$G(t) = G(0) e^{-\frac{\lambda t}{S}} + e^{-\frac{\lambda t}{S}} \int_0^t \frac{e^{\frac{\lambda f}{S}}}{S} df \quad (2.45)$$

donde f es una variable auxiliar de integración.

Considerando un intervalo de tiempo $[t_i - t_{i-1}]$, la ecuación (2.44) se puede aproximar por:

$$S(G_i - G_{i-1}) + \lambda G_i = R_i - Qa_i \quad (2.46)$$

despejando G_i se obtiene:

$$G_i = \frac{SG_{i-1} + R_i - Qa_i}{S + \lambda} \quad (2.47)$$

2.4.4 Estimación de parámetros

Generalmente los modelos hidrológicos son calibrados por comparación entre los valores simulados y observados de caudales en algún punto de la cuenca. La calibración puede realizarse mediante un proceso de optimización definiendo una función objetivo que debe minimizarse para un juego de parámetros apropiados y un juego de datos dado.

Algunos autores sostienen que la selección de la función objetivo y el juego de datos para la calibración es un proceso subjetivo (Diskin y Simon, 1977; Sorooshian y Dracup, 1980). Los trabajos publicados sobre este tema son numerosos, la intención de esta tesis no es realizar una investigación de las alternativas de estimación de parámetros sino usar un enfoque simple.

La función objetivo más comúnmente usada en los modelos hidrológicos es la suma de los cuadrados de las desviaciones (Diskin y Simon 1977), definida como:

$$FO_i(\alpha, \beta, \lambda, Umax) = \sum_{i=1}^N (QT_{o_i} - QT_{s_i})^2 \quad (2.48)$$

recordando que α , β , λ y $Umax$ son los cuatro parámetros del modelo, y donde QT_{o_i} es el caudal total observado en el mes “i”, y QT_{s_i} es el caudal total simulado en el mismo mes.

Si el caudal total está compuesto por escurrimiento directo y caudal base se puede escribir:

$$QT_{o_i} = Qr_{o_i} + Qb_{o_i} \quad (2.49)$$

$$QT_{s_i} = Qr_{s_i} + Qb_{s_i} \quad (2.50)$$

Reemplazando en la ecuación (2.48) se obtiene:

$$FO_i(\alpha, \beta, \lambda, Umax) = \sum_{i=1}^N (Qr_{o_i} - Qr_{s_i} + Qb_{o_i} - Qb_{s_i})^2 \quad (2.51)$$

Considerando que el objetivo es buscar un valor mínimo de FO , la inecuación $(a + b)^2 = a^2 + 2ab + b^2 \leq a^2 + 2|a||b| + b^2$ es apropiada para derivar la expresión final de la función objetivo:

$$FO_i(\alpha, \beta, \lambda, Umax) \leq \sum_{i=1}^N [(Qr_{o_i} - Qr_{s_i})^2 + 2|Qr_{o_i} - Qr_{s_i}| |Qb_{o_i} - Qb_{s_i}| + (Qb_{o_i} - Qb_{s_i})^2] \quad (2.52)$$

Esta es la función objetivo implementada en SUWAB para obtener el juego de parámetros óptimos.

2.4.5 Datos de entrada

Los datos necesarios para la implementación del modelo son la precipitación y la evapotranspiración potencial media mensual del área en estudio, esta última debe ser calculada en forma externa.

Además se debe disponer de una serie de caudal total y caudal base usados en la calibración para la minimización de la función objetivo.

2.4.5.1 Precipitación media

El usuario puede optar entre los variados métodos disponibles para estimar la precipitación media areal: Media Aritmética, Polígonos de Thiessen, Isoyetas, Thiessen Modificado e Inverso de la Distancia al Cuadrado (Pizarro *et al.*, 2003).

2.4.5.2 Evapotranspiración

La evaporación y la transpiración ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos, por ende al proceso en conjunto se denomina evapotranspiración.

Si bien existen varias fórmulas para estimar evapotranspiración, sólo se citan las cuatro utilizadas en los cálculos presentados en el siguiente capítulo.

Ecuación FAO Penman-Monteith: La ecuación de la FAO Penman-Monteith puede ser escrita de la siguiente manera (Allen *et al.*, 2006):

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34u_2)} \quad (2.53)$$

donde:

ET_0 : Evapotranspiración de referencia ($mm \text{ dia}^{-1}$).

R_n : Radiación neta en la superficie del cultivo ($MJ m^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

G : Flujo del calor de suelo ($MJ m^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

T : Temperatura media diaria del aire a 2 m de altura ($^{\circ}C$).

u_2 : Velocidad del viento a 2 m de altura ($m s^{-1}$).

e_s : Presión de vapor de saturación (kPa).

e_a : Presión real de vapor (kPa).

$e_s - e_a$: Déficit de presión de vapor (kPa).

Δ : Pendiente de la curva de presión de vapor ($kPa \text{ }^{\circ}C^{-1}$).

γ : Constante psicrométrica ($kPa \text{ }^{\circ}C^{-1}$).

El método FAO Penman-Monteith fue desarrollado haciendo uso de la definición del cultivo de referencia como un cultivo hipotético con una altura asumida de 0,12m, con una resistencia superficial de $70 s m^{-1}$ y un albedo de 0,23, que representa la evapotranspiración de una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y

adecuadamente regado.

Si bien esta fórmula requiere de datos de varias variables meteorológicas para su correcta aplicación, ha sido ampliamente estudiada y existen recomendaciones para su uso cuando no se dispone de toda la información necesaria. La fórmula ha mostrado dar buenos resultados en diferentes tipos de climas, por ende se propone como modelo estándar para estimar evapotranspiración (Allen *et al.*, 2006).

Dado que el modelo SUWAB trabaja con paso de tiempo mensual, será necesario estimar ET_0 para cada mes.

Ecuación de Priestly-Taylor: La ecuación de Priestly-Taylor es bien conocida por su simpleza y buenos resultados, fundamentalmente es utilizada en climas húmedos y semi-húmedos (Priestley y Taylor, 1972; McAneney e Itier, 1996). En esta ecuación el término aerodinámico dado por la velocidad u_2 es eliminado de la fórmula y en su lugar el término de energía se multiplica por un coeficiente α por lo tanto:

$$ET_0 = 0,408\alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (2.54)$$

donde los términos de la ecuación son los ya definidos anteriormente. Priestley-Taylor obtuvieron valores de α comprendidos entre 1,08 y 1,34, con una media general de 1,26 para diversas superficies regadas. Al igual que con la fórmula de la FAO, ET_0 deberá convertirse a valores mensuales.

Ecuación de Makkink: Makkink (1957) propuso la siguiente fórmula para estimar la evapotranspiración diaria en mm, como una modificación de la ecuación de Penman. Puede considerarse como una variante de la fórmula de Priestly-Taylor, requiriendo igual información que esta última.

$$ET_0 = 0,61 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{\lambda} - 0,12 \quad (2.55)$$

R_s : Radiación solar ($MJ m^{-2} dia^{-1}$).

λ : Calor latente de vaporización ($\lambda = 2,45 MJ kg^{-1}$ a $20^\circ C$).

Doorenbos and Pruitt (1977), propusieron una modificación a la fórmula de Makkink, expresándola de forma general como (Bakhtiari *et al.* 2011):

$$ET_0 = a \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{\lambda} + b \quad (2.56)$$

Ecuación de Thornthwaite: Es tal vez la ecuación más utilizada en el contexto de modelos de balance (Thornthwaite y Mather, 1955). La variable primaria para el cálculo de la evapotranspiración potencial es la media mensual de las temperaturas medias diarias del aire T . Con ella se calcula un índice de calor mensual según la fórmula:

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \quad (2.57)$$

y luego el valor del índice de calor anual, I :

$$I = \sum i \quad (2.58)$$

siendo $\sum i$ la suma de los doce índices mensuales del año considerado. Para meses teóricos de 30 días, con 12 horas diarias de sol, se tiene:

$$\epsilon = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a \quad (2.59)$$

donde ϵ es la evapotranspiración potencial media (sin ajustar a los meses del año y horas de sol) en mm/mes , T es la temperatura media diaria del mes en $^{\circ}C$, y $a = 675 \times 10^{-9} I^3 - 771 \times 10^{-7} I^2 + 1972 \times 10^{-5} + 0,49239$.

Finalmente, se tiene en cuenta la duración real del mes y el número máximo de horas de sol, según la latitud del lugar, llegándose a la expresión:

$$ET_0 = K\epsilon \quad (2.60)$$

siendo ET_0 la evapotranspiración potencial en mm/mes , $K = \frac{N}{12} \frac{d}{30}$, N el número máximo de horas de sol según la latitud, d número de días del mes.

2.4.5.3 Caudal total y Flujo Base

La precipitación y la temperatura son las variables meteorológicas más medidas en una cuenca. En cambio, las series temporales de caudales son más escasas, siendo más frecuente contar con series de alturas hidrométricas en algún punto de la cuenca que se trans-

forman en caudal total mediante una curva $H - Q$.

En cuanto al flujo base no existen métodos directos para su estimación. Una forma de determinarlo es a través de la separación de las componentes del hidrograma en flujo base y escorrentía directa. Dependiendo del método empleado, la separación de las componentes conlleva un mayor o menor grado de arbitrariedad y esfuerzo. Los métodos gráficos y manuales han sido y aún son ampliamente utilizados satisfactoriamente en ciertas aplicaciones, pero su implementación se vuelve subjetiva y tediosa en hidrogramas de varios años caracterizados por numerosos picos y valles (Chow *et al.*, 1998). Una alternativa muy utilizada es la implementación de métodos automatizados (Arnold y Allen, 1999) basados en un filtro digital recursivo de probada eficacia en la separación de las componentes.

Lyne y Hollick (1979) fueron los primeros en introducir el uso del filtro digital recursivo. Algunos autores compararon el desempeño del filtro recursivo con respecto a la técnica de los mínimos suavizados desarrollada por el Instituto de Hidrología (Wallingford, Inglaterra), y con técnicas manuales (Nathan y McMahon, 1990). Otros, en cambio, analizaron la performance del filtro digital con algoritmos alternativos que incluyen 2 y 3 parámetros (Chapman, 1999). La mayoría de los investigadores concluyó que el método arroja resultados similares a los de otras técnicas, con la enorme ventaja de su rapidez y facilidad de implementación. Esto lo convierte en la técnica de preferencia cuando se trata de estudios simultáneos de numerosas cuencas (Nathan y McMahon; 1990; Arnold *et al.*, 1995; Arnold y Allen; 1999) y del análisis de registro de varios años (Rodríguez *et al.*, 2000).

El principio sobre el cual se sustenta el filtro digital consiste en remover la componente de alta frecuencia del hidrograma de caudales, esto es la escorrentía directa, y así determinar la escorrentía de baja frecuencia, esto es el flujo base. Más aún, un conjunto de dos filtros colocados en serie permite separar la escorrentía directa en escorrentía superficial y subsuperficial (Mugo y Sharma, 1999).

El filtro digital recursivo tiene la forma:

$$f_i = \epsilon f_{i-1} + \frac{1 + \epsilon}{2} (y_i - y_{i-1}), \quad i = 1, \dots, N \quad (2.61)$$

donde N es el número total de observaciones, f_i es el valor filtrado de la escorrentía directa

en el paso de tiempo (usualmente un día), y_i es el caudal total, ϵ es el parámetro del filtro e “ i ” es el índice del paso de tiempo. Por lo tanto, el flujo base q_i se determina como:

$$q_i = y_i - f_i \quad (2.62)$$

El valor estimado del flujo base debe restringirse de manera tal que no adopte ni valores negativos ni supere el caudal total. Por lo tanto, $q_i = y_i$ toda vez que $q_i > y_i$, para $i = 1, \dots, N$.

Usualmente, el valor del parámetro ϵ está entre 0,9 y 0,95, aunque la mayoría de los autores adopta valores fijos de 0,900; 0,925 y 0,950. Sin embargo, a través del método de mínimos cuadrados, Mugo y Sharma (1999) obtuvieron valores de ϵ superiores a 0,97 en tres cuencas diferentes.

Una práctica común es pasar el filtro tres veces a la serie de caudales diarios disponibles: una hacia adelante, una hacia atrás y la última nuevamente hacia adelante (Nathan y McMahon 1990; Arnold *et al.*, 1995; Arnold y Allen 1999). El parámetro influencia el grado de atenuación de los valores filtrados mientras que el número de pasadas del filtro controla el grado de suavización de la señal. La segunda pasada hacia atrás tiene como objetivo eliminar cualquier distorsión de la fase de la señal introducida en los datos durante la pasada hacia adelante. Al respecto, Spongberg (2000) sostiene que revertir el orden temporal en cada pasada sucesiva del filtro es decir, utilizar un número par de pasadas, no elimina completamente posibles distorsiones de la fase sino que solo las minimiza. El mismo autor sugiere el uso de dos pasadas con un valor relativamente grande del parámetro ϵ . En definitiva, la selección del parámetro y del número de pasadas depende de la opción que mejor se adecue al caso bajo análisis (Rodríguez *et al.*, 2000).

Un ejemplo de la aplicación del filtro digital se muestra en la Figura 2.4 para una serie de caudales diarios comprendida entre el 1 septiembre de 1978 a 31 de agosto de 1979 perteneciente a la cuenca del A° Cululú, usando un parámetro $\epsilon = 0,925$ y 3 pasadas del

filtro.

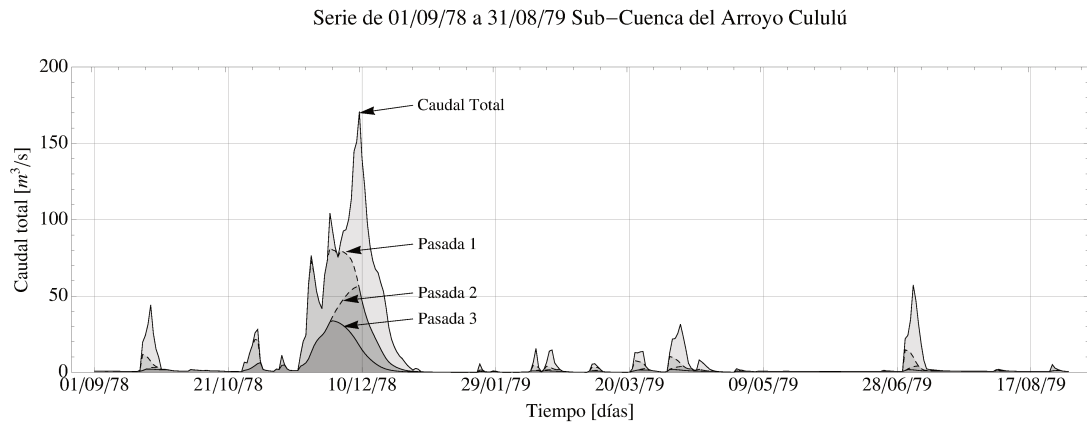


Figura 2.4: Aplicación del filtro digital para estimar flujo base.

Capítulo 3 : Aplicación del Modelo SUWAB

3.1 Introducción

En el Capítulo 2 se explicó el modelo de balance hídrico SUWAB, los principios en que se basa, y sus parámetros. Asimismo se describieron los métodos o fórmulas alternativas para estimar las variables que el modelo necesita en diferentes fases de su implementación, tales como la evapotranspiración, la precipitación, y el caudal base. En este capítulo se presenta la aplicación del modelo SUWAB a dos áreas de estudio a saber: una sub-cuenca del río Eden (Reino Unido), y la sub-cuenca superior del A° Cululú (Santa Fe - Argentina) (Figura 3.1).



Figura 3.1: Ubicación de las cuencas de estudio: Río Eden (Reino Unido) y A° Cululú (Santa Fe-Argentina).

Se incluye la aplicación a una sub-cuenca del río Eden dado que fue el lugar geográfico inicialmente elegido por Rodríguez y Vionnet (2000) para probar el modelo, quienes utilizaron una evapotranspiración mensual constante (expresada en volumen) de $25,17 \text{ hm}^3$. Además, las dos zonas de estudio poseen un área muy diferente, de esta forma se analiza la aplicabilidad de la parametrización del modelo a dos escalas espaciales muy disímiles. Para cada sitio se incluye: descripción del área de estudio, descripción y preparación de los datos usados, calibración, análisis de sensibilidad y validación del modelo.

3.2 Aplicación de SUWAB en la Sub-cuenca del río Eden

3.2.1 Breve descripción del área de estudio

El río Eden (Figura 3.2) nace en una zona geológicamente compuesta por calizas llamadas Mallerstang Common, y drena un área de aproximadamente 609 km^2 hasta la estación hidrométrica de Temple Sowerby (TS), para luego seguir su curso hacia el noroeste hasta desembocar en el Mar de Irlanda. La precipitación media anual fluctúa entre los 900 mm en el valle hasta más de 1700 mm en las zonas elevadas de la cuenca.

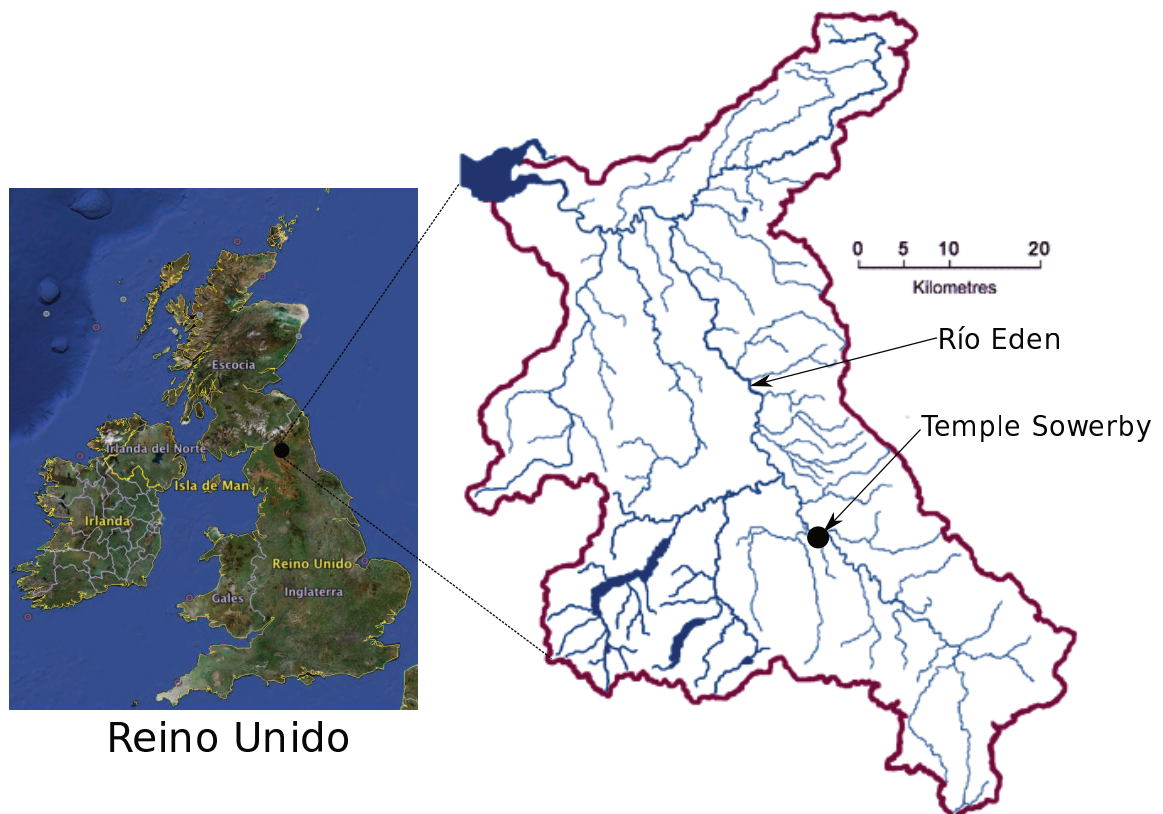


Figura 3.2: Cuenca del Río Eden.

El escurrimiento superficial está controlado por diferencias geológicas y topográficas, con flujos de crecimientos rápidos y tributarios que sólo escurren durante periodos lluviosos. Estos cursos de agua descienden desde las zonas periféricas de la cuenca, donde las pendientes son elevadas y la cobertura de suelo es escasa. El flujo base está dominado por la contribución de los acuíferos localizados en el valle. Si bien la geología del área es compleja, puede decirse que las principales unidades acuíferas se alojan a lo largo del valle y están conformadas por el acuífero Penrith y el acuífero St Bees, ambos constituidos por areniscas. Una descripción más detallada de la hidroestratigrafía de la cuenca así como también un compendio de la información hidrogeológica e hidrogeoquímica pueden encontrarse en el trabajo de Younger

y Milne (1997).

3.2.2 Datos utilizados

Se utilizó la serie 1976-1993 de precipitación media mensual y evapotranspiración potencial media mensual estimadas por Jones y Lister (1995), obtenida de la base de datos MORECS. El caudal medio diario disponible a la salida de la cuenca se procesó y convirtió a caudales mensuales de acuerdo al paso de tiempo del modelo SUWAB. La Figura 3.3 muestra la precipitación mensual, la evapotranspiración potencial mensual, el caudal total y el caudal base.

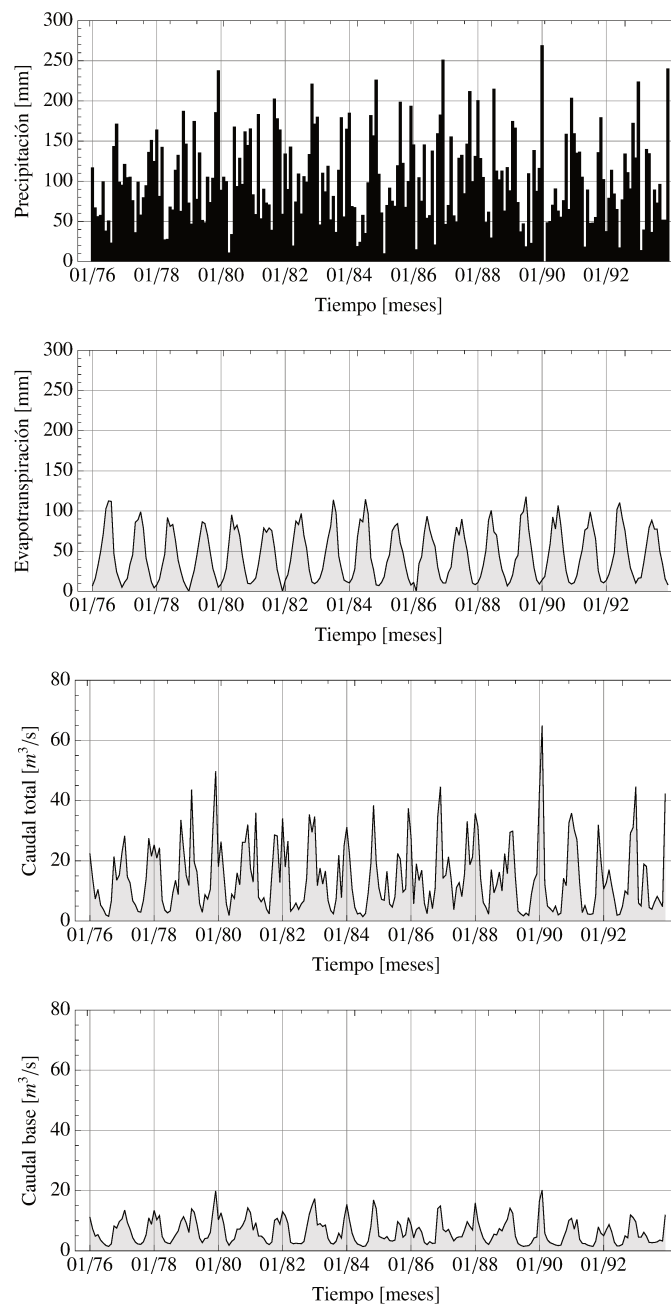


Figura 3.3: Serie de datos 1976 - 1993 usados en la Sub-Cuenca del Río Eden. Los caudales corresponden a la estación Temple-Sowerby (ver Figura 3.2 para su ubicación).

Es de destacar que la serie de precipitación, y por ende la de caudales totales, no muestran valores extremos pronunciados. Además, los picos de caudal se producen en los meses de mínima evapotranspiración.

Tal como requiere el modelo, estas variables se expresaron como volumen de agua multiplicándolas por el área de la sub-cuenca (609 km^2).

Antes de transformar los caudales diarios a valores mensuales, se les aplicó el método del filtro digital, ya explicado, para estimar el caudal base utilizado en la calibración, el que de ahora en más se denominará “caudal base observado”. Se deja constancia que este caudal base sería igual al caudal base realmente observado sólo en períodos de estiaje, siendo durante el resto del año una aproximación al valor real.

3.2.3 Implementación de SUWAB

Para la implementación del modelo, la serie de datos se dividió en dos series más cortas, una para la calibración y la otra para la validación, según se muestra en la Tabla 3.1.

Serie para calibración	Serie para validación
01/01/1985 a 31/12/1993	01/01/1976 a 31/12/1984

Tabla 3.1: Series de datos para la etapa de calibración y validación.

Con el objeto de evitar cualquier efecto de las condiciones iniciales sobre los resultados finales, los dos primeros años de datos meteorológicos fueron repetidos dos veces en el comienzo del periodo de calibración. Consecuentemente, los primeros 48 meses de la salida del modelo fueron descartados del análisis.

Los valores de las condiciones iniciales y coeficientes que se usaron en la aplicación del modelo se muestran en la Tabla 3.2. Estos fueron elegidos en base a características físicas del área de estudio (Rodríguez y Vionnet, 2000). El valor de $Gini$ es más bien arbitrario dado que es físicamente desconocido, analizando los resultados como fluctuaciones de G respecto a su valor inicial.

Símbolo	Descripción	Valores
$Gini$	Almacenamiento en zona saturada inicial	0 hm^3
$Uini$	Almacenamiento en zona no-saturada inicial	150 hm^3
Qa	Caudal de extracción (bombeo)	$0,5 \text{ hm}^3$
S	Coefficiente de almacenamiento	0, 25

Tabla 3.2: Valores de las condiciones iniciales y coeficientes.

3.2.3.1 Etapa de Calibración

Se trabajó con la serie que va del 01/01/1985 al 31/12/1993, utilizando los valores mostrados en la Figura 3.3 expresados en volumen, para las simulaciones con evapotranspiración constante se usó el valor antes mencionado de $25,17 \text{ hm}^3$.

La estimación de los parámetros se realizó de la siguiente manera: los parámetros α , β y λ varían entre 0 y 1, mientras que U_{max} adopta valores relacionados a la profundidad media de la freática. A partir de una estimación previa de U_{max} se definió un rango de variabilidad físicamente aceptable. Teniendo en cuenta lo anterior, se generaron aleatoriamente juegos de parámetros con los que se calculó la función objetivo hasta encontrar el juego de parámetros que resultó en el mínimo de la FO . Si bien este no es un proceso de calibración automática ni tampoco estrictamente manual, el procedimiento permitió hacer una estimación rápida de los parámetros dado el escaso tiempo que cada simulación demanda. El número total de juegos de parámetros a generar fue de 2.000.000, porque se observó que para ese número los valores prácticamente no cambiaban con las simulaciones.

El modelo SUWAB cuenta con tres modelos/expresiones para estimar la tasa de variación del almacenamiento de agua en la zona no-saturada: modelo a Tasa Constante (TC), modelo a Tasa Lineal (TL) y modelo a Tasa No-Lineal (TNL). En la Tabla 3.3 se muestran los valores de los parámetros α , β , λ y U_{max} obtenidos según se utilice uno u otro modelo, tanto para evapotranspiración potencial mensual variable (ET_v) como para evapotranspiración potencial mensual constante (ET_c).

	Modelo U a TC		Modelo U a TL		Modelo U a TNL	
	ET_v	ET_c	ET_v	ET_c	ET_v	ET_c
α	0, 14	0, 16	0, 09	0, 14	0, 08	0, 15
β	0, 51	0, 51	0, 47	0, 49	0, 46	0, 51
λ	0, 17	0, 20	0, 19	0, 22	0, 20	0, 20
U_{max}	44, 01	96, 80	43, 55	61, 51	53, 96	59, 94

Tabla 3.3: Parámetros resultantes de la calibración.

Los parámetros β y λ resultaron muy similares para los tres modelos de U ensayados, incrementándose levemente para el caso de ET_c según el modelo de U , mientras que α y U_{max} mostraron más sensibilidad, en el caso de este último parámetro su sensibilidad disminuye a medida que el modelo de U se hace más complejo matemáticamente.

En conclusión, comparando los resultados para ET_v y ET_c , se observa que todos los

parámetros resultaron menores cuando la evapotranspiración fue variable, en tanto que las mayores diferencias se obtuvieron para los parámetros α y U_{max} , lo que indicaría que al usar un valor constante se estaría sobre-estimando el valor de los parámetros. En las Figuras 3.4, 3.5 y 3.6 se comparan los caudales totales y los caudales base simulados y observados para ET_v y en las Figuras 3.7, 3.8 y 3.9 para ET_c para los tres modelos de U respectivamente.

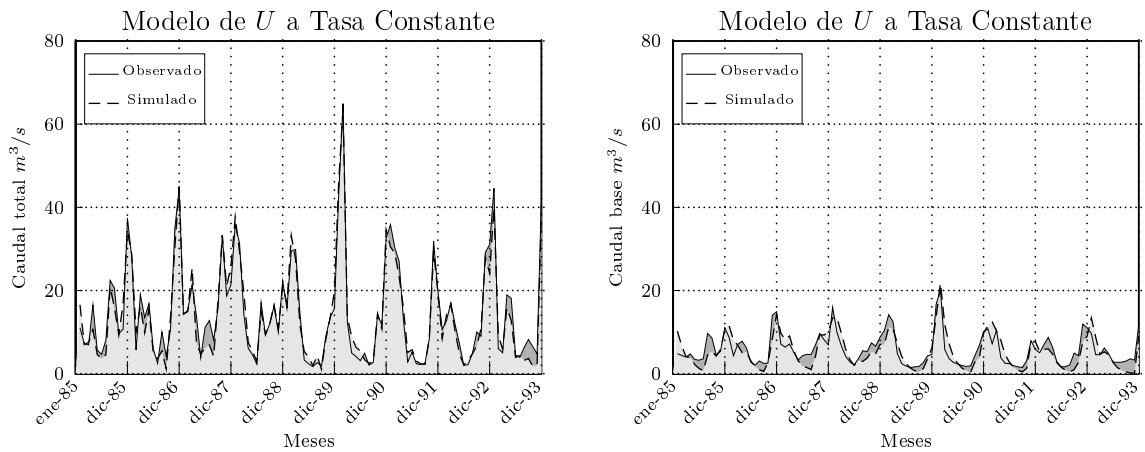


Figura 3.4: Comparación de caudales observados y simulados con ET_v (calibración - modelo TC).

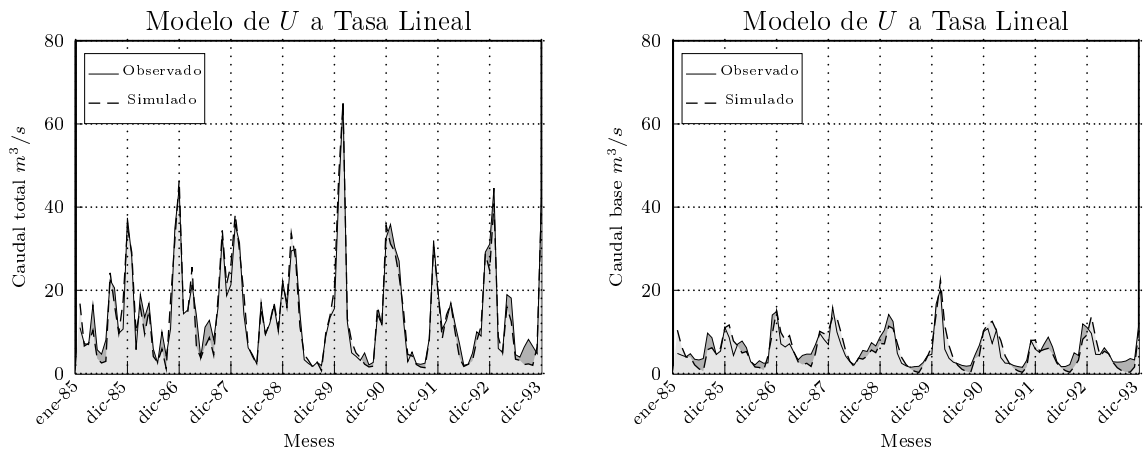


Figura 3.5: Comparación de caudales observados y simulados con ET_v (calibración - modelo TL).

Se aprecia un ajuste satisfactorio para los dos caudales, capturándose los picos tanto en magnitud como en tiempo de ocurrencia.

Si se comparan los resultados obtenidos con ET_v y con ET_c , se aprecia que para los caudales totales se logró un mejor ajuste con ET_v para los tres modelos de U , mientras que para los caudales base esto es poco apreciable en estas gráficas.

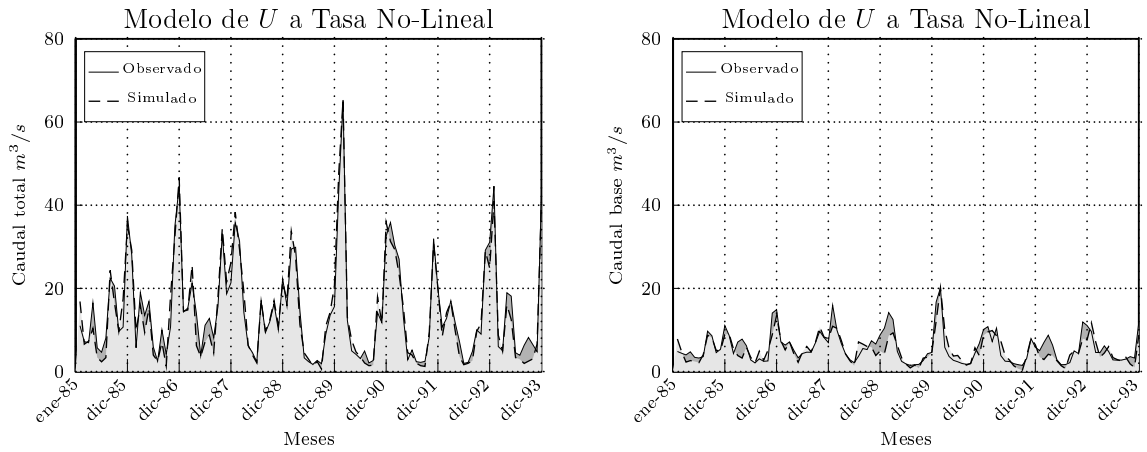


Figura 3.6: Comparación de caudales observados y simulados con ET_v (calibración - modelo TNL).

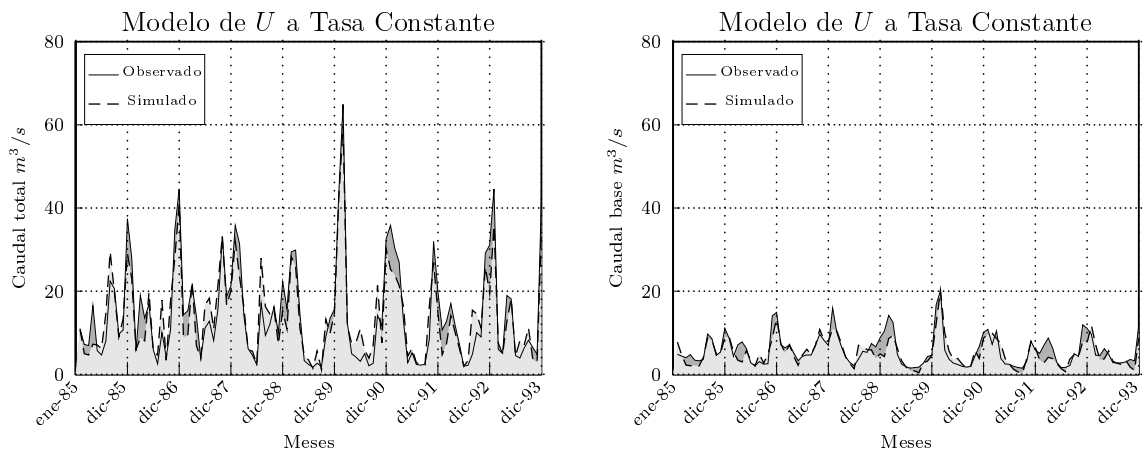


Figura 3.7: Comparación de caudales observados y simulados con ET_c (calibración - modelo TC).

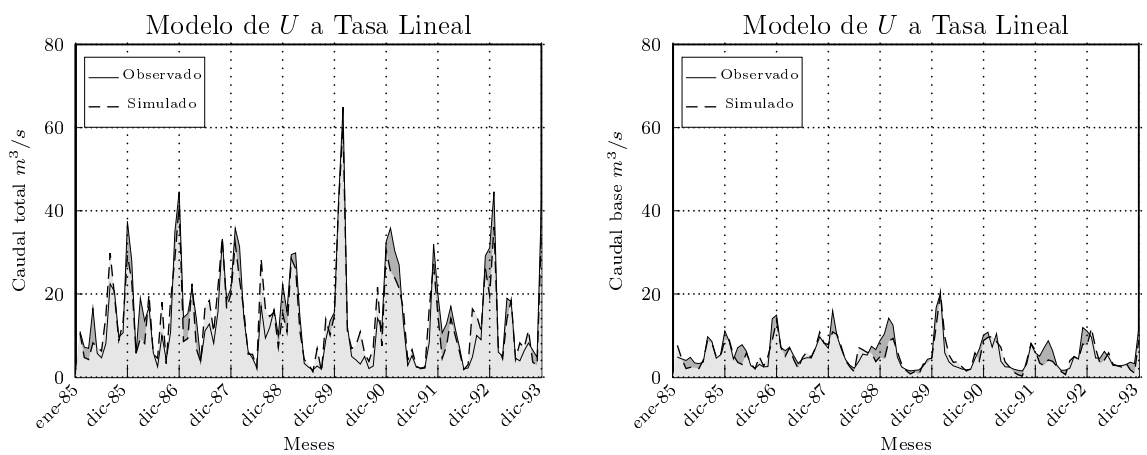


Figura 3.8: Comparación de caudales observados y simulados con ET_c (calibración - modelo TL).

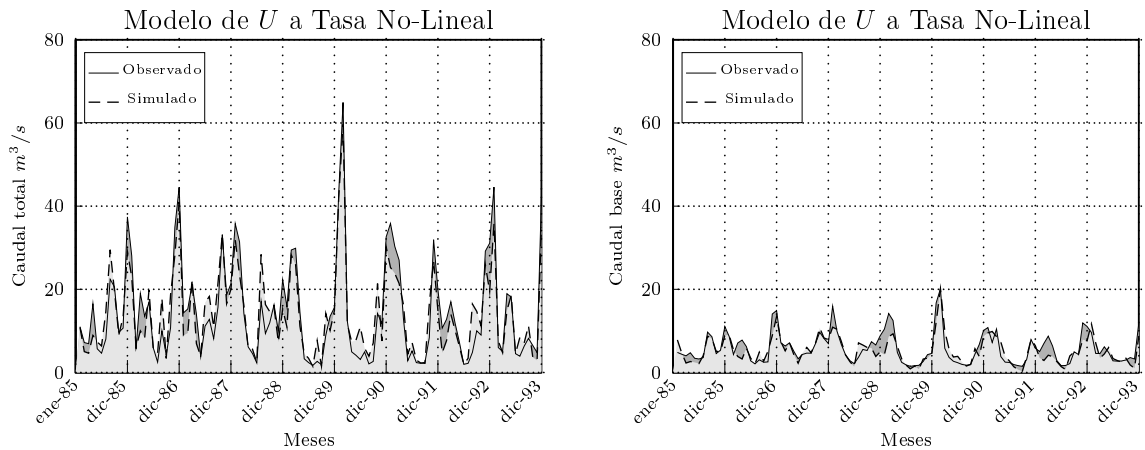


Figura 3.9: Comparación de caudales observados y simulados con ET_c (calibración - modelo TNL).

Con el objetivo de analizar cuantitativamente los resultados e identificar con cuál de los modelos se logra un mejor ajuste, se calcularon una serie de estimadores clásicos utilizados en modelos de transformación lluvia-caudal (Nash y Sutcliffe, 1970).

En las Tablas 3.4 y 3.5 se muestran la función objetivo (FO), el error volumétrico (Ev) y el índice de Nash (IN) para el caso de ET_v y ET_c , respectivamente. Las expresiones de cálculo de estos estimadores son (la de función objetivo fue presentada en el capítulo 2 pero vale la pena recordarla):

Función Objetivo (FO):

$$FO_i(\alpha, \beta, \lambda, Umax) \leq \sum_{i=1}^N [(Qr_{oi} - Qr_{si})^2 + 2|Qr_{oi} - Qr_{si}| |Qbo_i - Qbs_i| + (Qbo_i - Qbs_i)^2] \quad (3.1)$$

Error Volumétrico (Ev):

$$Ev = \frac{|\sum_{i=1}^N QT_{oi} - \sum_{i=1}^N QT_{si}|}{\sum_{i=1}^N QT_{oi}} \times 100 \quad (\text{caudal total}) \quad (3.2)$$

$$Ev = \frac{|\sum_{i=1}^N Qbo_i - \sum_{i=1}^N Qbs_i|}{\sum_{i=1}^N Qbo_i} \times 100 \quad (\text{caudal base}) \quad (3.3)$$

Índice de Nash (IN):

$$IN = \frac{\sum_{i=1}^N (QT_{oi} - \overline{QT_o})^2 - \sum_{i=1}^N (QT_{si} - QT_{oi})^2}{\sum_{i=1}^N (QT_{oi} - \overline{QT_o})^2} \quad (\text{caudal total}) \quad (3.4)$$

$$IN = \frac{\sum_{i=1}^N (Qbo_i - \overline{Qbo})^2 - \sum_{i=1}^N (Qbs_i - Qbo_i)^2}{\sum_{i=1}^N (Qbo_i - \overline{Qbo})^2} \quad (\text{caudal base}) \quad (3.5)$$

donde:

QT_{oi} : es el caudal total observado en el mes i . $\overline{QT_o}$: es el promedio de los caudales totales observados. QT_{si} : es el caudal total simulado en el mes i .

Qbo_i : es el caudal base observado en el mes i . \overline{Qbo} : es el promedio de los caudales base observados. Qbs_i : es el caudal base simulado en el mes i .

Qro_i : es el caudal de escurrimiento superficial + el sub-superficial observado en el mes i .

Siendo $QT_{oi} = Qro_i + Qbo_i$. Qso_i : es el caudal de escurrimiento superficial + el sub-superficial simulado en el mes i .

Siendo $QT_{si} = Qrs_i + Qbs_i$.

N : es el tamaño de la serie utilizada.

	Modelo U a TC		Modelo U a TL		Modelo U a TNL	
FO	15918, 4		15784, 1		15701	
$Ev(\%)$	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	3,32	7,35	3,16	4,88	2,42	3,20
IN	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	0,95	0,62	0,94	0,67	0,94	0,69

Tabla 3.4: Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) para ETv (calibración).

	Modelo U a TC		Modelo U a TL		Modelo U a TNL	
FO	21893, 3		21812, 9		21786, 7	
$Ev(\%)$	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	3,82	10,02	3,28	9,86	2,78	8,42
IN	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	0,85	0,69	0,85	0,70	0,85	0,70

Tabla 3.5: Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) para ETc (calibración).

El valor de Ev no debe tomarse como indicador de ajuste entre lo simulado y observado, sino como un indicador de conservación de volumen de agua, en caso de que la masa

de agua se conserve totalmente el valor de es 0%. Por el contrario, IN es un indicador de ajuste, y debería ser cercano a 1 (uno) cuando lo simulado tiende a lo observado (Nash y Sutcliffe, 1970).

Al plantear un problema de minimización de función objetivo, se observa que el modelo de TNL es el que arroja el mínimo tanto para ET_v como para ET_c , por ende sería el más adecuado. Si bien el error volumétrico en los tres casos de U es menor al 10% (ver Figura 3.10 para el caso ET_v), el modelo TNL brinda los valores de Ev más cercanos a 0% siendo 2,42% y 2,78% para el QT y 3,2% y 8,42% para Q_b , para ET_v y ET_c , respectivamente. Por ende, en el caso de ET_v se conserva mejor la masa.

El Índice de Nash para el caudal total prácticamente no muestra diferencias, lográndose un valor de 0,94 para los tres modelos de U usando ET_v . Las diferencias se observan para el caudal base, mostrando un ajuste menos satisfactorio en comparación al caudal total. El modelo TNL arroja mejores resultados. Los valores indican que en general los resultados mejoran usando evapotranspiración variable, sobre todo en lo que se refiere al caudal total mientras que para el caudal base estas mejoras son mínimas.

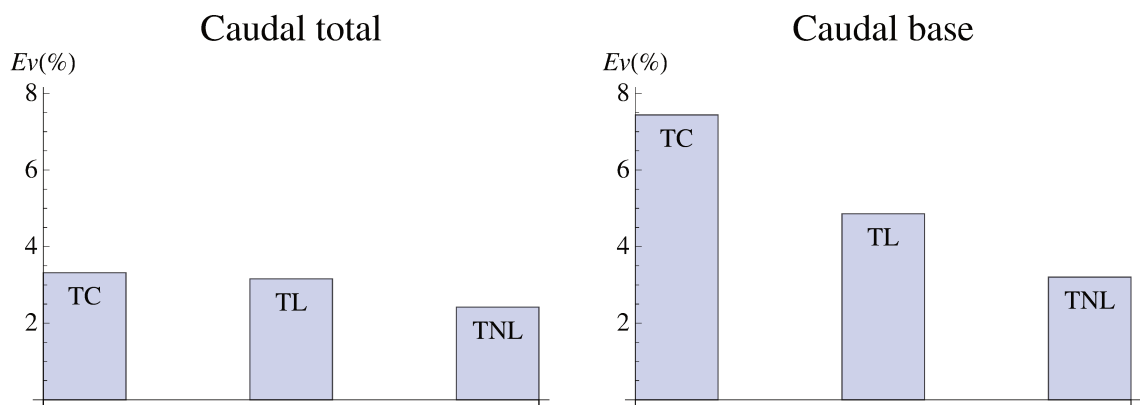


Figura 3.10: Errores volumétricos del caudal total y base para los tres modelos de almacenamiento de agua en zona no-saturada con ET_v (etapa calibración).

Otra manera de analizar los resultados del modelo es graficar los caudales simulados respecto de los observados, y compararlos con una recta de pendiente 45°. En las Figura 3.11, 3.12 y 3.13 se muestran estas comparaciones.

Se verifican las mismas observaciones indicadas por el Índice de Nash, el mejor ajuste se obtiene para el caudal total. Esto puede deberse en parte a que los caudales base no son medidos sino estimados mediante el filtro digital, por lo que arrastran errores de cálculo intrínsecos al método.

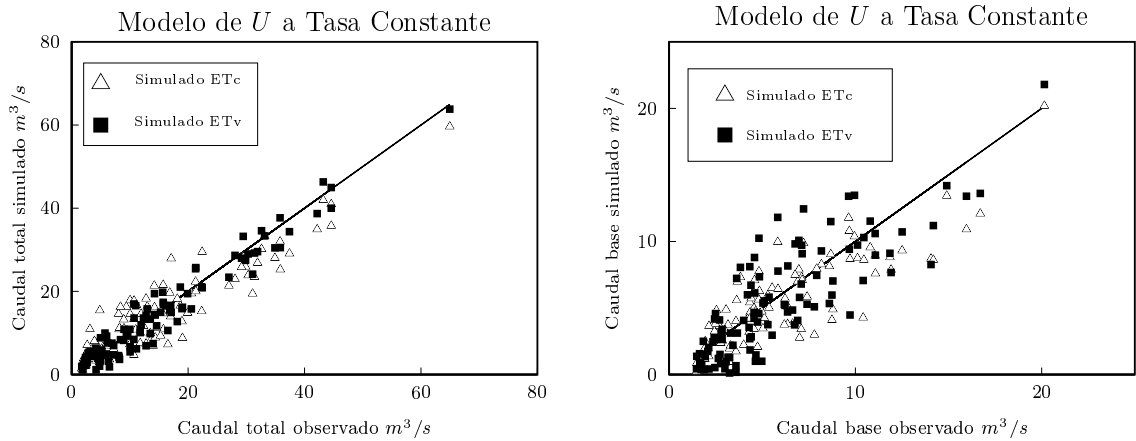


Figura 3.11: Caudales simulados vs observados (calibración - modelo TC).

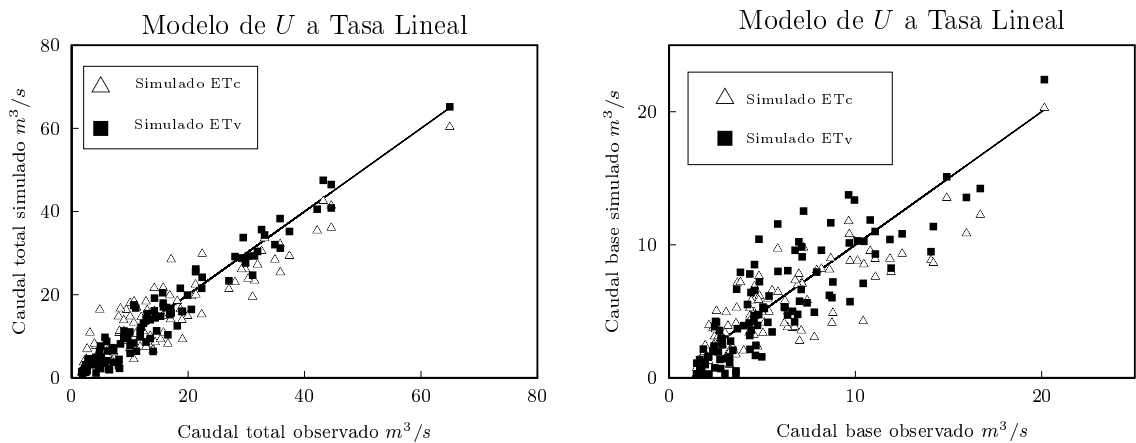


Figura 3.12: Caudales simulados vs observados (calibración - modelo TL).

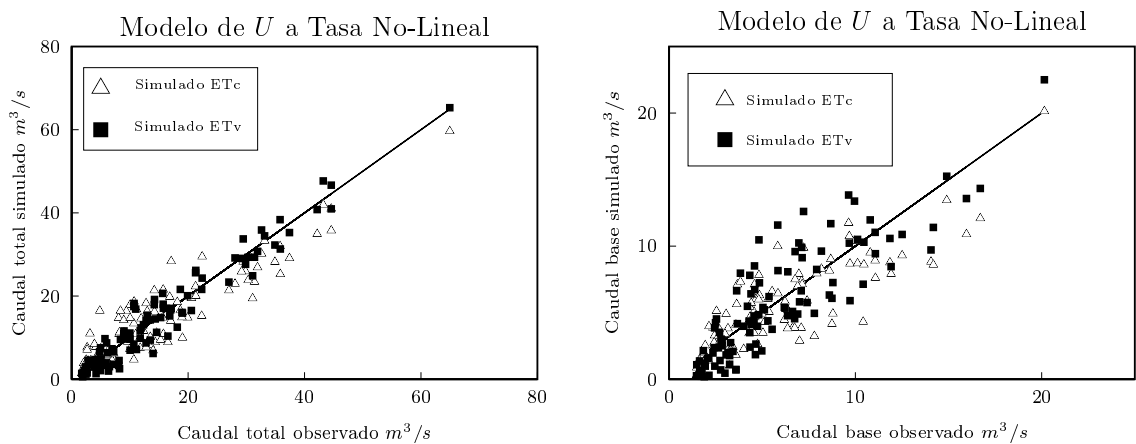


Figura 3.13: Caudales simulados vs observados (calibración - modelo TNL).

3.2.3.2 Análisis de sensibilidad

Solo se realizó para ET_v . Se eligió un parámetro por vez manteniendo los otros tres invariantes respecto de sus valores de calibración, analizándose la variación de la función objetivo. El rango de variación de cada parámetro se eligió de acuerdo a valores físicamente

posibles. De esta manera se obtuvieron los gráficos que se muestran para los diferentes modelos de almacenamiento de agua en zona no-saturada: la Figura 3.14 para el modelo a tasa constante, la Figura 3.15 para el modelo a tasa lineal y la Figura 3.16 para el no-lineal.

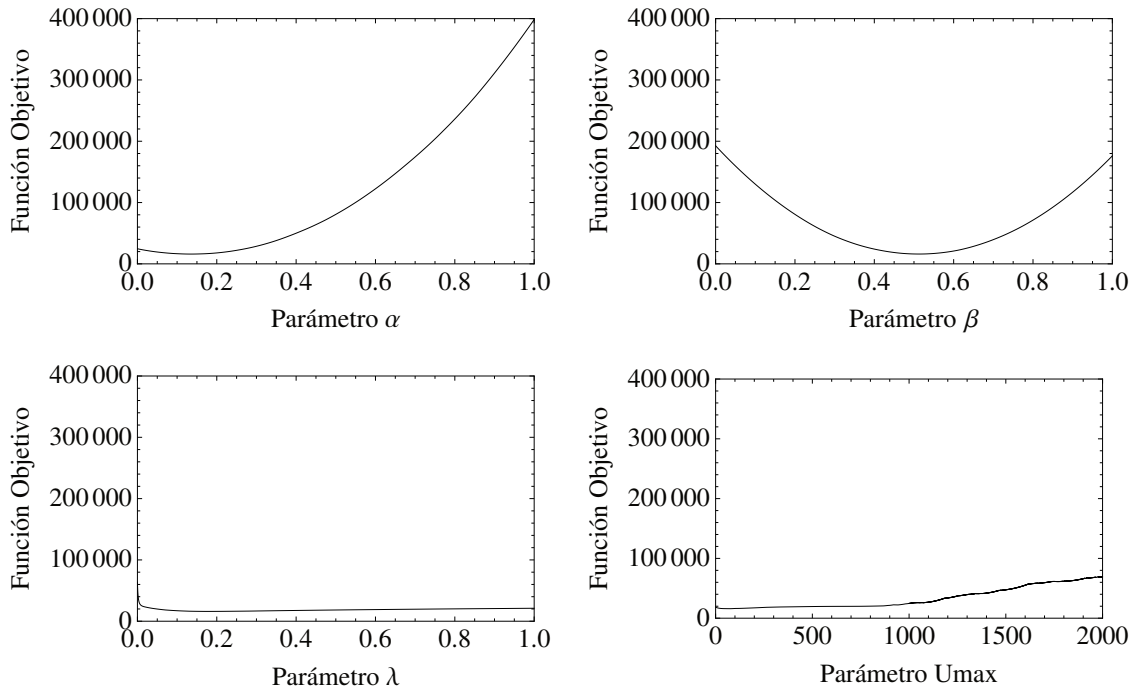


Figura 3.14: Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa constante de almacenamiento de agua en zona no-saturada.

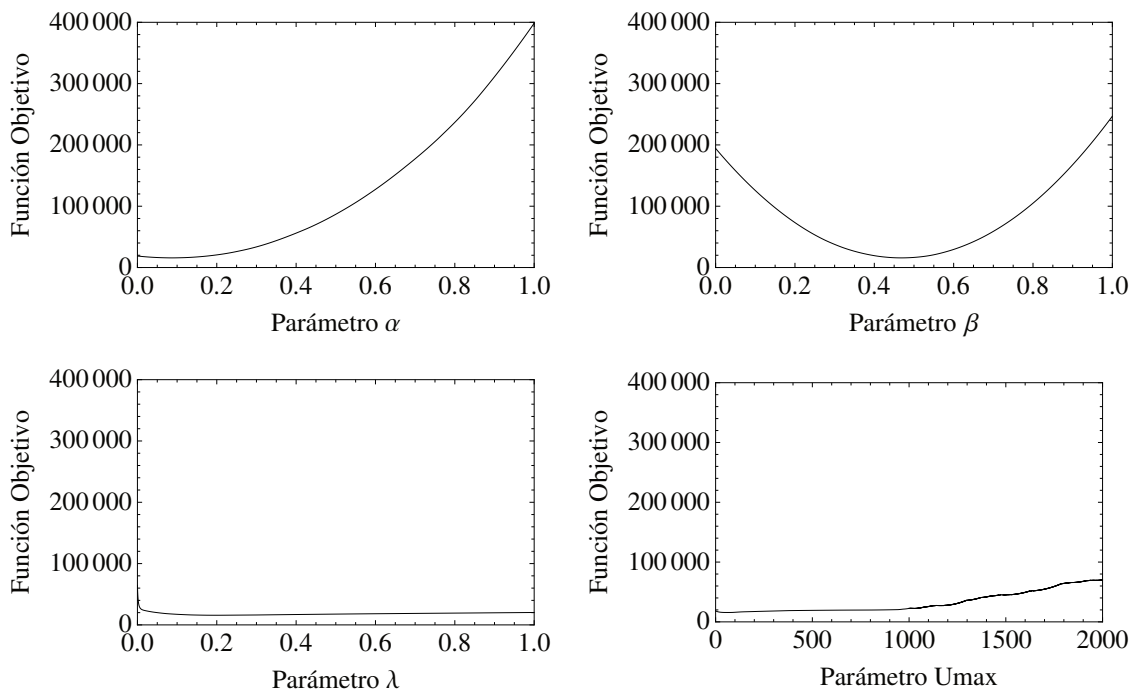


Figura 3.15: Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa lineal de almacenamiento de agua en zona no-saturada.

En las figuras se observa que el modelo es más sensible a los parámetros α y β , mientras que es prácticamente insensible a λ y U_{max} , parámetros relacionados al caudal base y el almacenamiento no saturado. Este comportamiento se repite para los tres modelos de U .

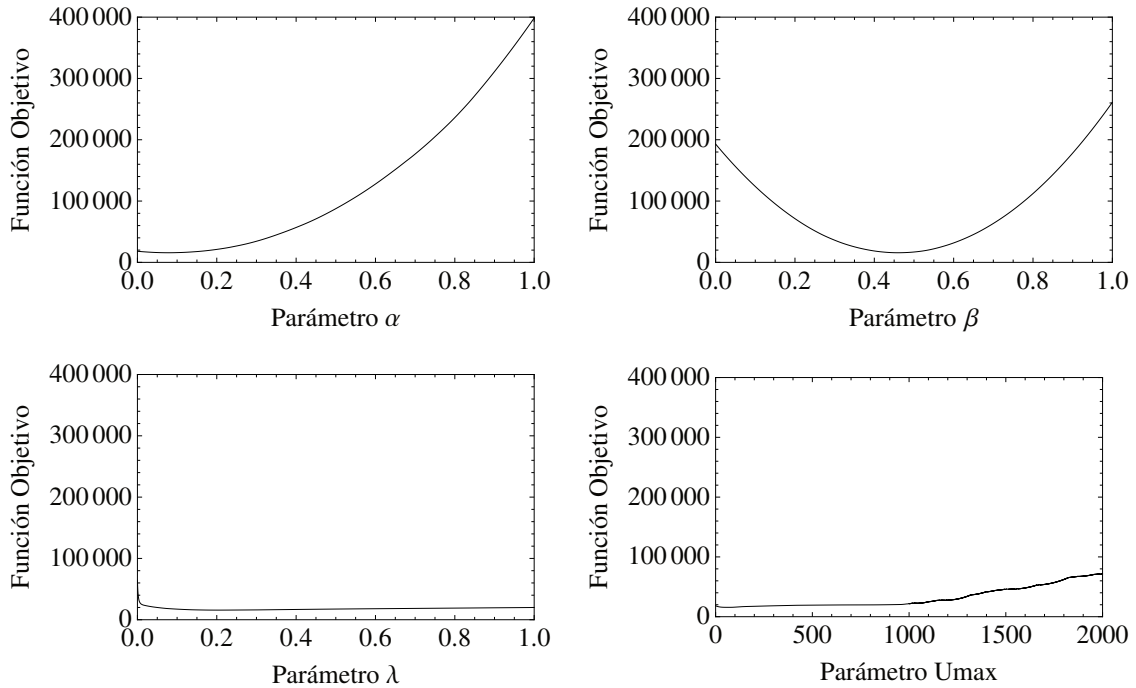


Figura 3.16: Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa no-lineal de almacenamiento de agua en zona no-saturada.

3.2.3.3 Etapa de validación

La serie de datos que se utilizó para esta etapa va del 01/01/1976 al 31/12/1984, aplicando el modelo de balance con los parámetros determinados en la etapa de calibración, y realizando un análisis similar con los resultados obtenidos.

En las Figuras 3.17, 3.18 y 3.19 se aprecia la comparación entre los valores observados y simulados para los tres modelos de U y ET_v . Para los tres modelos de U se observa un buen ajuste. En las Figuras 3.20, 3.21 y 3.22 se presenta la comparación entre lo observado y simulado para ET_c .

Si se comparan los resultados obtenidos con ET_v y ET_c , el primer caso brinda resultados más satisfactorios.

A pesar de que para ET_c se obtienen resultados adecuados, se evidencia que el uso de un valor constante de ET puede ser una buena primera aproximación, pero no la mejor.

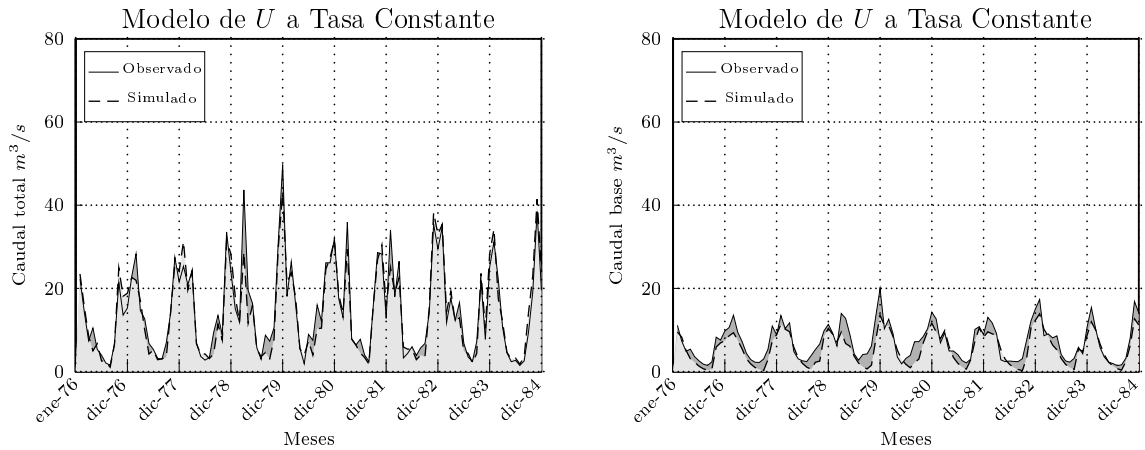


Figura 3.17: Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_v (etapa validación - modelo TC).

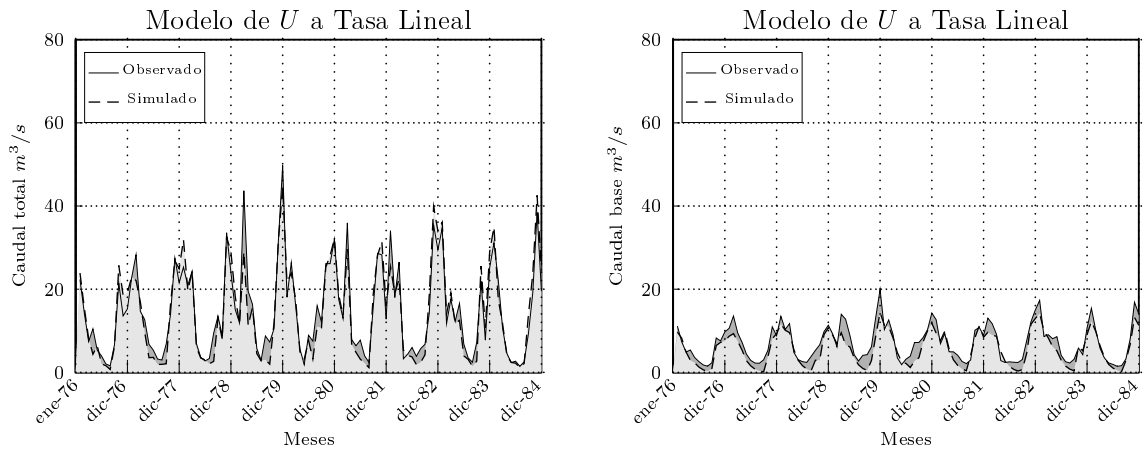


Figura 3.18: Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_v (etapa validación - modelo TL).

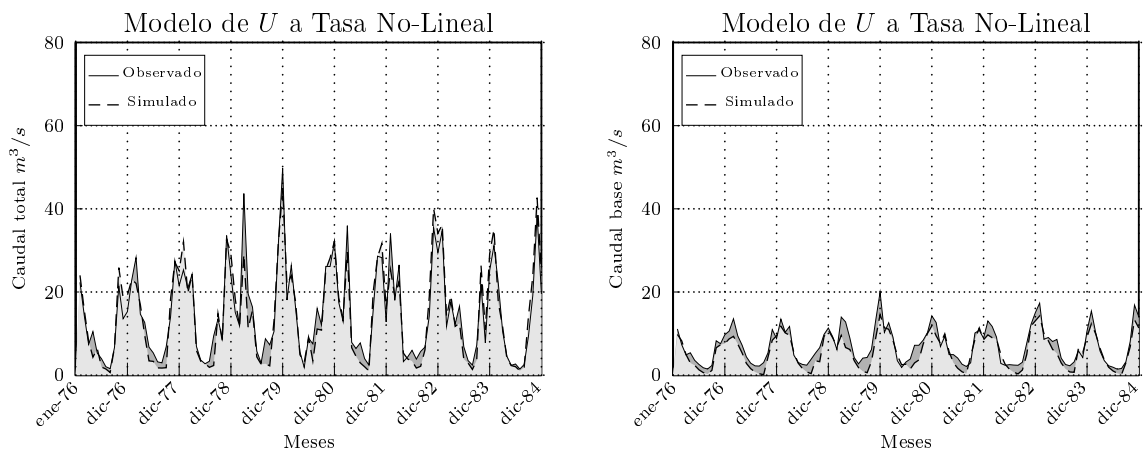


Figura 3.19: Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_v (etapa validación - modelo TNL).

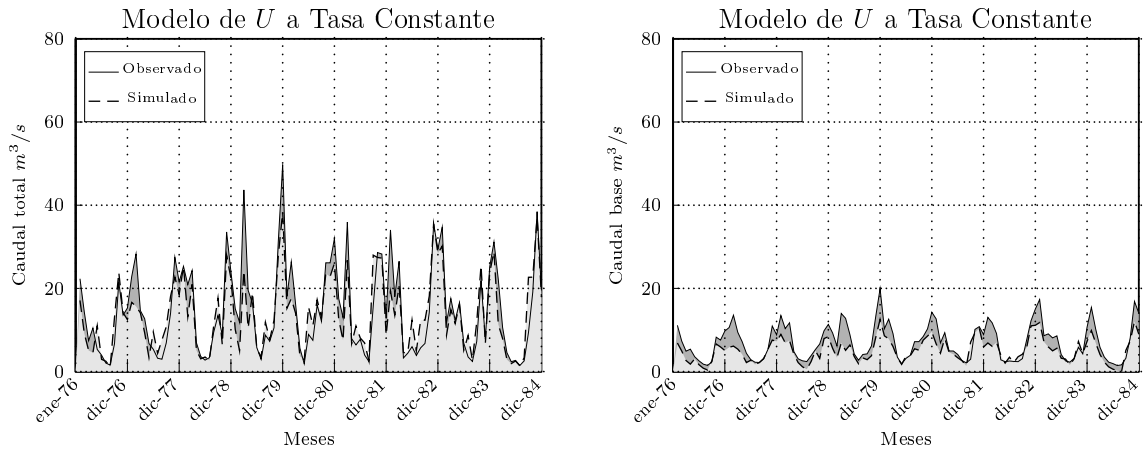


Figura 3.20: Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_c (etapa validación - modelo TC).

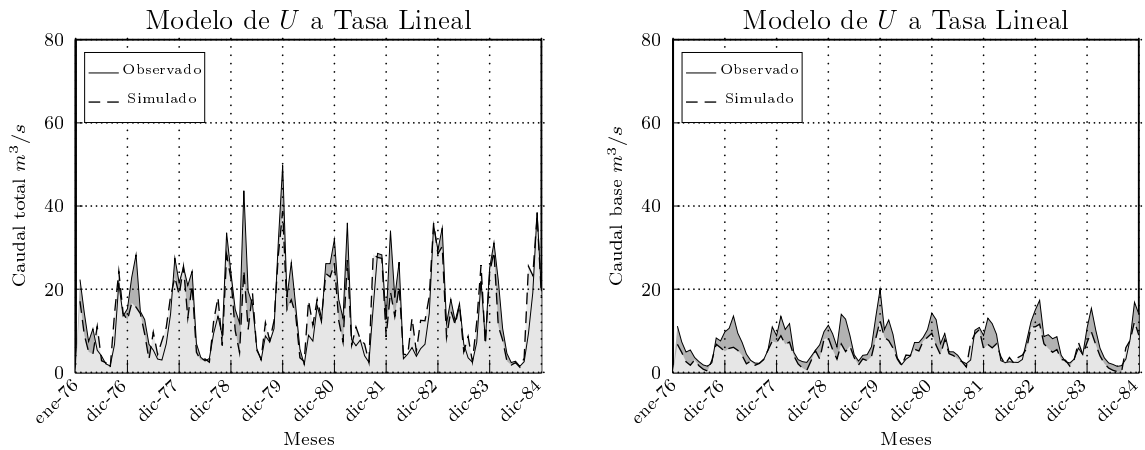


Figura 3.21: Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_c (etapa validación - modelo TL).

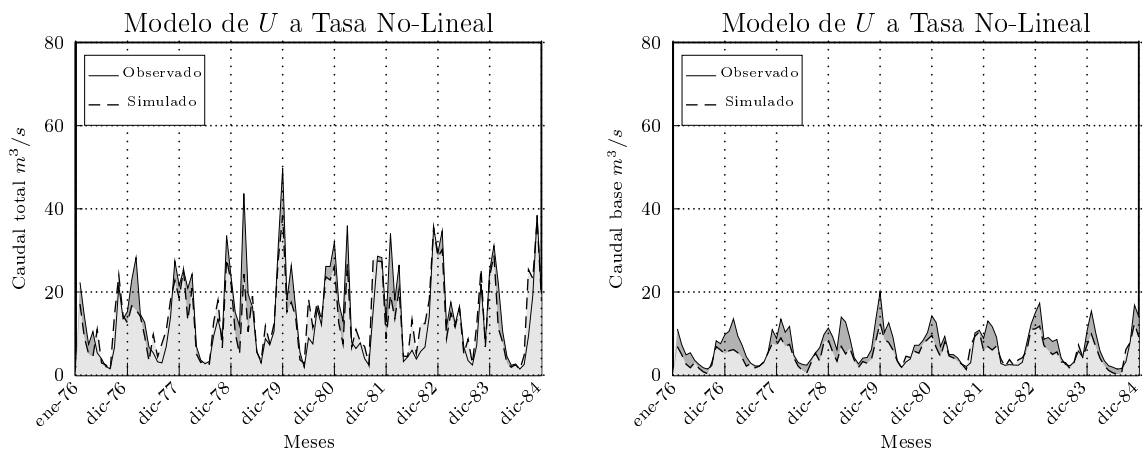


Figura 3.22: Comparación de los caudales observados con los simulados con ET_c (etapa validación - modelo TNL).

Posteriormente se calcularon el error volumétrico y el índice de Nash, los que se muestran en las Tablas 3.6 y 3.7 junto al valor de la función objetivo. La función objetivo muestra un aumento con relación a los valores de la etapa de calibración tanto para valores de ETv como de ETc , esto es un deterioro de la performance del modelo. La ETv es nuevamente el caso que arroja los mejores valores de los indicadores.

Si se analizan los resultados obtenidos con ETc (Tabla 3.7), se ve que el error volumétrico aumenta tanto para el caudal total como para el caudal base. Sin embargo los errores para el caudal total se mantuvieron por debajo del 10 %.

	Modelo U a TC		Modelo U a TL		Modelo U a TNL	
FO	18785		18881		18938	
$Ev(\%)$	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	0,12	19,71	0,96	19,24	2,03	19,69
IN	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	0,91	0,75	0,89	0,77	0,89	0,77

Tabla 3.6: Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) para ETv (validación).

	Modelo U a TC		Modelo U a TL		Modelo U a TNL	
FO	26139		27788		27093	
$Ev(\%)$	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	7,02	28,20	6,44	28,91	6,03	27,16
IN	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	0,78	0,53	0,77	0,51	0,77	0,54

Tabla 3.7: Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) para ETc (validación).

El Índice de Nash arrojó valores aceptables (0,90 para QT y 0,75 para Qb), indicando que el ajuste entre lo observado y simulado es bueno (ver Tabla 3.6) para los resultados usando ETv .

En el caso de Qb , aún con un valor de IN mayor que el obtenido durante la calibración, se observa una subestimación de los valores simulados aunque mucha menos dispersión. Esto puede explicarse debido a un ajuste de menor calidad, esto es mayores errores del Qb simulados respecto del Qb observado. Al comparar los valores de IN obtenidos con ETv y los obtenidos con ETc , se observa que los mejores ajustes se logran con ETv .

Con respecto al error volumétrico (Figura 3.23), se observa una disminución para el caudal total (mejor conservación de masa), y un aumento considerable respecto a la etapa de

calibración para ET_v .

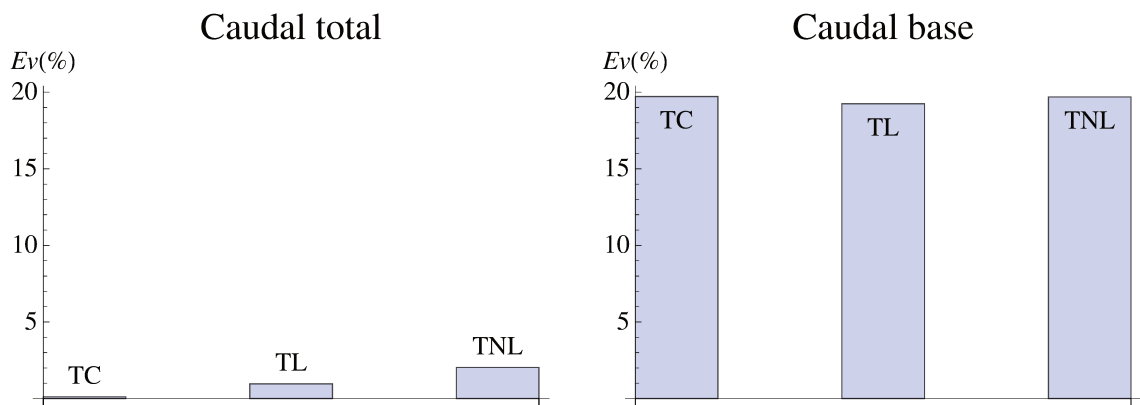


Figura 3.23: Errores volumétricos del caudal total y base para los tres modelos de almacenamiento de agua en zona no-saturada para ET_v (etapa validación).

Habitualmente es de esperar cierto deterioro del ajuste en la etapa de validación con respecto a la calibración. En las Figuras 3.24, 3.25 y 3.26 se graficaron los valores simulados versus los observados y su ajuste a una recta de pendiente 45.

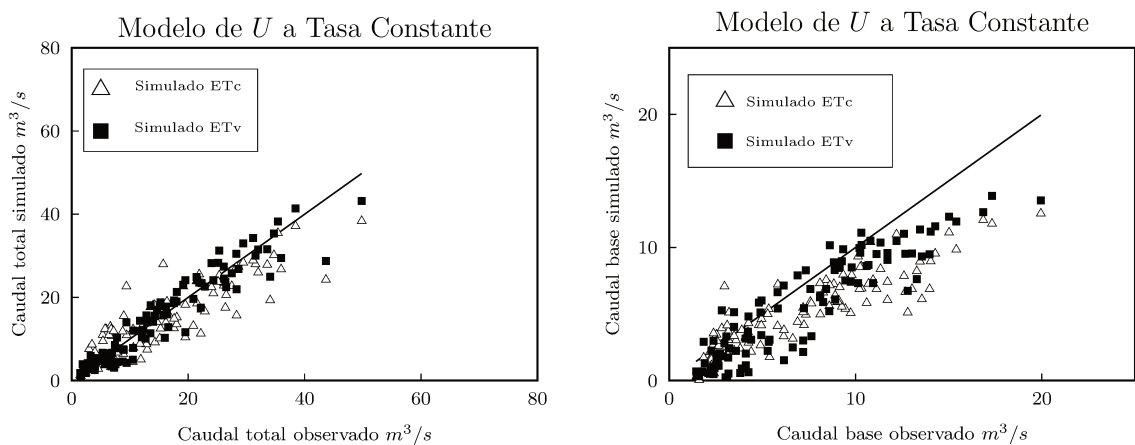


Figura 3.24: Caudales simulados vs observados (validación - modelo TC).

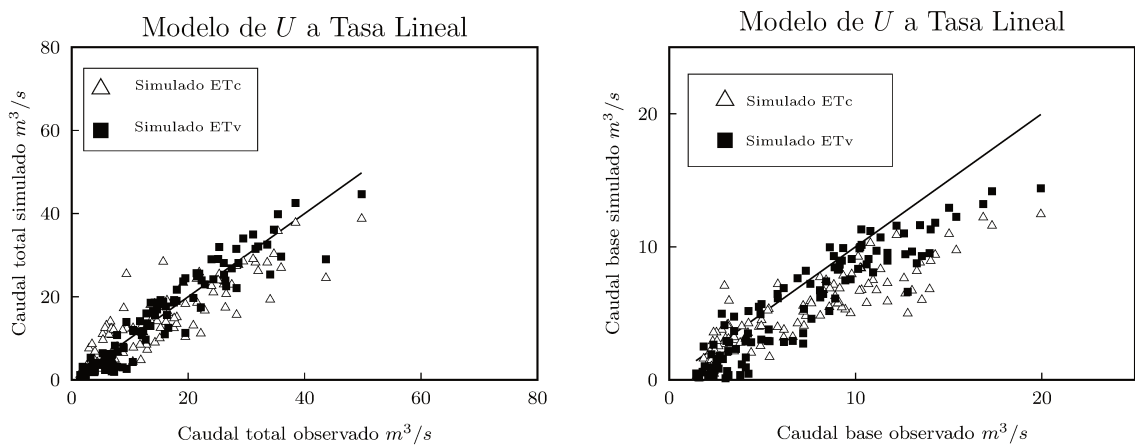


Figura 3.25: Caudales simulados vs observados (validación - modelo TL).

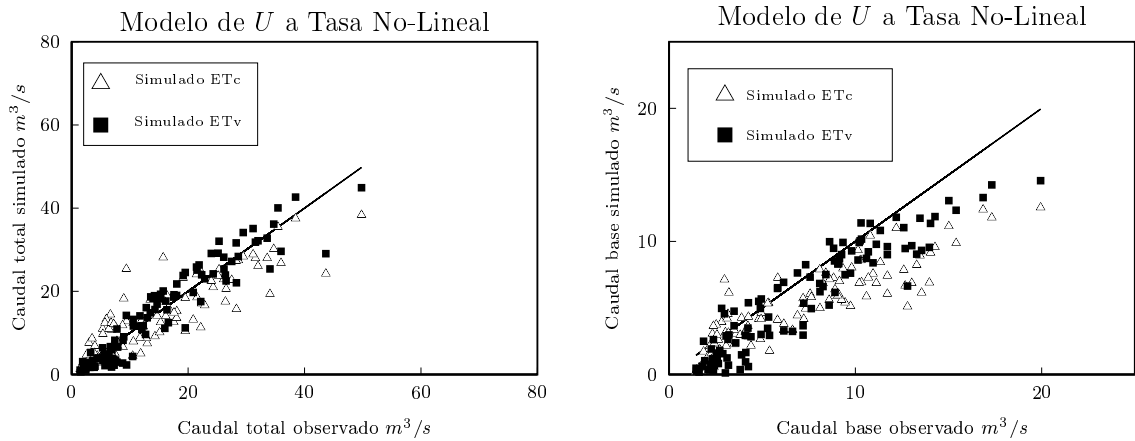


Figura 3.26: Caudales simulados vs observados (validación - modelo TNL).

Estas figuras también ayudan a entender que un mejor ajuste no necesariamente implica un menor error volumétrico. El error volumétrico será menor si hay una distribución equivalente entre los valores que sobre-estiman y los que sub-estiman los valores observados de manera que los errores se compensen. El Índice de Nash solo requiere para lograr un mejor ajuste que los valores estén próximos a la recta de 45°. Esto explica porque se observa para algunos valores un ajuste mejor con un error volumétrico mayor.

3.3 Aplicación de SUWAB en la sub-cuenca del A° Cululú

3.3.1 Breve descripción del área de estudio

La provincia de Santa Fe tiene una gran importancia en la estructura económica de la República Argentina, ya que en la región centro-sur posee un ecosistema cuyos recursos naturales son potencialmente aptos para la producción ganadera y agrícola, lo que trae como consecuencia una gran actividad socio-económica. Dentro de esta zona se encuentra la cuenca de A° Cululú, motivo de este estudio.

La cuenca del A° Cululú posee un área aproximada de 9000 km^2 , con un ancho E-O de alrededor de 130 km y 100 km en el sentido N-S. Se sitúa en la provincia de Santa Fe, Argentina, como se observa en la Figura 3.27, aunque un pequeño porcentaje del área, en la zona de cabecera, se ubica en la provincia de Córdoba (FICH-INA-INTA, 2007).

El área de estudio comprende un sector loésico del centro-oeste de la provincia de Santa Fe que alberga un acuífero freático situado a escasa profundidad, el que en períodos de abundantes precipitaciones puede aflorar en algunos sitios. El mismo es de relevancia

estratégica desde el punto de vista agropecuario. Las precipitaciones medias anuales muestran un gradiente Este-Oeste, desde 1200 *mm* a 900 *mm* (serie 1971/2000). Los suelos de la zona pertenecen en general a la Unidad 19 del Mapa de Suelos de la Provincia de Santa Fe (Mosconi *et al.*,1981). Dicha unidad está profusamente distribuida en la región central de la provincia. Está compuesta por una asociación de Argiudoles típicos y Argiudoles ácuicos. Son suelos profundos, bien drenados, de permeabilidad moderada a moderadamente lenta y no susceptibles a anegamiento. La geomorfología del área corresponde a la parte sur de la denominada faja de cañadas paralelas (Iriondo, 1987).

Su red de drenaje tiene dirección general O-E, en tanto que el A° Cululú tiene dirección N-S (Figura 3.27), constituyendo uno de los principales afluentes del Río Salado en territorio santafesino. El flujo subterráneo regional es en dirección predominantemente Oeste-Este (Ferreira *et al.*, 2003), teniendo como nivel de base el río Salado.

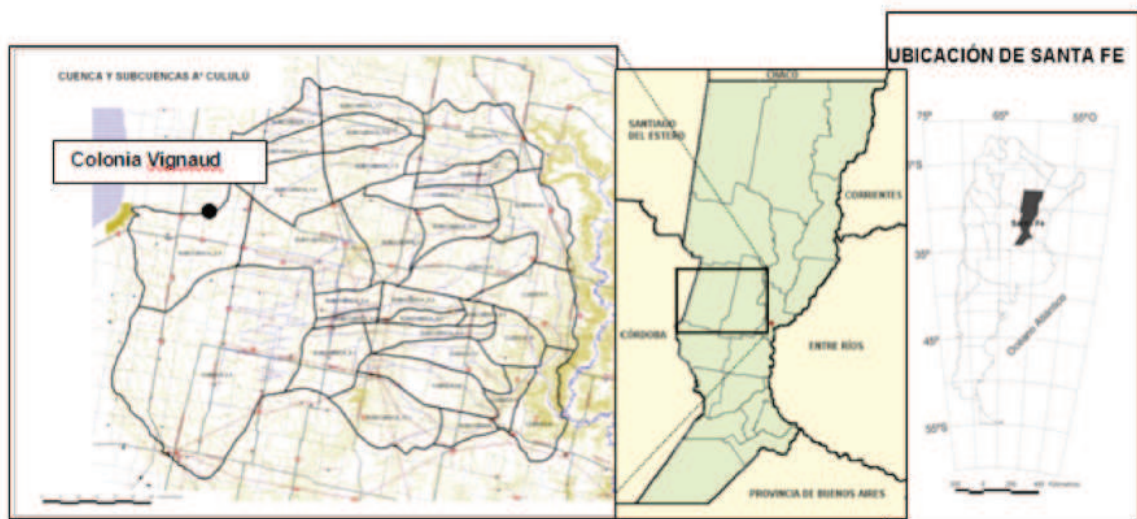


Figura 3.27: Ubicación de la cuenca del A° Cululú (Mapas de subcuencas obtenido de (FICH-INA-INTA, 2007).

3.3.2 Datos usados

El modelo utiliza como datos de entrada, la precipitación y la evapotranspiración mensual expresadas en volumen, y además el caudal total mensual y el caudal base mensual (en volumen) para el cálculo de la *FO*.

Se dispuso de datos de caudales medios diarios de la estación Cululú-RP 50-S (Est. RP 50-S en la Figura 3.28) que van desde el año 1978 a 2008, con largos periodos incompletos. Estos datos fueron proporcionados por el Ministerio de Aguas, Servicios Públicos y Medio Ambiente de la provincia de Santa Fe. Además se contó con series de precipitación mensual

análisis se muestran en la Figura 3.29. Cabe aclarar que por conveniencia se trabajó con el año hidrológico, que para la provincia de Santa Fe está comprendido entre comienzo del mes de septiembre de un año hasta comienzo del mes de septiembre del año siguiente. En la serie utilizada se destaca que el año hidrológico 80-81 presenta varios meses (casi consecutivos) con máximos de precipitación superiores a 200 mm, en comparación con los otros años.

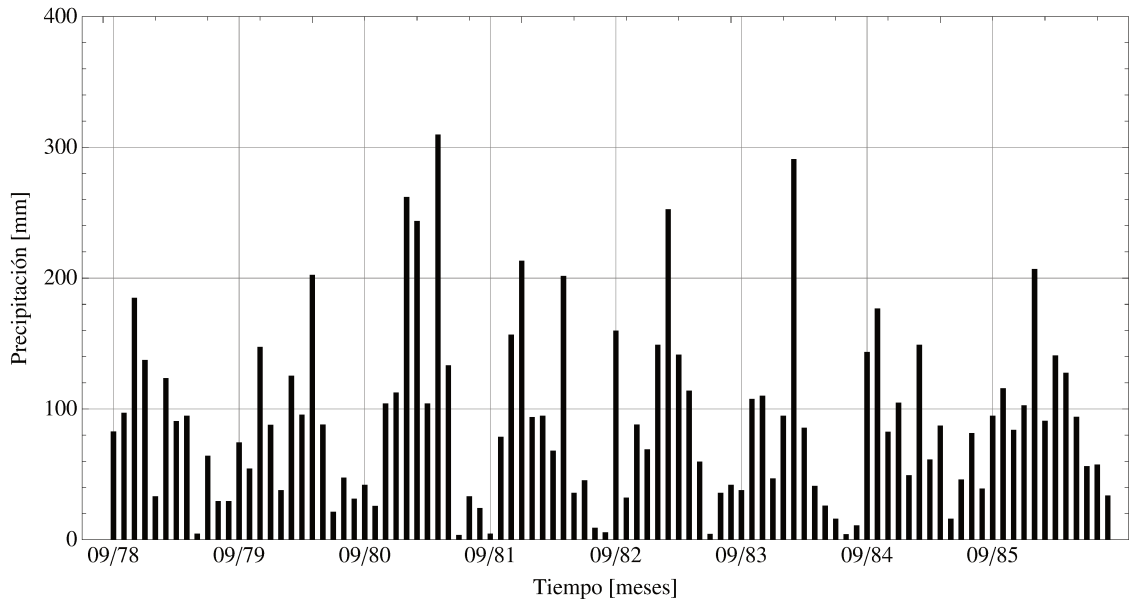


Figura 3.29: Precipitación mensual en la Sub-Cuenca superior del A° Cululú, serie 09/78 - 08/86.

3.3.2.2 Caudal

En la Figura 3.30 se muestra la serie de caudales diarios utilizada para la implementación del modelo de balance, donde se aprecia claramente la ocurrencia de un pico extremo en coincidencia con el periodo húmedo 80-81. El caudal base se determinó a partir del caudal total usando el método del filtro digital, con número de pasada igual a 3, y un valor del parámetro (ver Capítulo 2 sobre explicación del filtro). Los resultados se muestran en la Figura 3.31.

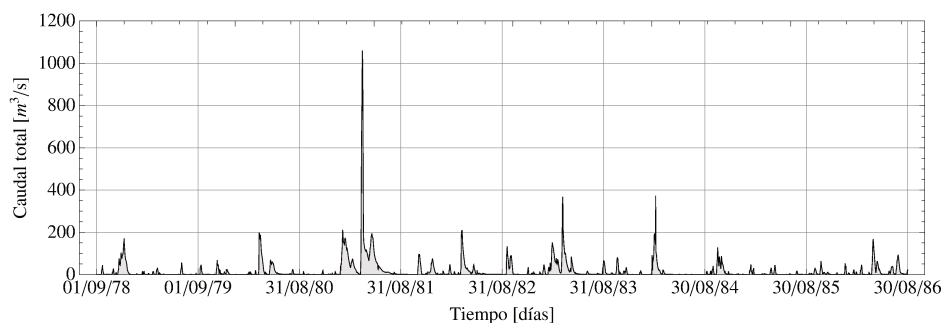


Figura 3.30: Caudal total diario de la Sub-Cuenca del A° Cululú, serie 01/09/1978 a 31/08/1986 (Est.RP 50-S).

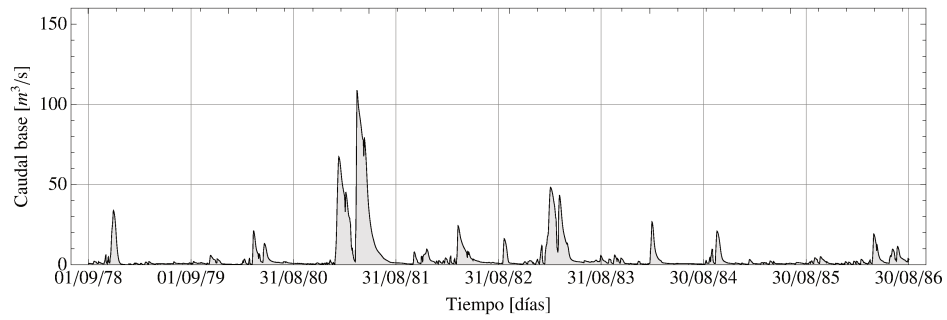


Figura 3.31: Caudal base diario de la Sub-Cuenca del A° Cululú determinado con el filtro digital, serie 01/09/1978 a 31/08/1986.

Nótese que a diferencia de la cuenca anterior, en este caso existen largos períodos en los cuales el caudal base es nulo o casi nulo, lo que indica un comportamiento diferente del sistema subterráneo.

La Figura 3.32 muestra los caudales mensuales utilizados en el modelo que surgen de las Figuras 3.30 y 3.31.

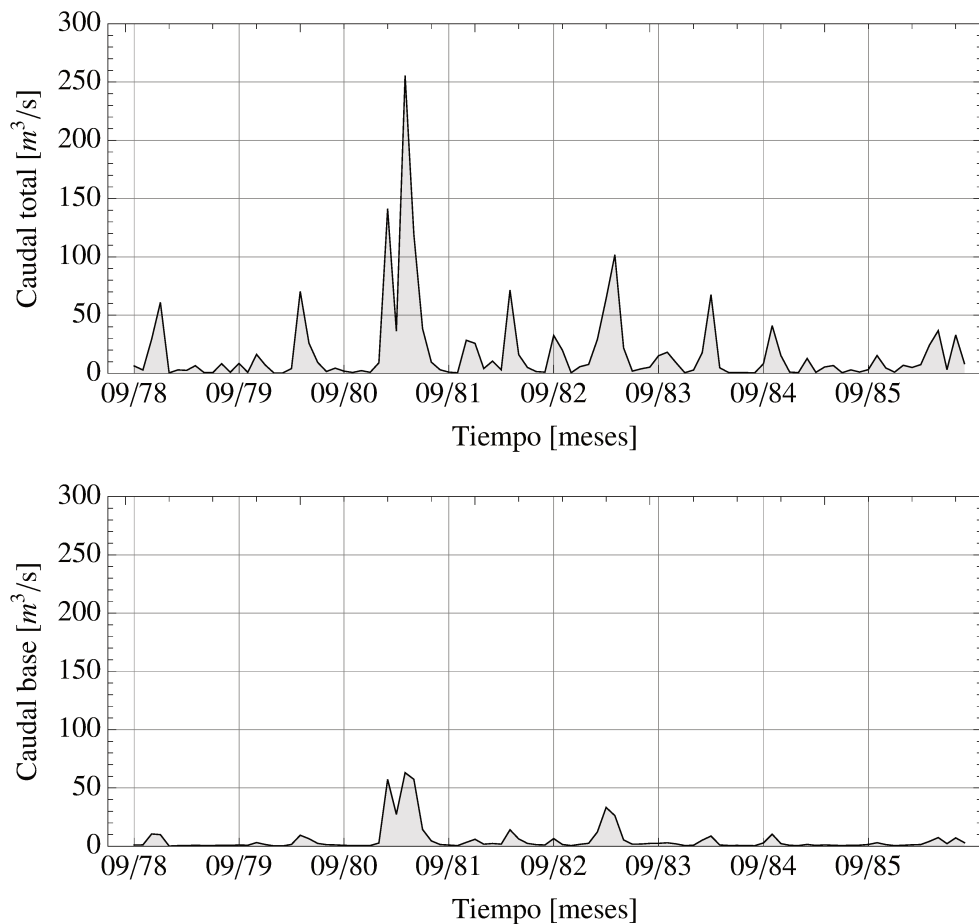


Figura 3.32: Caudal total y base mensuales de la Sub-Cuenca del A° Cululú determinado con el filtro digital, serie 01/09/1978 a 31/08/1986.

3.3.2.3 Determinación de la evapotranspiración potencial

Para determinar la evapotranspiración se consideró por simplicidad y falta de información, que los datos meteorológicos tales como temperaturas (máximas y mínimas), humedad relativa del aire, radiación solar neta y velocidad del viento no poseen gran variabilidad en el área de la cuenca. Por ello, se usaron los datos de la estación INTA Rafaela, muy representativa de la cuenca, aún cuando la estación está levemente al sur del borde del área de estudio. En la Figura 3.33 se muestra la información utilizada para estimar la evapotranspiración de referencia o potencial, mediante la aplicación de cuatro fórmulas, a saber: Penman-Monteith, Priestley-Taylor, Makkink, y Thornthwaite.

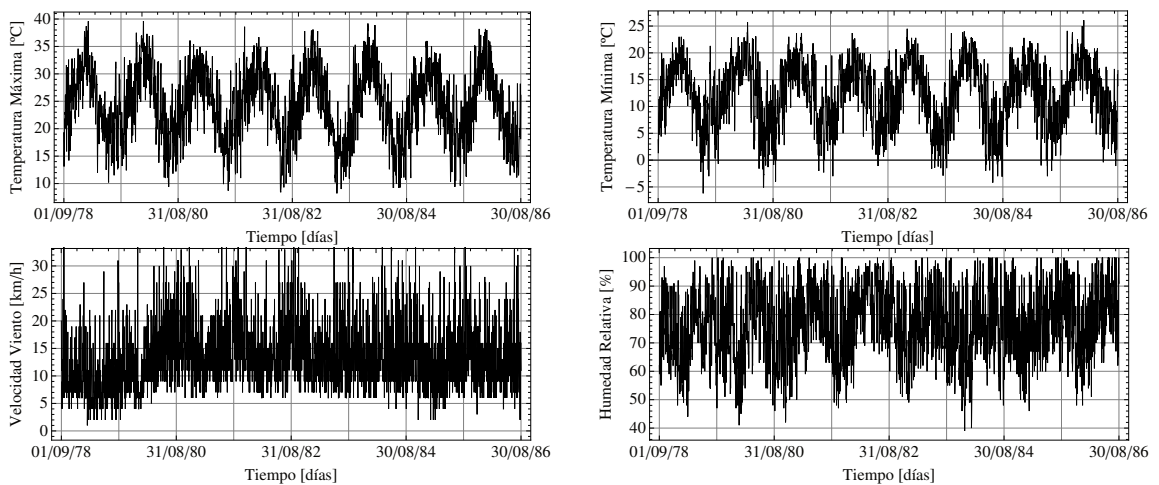


Figura 3.33: Datos meteorológicos para estimación de la evapotranspiración potencial, serie de 01/09/1978 a 31/08/1986.

Penman-Monteith: En el capítulo 2 se mostró la fórmula de Penman-Monteith. Allen et al. (2006) sugirieron que para un estudio diario, el término G (flujo de calor de suelo) es aproximadamente igual a cero. Adoptando esta sugerencia se determinó la evapotranspiración diaria. Los resultados se muestran en la Figura 3.34.

La evapotranspiración diaria se transformó luego a evapotranspiración mensual, sumando los valores diarios para cada mes (Figura 3.35).

Priestley-Taylor: En la Figura 3.36 se muestra la evapotranspiración potencial diaria y en la Figura 3.37 los valores mensuales. Al igual que la fórmula de Penman-Monteith, la de Priestley-Taylor contiene la variable G . Para este caso se adoptó un valor de $G = 0$.

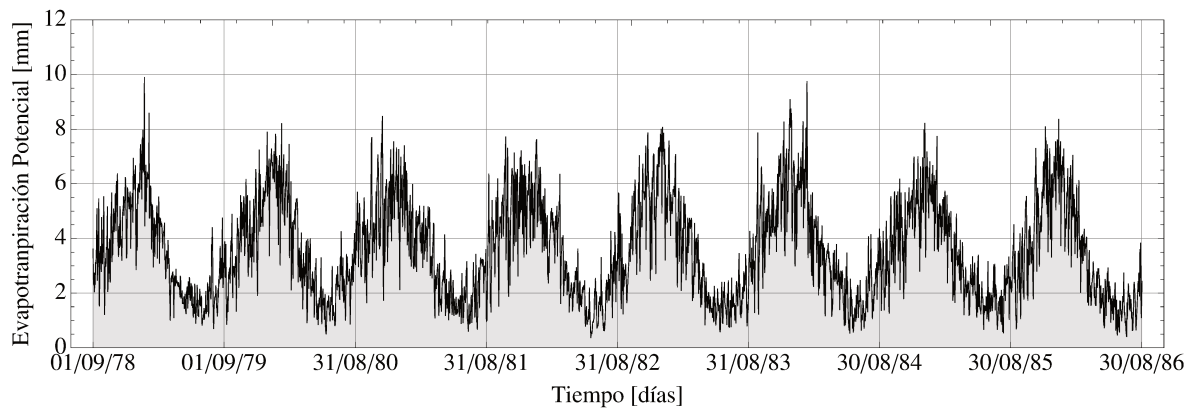


Figura 3.34: Evapotranspiración potencial diaria usando Penman-Monteith, serie 01/09/1978 a 31/08/1986.

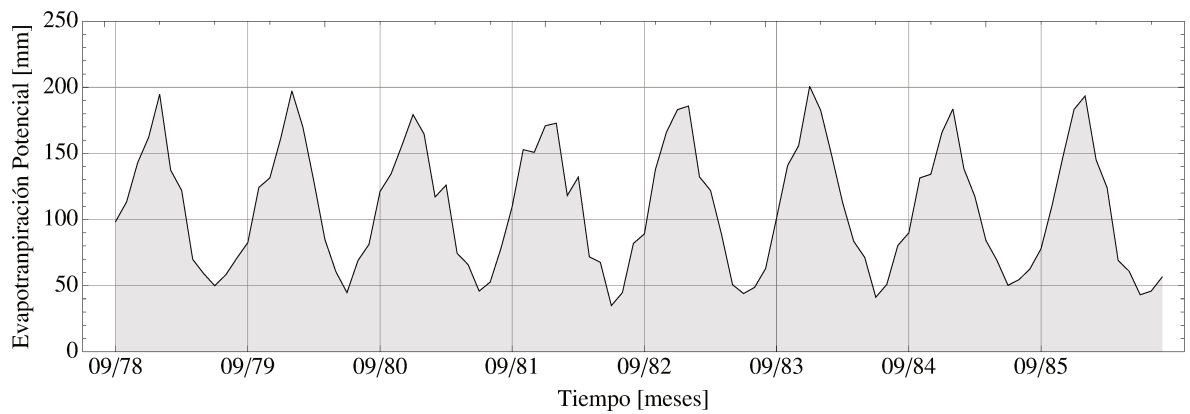


Figura 3.35: Evapotranspiración potencial mensual usando Penman-Monteith, serie 09/78 a 08/86.

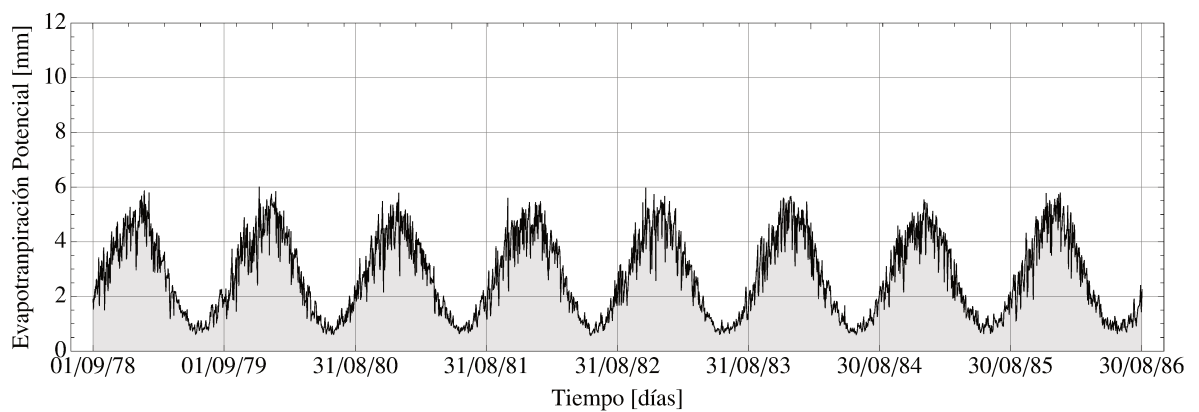


Figura 3.36: Evapotranspiración potencial diaria usando Priestley-Taylor, serie 01/09/1978 a 31/08/1986.

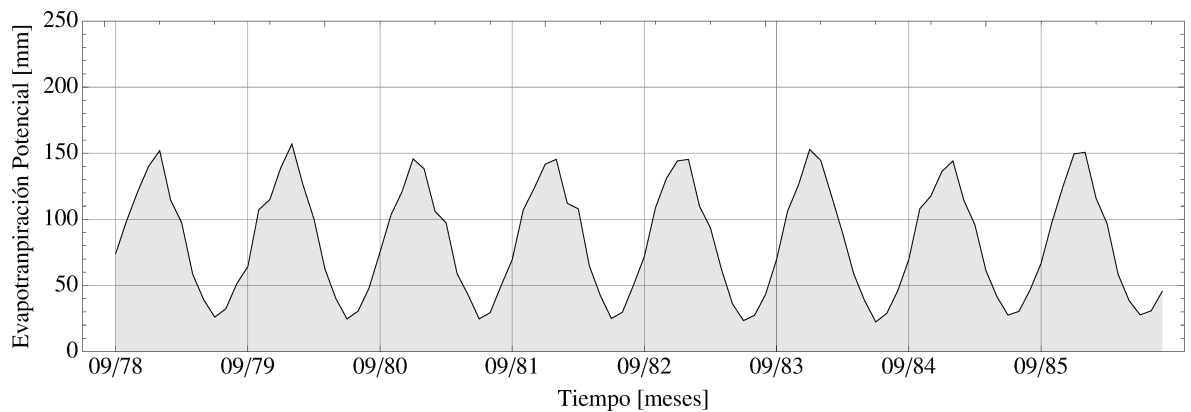


Figura 3.37: Evapotranspiración potencial mensual usando Priestley-Taylor, serie 09/78 a 08/86.

Makkink: Las Figuras 3.38 y 3.39 muestran la evapotranspiración diaria y mensual, respectivamente, calculadas mediante la fórmula de Makkink.

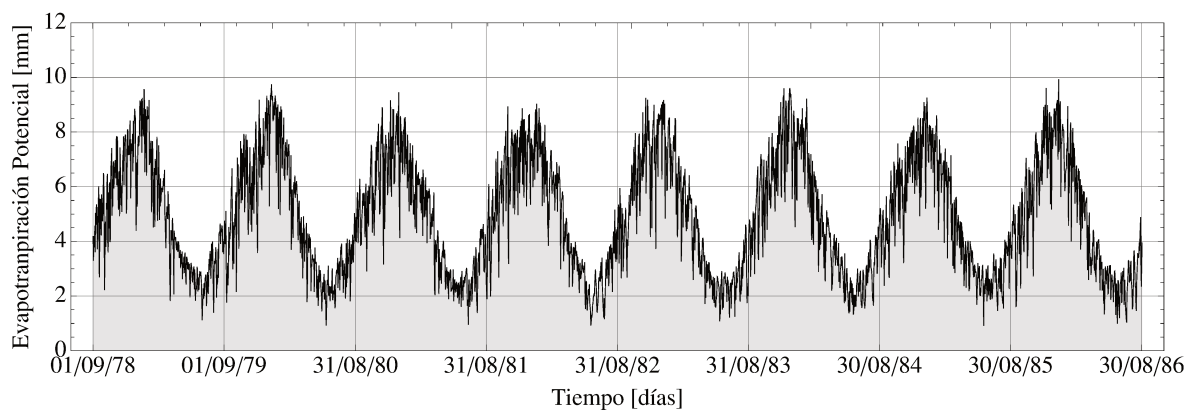


Figura 3.38: Evapotranspiración potencial diaria utilizando Makkink, serie 01/09/1978 a 31/08/1986.

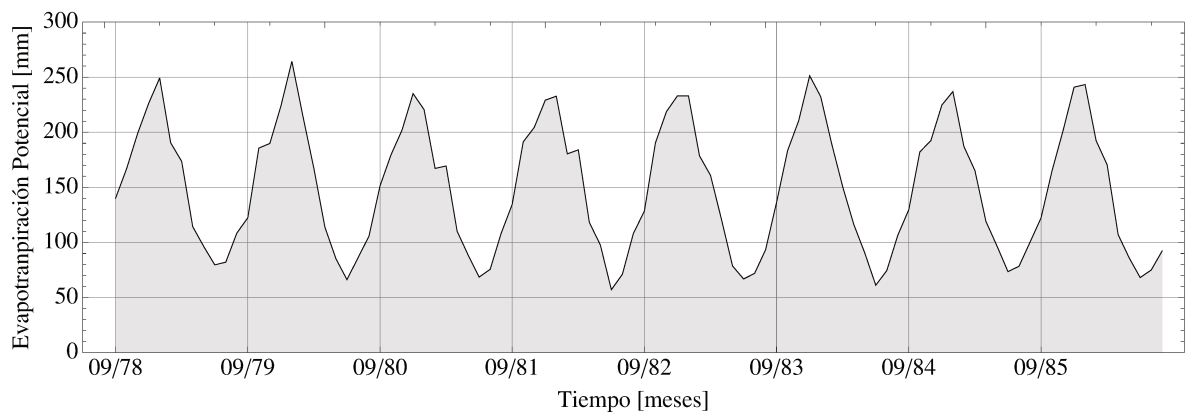


Figura 3.39: Evapotranspiración potencial mensual usando Makkink, serie 09/78 a 08/86.

Thornthwaite: Esta fórmula para la evapotranspiración potencial mensual es sencilla de aplicar, no requiere más que datos de temperaturas y posición de la estación para su uso.

Los resultados se muestran en la Figura 3.40.

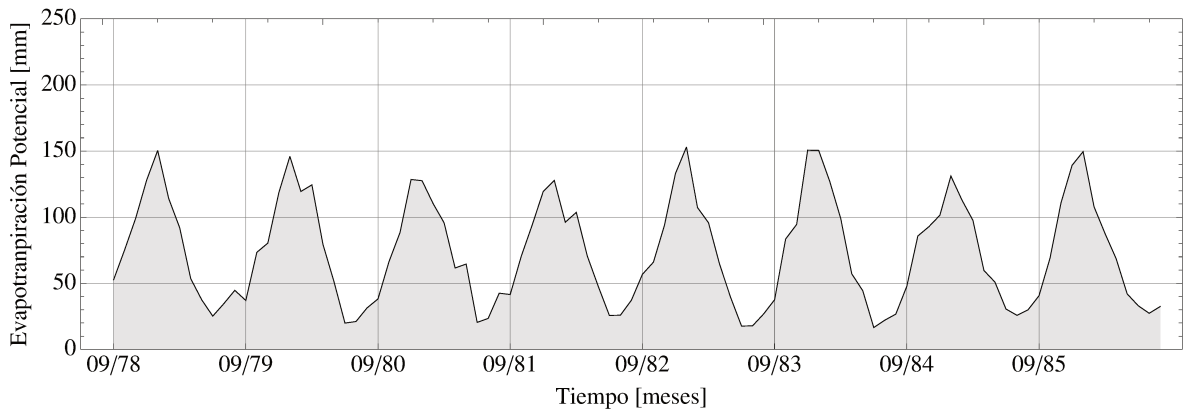


Figura 3.40: Evapotranspiración potencial mensual usando Thornthwaite, serie 09/78 a 08/86.

En la Figura 3.41 se compara la evapotranspiración mensual obtenida con las diferentes fórmulas con la precipitación media mensual. Con Makkink resultan valores mensuales máximos del orden de 250 *mm*, mientras que con Thornthwaite son del orden de 150 *mm*. Priestley-Taylor y Penman-Monteith, ambos basados en el balance de energía, arrojan máximos similares inferiores a los 200 *mm*. Mediante la fórmula de Makkink se obtendría menor exceso de agua, y por ende, menor disponibilidad para el perfil de suelo y recarga, mientras que con la de Thornthwaite se tiene un mayor exceso de precipitación.

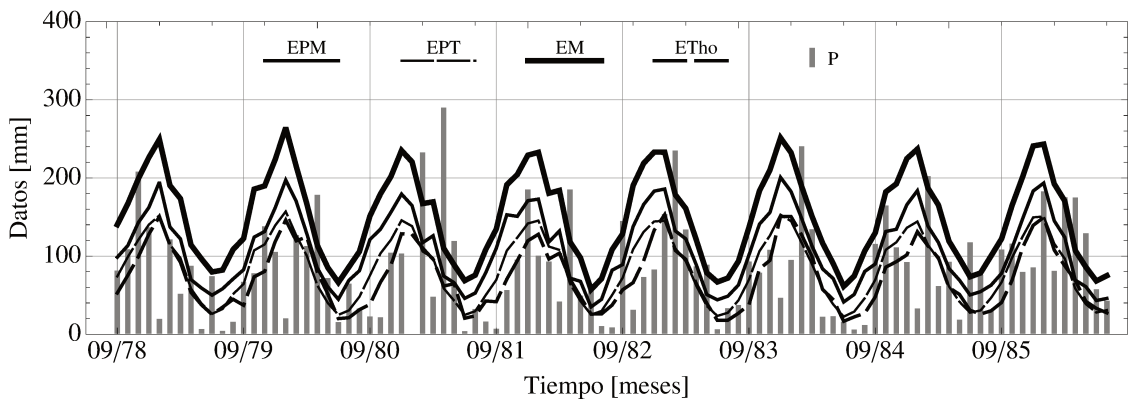


Figura 3.41: Comparación precipitación (P) y evapotranspiración (EPM: evapotranspiración Penman-Monteith; EPT: evapotranspiración Priestley-Taylor; EM: evapotranspiración Makkink; ETho: evapotranspiración Thornthwaite).

Con el objeto de determinar cuál de los modelos de evapotranspiración potencial brinda mejores resultados en la implementación del modelo SUWAB, se compararon los resultados obtenidos con las diferentes fórmulas. Para ello se determinó el error entre el caudal observado y el caudal simulado, como porcentaje del caudal total acumulado para la serie 09/78 - 08/82, utilizada en la etapa de calibración. Los resultados se muestran en las Figuras

3.42, 3.43, 3.44 y 3.45.

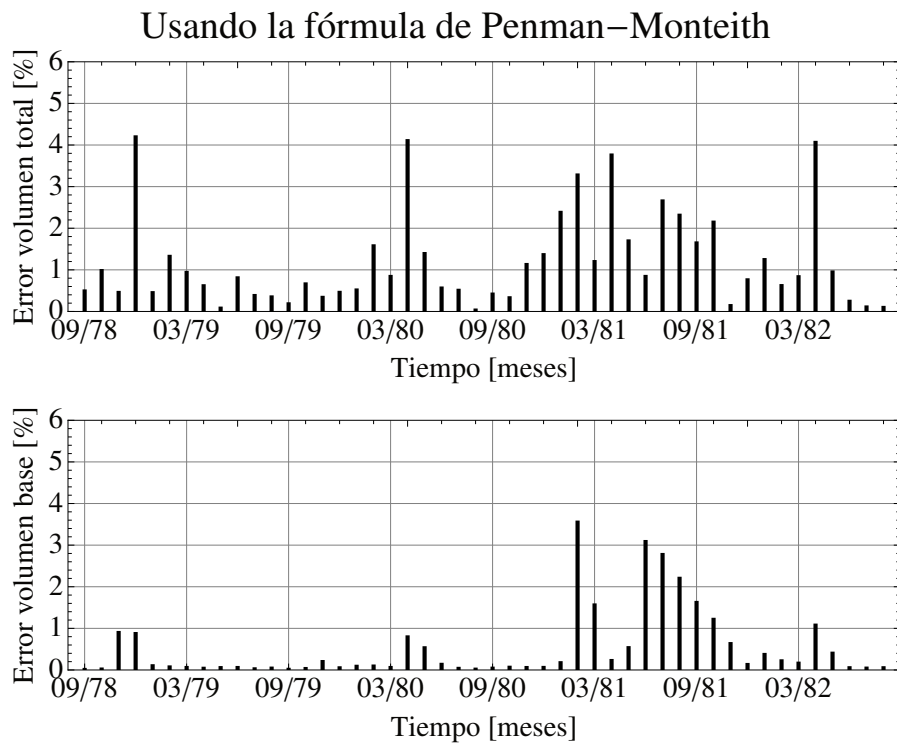


Figura 3.42: Error entre el caudal observado y simulado expresado como porcentaje del volumen total de agua observado – serie 09/78 a 08/82 (Usando Penman-Monteith).

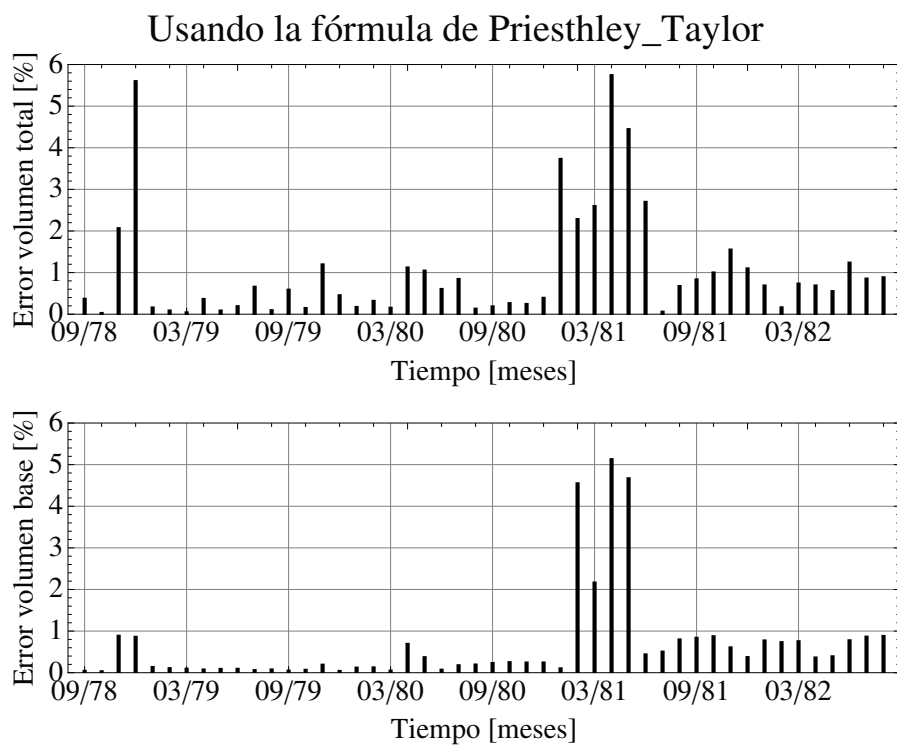


Figura 3.43: Error entre el caudal observado y simulado expresado como porcentaje del volumen total de agua observado – serie 09/78 a 08/82 (Usando Priestley-Taylor).

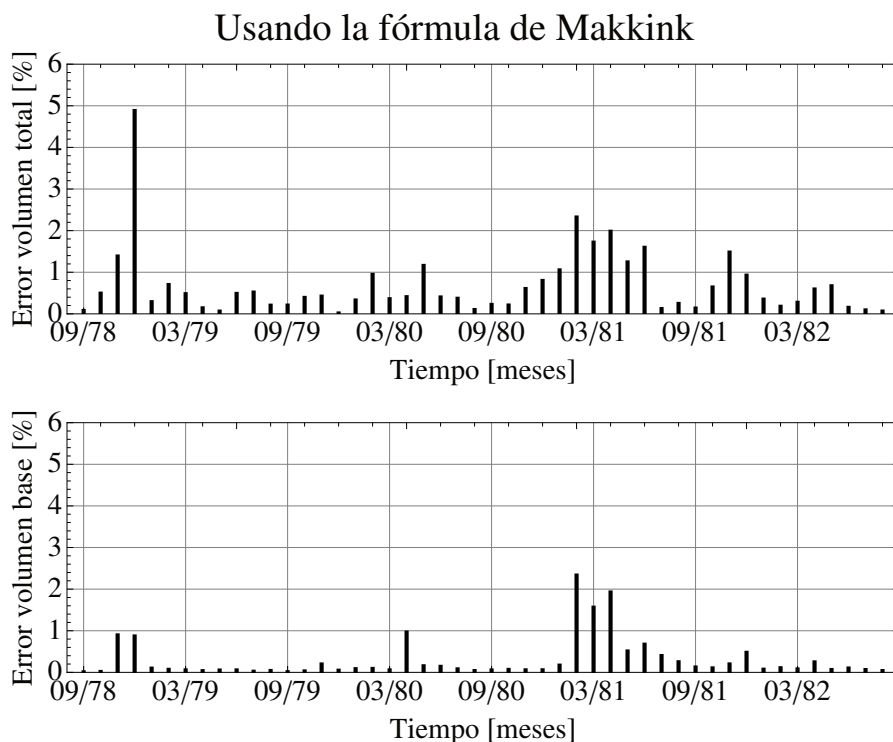


Figura 3.44: Error entre el caudal observado y simulado expresado como porcentaje del volumen total de agua observado – serie 09/78 a 08/82 (Usando Makkink).

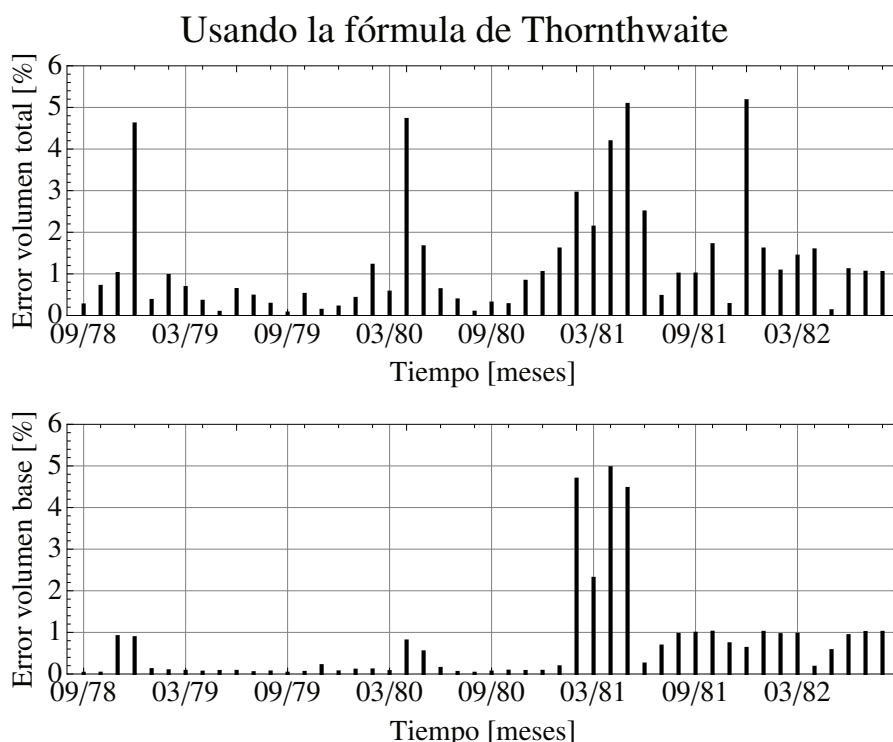


Figura 3.45: Error entre el caudal observado y simulado expresado como porcentaje del volumen total de agua observado – serie 09/78 a 08/82 (Usando Thornthwaite).

3.3.3 Implementación de SUWAB

Del mismo modo que para la implementación del modelo en la sub-cuenca del río Eden, se dividió la serie de datos en dos partes, una para la calibración y la otra para la

validación (ver Tabla 3.8). Con el objeto de evitar cualquier efecto de las condiciones iniciales sobre los resultados finales, los datos del primer año hidrológico se repitieron dos veces al comienzo del periodo de calibración. Consecuentemente, los primeros 24 meses de la salida del modelo fueron descartados del análisis.

Serie para calibración	Serie para validación
01/09/1978 a 31/08/1982	01/09/1982 a 31/08/1986

Tabla 3.8: División de la serie de datos para la etapa de calibración y validación.

Los valores de las condiciones iniciales y los coeficientes usados en la implementación del modelo en la sub-cuenca superior del A° Cululú se muestran en la Tabla 3.9, elegidos en base a características físicas del área de estudio.

Símbolo	Descripción	Valores
$Gini$	Almacenamiento en zona saturada inicial	$50hm^3$
$Uini$	Almacenamiento en zona no-saturada inicial	$150hm^3$
Qa	Caudal de extracción (bombeo)	$0hm^3$
S	Coefficiente de almacenamiento	0,15

Tabla 3.9: Valores de las condiciones iniciales y coeficientes.

En la Tabla 3.10 se muestran los valores de los parámetros obtenidos en la calibración para los tres modelos de almacenamiento de agua en zona no-saturada, siendo bastante similares para los tres casos.

	Modelo U a TC	Modelo U a TL	Modelo U a TNL
α	0,04	0,042	0,042
β	0,41	0,46	0,46
λ	0,22	0,20	0,14
$Umax$	289,28	264,69	275,39

Tabla 3.10: Parámetro resultantes de la calibración.

En los tres casos, los parámetros α y β resultaron similares. Tanto el parámetro λ como $Umax$ mostraron cierta variación para los diferentes modelos de U .

En las Figuras 3.46, 3.47, 3.48, 3.49, 3.50 y 3.51 se muestra la comparación entre los caudales totales y los caudales base calculados y observados.

A simple vista se observan resultados similares para los tres casos, el modelo ajusta el caudal total relativamente bien, capturando los picos en tiempo de ocurrencia y magnitud, en tanto que el ajuste desmejora para el caudal base capturándose correctamente la ocurrencia de picos pero no su magnitud.

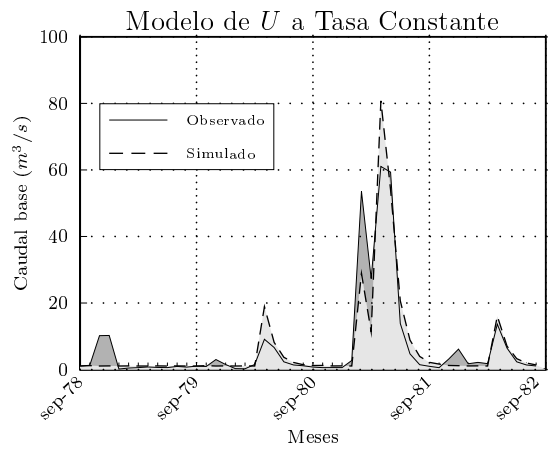
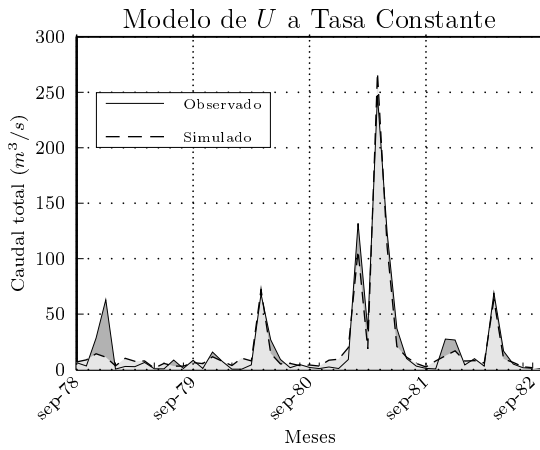


Figura 3.46: Comparación de los caudales observados con los simulados (etapa calibración - modelo TC).

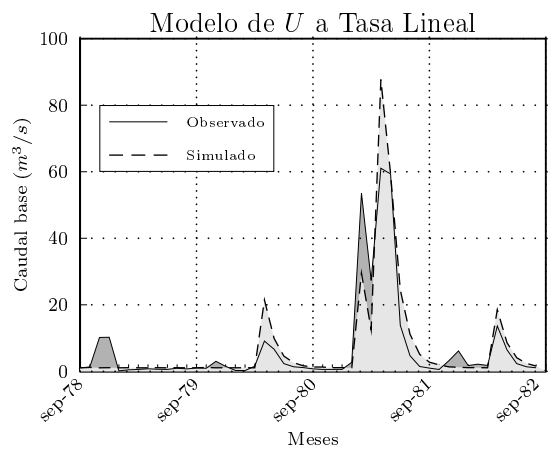
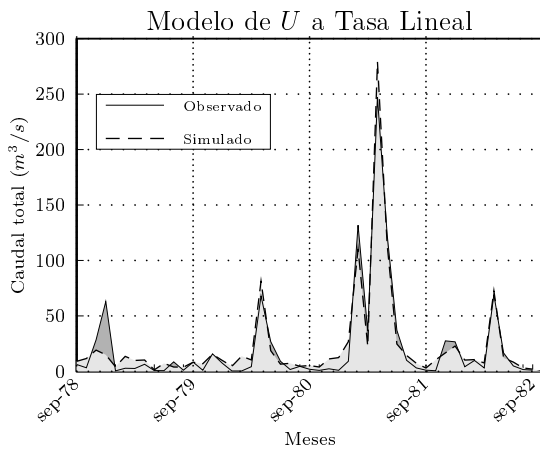


Figura 3.47: Comparación de los caudales observados con los simulados (etapa calibración - modelo TL).

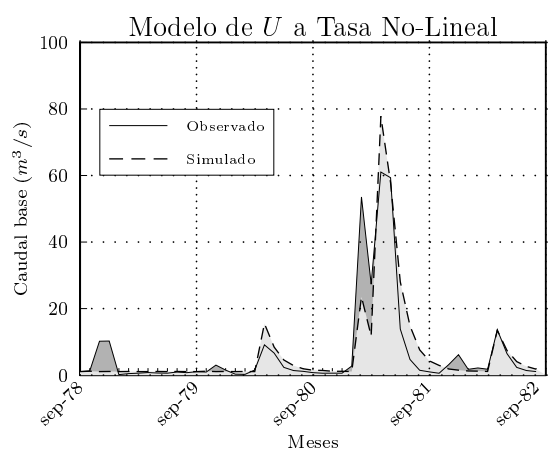
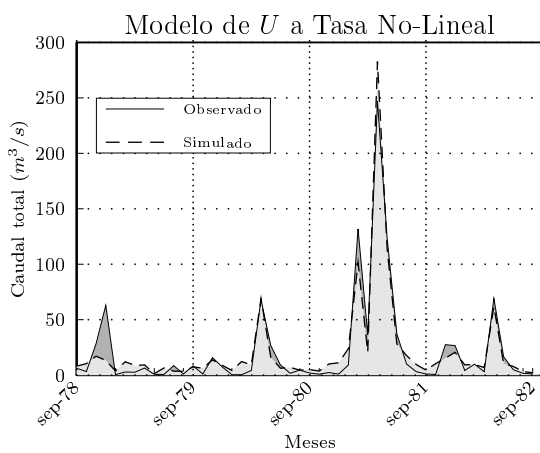


Figura 3.48: Comparación de los caudales observados con los simulados (etapa calibración - modelo TNL).

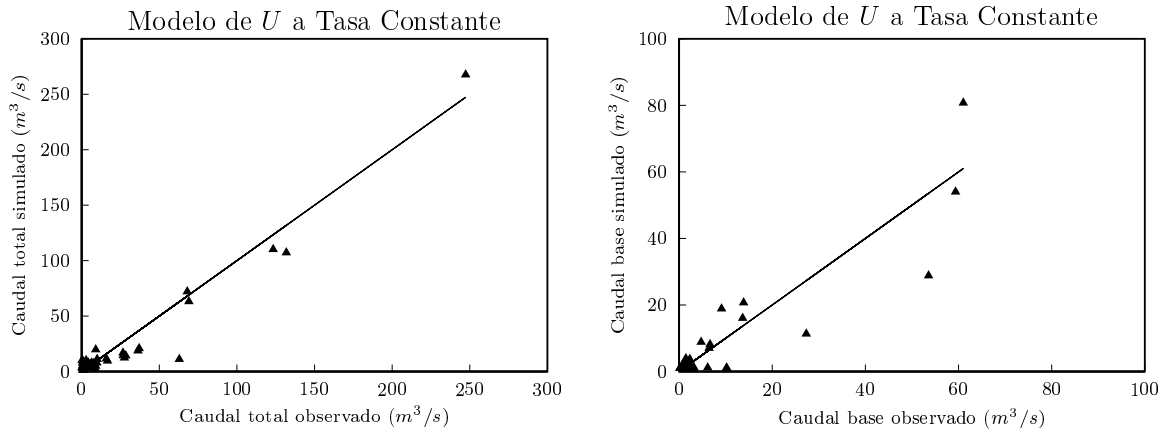


Figura 3.49: Comparación entre caudales observados vs simulados (etapa calibración - modelo TC).

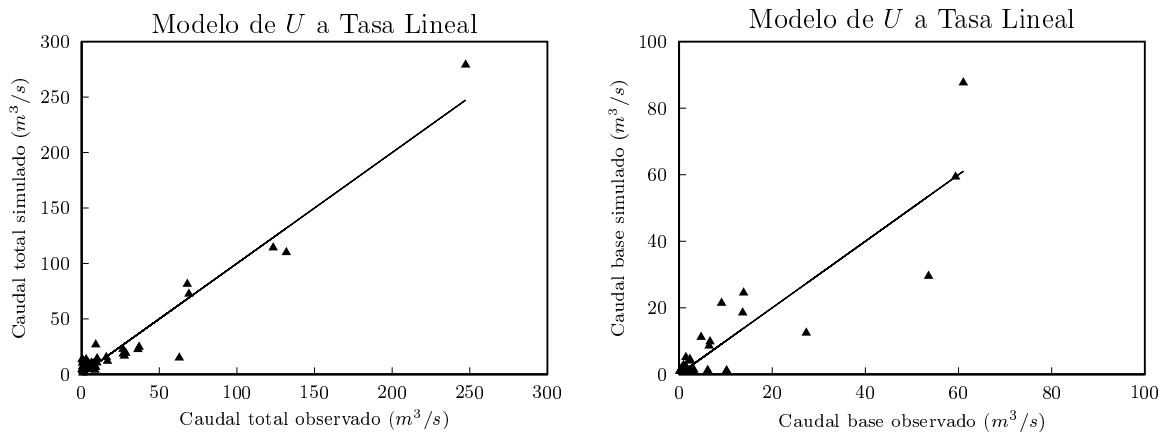


Figura 3.50: Comparación entre caudales observados vs simulados (etapa calibración - modelo TL).

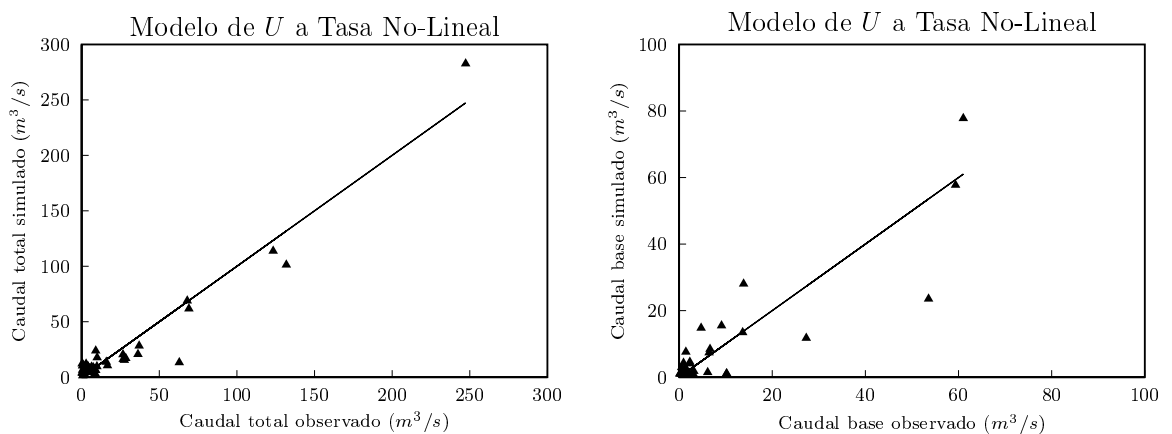


Figura 3.51: Comparación entre caudales observados vs simulados (etapa calibración - modelo TNL).

El gráfico de caudales base observados versus simulados muestra una apreciable dispersión a medida que aumenta la magnitud del caudal.

En la Tabla 3.11 se incluyen los valores de la función objetivo (FO), el error volumétrico (Ev) y el índice de Nash (IN). Los errores volumétricos son aceptables encontrándose por debajo del 5 % para el caudal total y alrededor del 5 % para el caudal base, excepto para el caso del modelo TC.

	Modelo U a TC		Modelo U a TL		Modelo U a TNL	
FO	48486		52620		58914	
$Ev(\%)$	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	3,45	10,76	0,97	4,15	1,94	5,09
IN	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	0,94	0,82	0,94	0,79	0,94	0,77

Tabla 3.11: Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) (validación).

El índice de Nash es de 0,94 para el caudal total y no supera 0,82 para el caudal base, indicando un ajuste menos satisfactorio. Este último resultado puede atribuirse en parte al hecho de considerar un único elemento para simular una cuenca de considerable extensión en comparación a la originalmente estudiada de 609 km^2 , y también a la incertidumbre en la aplicación del filtro digital para determinar el caudal base observado. No obstante, se demuestra que aún con un modelo muy simple derivado de ecuaciones conservativas y con tan sólo 4 parámetros, es posible capturar los patrones principales de la respuesta de la cuenca medida en caudales totales y caudales base, éstos últimos como expresión del sistema subterráneo.

3.3.3.1 Análisis de sensibilidad

Se realizó un análisis de sensibilidad de los resultados a los diferentes parámetros del modelo y para los diferentes modelos de almacenamiento de agua en zona no-saturada. Las Figuras 3.52, 3.53 y 3.54 muestran los resultados para el modelo a tasa constante, tasa lineal y no-lineal, respectivamente. En ellas se observa que el parámetro más sensible es el parámetro α mientras que λ es el menos sensible, β y U_{max} se encuentran en un caso intermedio.

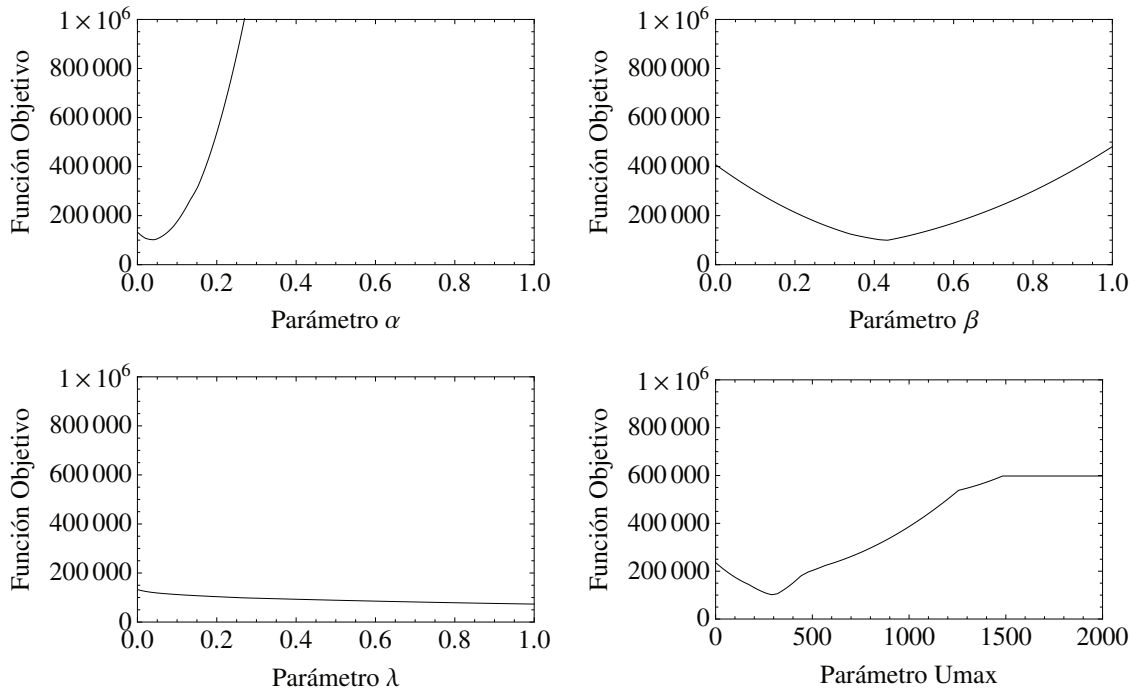


Figura 3.52: Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa constante de almacenamiento de agua en zona no-saturada.

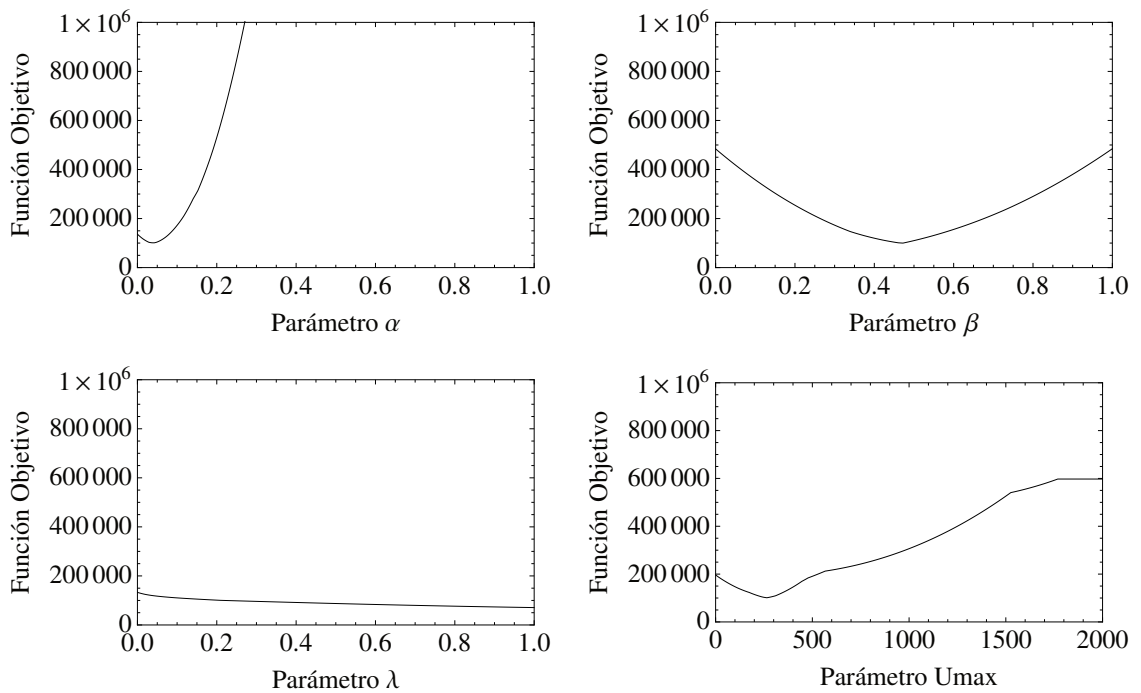


Figura 3.53: Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa lineal de almacenamiento de agua en zona no-saturada.

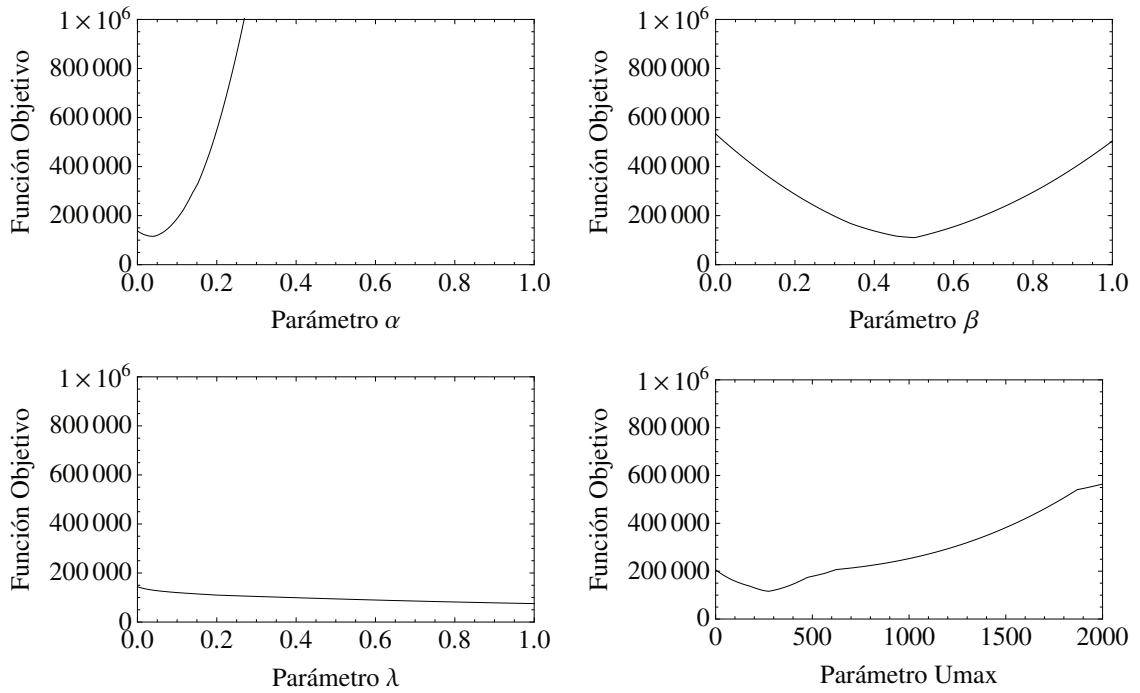


Figura 3.54: Análisis de sensibilidad para el modelo a tasa no-lineal de almacenamiento de agua en zona no-saturad.

3.3.3.2 Etapa de validación

En las Figuras 3.55, 3.56 y 3.57 se aprecia la comparación entre los caudales observados y simulados para los tres modelos de U .

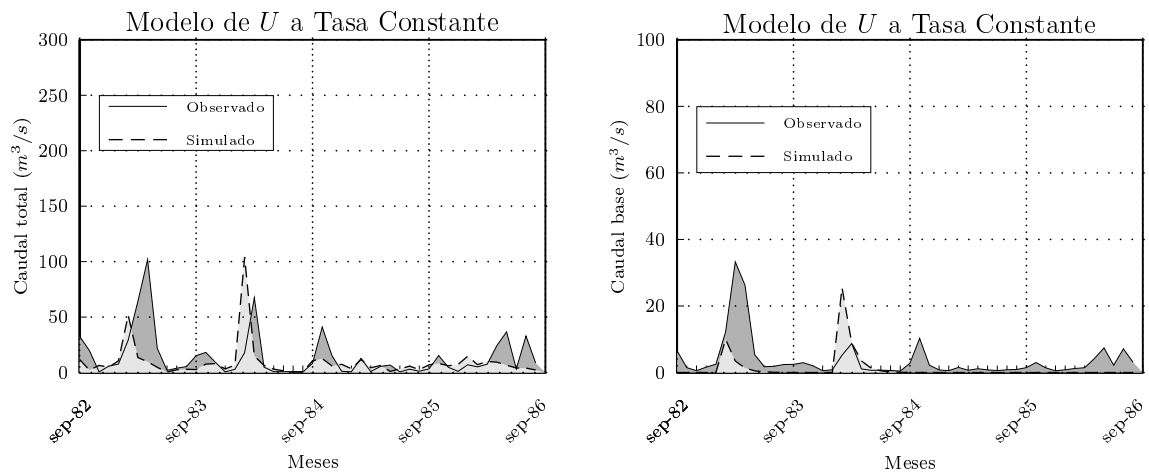


Figura 3.55: Comparación de los caudales observados con los simulado (etapa validación - modelo TC).

Las figuras muestran un ajuste poco satisfactorio para ambos caudales. Se destaca que la magnitud de los caudales en la serie de validación es menor que en la serie de calibración, se trata de años con precipitaciones por debajo de lo normal. Posiblemente, esto tenga influencia en los resultados debido a que tendrían más preponderancia términos como

la evapotranspiración, reduciendo la cantidad de agua disponible para ser distribuida entre las demás componentes.

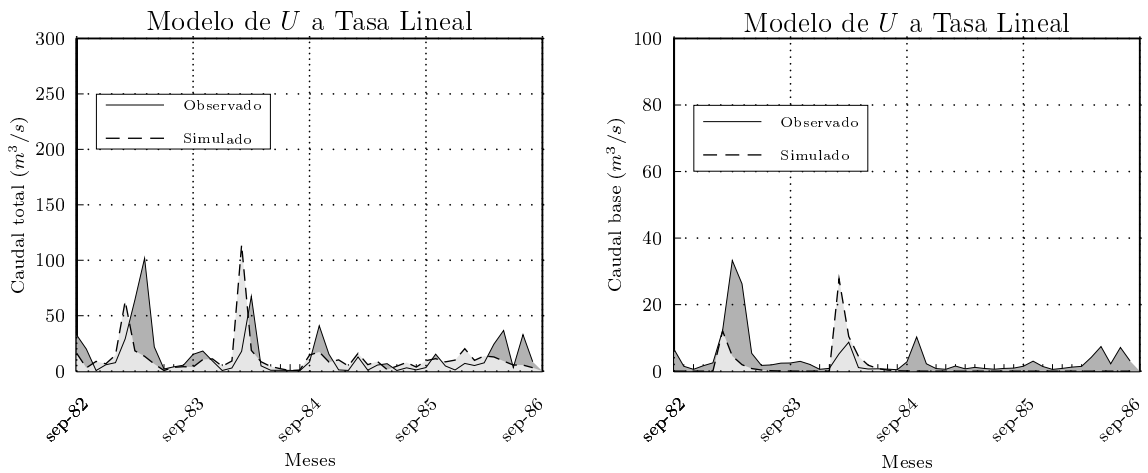


Figura 3.56: Comparación de los caudales observados con los simulado (etapa validación - modelo TL).

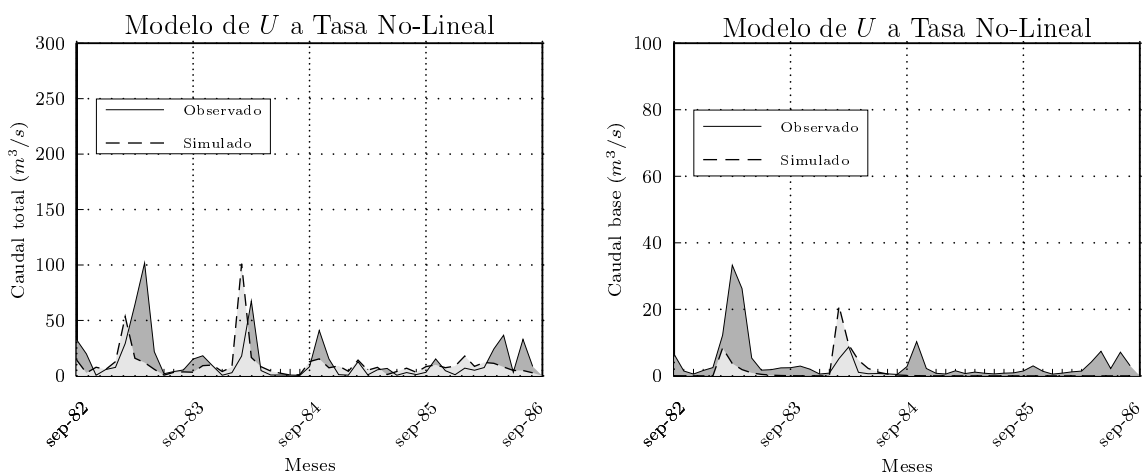


Figura 3.57: Comparación de los caudales observados con los simulado (etapa validación - modelo TNL).

Otra causa del menor ajuste para la segunda mitad de la serie puede deberse a la incertidumbre en el cálculo de la precipitación media de la cuenca, dado que sólo se contó con 3-4 estaciones para su cálculo, que pudo resultar en una subestimación de la precipitación y en consecuencia menor disponibilidad de agua en el sistema, mientras que para la serie de calibración Ferreira (2004) utilizó un número mayor de estaciones y polígonos de Thiessen. En la Tabla 3.12 se indican los valores de función objetivo, error volumétrico e índice de Nash para la etapa de validación, estos no hacen más que corroborar el mal ajuste mostrado en las Figuras 3.55, 3.56 y 3.57, con un aumento significativo de FO .

	Modelo U a TC		Modelo U a TL		Modelo U a TNL	
FO	168677		173426		167382	
$Ev(\%)$	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	21,35	44,70	18,76	37,38	19,31	38,03
IN	QT	Qb	QT	Qb	QT	Qb
	-0,31	-0,14	-0,35	-0,18	-0,29	-0,06

Tabla 3.12: Función Objetivo (FO), Error volumétrico (Ev) e Índice de Nash (IN) (validación).

3.4 Análisis de variables de salida del modelo SUWAB

Como ya se mencionó en el capítulo 2, además de los caudales, el modelo SUWAB arroja como variables de salida el almacenamiento en la zona no-saturada (U), la recarga (R), y el almacenamiento en la zona saturada (G), entre otras. Estas variables se analizan en forma cualitativa conjuntamente con la precipitación y datos de profundidad al nivel freático medidos en la ciudad de Rafaela. En las Figuras 3.58, 3.59 y 3.60 se muestra esta comparación para los tres modelos de U . Como se puede observar en las figuras, en la mayoría de los casos el almacenamiento en la zona no-saturada alcanzó su valor máximo para precipitaciones mensuales del orden de los 200 mm .

Los ascensos del nivel freático coinciden con los picos de recarga y almacenamiento en zona no saturada, asimismo en períodos de descensos del nivel freático, la recarga es prácticamente nula. En la Figura 3.61 se observa que los ascensos del nivel freático se producen para precipitaciones del orden de los 200 mm o superiores. Cualitativamente se observa que el modelo SUWAB aproxima satisfactoriamente los picos que provocan ascensos en el nivel freático, teniendo menos incertidumbre durante el periodo de calibración que en el de validación, como era de esperar por lo indicado por los índices de Nash obtenidos.

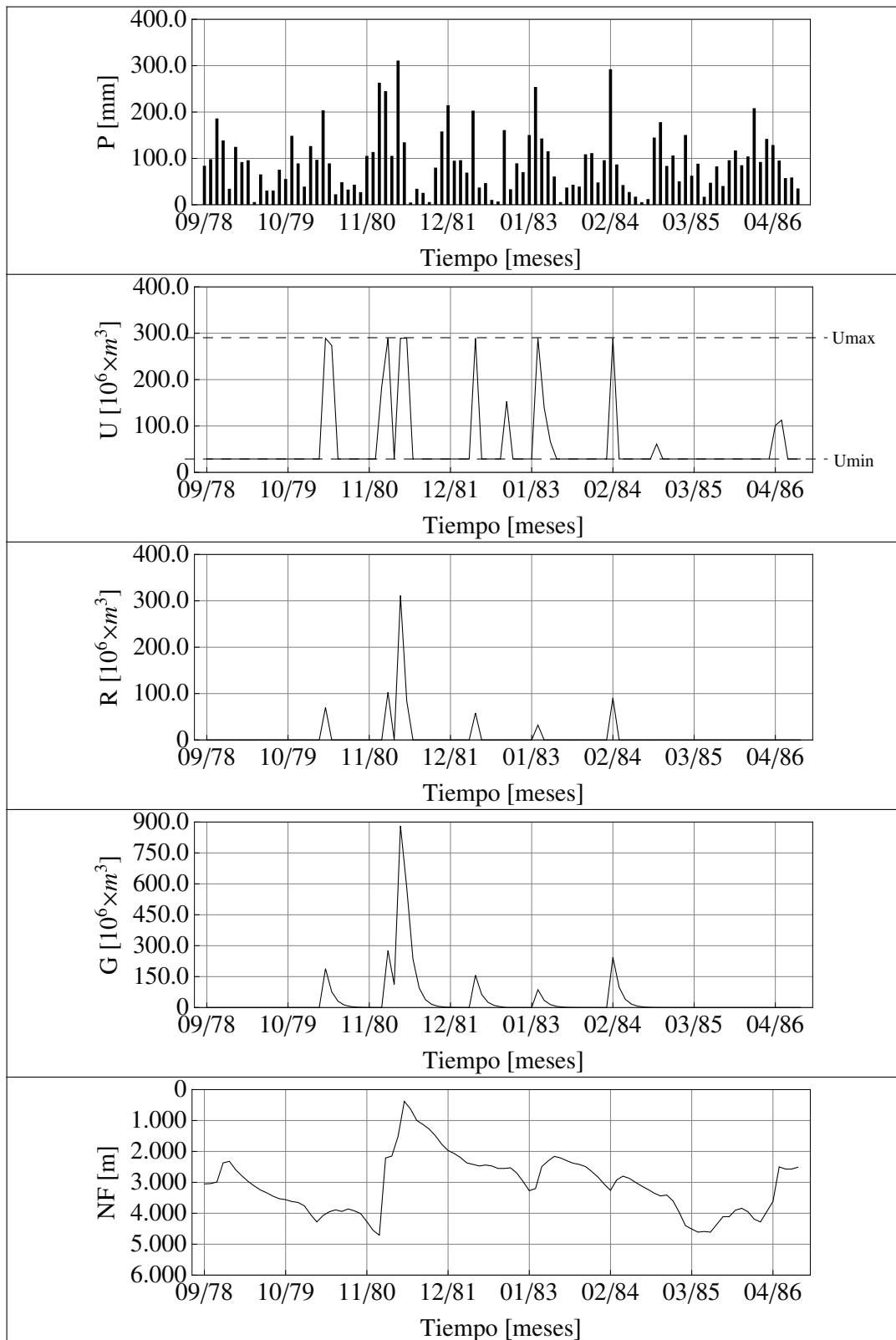


Figura 3.58: Comparación cualitativa de P (Precipitación medida), U (Almacenamiento en zona no-saturada simulado), R (Recarga simulado), G (Almacenamiento en zona saturada simulado) y NF (Profundidad de Nivel Freático medido) para modelo de U a Tasa Constante), periodo 01/09/1978 a 31/08/1986.

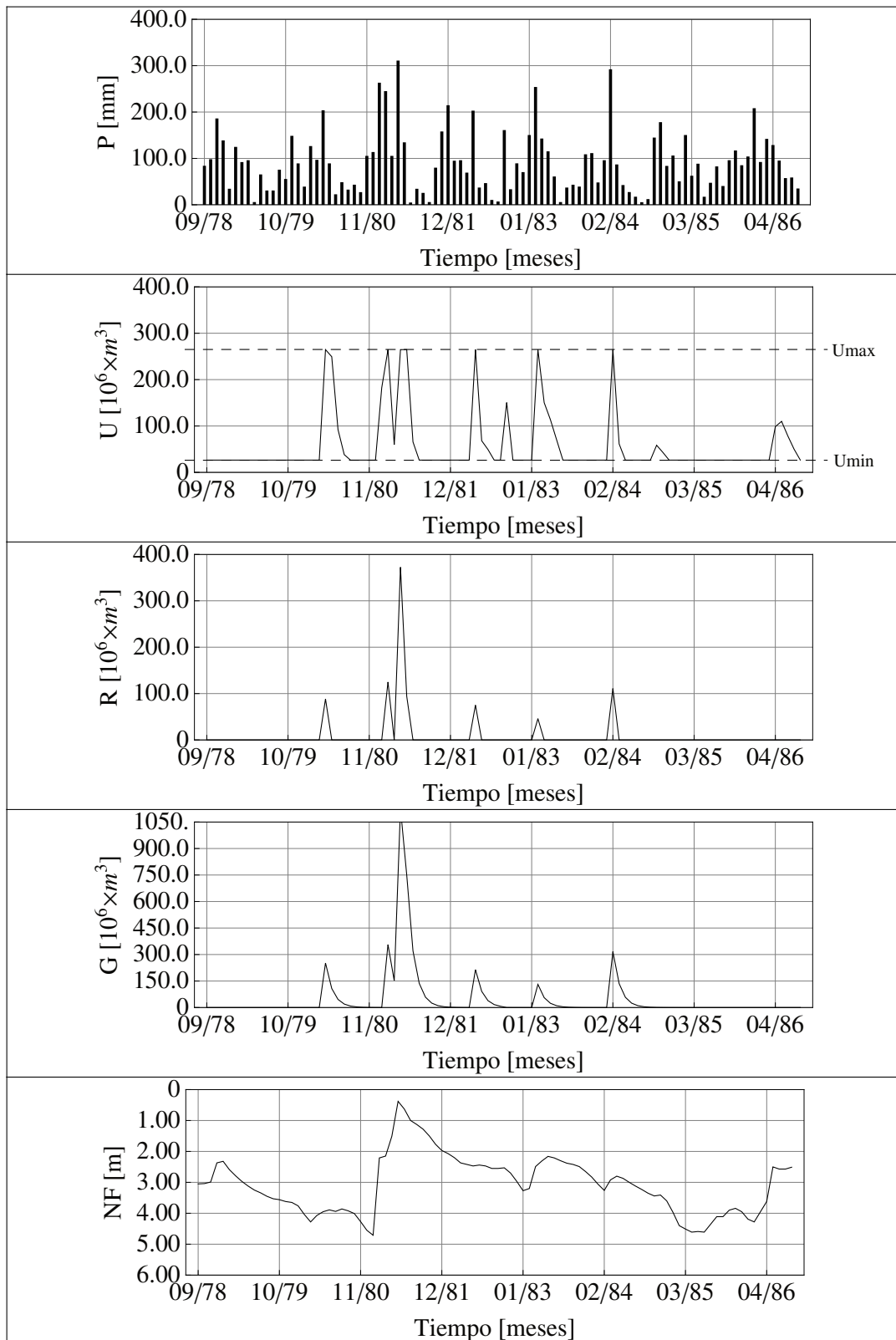


Figura 3.59: Comparación cualitativa de P (Precipitación medida), U (Almacenamiento en zona no-saturada simulado), R (Recarga simulado), G (Almacenamiento en zona saturada simulado) y NF (Profundidad de Nivel Freático medido) para modelo de U a Tasa Lineal), periodo 01/09/1978 a 31/08/1986.

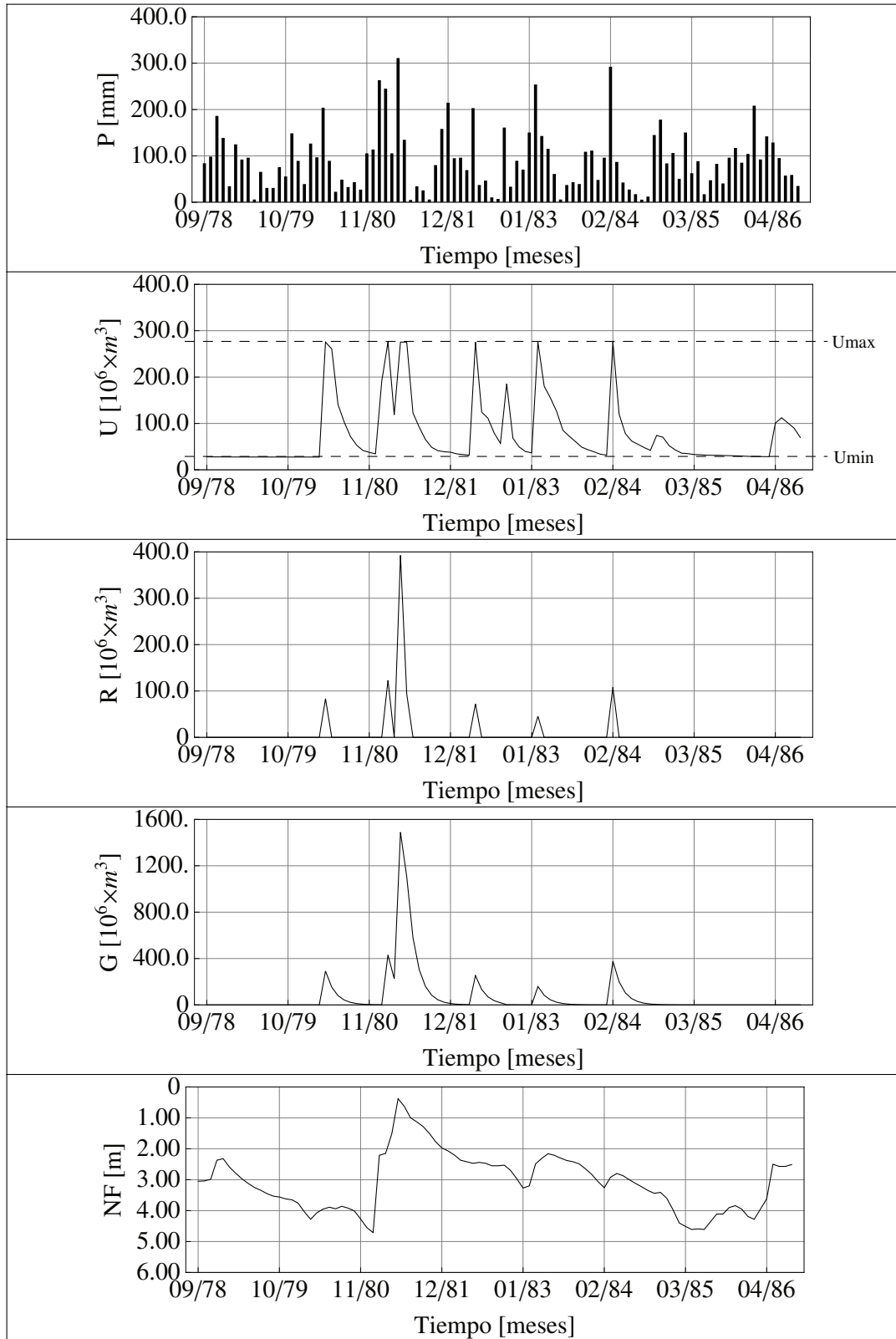


Figura 3.60: Comparación cualitativa de P (Precipitación medida), U (Almacenamiento en zona no-saturada simulado), R (Recarga simulado), G (Almacenamiento en zona saturada simulado) y NF (Profundidad de Nivel Freático medido) para modelo de U a Tasa No-Lineal, periodo 01/09/1978 a 31/08/1986.

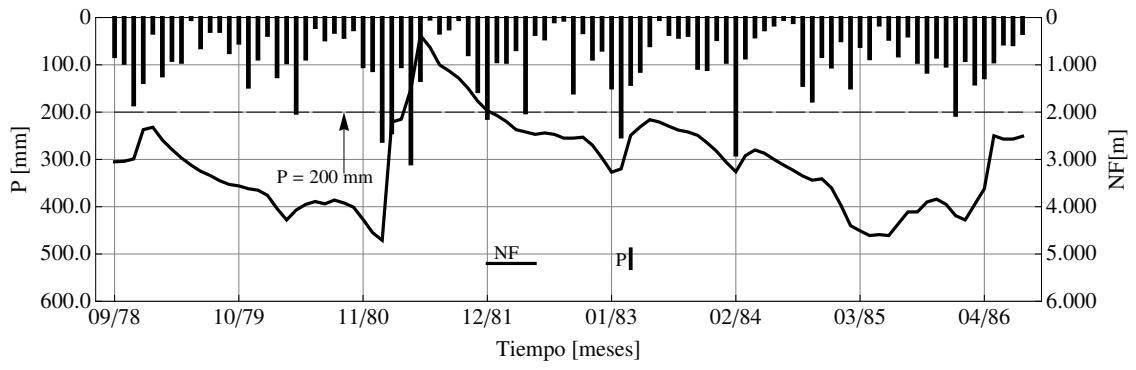


Figura 3.61: Comparación entre P (Precipitación medida) y NF (Profundidad de Nivel Freático medido), periodo 01/09/1978 a 31/08/1986.

Capítulo 4 : Tareas de campo

4.1 Introducción

Como se expuso en el capítulo 1, las mediciones de campo constituyen un insumo fundamental para la calibración de modelos de simulación, sean éstos de carácter distribuido o conceptual. En la subcuenca del A° Cululú motivo de estudio de esta tesis, diez años atrás existía un único registro de niveles freáticos y una serie de caudales del 78` al 86`. A inicios de la década pasada, algunos Ministerios de la Provincia comenzaron a monitorear variables hidrológicas con objetivos variados.

Además de la aplicación del modelo, en esta tesis se planteó asimismo contribuir al conocimiento del funcionamiento hidrológico de la subcuenca del A° Cululú, incrementando los puntos de medición en forma complementaria a otros esfuerzos en la zona (Ministerio de Aguas, Servicios Públicos y Medio Ambiente de la Provincia de Santa Fe). Por lo tanto, se instalaron dispositivos de medición en campo para caracterizar el perfil de humedad de suelo y/o la tensión matricial, y la variación del nivel freático en puntos seleccionados de la cuenca de A° Cululú para así analizar la evolución temporal de la tensión y , de ser posible, comparar su tendencia con los resultados del modelo de balance.

En este capítulo se describen algunos de los métodos disponibles para la medición puntual de humedad de suelo/tensión, los equipos instalados, los sitios instrumentados y los primeros datos recolectados en campo y su interpretación.

4.2 Medición de humedad de suelo

El perfil de humedad del suelo puede medirse en campo (Wilson *et al.*, 1995), estimarse mediante modelos de balance hídrico (Nishat *et al.*, 2007), modelos que resuelven la ecuación de Richards, por ejemplo el UNSAT2 (Davis and Neuman 1983) o más recientemente mediante información de sensores remotos (Thoma *et al.*, 2006), aunque en este último caso aún no es posible estimarla a profundidades mayores de unos pocos centímetros.

En campo, la medición puede hacerse de forma directa por gravimetría o volumetría. Ambos métodos se basan en estimar la cantidad de agua que contiene un suelo por diferencia de peso de una muestra antes y después de secarla. Tienen el inconveniente de que son métodos destructivos, laboriosos, lentos y no permiten repetir la estimación en un mismo punto.

No obstante son precisos y baratos.

Existen en la actualidad dispositivos capaces de captar la humedad del suelo de forma indirecta parametrizando algunas propiedades del suelo que cambian con la variación del contenido de agua, por ejemplo, sensores que miden la constante dieléctrica del complejo suelo-agua. Entre los instrumentos/métodos más comunes se encuentran los bloques de resistencia eléctrica, los equipos basados en “Time Domain Reflectometry” o TDR, los tensiómetros, y la sonda de neutrones. A continuación se describen los cuatro primeros. Con variantes de acuerdo a cada caso, su uso puede automatizarse conectándolos a un dispositivo registrador de datos o datalogger.

4.2.1 Bloques de resistencia eléctrica

La resistencia eléctrica entre dos electrodos dentro de un bloque de material poroso con un electrolito (por ejemplo solución de sulfato cálcico) está relacionada con el contenido de humedad de éste. Así, cuando se equilibra (enterrándolo) con la solución del suelo en condiciones en las cuales tanto agua como soluto son intercambiados, el potencial matricial del bloque será igual al del suelo circundante. Aplicando un pequeño voltaje de corriente alterna entre los electrodos se mide la resistencia eléctrica del bloque (función de su contenido de agua), mediante el cual se calcula su potencial matricial a través de una relación previamente calibrada. El efecto de la conductividad eléctrica de la solución del suelo queda amortiguado (hasta cierto nivel) mediante la solución de sulfato cálcico. Inicialmente, los bloques utilizados eran de yeso, con la limitación de que se degradan con el tiempo modificando sus propiedades e invalidando por lo tanto la calibración. Alternativamente y para resolver este problema, se usan bloques de cuarzo granular, protegido por una membrana sintética y una malla de acero inoxidable. Éstos se conocen como sensores de matriz granular.

Algunos de los inconvenientes que pueden asociarse a su uso son: baja resolución en las medidas, bajo tiempo de respuesta (no funcionan bien en suelos de textura gruesa, donde el agua se mueve más rápido que el tiempo necesario para que el bloque se equilibre), la lectura es de potencial de suelo y no de contenido de humedad, errores en la lectura debidos a la salinidad del suelo ($> 6 \text{ dS/m}$), posible degradación por salinidad y exceso de humedad, calibración algo tediosa, no aptos para suelos expansibles, errores de lectura para temperaturas inferiores a 0°C . Entre sus ventajas pueden mencionarse: no precisa mantenimiento,

adecuado para riego de déficit controlado, zona de influencia de unos 10 *cm*, fácil instalación y precio reducido.

Un ejemplo de este tipo de sensores es el Watermark ® (Figura 4.1). Se trata de una cápsula granular que consta de dos electrodos introducidos en una matriz de referencia, la cual está envuelta por una membrana que lo protege frente al deterioro. Presenta a su vez una malla metálica exterior agujereada que permite el paso de la humedad, proporcionando rigidez al conjunto. El movimiento de agua a través del suelo y la cápsula es captado como cambios en la resistencia eléctrica ($K\Omega$) entre los electrodos que posee internamente el dispositivo. Estos valores son luego convertidos a un valor de potencial mediante el uso de fórmulas de calibración.



Figura 4.1: Sensor Matricial Granular (Watermark).

El rango de medición de este tipo de sensores va de 0 (cero) KPa para un suelo completamente saturado a 200 KPa , situación intermedia entre la capacidad de campo y el punto de marchitamiento (1500 KPa). La fórmula de Shock *et al.* (1998) es la recomendada por el fabricante para convertir la medida de resistencia eléctrica en tensión matricial o potencial:

$$SMP(KPa) = \frac{4,093 + 3,213 \times K\Omega}{0,009733 \times K\Omega - 0,01205 \times T_s} \quad (4.1)$$

donde SMP es el potencial del suelo en KPa y T_s es la temperatura del suelo en $^{\circ}C$ medida a la profundidad donde se encuentra el sensor de humedad.

4.2.2 Time Domain Reflectometry (TDR)

La sonda TDR permite la determinación rápida del contenido de humedad de suelos, a través de la relación entre la constante dieléctrica del suelo y el contenido volumétrico de agua (Ponizovsky *et al.*, 1999). Dado que el agua tiene una gran constante dieléctrica en comparación con la de la fase sólida y la del aire, la primera tiene una gran influencia en la constante dieléctrica del suelo. El equipo TDR remide el tiempo de traslado de las ondas electromagnéticas a lo largo de varillas metálicas paralelas (dos o más) de longitud conocida

insertas en el suelo, que será mayor o menor atendiendo al contenido de humedad del suelo.

Algunos de los inconvenientes que pueden asociarse a su uso son: atenuación de la señal en condiciones de salinidad muy alta; requerimientos de calibración en aquellos suelos con alto contenido de materia orgánica o alta fracción de agua inmóvil; requerimiento de instalación cuidadosa; zona de influencia relativamente pequeña (3 *cm*) de radio a lo largo de las guías) y precio relativamente elevado.

Entre las ventajas se destacan su precisión, medidas en campo no destructivas y rápidas, sencillez de uso, no necesita calibración para la mayoría de los suelos minerales, sistema basado en componentes electrónicos sin piezas móviles lo que elimina una fuente de desgaste y mantenimiento, permitiendo medidas durante largos períodos de tiempo. Un ejemplo de este tipo de sensor es el Hydra Probe II de Stevens que permite la medida simultánea de humedad, conductividad, salinidad y temperatura del suelo. El tiempo de respuesta a condiciones cambiantes del suelo es inmediato y la calibración es tan simple como seleccionar un tipo de suelo (arenoso, franco, limoso o arcilloso).

4.2.3 Tensiómetros

El tensiómetro es un tubo lleno de agua desgasificada que, insertado verticalmente en el suelo, une hidráulicamente el vacuómetro de su extremo superficial con el agua del suelo a través de la cápsula de porcelana porosa situada en su extremo inferior. El agua del suelo transmite su tensión a la columna de agua del tensiómetro produciendo un desplazamiento del agua del interior hacia el suelo. El agua de la columna a su vez tira del mecanismo del vacuómetro produciendo el desplazamiento mecánico de la aguja del dial (vacuómetro de Bourne), una depresión en la columna del manómetro de mercurio, o un impulso eléctrico a través de un traductor de presión.

Algunas de sus desventajas son: necesita revisión y rellenado frecuente, si el nivel del líquido cae por debajo del punto de inserción del manómetro (lo que puede pasar en períodos secos si no se revisan con frecuencia) hay que sacarlos del suelo y empezar el proceso de instalación desde el principio; los vacuómetros de Bourne no son muy precisos, pero este inconveniente se puede superar con transductores de presión; la lectura es de potencial de suelo y no de contenido de humedad; tiempo de respuesta lento; en suelos expansibles la cápsula puede perder contacto con el suelo, por lo que habría que instalarlos nuevamente.

Entre sus ventajas pueden mencionarse: brindan una medida directa y muy intuitiva del potencial del suelo, su zona de influencia es una esfera de hasta 10 *cm* de radio, no se ve afectado por la salinidad del suelo, debido a que las sales pueden moverse libremente a través de la cápsula; su instalación y mantenimiento no resultan especialmente difíciles; precio reducido.

4.3 Equipos instalados en campo

Se instrumentaron tres sitios ubicados en escuelas agrotécnicas dentro de la Cuenca del A° Cululú. Los lugares seleccionados son: el Instituto Agropecuario Salesiano de Colonia Vignaud (Córdoba), el Instituto de Enseñanza Secundaria y Agro-técnica N° 2010 (IDESA) de Ataliva (Santa Fe) y la Escuela de Educación Técnica Particular N° 47 “Los Colonizadores” de Santo Domingo (Santa Fe) (Figura 4.2). En cada sitio se monitorea el potencial a 4 profundidades, y la profundidad al nivel freático mediante freatígrafo, todos ellos conectados a dispositivos de almacenamiento. Se describen los equipos instalados en campo, y las condiciones y la fecha de instalación.

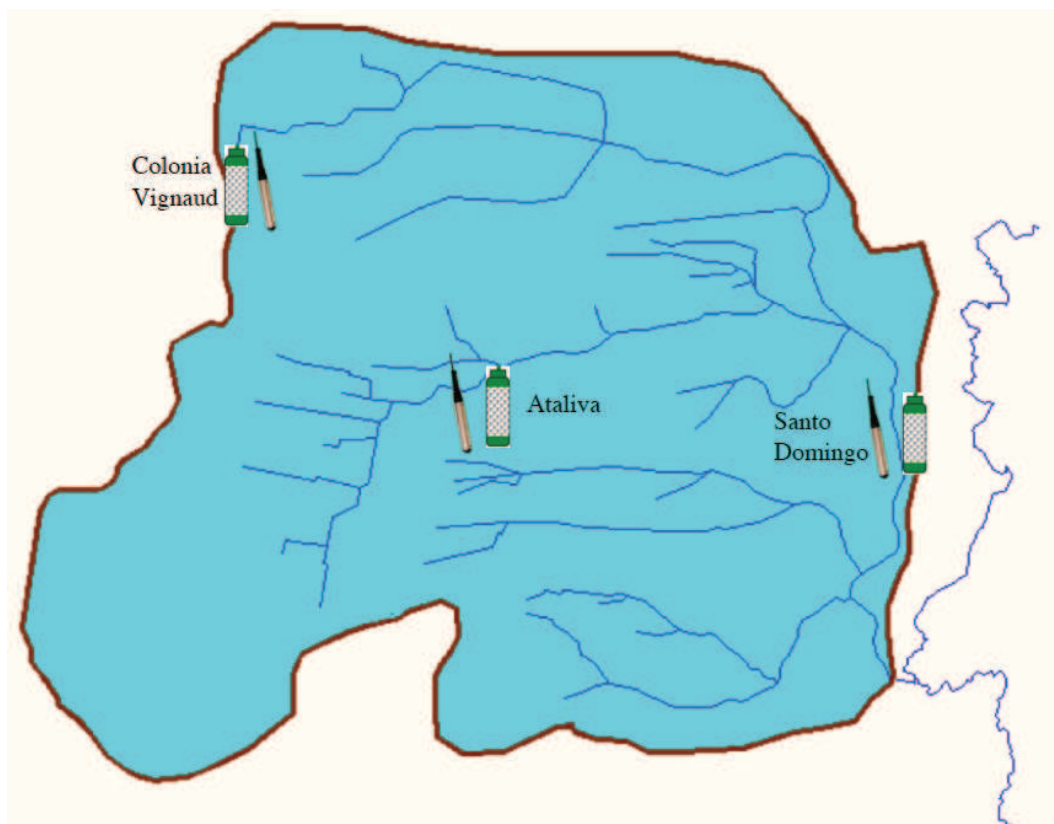


Figura 4.2: Ubicación de los lugares de instalación de los sensores.

En cada escuela se instalaron 4 sensores Watermark y uno de temperatura de suelo conectados a una estación WatchDog de Spectrum (Figura 4.3) con ocho canales que permite

la conexión de sensores adicionales, por ejemplo un sensor de lluvia. Cada estación meteorológica WatchDog posee un registrador de datos que almacena las mediciones, permitiendo seleccionar intervalos de medición de 1, 10, 15, 30 o 60 *minutos*. Una pantalla LCD muestra las lecturas en tiempo real sin la necesidad de conectarse a una PC. Se alimenta de 4 pilas AA, que dan una autonomía de 4 *meses* aproximadamente. Se conecta a una PC que permite la descarga de datos y es de fácil configuración mediante el uso del software SpecWare Pro (Spectrum Technologies, 2007). En campo se programó una frecuencia de medición de 60 *minutos*.



Figura 4.3: Estación registradora de datos WatchDog.

Los sensores Watermark se instalaron con la ayuda de un barrero con el que se realizaron perforaciones de aproximadamente 2 *cm* de diámetro a distintas profundidades. Se colocaron sensores a 10, 30, 60 y 90 *cm* dispuestos uno al lado del otro (Figura 4.4). En los tres sitios las instalaciones se realizaron en distintas fechas (Tabla 4.1).

Sitio	Equipos	Fecha
Colonia Vignaud	Watermark	06/09/2007
	Freatígrafo	20/12/2007
Santo Domingo	Watermark	14/05/2008
	Freatígrafo	14/05/2008
Ataliva	Watermark	28/08/2008
	Freatígrafo	06/10/2008

Tabla 4.1: Fechas de instalación.

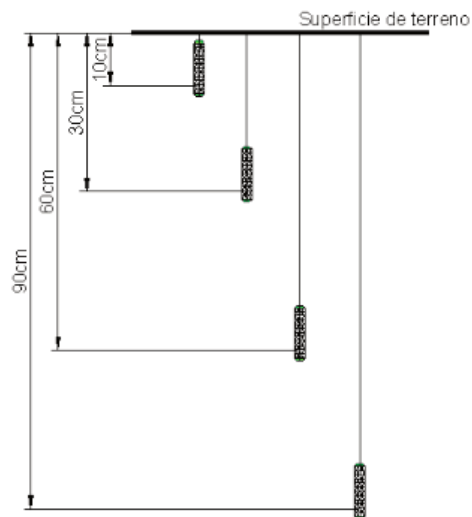


Figura 4.4: Esquema de la disposición de los sensores Watermark.

En las Figuras 4.5 y 4.6 se muestran fotografías de las tareas de instalación de los equipos en campo.



Figura 4.5: Instalación de sensores Watermark y datalogger en Ataliva.



Figura 4.6: Instalación de sensores Watermark y datalogger en Santo Domingo.

En cada escuela también se instaló un Limnígrafo –Freátígrafo mod 235 (LF-235), de Génica Ingeniería para registrar variaciones de nivel freático. El limnígrafo registra la altura de columna de agua sobre el sensor, a intervalos seleccionados por el usuario. La información es almacenada en una memoria interna no volátil. El sistema está compuesto por: Sonda, Unidad de Registro y Deshumectador.

La altura de columna de agua es captada por un sensor de presión piezorresistivo de estado sólido alojado en la sonda de acero inoxidable (Figura 4.7). La sonda está vinculada a la Unidad de Registro mediante conductores eléctricos contenidos dentro de un tubo plástico transparente. El tubo plástico está destinado a hacer llegar la presión atmosférica hasta el interior de la sonda, de modo que las lecturas del nivel de columna de agua no resulten afectadas por las variaciones de la presión atmosférica (Génica Ingeniería, 2007). La Unidad de Registro está contenida en el interior de un gabinete de policarbonato, con tapa transparente. Aloja la memoria y todos los circuitos electrónicos asociados. Cuenta además con un reloj de tiempo real que lleva la fecha y hora. El deshumectador evita que la humedad del aire pueda condensarse en el interior del sensor. Tanto las variaciones de la presión atmosférica como las de temperatura, originan variaciones en el volumen del aire contenido en el interior del alojamiento del sensor y en el interior del tubo plástico transparente que lo vincula a la Unidad de Registro. Es necesario mantener al mínimo la humedad de ese aire confinado, de modo de evitar que puedan producirse condensaciones que afecten el funcionamiento.



Figura 4.7: Unidad registradora de Freátígrafo 235 (LF-235) y sonda (Génica Ingeniería).

Para la instalación de los sensores del freátígrafo se realizaron perforaciones de 15 y

20 m, según el lugar. La profundidad adecuada para la instalación del sensor se determinó teniendo en cuenta la profundidad máxima y mínima de la freática registrada en cada sitio, obtenidas de la experiencia de lugareños debido a la falta de mediciones sistemáticas anteriores. Las profundidades elegidas se resumen en la Tabla 4.2 y se muestran en la Figura 4.8. Estas se determinaron de manera tal que para la máxima profundidad, los sensores no queden por encima del nivel freático. El intervalo de tiempo de registro programado fue de 4 horas, el máximo que permite el equipo.

Ubicación	PI (m)	AT (m)	PS (m)
Colonia Vignaud	14	0.30	13.70
Santo Domingo	14	0.85	13.15
Ataliva	14	0.48	13.52

Tabla 4.2: Profundidades de instalación de los Freatígrafos. (PI es la profundidad de instalación de la sonda sin descontar el tramo de tubo que sobresale por encima de la superficie del suelo; AT es la altura del tubo que sobresale por encima de la superficie del suelo; y PS es la profundidad de la sonda medida desde la superficie del suelo).

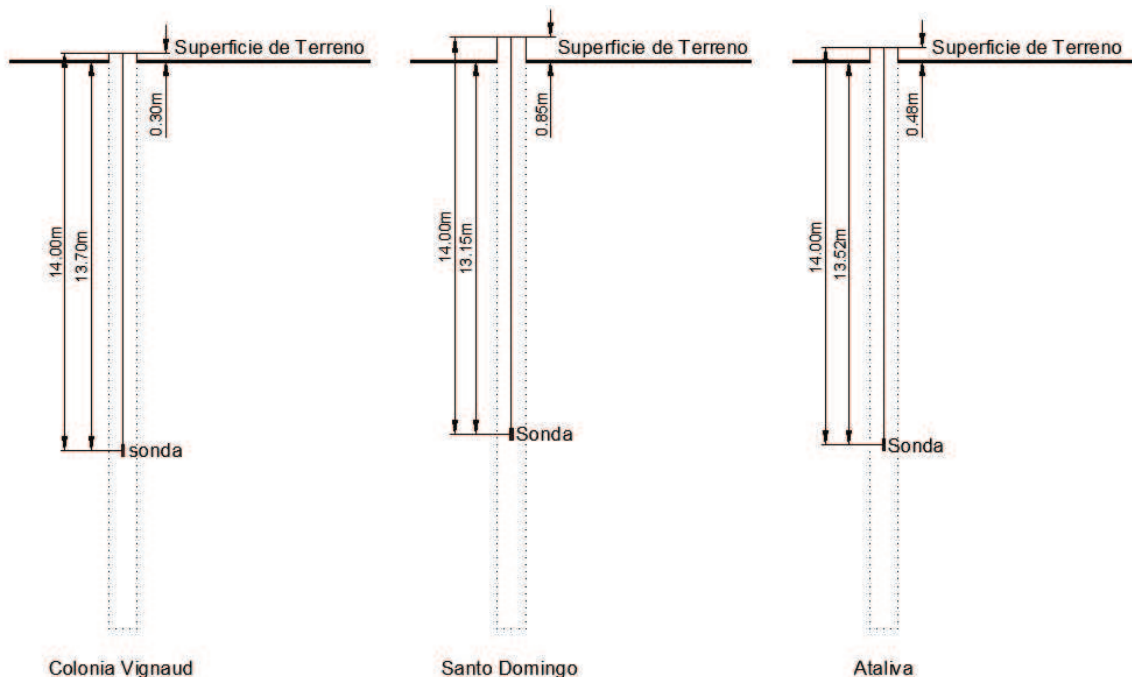


Figura 4.8: Esquema indicando las profundidades de instalación de los freatígrafos.

A continuación se muestran imágenes de la instalación de los freatígrafos (Figuras 4.9 y 4.10). El limnógrafo se opera mediante el Software LFLINK10, para programación de intervalos de lectura, bajada de datos, visualización y reinicio del sensor.



Figura 4.9: Perforación realizada en Ataliva.



Figura 4.10: Unidad de registro y casilla con instrumental en Santo Domingo.

4.4 Análisis de Datos

Desde la fecha de instalación, se realizaron descargas y controles de los equipos cada aproximadamente *2 meses*.

Como un primer análisis de los datos registrados, se graficaron comparándolos con la precipitación diaria. Previamente se calculó el promedio diario de potencial matricial y de nivel freático, dado que los equipos registran varios valores en el día. Los resultados se muestran en la Figura 4.11 (Colonia Vignaud), Figura 4.12 (Ataliva) y Figura 4.13 (Santo Domingo).

En Colonia Vignaud, tanto los sensores Watermark como el freatógrafo respondieron perfectamente a los eventos de precipitación. Durante el período lluvioso los 4 sensores Watermark prácticamente acusaban condiciones de saturación, con una lectura del potencial

matricial cercana a cero y fluctuaciones en un todo de acuerdo con la ocurrencia de días con precipitación. Una vez que cesaron las precipitaciones de verano-principio del otoño, los sensores más cercanos a superficie mostraron un descenso continuo y apreciable de la tensión, y por ende del contenido de humedad del suelo. El que mostró los cambios más dinámicos es el que se encuentra a 10 *cm*. El descenso fue muchísimo más lento en el sensor ubicado a 90 *cm* de profundidad.

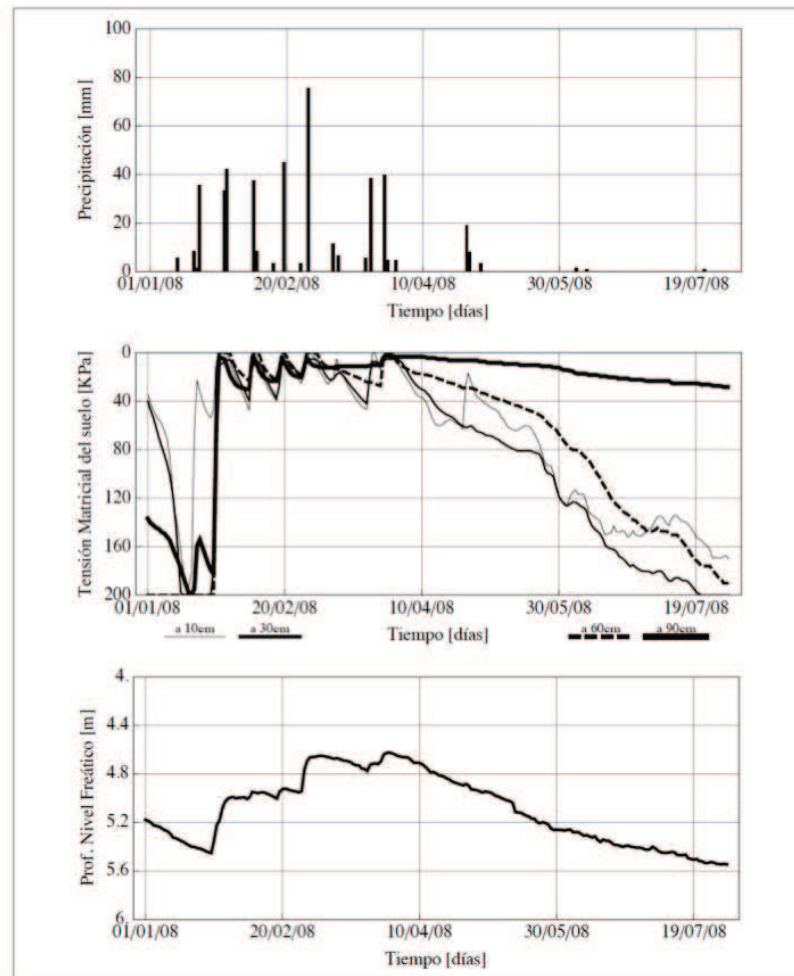


Figura 4.11: Colonia Vignaud.

El nivel freático mostró un ascenso acumulado importante, y comenzó a descender en coincidencia con el fin de las lluvias, con un descenso lento típico de los sistemas subterráneos en profundidad. La curva muestra picos de ascenso coincidentes con precipitaciones de cierta envergadura, mientras que registra descensos cuando el monto de precipitación es pequeño, por ejemplo durante la lluvia de alrededor del 20 de abril de 2008.

De la observación de ambas gráficas surge que existe una buena respuesta de ambas

con respecto a las precipitaciones.

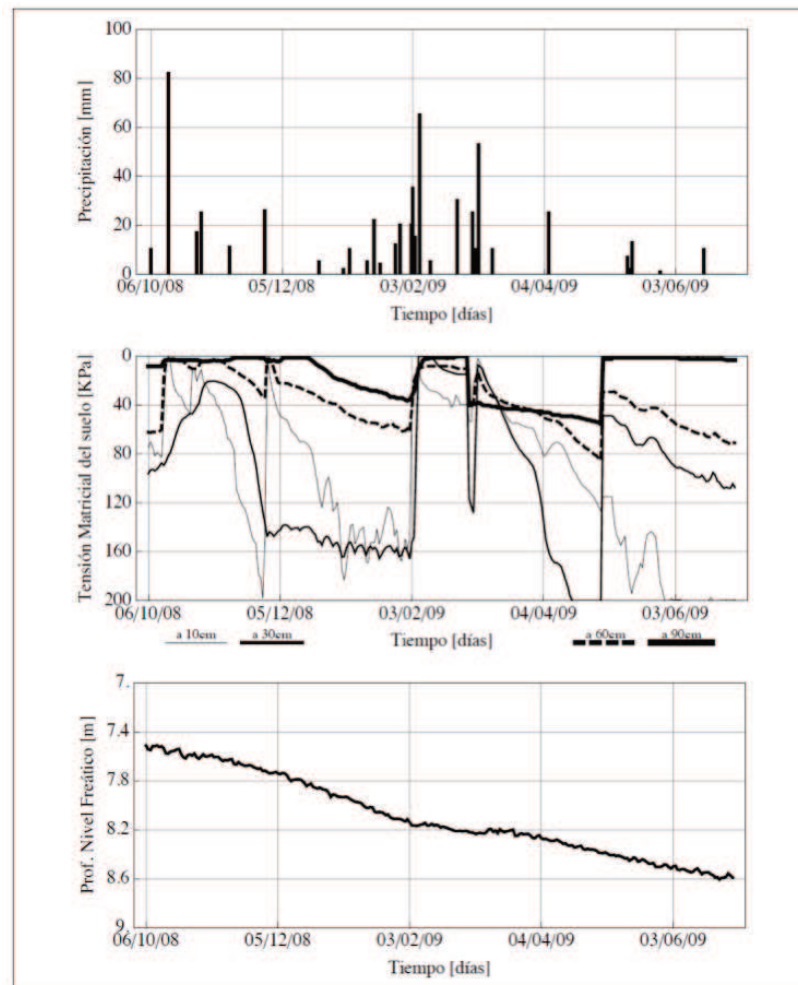


Figura 4.12: Ataliva.

En Ataliva, al inicio de las mediciones, la profundidad del nivel freático era de 7,50 *m*, 2,5 *m* más que en Colonia Vignaud. El período mostrado en la Figura 4.12 pertenece al período de prolongada sequía que afectó gran parte de la llanura pampeana, el comportamiento de la freática evidencia un descenso continuo de nivel, sin responder a los eventos de precipitación en superficie debido a la profundidad a la que se encuentra, excepto durante febrero-marzo de 2009, cuando se produjo una concentración de lluvias que, sin producir ascenso de niveles, ocasionaron la estabilización del mismo deteniendo su descenso. La Tabla 4.3 muestra las precipitaciones mensuales correspondientes al período analizado. Habitualmente los meses de octubre a abril concentran aproximadamente el 70 % de la precipitación anual, de alrededor de 1000 *mm*. Se aprecia en la tabla que durante el período oct-abr, los valores fueron inferiores a lo normal, llegando sólo al 52 % del valor anual.

Mes	Oct 08	Nov 08	Dic 08	Ene 09	Feb 09	Mar 09	Abr 09	May 09	Jun 09
P (mm)	140	33	5	75	170	98	25	23	10

Tabla 4.3: Precipitación mensual en Ataliva en el período octubre 2008-junio 2009.

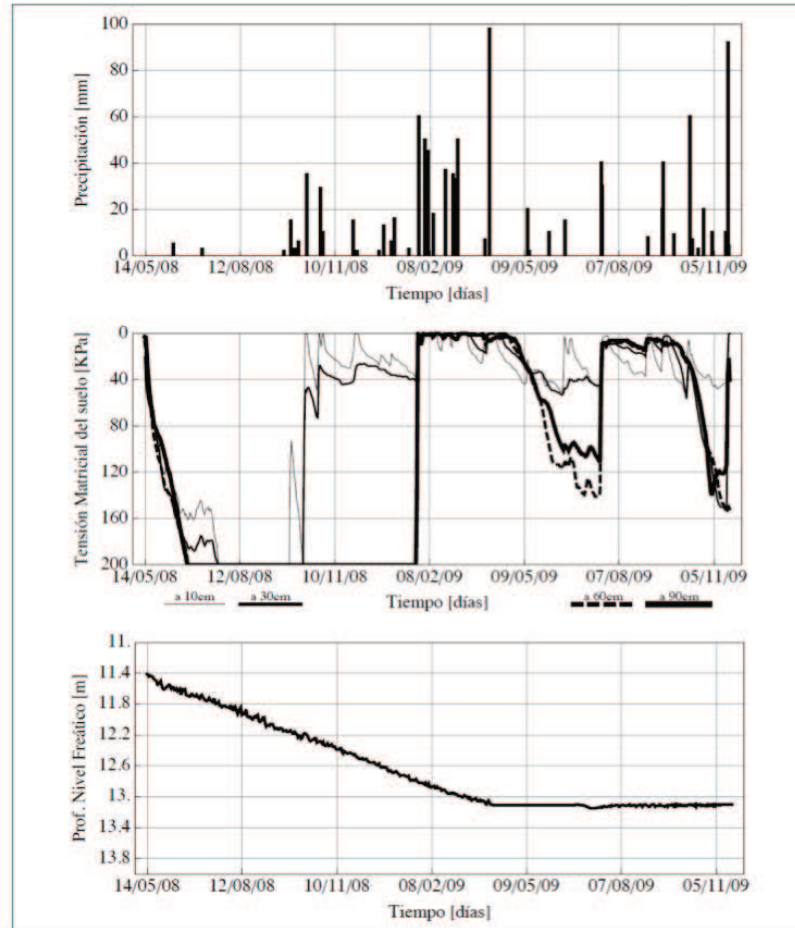


Figura 4.13: Santo Domingo.

En Santo Domingo, al inicio de las mediciones, el nivel freático se hallaba a 11,4 *m* de profundidad. Debido a la sequía, descendió constantemente, hasta que en abril de 2009, el sensor quedó en seco.

En Santo Domingo, al inicio de las mediciones, el nivel freático se hallaba a 11,4 *m* de profundidad. Debido a la sequía, descendió constantemente, hasta que en abril de 2009, el sensor quedó en seco. La profundidad es tan grande que las lluvias registradas con posterioridad no alcanzaron a modificar el nivel en el período analizado.

Por el contrario, los sensores Watermark mostraron el mismo tipo de respuesta que en los otros dos sitios, marcadas variaciones en los dos más superficiales, variaciones menos dinámicas en los de mayor profundidad con comportamiento prácticamente similar, respondiendo durante los períodos de lluvias importantes. Los cuatro sensores prácticamente

alcanzan la saturación en respuesta a precipitaciones de consideración.

4.5 Utilización de la información de campo

La información de campo es de extrema utilidad en sí misma para comprender la dinámica de diferentes variables hidrológicas, aunque también es necesaria para calibrar y validar modelos de simulación, para analizar el impacto de cambios en el uso de la tierra y del cambio climático, entre otras aplicaciones. La fluctuación de la freática en Colonia Vignaud podría utilizarse para verificar la componente subterránea del modelo de balance. Esta tarea no fue posible en esta instancia debido a la carencia de información de caudales a la salida de la cuenca superior del Cululú para el período de registros con los cuales calibrar el modelo de balance.

Por lo tanto, es recomendable en el futuro reunir un juego de datos completos más recientes para realizar nuevas simulaciones, y así analizar la representatividad de los parámetros calibrados, habida cuenta de que la calibración del modelo se realizó con datos de hace más de dos décadas, y ciertas características de la cuenca, por ejemplo usos de la tierra, se han modificado.

Capítulo 5 : Conclusiones y recomendaciones

Se ha planteado simular el comportamiento y las fluctuaciones mensuales de ciertas variables hidrológicas de una cuenca en áreas caracterizadas por escasez de información. Para ello se utilizó el modelo de balance SUWAB de parámetros concentrados, basado en la física, desarrollado a partir de la ecuación de Richards, resultando en un modelo de balance sencillo que contiene un número reducido de parámetros con el fin de evitar sobre-parametrizaciones, pero que logra capturar la esencia de los procesos hidrológicos considerados.

El modelo SUWAB es un modelo conservativo de paso mensual y de cuatro parámetros, basado en dos tipos de modelos de balance hídrico, los modelos *T* y el modelo *abcd*, que cuenta con la capacidad de analizar el almacenamiento en la zona no-saturada, mediante el uso de tres modelos alternativos. La información de entrada es sencilla (precipitación y evapotranspiración potencial), permitiendo obtener variables del balance hídrico tanto de la zona superficial de una cuenca como de la zona no-saturada y saturada.

Se analizó la aplicabilidad del modelo en dos escalas espaciales diferentes, calibrando el modelo y validando los resultados numéricos con datos de campo en los casos que estaban disponibles. El modelo SUWAB se aplicó a la sub-cuenca del río Eden en el Reino Unido y a la sub-cuenca de A° Cululú, Santa Fe, Argentina. Ambas sub-cuencas presentan precipitaciones de aproximadamente 1000 *mm* en promedio, sin embargo existe una diferencia importante entre ellas, el área de una es aproximadamente 10 veces más grande que la de la otra.

De los resultados obtenidos se obtuvieron las siguientes conclusiones:

Sobre el modelo SUWAB

- ◇ Resultó un modelo de aplicación sencilla, que requiere el conocimiento de variables meteorológicas de fácil acceso.
- ◇ El número reducido de parámetros facilitó el proceso de calibración.
- ◇ El tiempo de cada simulación fue muy reducido, permitiendo realizar numerosas pruebas en corto tiempo.

Sobre las aplicaciones del modelo SUWAB

Sub-cuenca del río Eden

- ◇ Los resultados fueron muy satisfactorios, $Ev < 10\%$, $IN \cong 0,90$, para los tres modelos de U .
- ◇ El ajuste entre lo simulado y observado fue muy bueno, respetando satisfactoriamente los picos y los valles tanto para la etapa de calibración como la de validación.
- ◇ El modelo mostró sensibilidad a los parámetros α y β , y resultó prácticamente insensible a λ y U_{max} . Este comportamiento se repite para los tres modelos de U .
- ◇ El empleo de una tasa de evapotranspiración potencial variable en general mejora sensiblemente los resultados en comparación al uso de una evapotranspiración potencial constante.

Sub-cuenca del A° Cululú

- ◇ Los resultados fueron muy satisfactorios en la calibración: $Ev < 5\%$ para el Q_{total} , $\cong 5\%$ para el Q_{base} , $IN \cong 0,93$ para Q_{total} y $0,82$ para Q_{base} , indicando un ajuste significativo.
- ◇ De las cuatro fórmulas de evapotranspiración ensayadas, la de Mankkink arrojó los errores menores.
- ◇ Los resultados de la validación fueron poco satisfactorios. En la serie de validación se produjeron precipitaciones por debajo de lo normal en comparación con los de la serie de calibración, donde se produjo un máximo histórico de lluvia/caudal.. Posiblemente, esto tenga influencia en los resultados debido a que los parámetros calibrados podrían estar influenciados por un evento extremo.
- ◇ SUWAB aproxima satisfactoriamente los picos que provocan ascensos en el nivel freático.
- ◇ Si bien se consideró a la cuenca como un único elemento de parámetros homogéneos, los resultados fueron muy satisfactorios, aún siendo el tamaño de la cuenca conside-

rable. No obstante, la aplicación del filtro digital y el cálculo de P_{media} son factores que pueden introducir incertidumbres en el cálculo.

En resumen

- ◇ En ambas cuencas el desempeño del modelo fue apropiado, capturando el comportamiento promedio de las variables simuladas.

Sobre el instrumental de campo

- ◇ A pesar del corto período de registro, todos los instrumentos instalados tuvieron una respuesta adecuada. En general detectaron satisfactoriamente los eventos de precipitación, tanto en la zona no-saturada (sensores de tensión matricial/humedad de suelo Watermark) como en la zona saturada (sensores de nivel freático, Freátigrafos Genica).

5.1 Recomendaciones futuras

Como tareas futuras se recomiendan:

- ◆ Aplicar el modelo a la sub-cuenca de A° Cululú utilizando series más recientes y una mayor distribución espacial de datos, dividiendo la cuenca en unidades pequeñas, analizando el impacto de la discretización y la representatividad de los parámetros.
- ◆ Evaluar una función objetivo alternativa que pondere los datos de caudal total y caudal base en forma diferente y, eventualmente, incluya medidas de niveles freáticos.
- ◆ Expandir la instalación de sensores para caracterizar el comportamiento conjunto de la zona saturada y no saturada en áreas más extensas, para contrastar la información de campo con resultados numéricos y además hacer un análisis más fino del comportamiento de la cuenca.

Bibliografía

- [1] Alley W.M., 1984. On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resources Research*, Vol 20, No. 8, 1137-1149.
- [2] Alley, W. and Taylor C., 2001. The value of long-term ground-water level monitoring. *GroundWater*, vol. 39, N°6, November-December, pp. 801.
- [3] Allen R.G., Pereira L., Raes D., and Smith M., 2006. Evapotranspiración del cultivo (Guías para la dterminación de los requerimientos de agua de los cultivos). Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. FAO.
- [4] Arnell N.W., 1992. Factors controlling the effects of climate change on river flow regimes in a humid temperate environment. *Journal Hydrology* 132: 321-342.
- [5] Arnell N.W. and Reynard N.S., 1996. The effects of climate change due to global warming on river flows in Great Britain. *Journal of Hydrology* 183, 397-424.
- [6] Arnold J.G., Allen P.M., Muttiah R., and Bernhardt G., 1995. Automated baseflow separation and recession analysis techniques. *Groundwater* 33, 110-1018.
- [7] Arnold J.G. and Allen P. M., 1999. Validation of automated methods for estimating base flow and groundwater recharge from stream flow records. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 35 (2), 411-424.
- [8] Bacchiega J.D., J.C.Bertoni y Maza J.A., 2004. Pericia hidráulica correspondiente al Expediente N° 1341/2003 Poder Judicial de la Provincia de Santa Fe. Anexo VII. Análisis del impacto de acciones antrópicas.
- [9] Bakhtiari1 B., Ghahreman N., Liaghat A. M. and Hoogenboom G., 2011. Evaluation of Reference Evapotranspiration Models for a Semiarid Environment Using Lysimeter Measurements. *J. Agr. Sci. Tech.* Vol. 13: 223-237.

- [10] Braun L.N. and Renner C.B., 1992. Applications of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland. *Hydrological Sciences Journal* 73, 3, pp. 217–231.
- [11] Bronstein P., Henning R., Hopwood H. y Vernet G., 2003. Aspectos hidrológicos e hidráulicos de la crecida del río Salado de abril de 2003-Informe Final. Comitente: Unidad Ejecutora de Recuperación de la Emergencia Hídrica y Pluvial – Provincia de Santa Fe.
- [12] Brooks R.H. and Corey A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper 3*, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, USA.
- [13] Bruin H.A.R and Stricker J.N.M., 2000. Evaporation of grass under non-restricted soil moisture conditions. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, 45(3).
- [14] Campbell G.A., 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, vol 117, 311-314.
- [15] Carpena R.M. y Rodríguez A.R., 2005. *Hidrología Agroforestal*. Ediciones Mundi-Prensa – ISBN: 84-8476-245-9.
- [16] Carrica J.C. y Lexow C., 2004. Evaluación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del arroyo Napostá Grande, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (2): 281-290.
- [17] Castañeda C. and García-Vera M.Á., 2008. Water balance in the playa-lakes of an arid environment, Monegros, en Spain. *Hydrogeology Journal* 16: 87-102.
- [18] Chapman T., 1999. A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes* 13, 170-714.
- [19] Che X. and Hu Q., 2004. Groundwater influences on soil moisture and surface evaporation. *Journal of Hydrology* 297, 285-300.
- [20] Chen Z., Govindaraju R.S., and Kvvvas M.L., 1994. Spacial averaging of unsaturated flow equations under infiltration conditions over areally heterogeneous fields 2. Numerical simulations. *Water Ressour. Res.* 30, 535-548.

- [21] Chiew F.H.S., Pitman A.J. and McMahon T.A., 1996. Conceptual catchment scale rainfall-runoff models and AGCM land-surface parameterisation schemes. *Journal of Hydrology* 179, 137-157.
- [22] Chiew F.H.S., Stewardson M.J. and McMahon T.A., 1993. Comparison of six rainfall-runoff modelling approaches. *Journal of Hydrology* 147: 1-36.
- [23] Choque J., Ferreira G., Rodríguez L. y Vionnet C., 2008. Determinación del almacenamiento específico y de la recarga en sedimentos loessicos. IX Congreso ALHSUD de Hidrología Subterránea, Quito, Ecuador, Julio de 2008.
- [24] Choque J., L. Rodríguez; C. Vionnet y Ferreira G., 2008. Modelo de balance conservativo para la simulación de la descarga superficial y la recarga. IX Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. 8-12 julio 2008. Quito, Ecuador.
- [25] Chow V.T., Maidment D.R. and Mays L.W., 1988. *Applied hydrology*. McGraw-Hill Book Company, 572 pp.
- [26] Coes A.L., Spruill T.B, and Thomasson M.J., 2007. Multiple-method estimation of recharge rates at diverse in the North Carolina Coastal Plain, USA. *Hydrogeology Journal* 15:773-788.
- [27] Colom J.T., 2000. Determinación Experimental del Balance Hídrico del Suelo y Evaluación de la Contaminación asociada a las Prácticas Agrícolas. Tesis Doctoral, Universitat Jaume I - Castellón.
- [28] Conway D., 1995. A water balance model of the Upper Blue Nile in Ethiopia. *Hydrological Sciences Journal* 42, 2, 265-286.
- [29] Cui Y.J. and Zornberg J.G., 2008. Water Balance and Evapotranspiration Monitoring in Geotechnical and Geoenvironmental Engineering. *Geotech. Geol. Eng.* 26:783-798.
- [30] Custodio E. y Llamas M. R., 1976. *Hidrología subterránea*. Ed. Omega. Vol. 2.
- [31] Davis L.A. and Neuman S.P., 1983. Documentation and user's guide to UNSAT2-Variably Saturated Flow Model. NUREG/CR-3390, WWL/TM-1791-1, U.S. Nuclear Regulatory Commission.

- [32] Degioanni A., Cisneros J., Cantero A.G. y Videla H., 2006. Modelo de simulación del balance hídrico en suelos con freática poco profunda. *Ci. Suelo (Argentina)* 24 (1).
- [33] Delleur J. W., 1999. *The Handbook of Groundwater Engineering*. Por CRC Press LLC – ISBN: 3-540-64745-7.
- [34] Diskin M. H. and Simon E., 1977. A procedure for the selection of objective functions for hydrologic simulation models. *J. Hydrol.* 34, 129-149.
- [35] Doorenbos J. and Pruitt W.O., 1977. *Crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24, FAO, Rome.
- [36] DPOH (Dirección Provincial de Obras Hidráulicas), 2003a. Informe de las Áreas Técnicas de la DPOH de Santa Fe sobre la crecida del río Salado del año 2003. Informe para Fiscalía de Estado. Ministerio de Obras, Servicios Públicos y Vivienda. Santa Fe. Argentina.
- [37] DPOH (Dirección Provincial de Obras Hidráulicas), 2003b. Localidades con problemas de anegamiento discriminadas por cuenca o sistema. Sistema de Alerta en Áreas Urbanas-Informe N° 2. Informe Interno. Departamento de Medidas No Estructurales. Julio 2003. Santa Fe. Argentina.
- [38] Dripps W.R. and Bradbury K.R., 2007. A simple daily soil-water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. *Hydrogeology Journal* 15: 433-44.
- [39] Ewen J., 1997. “Blueprint” for the UP modelling system for large scale hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences* 1, 1, 55-69.
- [40] Entekhabi D., Nakamura H., and Njoku E., 1994. Solving the inverse problem for soil moisture and temperature profiles by sequential assimilation of multifrequency remotely sensed observations, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32(2), 438-447.
- [41] Ferreira C.G., Farías G. y Rodríguez L., 2003. Comportamiento de niveles freáticos en zonas rurales: Cuenca Inferior del Río Salado, Santa Fe. III Congreso Nacional de Hidrogeología. Rosario, Argentina.

- [42] Ferreira C.G., 2004. Cálculo de la Precipitación media mensual en la Cuenca del Arroyo Cululú. Informe Interno Centro de Estudios Hidroambientales, FICH, Universidad Nacional del Litoral, Argentina.pp.29.
- [43] Ferreira C.G., 2005. La crecida extraordinaria del Río Salado en Abril - Mayo de 2003. (Provincia de Santa Fe - Argentina) – Aspectos hidrológicos, XX Congreso Nacional del Agua. Mendoza- Argentina, 2005.
- [44] Ferreira G. y L. Rodríguez, 2005. Uso de niveles freáticos para la caracterización de la recarga/descarga. XX Congreso Nacional del Agua. Mendoza, Argentina. Mayo 2005.
- [45] Ferreira G., 2006. Sistema de alerta hidrológico de la cuenca del Río Salado, provincia de Santa Fe, Argentina: avances en su implementación. Climate variability and change. Hydrological impacts. Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference, Havana, Cuba, November 2006. IAHS Publ. 308.
- [46] Ferreira G., L. Rodríguez, C. Vionnet, J. Choque y P. Marano, 2009. Avances en el conocimiento del acuífero libre de la cuenca del A° Cululú (Provincia de Santa Fe, Argentina). VI Congreso Argentino de Hidrogeología y IV Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea. 24-28 de agosto de 2009, Santa Rosa, La Pampa, Argentina.
- [47] Ferreira G., 2009. Índice de priorización de localidades con riesgo hídrico en la provincia de Santa Fe. Aplicación a las cuencas de los arroyos Cululú, San Antonio y Las Conchas. Trabajo final de Especialista en Gestión Ambiental. Universidad Nacional del Litoral.
- [48] FICH (Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas), 2006. Implementación de un Sistema de Alerta Hidrológico para la Cuenca del río Salado. Conv. FICH-MAH. Inf. parc. Enero 2006.
- [49] FICH-INA-INTA, 2007. Influencia de los cambios físicos y climáticos en el régimen de escurrimiento del río Salado-tramo Inferior. Ministerio de Asuntos Hidricos de la Provincia de Santa Fe.

- [50] Filgueira R., Soracco C.G., Sarli G.O, y Fournier L., 2006. Estimación de propiedades hidráulicas de suelos por mediciones a campo y el uso de modelos de flujo estacionario y transitorio. *Ciencia del Suelo* 24(1): 39-48.
- [51] Finch J.W., 1998. Estimating direct groundwater recharge using a simple water balance model – sensitivity to land surface parameters. *Journal of Hydrology* 211, 112-125.
- [52] Flerchinger G.N., Kustas W.P., and Wertz M.A., 1998. Simulating surface energy fluxes and radiometric surface temperatures for two arid vegetation communities using the SHAW model. *J. Appl. Meteorol*, 37:449-460.
- [53] Freeze R.A. and Cherry J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., 604 p..
- [54] Génica Ingeniería, 2007. *Limnógrafo – Freatígrafo LF-325*, (www.genica.com.ar).
- [55] Georgakakos K.P., 1996. Soil moisture theories and observations. *Journal of Hydrology*. 184, 152. Special issue.
- [56] Giacosa R., 2000. *Análisis de la relación precipitación-niveles freáticos en puntos de la Provincia de Santa Fe*. Convenio CFI-Prov. de Santa Fe. Santa Fe. Argentina.
- [57] Giacosa R., 2002. *Influencia de los acueductos proyectados en la provincia de Santa Fe sobre los niveles freáticos*. INA-CRL.
- [58] Giraut M.A., C.F. Lupano, A. Soldano y Rey. C.A., 2009. *Cartografía hídrica superficial digital de la Provincia de Santa Fe*. Publicación de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación.
- [59] Grayson R.B. and Western A.W., 1998. Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space stability of mean response. *Journal of Hydrology*. 207, 68–82.
- [60] Haan C.T., 1972. A water yield model for small watersheds. *Water Resour.* 8(1), 58-69.

- [61] He B., Keiji T., and Wang Y., 2008. A semi-distributed groundwater recharge model for estimating water-table and water-balance variables. *Hydrogeology Journal* 16: 1215-1228.
- [62] Heathman G.C., Starks P.J., Ahuja L.R., and Jackson T.J., 2003. Assimilation of surface soil moisture to estimate profile soil water balance content. *Journal of Hydrology* 279, 1-17.
- [63] Hendrickx J. and Walker G., 1997. Recharge from precipitation. In: Simmers I (ed) *Recharge of phreatic aquifers in (semi-)arid areas*. AA Balkema, Rotterdam, pp 19–98
- [64] Hörman G., Zhang X. and Fohrer N., 2007. Comparison of a simple and a spatially distributed hydrologic model for the simulation of a lowland catchment in Northern Germany. *Ecological Modelling* 209, 21-28.
- [65] Houser P.R., Shuttleworth W.J., Famiglietti J.S., Gupta H.V., Syed K.H. and Goodrich D.C., 1998. Integration of soil moisture remote sensing and hydrologic modelling using data assimilation. *Water Resour. Res.* 34 (12), 3405–3420.
- [66] Hsu S.M., Ni C.F., and Hung P.F., 2002. Assessment of three infiltration formulas based on model fitting on Richards equation. *J. Hydrol. Eng.* 7, 373–379.
- [67] Hymer D.C., Moran M.S., and Keefer T.O., 2000. Soil water evaluation using a hydrologic model and calibrated sensor network. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 319–326.
- [68] INCYTH, 1986. *Caracterización Hidrológica de la Cuenca del Río Salado*. Vol.1 y 2. Centro Regional Litoral. Santa Fe.
- [69] IPH-UFRGS/FEA/ALM (2003). *IPH-S1 para Windows, Versão 2.03*, IPH-UFRGS, Porto Alegre, RS
- [70] Iriondo M., 1986. *Geomorfología y Cuaternario de la Provincia de Santa Fe (Argentina)*. Dpto. de Hidrología General y Aplicada. Universidad Nacional del Litoral. Santa Fe.
- [71] Jackson R.D., Reginato R.J., and van Bavel C.H.M., 1965. Comparison of measured and calculated hydraulic conductivities of unsaturated soil. *Water Resources Research* 1(3): 375-380.

- [72] Jolley T.J. and Wheater H.S., 1997. An investigation into the effect of spatial scale on the performance of a one-dimensional water balance model. *Hydrological Processes*, Volume 11, 15, 1927-1944.
- [73] Jones P. and Lister D., 1995. Extended flow records at key locations in England and Wales (Phase 1). National Rivers authority – University of East Anglia. Project Record N° 515/2/N&Y.
- [74] Jothityangkoon C., Sivapalan M., and Farmer D.L., 2001. Process controls of water balance variability in a large semi-arid catchment: downward approach to hydrological model development. *Journal of Hydrology* 254, 174-198.
- [75] Kostov K.G. and Jackson T.J., 1993. Estimating profile soil moisture from surface layer measurements – a review. *SPIE* 1941, 125–136.
- [76] Klute A. and Dirksen C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In *Methods of soil analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods*, Second Edition, Klute (editor).p. 687-734. American Society of Agronomy, Madison, WI.
- [77] Loague K. and Freeze R. A., 1985. A comparison of rainfall-runoff modeling techniques on small upland catchments. *Water Resour. Res.*, 21: 229-248.
- [78] Lu N. and Likos W. J., 2004. *Unsaturated Soil Mechanics*. Published by John Wiley & Sons, Inc.
- [79] Lyne V.D. and Hollick M., 1979. Stochastic time-variable rainfall runoff modeling. *Hydrology and Water Resources Symposium*, Institution of Engineers Australia, Perth; 89-92.
- [80] McAneney K.J. and Itier B., 1996. Operational limits to the Priestley-Taylor formula. *Irrig Sci* 17: 37-43.
- [81] Mahmood R. and Hubbard K.G., 2003. Simulating sensitivity of soil moisture and evapotranspiration under heterogeneous soils and land uses. *Journal of Hydrology* 280, 72-90.

- [82] Makhoul Z. and Michel C., 1994. A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *J. Hydrol.* 162(3-4), 299-318.
- [83] Makkink G. F., 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *J. Instn Wat. Engrs* 11, 277-288.
- [84] Marano R.P., M.C. Miretti; N. Serafin; M. Rossi y L. Rodríguez. Dinámica hídrica y recarga de un acuífero libre en condiciones de lluvia extraordinaria en el centro de la Provincia de Santa Fe. VI Congreso Argentino de Hidrogeología y IV Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea. 24-28 de agosto de 2009, Santa Rosa, La Pampa, Argentina.
- [85] Mileham L., Taylor R., Thompson J., Todd M. and Tindimugaya C., 2008. Impact of rainfall distribution on the parametrisation of a soil-moisture balance model of groundwater recharge in equatorial Africa. *Journal of Hydrology* 359, 46-58.
- [86] Morán M.S., Peters-Lindard C.D., Watts J.M., and McElroy S., 2004. Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Can. J. Remote Sen.* 30 (5), 805–826.
- [87] Mosconi F., Priano L. , Hein N., Moscatelli G., Salazar J., Gutiérrez T., y Cáceres L., 1981. Mapa de Suelos de la Provincia de Santa Fe. T.I. Ministerio de Agricultura y Ganadería de la Provincia de Santa Fe e INTA. Santa Fe. Argentina.
- [88] Mugo J.M and Sharma T.C., 1999. Application of a conceptual Method for Separating Runoff Components in Daily Hydrographs in Kimakia Forest Catchments, Kenya. *Hydrological Processes* 13: 2931-2939.
- [89] Mullins C.E., 1991. Matric potential, in *Soil Analysis: Physical Methods*, Smith K.A. and Mullins C.E. Eds., Marcel Dekker, New York, 75 pp.
- [90] Nash J.E and Sutcliffe J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models Part 1 – A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10 282-290.
- [91] Nathan R.J. and MacMahon T.A., 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research*, V. 26, N° 7, p. 1465-1473.

- [92] Niel H., Paturel J.E., and Servat E., 2003. Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *Journal of Hydrology* 278, 213-230.
- [93] Nishat S., Guo Y. and Baetz B.W., 2007. Development of a simplified continuous simulation model for investigating long-term soil moisture fluctuations. *Agricultural water management*, 92, 53-63.
- [94] Palmer W.C., 1965. *Meteorological Drought*. Research Paper N° 45, U. Office of Climatology, U. S. Weather Bureau, Washington, D. C.
- [95] Paz R.R., M.A. Storti, S.R. Idelsohn, L. Rodríguez, C.A. Vionnet and G.P. Farias, 2002. Parallel finite element model for surface and subsurface hydrology. *MECOM Vol. XXI*, pp.2343-2360. ISSN-1666-6070. 28-31 octubre 2002. Santa Fe-Paraná, Argentina.
- [96] Paz R.R., Storti M.G., Idelsohn S.R., Rodríguez L.B., and Vionnet C.A., 2003. Parallel finite element model for coupled surface and subsurface flow in hydrology: Province of Santa Fe basin. *Enief XII Conf. Mét. Num. y aplic.*, B. Blanca, 4-7 nov. 2003.
- [97] Pedraza R., Collins J. y Ferreira G., 2007. Modelos de regresión múltiple para el pronóstico de crecidas en tiempo real del río Salado en la Ruta Prov. N° 70 (prov. de Santa Fe). *Anales del XXI Congreso Nacional del Agua*. Tucumán. Argentina.
- [98] Philip J. R., 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science*, 84:257-264.
- [99] Pizarro R.T., Ramírez C.B, y Flores J.P.F.V., 2003. Análisis comparativo de cinco métodos para la estimación de precipitaciones areales anuales en períodos extremos. *Bosques* 24(3): 31-38.
- [100] Ponizovsky A.A., Chudinova S.M., and Pachepsky Y.A., 1999. Performance of TDR calibration models as affected by soil texture. *Journal of Hydrology*, Vol. 218, p 35-43.
- [101] Priestley C.H.B and Taylor R.J., 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, Vol. 100, N° 2.

- [102] ProCIFE (Programa de Cooperación Interinstitucional Frente a la Emergencia), 2003. La cuenca del río salado santafesina. Hacia una propuesta de ordenamiento y gestión de cuenca. Diciembre. Santa Fe. Argentina.
- [103] Prudic D.E., 1989. Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finite difference, groundwater model. US Geological Survey Open File Report 88-729, 113 pp.
- [104] Ranatunga K., Nation E.R., and Barratt D.G., 2008. Review of soil water models and their applications in Australia. *Environmental Modelling & Software* 23, 1182-1206.
- [105] Renschler C.S., Cochrane T., Harbor J., and Diekkruger B., 2001. Regionalization methods for watershed management – Hydrology and soil erosion from point to regional scales. In: Stott et al., (Eds). *Sustaining the Global Farm. Selected papers from 10th international soil conservation organization meeting held May 24–29, 1999 at Purdue university and the USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory.*
- [106] Richards L.A., 1931. Capillary Conduction of Liquids Through Porous Mediums. *Physics* volume 1, 318-333.
- [107] Rodríguez L. and Vionnet C.A., 2000. A water balance model for the River Eden within the CHASM Project. Internal report submitted to the Water Resources Research Systems Laboratory Department of Civil Engineering University of Newcastle upon Tyne. p.52.
- [108] Rodríguez L.B., Vionnet C.A., Parkin G. y Younger P., 2000. Aplicación de un método automático para la separación de las componentes del hidrograma. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Córdoba, Argentina. Oct 22-27, 2000. ISBN 987-20378-1-7. Tomo II, pág. 279-286.
- [109] Rodríguez, L, C. Vionnet, R. Paz, M. Storti, S. Idelsohn, D. Krohling, and M. Iriondo. Modeling surface water/groundwater interaction at large scale on the Lower Salado River Basin, Santa Fe, Argentina. (Poster) VII Scientific International Assembly of the IAHS. Foz do Iguazu, Brasil. April 2005.

- [110] Rushton K.R. and Ward C., 1979. The estimation of groundwater recharge. *Journal of Hydrology* 41, 345-361.
- [111] Rushton K.R., Eilers V.H.M., and Carter R.C., 2006. Improved soil moisture balance methodology for recharge estimation. *Journal of Hydrology* 318, 379-399.
- [112] Samper J. y Garcia-Vera M.Á., 1992. Manual de usuario del programa BALAN_8. Dpto. Ingeniería del terreno. E. T. S. de Ingenieros de Caminos. UPC. Barcelona.
- [113] Samper J., Huguet Ll., Ares J. y García-Vera M.A., 1999. Modelos interactivos de balance hidrológico. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*. Eds. R. Muñoz-Carpena, A. Ritter, C. Tascón. ICIA: Tenerife.
- [114] Samper J., Pisani B., Alvares D., y García M.A., 2007. GIS-BALAN: un modelo hidrológico semi-distribuido acoplado a un sistema de información geográfica para la estimación de los recursos hídricos. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. VIII*. Eds. J.V. Giráldez Cervera y F.J. Jiménez Hornero.
- [115] Scanlon B.R., Healy R.W., and Cook P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10(1): 18-39.
- [116] Shaxson F. y Barber R., 2005. Optimización de la humedad del suelo para la producción vegetal. El significado de la porosidad del suelo. *Boletín de suelos de la FAO N° 76*. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Roma.
- [117] Sheikh V., Visser S., and Stroosnijder L., 2009. A simple model to predict soil moisture: Bridging Event and Continuous Hydrological (BEACH) modelling. *Environmental Modelling & Software* 24, 542-556.
- Jenny B., Wilhelm D., Valero Garcés B. L., 2003. The Southern Westerlies in Central Chile: Holocene precipitation estimates based on a water balance model for Laguna Aculeo (33° 50' S).
- [118] Shinoda M. and Yamaguchi Y., 2003. Influence of Soil Moisture Anomaly on Temperature in the Sahel: A Comparison between Wet and Dry Decades. *American Meteorological Society*.

- [119] Shock, C.C., Barnum J.M., and Seddigh M., 1998. Calibration of Watermark soil moisture sensors for irrigation management, pp.139-146, Proceedings of the International Irrigation Show, San Diego, CA. Irrigation Association.
- [120] Shock C.C., Flock R. J., Feibert E. B. G., Shock C. A., Pereira A. B. y Jensen L., 2006. El control del riego mediante la tensión matricial del suelo. Oregon State University Extension Service. EM 8900 6p.
- [121] Soorooshian S. and Dracup J.A., 1980. Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models. Correlated and Heteroscedastic error cases. Water Resources Research, 16(2): 430-442.
- [122] Sophocleous M. and McAllister J.A., 1987. Basinwide water-balance modeling with emphasis on the spatial distribution of ground water recharge. Wat. Resour. Bull. 23(6), 997-1010.
- [123] Spectrum Technologies, Inc, 2007. Manual de Operación (WatchDog 2000 Weather Station), (www.specmeters.com).
- [124] Spongberg M.E., 2000. Spectral Analysis of Base Flow Separation With Digital Filters. Water Resources Research, Vol. 36, Nº. 3, pp 745-752.
- [125] SSRH-INA, 2002. Atlas Digital de los Recursos Hídricos Superficiales de la República Argentina. CD-Rom. Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación–Instituto Nacional del Agua, Buenos Aires.
- [126] Stephens D.B., 1996. Vadose zone hydrology. CRS Press, Taylor and Francis Group. 347 pp.
- [127] Thoma D.P., Moran M.S., Bryant R., Rahman M., Holifield-Collins C.D., Sano E.E. and Slocum K., 2006. Comparison of four models to determine surface soil moisture from C-band radar imagery in a sparsely vegetated semiarid landscape. Water Resources Research, Vol. 42, W01418, doi:10.1029/2004WR003905.
- [128] Thomas H.A., 1981. Improved methods for National Water Assessment. Report, contract WR15249270, U.S. Water Resour. Council, Washington D.C.

- [129] Thomas H.A., Marin C.M., Brown M.J., and Fiering M.B., 1983. Methodology for water resources assessment. Report to U. S. Geological Survey, Rep. NTIS 8412-4163, Nat. Tech. Info. Serv. Springfield, Virginia 1983.
- [130] Thornthwaite C.W. and Mather J.R., 1955. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Publ. Climatol. Lab. Climatol. Drexel Inst. Technol., 10, 3, 185-311.
- [131] Tischler M., Garcia M., Peters-Lidard C., Moran M.S., Miller S., Thoma D., Kumar S., and Geiger J., 2007. A GIS framework for surface-layer soil moisture estimation combining satellite radar measurements and land surface modeling with soil physical property estimation. *Environ. Model. Softw.* 22, 891–898.
- [132] Vahedberdi S., Visser, S.M. and Stroosnijder L., 2009. A simple model to predict soil moisture: Bridging Event and Continuous Hydrological (BEACH) modelling. In: *Environmental Modelling and Software* , Vol. 24 , Nr. 4 , S. 542-556.
- [133] Vandewiele G.L. and Atlabachew E., 1995. Monthly water balance of ungauged catchments obtained by geographical regionalization. *Journal of Hydrology* 170, 277-291.
- [134] van Genuchten M.Th., 1978. Numerical Solutions of the One-Dimensional Saturated-Unsaturated Flow Equation. Research Report 78-WR-09.
- [135] van Genuchten M.Th., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 44, 892-898.
- [136] Venencio, M.V. y M. Varni, 2003. Estimación de la Recarga y del Almacenamiento Específico a través del Análisis de Registros de Nivel Freático. III Congreso Argentino De Hidrogeología Y 1er. Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales De La Hidrología Subterránea. Tomo I, pp 153-161, Rosario. Argentina.
- [137] Vionnet C. A., Tassi, P. A., Rodriguez, L. B. & Ferreira, C. G. (2006) “Numerical modelling of the catastrophic flooding of Santa Fe city, Argentina.” *Journal of River Basin Management* Vol. 4, Issue 4, 2006. IAHR.

- [138] White D.H., Howden S.M. and Nix H.A., 1993. Modeling agricultural and pastoral systems. In: Jakeman, A.J., Beck M.B., McAleer M.J. (Eds.) Modeling Change in Environmental Systems. Jhon Wiley and Sons Ltd., Australia.
- [139] Wilson L.G., Everett L.G. and Cullen S.J., 1995. Handbook of Vadose Zone Characterization & Monitoring. International Standard Book Number 0-87371-610-8.
- [140] Yeh H.F., Lee C.H., Chen J.F., and Chen W.P., 2007. Estimation of Groundwater Recharge Using Water Balance Model. Water Ressources, Vol. 34, N° 2, pp. 153-162.
- [141] Yokoo Y., Sivapalan M., and Oki T., 2008. Investigating the roles of climate seasonality and landscape characteristics on mean annual and monthly water balances. Journal of Hydrology 357, 255-267.
- [142] Younger P.L. and Milne C.A., 1997. Hydrostratigraphy and hydrogeochemistry of the Vale of Eden, Cumbria, UK. Proceeding of the Yorkshire Geological Society, Vol. 51, Part 4, 349-366.
- [143] Zhou X., Wan L., Fang B., Cao W. B., Wu S. J., Hu F. S., and Feng W. D., 2004. Soil moisture potencial and water content in the unsaturated zone within the arid Ejina Oasis in Northwest China. Environmental Geology 46:831-839.