



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA
CENTRO INTERAMERICANO DE RECURSOS DEL AGUA



“Determinación espacial de la recarga mediante el diseño e instalación de instrumentación en pozos de monitoreo y simulación de la infiltración en la zona vadosa”

Tesis que para obtener el grado de
Doctor en Ciencias del Agua

Presenta

Javier Salas García

Director: **Dr. Jaime Gárfias Solíz**

Codirector: **Dr. Richard Martel**

Toluca, México

Noviembre de 2012

RESUMEN

La estimación de la recarga de agua subterránea presenta ciertos problemas, tales como la selección del método de estimación, el nivel de exactitud, la instrumentación para medirla, el tiempo de adquisición y el costo. A fin de hacer frente a estas dificultades, el principal objetivo de esta tesis es, esencialmente, mejorar el entendimiento de la distribución espacial y temporal de la recarga potencial en un acuífero. Esto se logró a través de 4 etapas: 1) el diseño de una columna automática de pruebas (CP) para experimentos de flujo de agua a escala de laboratorio en condiciones de no saturación; 2) la simulación de dos experimentos de flujo de agua, realizados en el programa informático *Hydrus-1D*; 3) el diseño de un equipo automático de monitoreo hidrológico (EMH) para estimar algunos parámetros físicos de la zona vadosa en tres pozos de monitoreo perforados para este proyecto, y 4) la determinación espacial de la recarga potencial en la cuenca del valle de Toluca empleando los datos medidos y simulados de los tres pozos de monitoreo, datos meteorológicos y de teledetección satelital. En la primera etapa, la CP se instrumentó en cinco profundidades distintas con cinco terminales resistivas y un bloque de yeso para medir continuamente el contenido de humedad, un lisímetro y tres tensiómetros. En la segunda etapa, se realizaron dos pruebas en la CP de infiltración en un medio arenoso-franco, mismas que se simularon empleando el programa informático *Hydrus-1D*. Como resultados destacados, el modelo se evaluó mediante cinco indicadores; algunos de sus valores promedio son: error máximo = 0.1028, raíz del error cuadrático medio = 0.0142, $R^2 = 0.908$, eficiencia del modelo = 0.9377 y coeficiente de masa residual = -0.0009. El costo total de la CP fue menor a 400 USD. En la tercera etapa, se perforaron tres pozos de monitoreo para este proyecto, en cada uno de los cuales se instaló un EMH. En la zona vadosa, a tres distintas profundidades de cada pozo de monitoreo, se instaló un bloque de yeso, un tensiómetro y un lisímetro. En la zona saturada se instalaron tres freatómetros en cada pozo de monitoreo. Cada EMH se alimenta con una batería de 6 Volts (V), con una corriente de consumo de 0.6 miliamperes (mA) en modo de espera, y 3.2 mA cuando la unidad mide todos los parámetros, en 3.2 segundos (s). La calibración del contenido de agua en los bloques de yeso se ajustó a una

función de dos variables –resistencia eléctrica y temperatura- con un error absoluto de $0.08 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ a 18 grados Celsius ($^{\circ}\text{C}$). La calibración del lisímetro mostró un error absoluto menor al 5% para volúmenes de agua mayores a 50 mililitros (mL). Los transductores de presión empleados en los tensiómetros y en los freatómetros mostraron un comportamiento altamente lineal. La transmisión de datos se realizó a través de un módem conectado a un servidor mediante un enlace de telefonía celular. Esto permitió descargar remotamente los datos medidos por los EMHs para su procesamiento posterior. El costo total de cada EMH fue menor a 600 USD. En la etapa final, los datos de los EMHs, en conjunto con registros meteorológicos, además de la caracterización de los materiales, extraídos durante la perforación de los pozos de monitoreo, se incorporaron en un modelo realizado en el programa *Hydrus-1D* para simular el flujo de agua en la zona vadosa y, en consecuencia, estimar la recarga potencial en los tres pozos de monitoreo. Las mediciones del contenido de agua en los 3 pozos de monitoreo se usaron para calibrar el modelo, y el flujo de agua a través de los lisímetros se usó para su verificación. El desempeño del modelo se evaluó empleando cinco indicadores; algunos de sus valores para el mejor ajuste fueron: error máximo = 0.001 = raíz del error cuadrático medio y $R^2 = 0.83$. Los resultados del modelo se usaron para calibrar un balance hídrico en la cuenca del valle de Toluca empleando datos de monitoreo remoto satelitales para estimar la evapotranspiración real. La tasa de recarga *potencial* estimada fue de 103 milímetros al año ($\text{mm} \cdot \text{año}^{-1}$) (alrededor del 12% de la precipitación anual promedio de 2002 a 2011); lo cual es una magnitud razonable si se compara con las estimaciones oficiales de la recarga *total* (alrededor del 20% de la precipitación). De este modo, la metodología propuesta en esta tesis ha probado su utilidad en mejorar el entendimiento de la distribución espacial y temporal de la recarga potencial en un acuífero mediante el desarrollo de dispositivos útiles en el monitoreo de la zona vadosa en tiempo real para estimaciones directas, en lugar de usar valores tomados de la literatura aplicados a la descripción de zonas altamente heterogéneas.

ABSTRACT

The estimation of groundwater recharge has some issues, such as choosing appropriate technique to quantify recharge, level of accuracy, instrumentation, acquisition time and cost. In order to face these issues, the primary objective of this thesis is, essentially, to develop an improved understanding of spatially and time distributed estimate of potential recharge in an aquifer. This was accomplished by 4 stages: 1) the design of an Automated Test Column (ATC) for laboratory unsaturated water flow experiments; 2) two ATC infiltration experiments simulated using *Hydrus-1D* software; 3) the design of an automatic hydrological monitoring device (AHMD) to estimate some vadose zone physical parameters at three unsaturated zone monitoring wells drilled for this project, and 4) a spatial distribution of potential recharge determination in the Toluca basin using the measured and simulated data from three vadose zone monitoring wells, meteorological data and satellite remote sensing. In the first stage, the ATC was instrumented at selected depths with five resistivity probes and a gypsum block to continuously monitor water content, a lysimeter and three tensiometers. In the second stage, two infiltration ATC tests were performed in a sand-silt medium and simulated using the *Hydrus-1D* software. As key results, the performance of the model was evaluated using five indicators; some of their mean values are: maximum error = 0.1028, root mean square error = 0.0142, $R^2 = 0.908$, modeling efficiency = 0.9377 and coefficient of residual mass = -0.0009. The total cost of the ATC was under 400 USD. In the third stage, three monitoring wells were drilled for this project, instrumented with one AHMD each. In the vadose zone, at three selected depths each, a gypsum block, a tensiometer and a lysimeter were installed. In the saturated zone, a water level logger was installed in three piezometers each. Each AHMD was powered by a 6-volt battery with a current consumption of 0.6 *milliamper (mA)* in standby, and 3.2 *mA* when it measures all the parameters in 3.2 seconds. The water content in the calibration of gypsum blocks were fitted to a two-variable function –electrical resistivity and temperature- with a mean absolute error of $0.08 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ at 18 degree Celsius ($^{\circ}\text{C}$). The lysimeter calibration shows an absolute error lower than 5 % for water volumes higher

than 50 milliliters (mL). The pressure transducers used in the tensiometers and in the water-level loggers exhibits a high linear behavior. The transmission data was performed by a modem linked to a server via cellular network. It enabled remotely downloading the data measured by the AHMDs to post-processing it. The total cost of each AHMD is under 600 USD. In the final stage, the vadose zone data from the AHMDs, in addition to meteorological records and soil characterization of the materials, extracted during the drilling of 3 monitoring wells, were incorporated into a *Hydrus 1-D* model to simulate the water flow in the vadose zone and, thereby, to estimate the potential recharge at three monitoring well locations. The measurements of water content were used to calibrate the model, and data from water flow through lysimeters was used to verify the model. The performance of the model was evaluated using five indicators; some of their mean values for the best fit were: maximum error = 0.001 = root mean square error and $R^2 = 0.83$. The model results were used to calibrate a water balance on the Toluca valley basin, using remote sensing satellite data to estimate actual evapotranspiration. The estimated potential recharge rate was $103 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$ (about 12% of the 2002-2011 annual mean rainfall); it was a reasonable magnitude if it is compared to official estimations of total recharge (about 20% of the precipitation). In this manner, the methodology proposed in this thesis have proved their usefulness in providing satisfactory understanding of spatially and time distributed estimate of potential recharge in an aquifer by a development of devices useful to monitor vadose zone parameters in real time for direct estimations, instead of the use of unique literature values applied to a high heterogeneous zones.

AGRADECIMIENTOS

A **Jehová Dios**, por las leyes que rigen su creación y la capacidad que me ha dado para conocer unos cuantos detalles más del ciclo hidrológico: “Los ríos van todos al mar, pero el mar nunca se llena; y vuelven los ríos a su origen para recorrer el mismo camino” (Eclesiastés 1:7, *Versión Popular*)

A mi amada esposa, **Patty**, por ser una motivación para realizar mis metas, por su gran paciencia, abnegación y apoyo para culminar este trabajo

Al **Dr. Jaime Gárfias Solíz**, por sus acertadas y objetivas observaciones para delimitar, establecer, dirigir y refinar este proyecto

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (**CONACyT**), a la Comisión Geológica del Canadá, Recursos Naturales Canadá, División Québec (**CGC-Québec/INRS**) y a la Universidad Autónoma del Estado de México (**UAEM**). También por las facilidades otorgadas por el Ministère des Relations Internationales de Québec, Canadá

A **Noé Salas García**, por su apoyo técnico en el desarrollo de esta tesis.

DEDICATORIA

A mi amada esposa, Patty y a mi hijo, Javier,
quienes me recuerdan a diario que la vida son más que
circuitos y ecuaciones. Les dedico esta tesis con profundo cariño.

ÍNDICE GENERAL

| | |
|--|-------|
| ÍNDICE DE TABLAS..... | xi |
| ÍNDICE DE FIGURAS..... | xiii |
| ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS | xx |
| PRODUCCIÓN ACADÉMICA..... | xxiii |
| 1 INTRODUCCIÓN | |
| 1.1 Antecedentes | 1 |
| 1.2 Enfoques de estudio para la estimación de la recarga de un acuífero | 3 |
| 1.3 Problemática de la zona de estudio | 5 |
| 1.4 Objetivo de la investigación | 8 |
| 1.5 Organización de la tesis | 11 |
| Referencias..... | 12 |
| 2 DISEÑO DE UNA COLUMNA DE PRUEBAS DE INFILTRACIÓN AUTOMATIZADA PARA EL MONITOREO DEL FLUJO DE AGUA EN UN MEDIO NO SATURADO | |
| 2.1 Introducción | 16 |
| 2.2 Materiales y métodos | 18 |
| 2.2.1 Componentes de la Columna de Pruebas (CP) | 18 |
| 2.2.2 Programación y funcionamiento de la CP | 20 |
| 2.2.3 Calibración de los dispositivos de la CP | 23 |
| 2.2.4 Determinación de las propiedades del medio no saturado contenido en la CP | 24 |
| 2.2.5 Procedimiento experimental para el monitoreo del flujo | 26 |
| 2.3 Resultados y discusión | 26 |
| 2.3.1 Resultados de la calibración de los dispositivos en la CP..... | 26 |
| 2.3.2 Propiedades del medio no saturado | 28 |
| 2.3.3 Monitoreo del flujo en el medio no saturado | 29 |
| 2.4 Conclusiones | 33 |
| Referencias..... | 34 |

3 SIMULACIÓN DEL FLUJO DE AGUA A TRAVÉS DE UN MEDIO NO SATURADO EN UNA COLUMNA DE PRUEBAS

| | | |
|-------|--|----|
| 3.1 | Introducción | 38 |
| 3.2 | Materiales y métodos | 40 |
| 3.2.1 | Formulación matemática de las ecuaciones del flujo de agua en un medio no saturado | 40 |
| 3.2.2 | Procedimientos experimentales en la CP | 43 |
| 3.2.3 | Cuantificación y validación del modelo de flujo de agua en la CP..... | 44 |
| 3.3 | Resultados y discusión | 46 |
| 3.4 | Conclusiones | 55 |
| | Referencias..... | 56 |

4 DISEÑO DE EQUIPOS DE MEDICIÓN Y TRANSMISIÓN DE DATOS PARA ESTIMAR EL FLUJO DE AGUA EN LA ZONA VADOSA MEDIANTE POZOS DE MONITOREO

| | | |
|-------|--|----|
| 4.1 | Introducción | 60 |
| 4.2 | Materiales y métodos | 61 |
| 4.2.1 | Descripción general del equipo de monitoreo hidrológico (EMH) | 61 |
| 4.2.2 | Funcionamiento de la tarjeta principal (TP) | 61 |
| 4.2.3 | Instrumentación en la zona vadosa | 66 |
| 4.2.4 | Medición del nivel estático en los pozos de monitoreo | 67 |
| 4.2.5 | Calibración de los sensores del EMH | 68 |
| 4.3 | Resultados y discusión | 69 |
| 4.3.1 | Tiempos de operación y consumo de energía | 70 |
| 4.3.2 | Calibración de los elementos de medición del EMH | 73 |
| 4.3.3 | Instalación de la instrumentación en los pozos de monitoreo | 85 |
| 4.3.4 | Sistema de transmisión de los datos medidos en los pozos de monitoreo a Internet | 91 |
| 4.4 | Conclusiones | 93 |
| | Referencias..... | 95 |

| | | |
|----------|---|-----|
| 5 | ESTIMACIÓN DE LA RECARGA POTENCIAL EN EL VALLE DE TOLUCA | |
| 5.1 | El desafío de la estimación de la recarga | 97 |
| 5.2 | Materiales y métodos | 99 |
| 5.2.1 | Ubicación de los pozos de monitoreo | 99 |
| 5.2.2 | Métodos para determinar la recarga potencial | 100 |
| 5.2.2.1 | Simulación del flujo de agua en los tres pozos de monitoreo | 102 |
| 5.2.2.2 | Balance hídrico en el valle de Toluca | 108 |
| 5.3 | Resultados y discusión | 118 |
| 5.3.1 | Ubicación de los pozos de monitoreo | 118 |
| 5.3.2 | Simulación del flujo de agua en los tres pozos de monitoreo | 126 |
| 5.3.2.1 | Caracterización de los materiales extraídos de los pozos de monitoreo | 126 |
| 5.3.2.2 | Calibración del modelo a partir del contenido de humedad medido | 131 |
| 5.3.2.3 | Verificación del modelo con el flujo de agua medido en los pozos de monitoreo | 142 |
| 5.3.2.4 | Análisis de la suposición de un gradiente de carga unitario | 144 |
| 5.3.3 | Resultados del balance hídrico en el valle de Toluca | 149 |
| 5.3.3.1 | Análisis de la Precipitación, P | 154 |
| 5.3.3.2 | Cuantificación de las componentes de la evapotranspiración real, ETR | 157 |
| 5.3.3.3 | Estimación de la escorrentía superficial, Q | 167 |
| 5.3.3.4 | Determinación de la recarga potencial en la cuenca del valle de Toluca, R | 172 |
| 5.4 | Conclusiones | 177 |
| | Referencias..... | 178 |
| 6 | CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES | 183 |

APÉNDICES INCLUIDOS EN EL DVD

| | |
|---|---|
| A | Código del programa de la columna de pruebas (CP) |
| B | Diagrama eléctrico del equipo de monitoreo hidrológico (<i>EMH</i>) |
| C | Código del programa del equipo de monitoreo hidrológico (<i>EMH</i>) |
| D | Niveles estáticos de la red de multipiezómetros instalada por la CONAGUA |
| E | Código del programa para completar las series faltantes de la precipitación |
| F | Código del programa para completar las series faltantes de la temperatura |
| G | Archivos SIG |

ÍNDICE DE TABLAS

| | | |
|-----------|---|-----|
| Tabla 3.1 | Valores en distintos medios de los parámetros de conductividad hidráulica y retención de agua en el suelo empleados en las Ecuaciones 3.8 a 3.11 de acuerdo a la formulación de van Genuchten (1980), a partir de los cuales se generaron las curvas de la Figura 3.1..... | 48 |
| Tabla 3.2 | Valores estadísticos definidos en las Ecuaciones 3.12 a 3.16 para la evaluación del desempeño de los modelos inverso y directo. | 50 |
| Tabla 4.1 | Intervalos de tiempo para los eventos representados en la Figura 4.3..... | 72 |
| Tabla 4.2 | Indicadores de la eficiencia del ajuste en las aproximaciones polinomiales de segundo orden y exponenciales mostradas en la Figura 4.4. | 76 |
| Tabla 5.1 | Descripción de las unidades geológicas de la Figura 5.4 (INEGI, 2000). También se incluye su área proporcional en relación con el total de la cuenca del valle de Toluca. | 123 |
| Tabla 5.2 | Niveles piezométricos empleados para el cálculo de los abatimientos de la Figura 5.6. Su localización se muestra en la Figura 5.5..... | 124 |
| Tabla 5.3 | Valores de los parámetros en la formulación de van Genuchten (1980) <i>Hydrus-1D</i> respecto a los datos medidos de contenido de humedad para cada muestra extraída de los tres pozos de monitoreo. Se indica la profundidad de donde se extrajeron las muestras y la referencia con la que se designan en el texto..... | 129 |
| Tabla 5.4 | Indicadores de ajuste del contenido de humedad simulado en <i>Hydrus-1D</i> respecto a los datos observados de contenido de humedad en los tres pozos de monitoreo. Se indica la profundidad de donde se extrajeron las muestras y la referencia con la que se designan en el texto..... | 134 |
| Tabla 5.5 | Láminas de la recarga potencial anual en los tres pozos de monitoreo calculadas a partir de la integración numérica (Ecuación 5.23) de las series de flujo, q , en el modelo numérico. | 144 |
| Tabla 5.6 | Precipitación mensual promedio registrada en las estaciones hidrometeorológicas del valle de Toluca para el período comprendido entre el año 2002 y el 2010. | 156 |
| Tabla 5.7 | Láminas de precipitación en el Estado de México y sus correspondientes anomalías reportados por la CONAGUA (2012). Los números entre paréntesis son correcciones del tesista con base en los | |

| | | |
|-----------|--|-----|
| | datos de las columnas empleadas para hacer los cálculos. Las cantidades marcadas con el símbolo “*” son dudosas porque se repiten en distintos años..... | 156 |
| Tabla 5.8 | Rásters de NDVI empleados en el cálculo del ráster promedio ponderado mostrado en las Figuras 5.25 y 5.26..... | 162 |
| Tabla 5.9 | Coefficientes empleados para el cálculo de la escorrentía por el método de la NOM-CNA-2000 (DOF, 2002)..... | 172 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | | |
|------------|---|----|
| Figura 1.1 | Contexto nacional y estatal de la zona de estudio. Se puede apreciar la cuenca del valle de Toluca con los principales volcanes y montañas que la rodean. Fuente: elaboración propia | 10 |
| Figura 2.1 | Diagrama esquemático que muestra las principales componentes de la columna de pruebas (CP). Fuente: elaboración propia..... | 19 |
| Figura 2.2 | Recursos del microcontrolador PIC16F887 y su relación con los componentes del sistema electrónico de la CP. Fuente: elaboración propia..... | 22 |
| Figura 2.3 | Resistencia normalizada de los sensores de resistividad y el bloque de yeso instalados en la CP en función del grado de saturación comparados con la respuesta de un estudio similar reportado por al Hagrey <i>et al.</i> (1999). Fuente: elaboración propia..... | 28 |
| Figura 2.4 | Fotografía que muestra el prototipo que integra las partes principales de la CP. Fuente: elaboración propia..... | 30 |
| Figura 2.5 | Ubicación en el triángulo textural del <i>United States Department of Agriculture (USDA)</i> del medio poroso empleado en la CP clasificado como arenoso-franco. Fuente: Elaboración propia, basado en USDA, (2004)..... | 31 |
| Figura 2.6 | Resultados obtenidos en la CP en (a) los 4 sensores de resistividad y el bloque de yeso, (b) en el lisímetro. La línea punteada que une ambas gráficas señala el comienzo del flujo de agua en el lisímetro. Se puede observar que el sistema tiende al estado estacionario después de 9 h, sin embargo alcanza dicho estado hasta las 50 h. Fuente: elaboración propia | 32 |
| Figura 3.1 | Comparación del medio filtrante de la CP con otros 3 materiales de granulometría semejante a través de (a) la presión de succión en función del contenido de humedad y de (b) la conductividad hidráulica en función de la presión de succión. Los parámetros que definen estas curvas se presentan en la Tabla 3.1. Fuente: elaboración propia | 47 |
| Figura 3.2 | Comparación de los resultados del experimento de flujo en estado transitorio observados respecto a los del modelo numérico (a) método inverso y (b) método directo a través de la respuesta en el contenido de humedad en estado transitorio en función del tiempo. Fuente: elaboración propia | 51 |

| | | |
|------------|--|----|
| Figura 3.3 | Flujo de agua, q , en estado transitorio en función de la profundidad y el tiempo. En (a) se muestran todos los valores de las tres variables, destacándose las curvas de la frontera superior ($z = 0 \text{ cm}$), inferior ($z = -100 \text{ cm}$), así como el correspondiente al lisímetro ($z = -41 \text{ cm}$). En (b) se presentan dichas curvas, incluido su correspondiente flujo acumulado en dos dimensiones, junto con los datos medidos (observados) en el lisímetro. Fuente: elaboración propia..... | 52 |
| Figura 3.4 | Perfiles de (a) carga hidráulica, (b) contenido de humedad, (c) conductividad hidráulica y (d) flujo de agua, todos ellos en función de la profundidad en cinco tiempos: $t = 0, 1.5, 3, 5.5$ y 10 h . Fuente: elaboración propia | 54 |
| Figura 4.1 | Diagrama a bloques del sistema de monitoreo hidrológico. Para su descripción se divide en tres secciones: (a) tarjeta principal, (b) instrumentación en la zona vadosa e (c) instrumentación en los piezómetros. Fuente: elaboración propia..... | 62 |
| Figura 4.2 | Diagrama esquemático del acondicionamiento de las señales procedentes de los lisímetros hasta el microcontrolador. Fuente: elaboración propia | 65 |
| Figura 4.3 | Definición de los tiempos de operación, t_n , con $n \in \langle 1,7 \rangle$ de (a) los dispositivos principales de la TP así como el lisímetro y en (b) del resto de los sensores instalados en el pozo de monitoreo. La duración de dichos tiempos se presenta en la Tabla 4.1. Se representan con un pentágono los eventos descritos en el texto. Fuente: elaboración propia | 71 |
| Figura 4.4 | Respuesta de la resistencia eléctrica, R_b , de los bloques de yeso en función del contenido de humedad θ . Para cada caso se muestran los valores medidos (observados) y las ecuaciones de dos aproximaciones. Las leyendas de los incisos “Tab”, “Nev” y “Zol” designan las poblaciones en las que se instalaron: Taborda, cerca del Nevado de Toluca y en Zolotepec, respectivamente. Las abreviaturas “sup”, “med” e “inf” aluden a su profundidad de instalación: superior, media e inferior. Fuente: elaboración propia | 75 |
| Figura 4.5 | Respuesta del oscilador en función de la resistencia eléctrica, R_b , de los bloques de yeso. La Ecuación 4.6 define las líneas continuas identificadas como “simulado”; mientras que cada círculo muestra los valores medidos (observados). La nomenclatura de las leyendas de los incisos es la misma que en la Figura 4.4. Fuente: elaboración propia..... | 77 |
| Figura 4.6 | Error en la frecuencia, f_e , en función de la temperatura, T . En (a) se presentan tres conjuntos de valores medidos resultantes de tres valores de la resistencia eléctrica, R_b , así como sus aproximaciones lineales. Dichas aproximaciones se emplearon como trazas generatriz de la superficie mostrada en (b), donde se pueden apreciar | |

| | | |
|-------------|--|----|
| | superpuestos los valores medidos y la superficie interpolada. Fuente: elaboración propia | 79 |
| Figura 4.7 | Frecuencia del VFO , f_{VFO} , en función de la temperatura, T , y de la resistencia eléctrica, R_b . Esta gráfica está determinada por la Ecuación 4.9. Los valores de contenido de humedad, θ , en función de f_{VFO} se determinan empleando las funciones de las Figuras 4.4 y 4.6. Fuente: elaboración propia | 81 |
| Figura 4.8 | Desempeño de los lisímetros. Para cada caso se muestran en el eje de las ordenadas a la izquierda los valores medidos comparados una aproximación lineal (1 gota = 50 μL); mientras que en el eje de la derecha se presenta la escala del error relativo definido en la Ecuación 4.11. La nomenclatura de las leyendas en los incisos es la misma que en la Figura 4.4. Fuente: elaboración propia..... | 82 |
| Figura 4.9 | Voltaje de respuesta en los transductores de presión de los tensiómetros, V_{it} , en función de la presión de succión en kPa . En las mismas gráficas se presentan las dos series de mediciones: los valores medidos empleando una bomba de vacío (círculos) y empleando una columna de agua (rombos) en el puerto complementario del transductor. También se incluye la gráfica de la aproximación lineal y su ecuación que la define. La nomenclatura de las leyendas en los incisos es la misma que en la Figura 4.4. Fuente: elaboración propia | 83 |
| Figura 4.10 | Voltaje de respuesta en los transductores de presión de los medidores del nivel freático, V_{if} , en función de la presión de succión en kPa . Se presentan los valores medidos empleando una columna de agua. También se incluye la gráfica de la aproximación lineal así como su ecuación asociada. La nomenclatura de las leyendas en los incisos es la misma que en la Figura 4.4. Fuente: elaboración propia..... | 84 |
| Figura 4.11 | Esquema de la instrumentación instalada en los pozos de monitoreo. En (a) se presentan los horizontes del relleno en función de los piezómetros instalados en la zona saturada, mientras que en (b) se indica la ubicación de los equipos en la zona no saturada detallados en (e) y (f). Las fotografías (c) y (d) muestran las terminales de la instrumentación y el contraademe, respectivamente. Fuente: elaboración propia..... | 87 |
| Figura 4.12 | Fotografías de la instrumentación instalada en los pozos de monitoreo (a) Nevado; (b) y (c) Zolotepec; (d) y (e) Taborda. En (a) y (b) se comparan dos métodos para introducir los piezómetros en los pozos. En (c) se presenta una panorámica de (c.1) los tubos de los piezómetros y (c.2) las muestras de suelo. En (d) se aprecian los materiales de relleno. El aspecto previo a la instalación del contraademe se muestra en (e). Fuente: elaboración propia..... | 89 |
| Figura 4.13 | Fotografías de la instalación final en los pozos de monitoreo. En (a.1) se muestra el contraademe y en (a.2) el gabinete plástico cuyo | |

| | | |
|-------------|--|-----|
| | interior se presenta en (b). El sistema empleado para llenar de agua los tensiómetros se aprecia en c). En (d) se observa (d.1) la sonda con la que se midió el nivel freático de forma manual, (d.2) el nivel en el que se hallan los extremos superiores de los piezómetros y (d.3) el contraademe con su tapa (d.4). Fuente: elaboración propia | 90 |
| Figura 4.14 | Fotografías del proceso de manufactura de la tarjeta que soporta el módem para transmitir los datos medidos desde cada pozo a internet mediante un enlace de telefonía celular. En (a) se muestra la tarjeta con el tóner, en (b) después del revelado y atacado en cloruro férrico, en (c) con los cables que atraviesan ambos lados del circuito impreso. Desde (d) hasta (f) se presentan algunos componentes soldados. En (g) y (h) se aprecia el reverso de la placa. En (i) se ilustra los datos que envía el módem. Fuente: elaboración propia..... | 92 |
| Figura 5.1 | Elevación hipotética del nivel freático como respuesta a un evento de precipitación. Δh es igual a la diferencia entre el pico superior y la línea de extrapolación de la curva de recesión al tiempo del pico. | 102 |
| Figura 5.2 | Relación entre elevación (z), potencial de elevación (h_z), potencial de presión (h) y potencial total (H) en función de distintos niveles de saturación. Fuente: modificado de Lappala <i>et al.</i> (1987). | 106 |
| Figura 5.3 | Zonas de recarga y sus magnitudes en el valle de Toluca. Fuente: modificado de Calderhead <i>et al.</i> (2009). | 119 |
| Figura 5.4 | Geología superficial de la cuenca del valle de Toluca (INEGI, 2000) junto con los pozos de extracción de agua potable, los multipiezómetros de la red de monitoreo de la CONAGUA y los pozos de monitoreo de este proyecto. La nomenclatura de las unidades geológicas se encuentra en la Tabla 5.1. | 120 |
| Figura 5.5 | Ubicación de los multipiezómetros de la red de monitoreo de la CONAGUA y los pozos de monitoreo de este proyecto. Las coordenadas y los niveles piezométricos se presentan en la Tabla 5.2. | 121 |
| Figura 5.6 | Abatimiento del nivel piezométrico profundo del valle de Toluca en el período comprendido entre 1973 y 1998. Los abatimientos más pronunciados se observan en torno a la ciudad de Toluca, mientras que en la periferia del valle éstos son menores. También se incluyen los pozos de extracción de agua potable y la red de multipiezómetros de la CONAGUA..... | 122 |
| Figura 5.7 | (a) Triángulo de clasificación de texturas del suelo (USDA, 2004) en función del contenido de arena, limo y arcilla. Se muestra una ampliación (b) que contiene los porcentajes correspondientes al pozo Taborda en la que se observa que para los primeros 14 m de profundidad las muestras pertenecen a la clasificación "arena" y "arenoso-franco". La leyenda muestra los símbolos asociados a la profundidad de los estratos numerados de acuerdo a la Tabla 5.3. Fuente: elaboración propia. | 127 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| Figura 5.8 | Porciones del triángulo de clasificación textural del suelo (USDA, 2004) correspondiente a las muestras de suelo extraídas del pozo (a) Nevado y (b) Zolotepec. Las primeras corresponden a un medio "arenoso-franco" y "franco arenoso". Las muestras del segundo (b) presenta los mismos tipos que (a), además del tipo "franco" en la proximidad de la superficie. La leyenda muestra los símbolos asociados a la profundidad de los estratos numerados de acuerdo a la Tabla 5.3. Fuente: elaboración propia. | 128 |
| Figura 5.9 | Profundidad de los niveles piezométricos en los pozos de monitoreo (a) Taborda, (b) Nevado y (c) Zolotepec medidos durante el período comprendido entre febrero de 2011 y julio de 2012. Fuente: elaboración propia. | 130 |
| Figura 5.10 | Comparación entre los valores observados de contenido de humedad, θ , en el pozo de monitoreo Taborda, comparados con la respuesta del modelo generado en <i>Hydrus-1D</i> , para su calibración. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica. Fuente: elaboración propia..... | 135 |
| Figura 5.11 | Comparación entre los valores observados de contenido de humedad, θ , en el pozo de monitoreo Nevado comparados con la respuesta del modelo generado en <i>Hydrus-1D</i> para su calibración. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica. Fuente: elaboración propia. | 136 |
| Figura 5.12 | Comparación entre los valores observados de contenido de humedad, θ , en el pozo de monitoreo Zolotepec comparados con la respuesta del modelo generado en <i>Hydrus-1D</i> para su calibración. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica. Fuente: elaboración propia..... | 137 |
| Figura 5.13 | Precipitación y temperatura diaria durante el período comprendido entre el 1 de agosto de 2010 y el 31 de julio de 2011 en los pozos de monitoreo (a) Taborda, (b) Nevado y (c) Zolotepec. Fuente: elaboración propia. | 139 |
| Figura 5.14 | Índice de Vegetación Diferencial Normalizado, <i>NDVI</i> , y Radiación solar neta, R_n , diaria en los pozos de monitoreo (a) Taborda, (b) Nevado y (c) Zolotepec, durante el período comprendido entre el año 2010 y 2011 en donde el día uno corresponde al 1 de agosto y el día 365 al 31 de julio. Fuente: elaboración propia. | 140 |
| Figura 5.15 | Comparación en las magnitudes diarias de la evapotranspiración potencial, <i>ET_o</i> , por el método de FAO Penman-Monteith (Allen, 1998) y la evapotranspiración real, <i>ETR</i> , calculada a partir de la Ecuación 5.14 durante el período comprendido entre el 1 de agosto de 2010 y el 31 de julio de 2011 en los pozos de monitoreo (a) Taborda, (b) Nevado y (c) Zolotepec. Fuente: elaboración propia. | 141 |
| Figura 5.16 | Comparación entre los valores observados de flujo no saturado, q , en el pozo de monitoreo Taborda comparados con la respuesta del | |

| | | |
|-------------|--|-----|
| | modelo generado en <i>Hydrus-1D</i> para su verificación. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica; mientras que sus respectivos indicadores de ajuste se consignan en la Tabla 5.4. Fuente: elaboración propia..... | 145 |
| Figura 5.17 | Comparación entre los valores observados de flujo no saturado, q , en el pozo de monitoreo Nevado comparados con la respuesta del modelo generado en <i>Hydrus-1D</i> para su verificación. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica; mientras que sus respectivos indicadores de ajuste se consignan en la Tabla 5.4. Fuente: elaboración propia..... | 146 |
| Figura 5.18 | Comparación entre los valores observados de flujo no saturado, q , en el pozo de monitoreo Zolotepec comparados con la respuesta del modelo generado en <i>Hydrus-1D</i> para su verificación. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica; mientras que sus respectivos indicadores de ajuste se consignan en la Tabla 5.4. Fuente: elaboración propia..... | 147 |
| Figura 5.19 | Perfiles resultantes del modelo en el que se grafican (a) la presión de succión, h ; (b) el contenido de humedad, θ y (c) el flujo, q , en función de la profundidad correspondientes al pozo Taborda para seis valores de tiempo, t , a intervalos de 70 días a partir del día 15 de la simulación. Fuente: elaboración propia..... | 150 |
| Figura 5.20 | Perfiles resultantes del modelo en el que se grafican (a) la presión de succión, h ; (b) el contenido de humedad, θ y (c) el flujo, q , en función de la profundidad correspondientes al pozo Nevado para seis valores de tiempo, t , a intervalos de 70 días a partir del día 15 de la simulación. Fuente: elaboración propia..... | 151 |
| Figura 5.21 | Perfiles resultantes del modelo en el que se grafican (a) la presión de succión, h ; (b) el contenido de humedad, θ y (c) el flujo, q , en función de la profundidad correspondientes al pozo Zolotepec para seis valores de tiempo, t , a intervalos de 70 días a partir del día 15 de la simulación. Fuente: elaboración propia..... | 152 |
| Figura 5.22 | Comportamiento del gradiente de presión para evaluar la validez de la suposición de un gradiente de carga unitario para los pozos de monitoreo (a) Taborda, (b) Nevado y (c) Zolotepec. Fuente: elaboración propia. | 153 |
| Figura 5.23 | Precipitación promedio anual en la cuenca del valle de Toluca para el período comprendido entre el año 2002 y el 2010 con las series de datos completadas empleando la Ecuación 5.13. También se indica la localización de las estaciones meteorológicas. Fuente: elaboración propia..... | 155 |
| Figura 5.24 | Temperatura media, T_{med} , promedio anual en la cuenca del valle de Toluca para el período comprendido entre el año 2002 y 2010 con las series de datos completadas empleando las Ecuaciones 5.15 a 5.17. Fuente: elaboración propia. | 158 |

| | | |
|-------------|---|-----|
| Figura 5.25 | Promedio anual del Índice de Vegetación Diferencial Normalizado, <i>NDVI</i> , para el período comprendido entre los años 2002 y 2010 superpuesto con un mosaico de ortofotos de la zona (INEGI, 2009). Los rásters empleados se indican en la Tabla 5.8. Los recuadros z_1 , z_2 y z_3 se muestran amplificados en la Figura 5.26. Fuente: elaboración propia. | 160 |
| Figura 5.26 | Amplificaciones del Índice de Vegetación Diferencial Normalizado, <i>NDVI</i> , en las zonas (a) z_1 , (b) z_2 y (c), (d) z_3 de la Figura 5.25 Fuente: elaboración propia. | 161 |
| Figura 5.27 | Distribución espacial de la radiación solar neta, R_n , promedio anual generada a partir de la interpolación de los valores de R_n mensuales en las estaciones meteorológicas mostradas usando el programa informático <i>ETo calculator</i> (FAO, 2012) para el período de 2002 a 2010. Fuente: elaboración propia. | 164 |
| Figura 5.28 | Distribución de la evapotranspiración real, <i>ETR</i> , en el valle de Toluca calculado a partir de la Ecuación 5.14 cuyos coeficientes de ajuste, a_0 , a_1 y a_2 , se calibraron a partir de las mediciones de los instrumentos en los tres pozos de monitoreo de este trabajo. Fuente: elaboración propia. | 166 |
| Figura 5.29 | Uso del suelo en la cuenca del valle de Toluca. Además, se indica la ubicación de los pozos de monitoreo de este proyecto, así como las estaciones hidrométricas en los puntos de salida de sus respectivas áreas de captura identificadas en amarillo. Fuente: elaboración propia. | 169 |
| Figura 5.30 | Relación entre la escorrentía, Q , versus la precipitación, P , en las estaciones hidrométricas (a) 12543 y (b) 12373 desde octubre del año 1964 hasta septiembre de 1965. Además, se superponen las gráficas resultantes de aplicar el método del número de curva <i>SCS</i> (1985) (Ecuaciones 5.20 a 5.22). Fuente: elaboración propia. | 170 |
| Figura 5.31 | Distribución de la escorrentía promedio anual, Q , en el valle de Toluca indicando la localización de los pozos de monitoreo. Fuente: elaboración propia. | 171 |
| Figura 5.32 | Distribución de la Recarga promedio anual, R , en el valle de Toluca calculada a partir de las componentes de la Ecuación 5.12 determinadas a partir de las mediciones de los instrumentos en los tres pozos de monitoreo de este trabajo, sus correspondientes modelos de flujo en la zona vadosa, de datos hidrometeorológicos históricos y del <i>NDVI</i> medido por el satélite <i>TERRA</i> . También se muestra la distribución de los pozos de extracción. Fuente: elaboración propia. | 176 |

ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS

En esta tesis se siguen las siguientes convenciones de formato: cuando se trata de una abreviatura o acrónimo en español, el formato es el mismo que en su contexto; mientras que si se trata una unidad de medición, una variable o una palabra en inglés o en latín, se emplean cursivas. La excepción a estas convenciones ocurre en los nombres de las empresas citadas y en las matrículas de los componentes, casos en los que no se emplearon cursivas.

| | |
|--------------------------|---|
| APSO | aproximación polinomial de segundo orden |
| BH | balance hídrico |
| <i>cb</i> | centibar |
| <i>cm</i> | centímetro |
| <i>cm H₂O</i> | presión ejercida por una columna de un centímetro de agua |
| CAD | conversor analógico digital |
| CD | corriente directa |
| CONACyT | Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología |
| CONAGUA | Comisión Nacional del Agua |
| CGC-Québec/INRS | Comisión Geológica del Canadá, Recursos Naturales Canadá, División Québec |
| CP | columna de pruebas |
| CRHC | curva de retención de humedad característica |
| CRM | coeficiente de masa residual, <i>coefficient of residual mass</i> |
| <i>d</i> | índice de acuerdo |
| DOF | Diario Oficial de la Federación |
| EEPROM | <i>Electrically-Erasable Programmable Read-Only Memory</i> |
| EF | eficiencia del modelo, <i>modeling efficiency</i> |
| EMH | equipo de monitoreo hidrológico |
| EP | evaporación potencial |
| ET | evapotranspiración potencial |
| <i>et al.</i> | [latín:] <i>et alii</i> , y otros |
| ETo | evapotranspiración de referencia |
| ETR | evapotranspiración real |
| <i>f_{error}</i> | error en la frecuencia |
| FAO | <i>Food and Agriculture Organization of the United Nations</i> |
| FNF | fluctuación del nivel freático |
| <i>f_{VFO}</i> | frecuencia de salida del VFO |
| °C | grados Celsius |
| GPRS | <i>General Packet Radio Service</i> |

| | |
|-------------|---|
| H, ψ | potencial hidráulico total |
| h | como unidad, horas; como variable, potencial de presión |
| Hz | Hertz |
| h_z | potencial de presión (positivo) o de succión (negativo) |
| HELP | <i>Hydrologic Evaluation of Landfill Performance</i> |
| <i>i.e.</i> | [latín:] <i>id est</i> , esto es |
| INEGI | Instituto Nacional de Estadística y Geografía |
| I^2C | <i>Inter-Integrated Circuit</i> |
| kb | 1024 bits |
| kB | 1024 Bytes |
| km | kilómetro |
| kPa | kilopascal |
| L | litro |
| LDO | <i>low-Drop Out</i> |
| LCD | <i>Liquid Crystal Display</i> |
| LED | <i>light-emitting diode</i> |
| LP DAAC | <i>Land Processes Distributed Active Archive Center</i> |
| LWR-G | <i>lapse rate by weighted regression with Gaussian filter</i> |
| ly | Langley |
| MJ | Megajoule |
| NDVI | <i>Normalized Difference Vegetation Index</i> |
| m | metro |
| mA | miliamper |
| μc | microcontrolador |
| ME | <i>maximum error</i> |
| min | minuto |
| mL | mililitros |
| mm | milímetro |
| ms | milisegundos |
| mV | milivolt |
| NS | coeficiente de Nash-Sutcliffe |
| PC | computadora personal, <i>personal computer</i> |
| PSO | polinomio de segundo orden |
| R^2 | coeficiente de determinación |
| R_b | Resistencia eléctrica |
| RC | resistor-capacitor |
| REPDA | Registro Público de Derechos de Agua |
| RMSE | <i>root mean square error</i> |
| RTC | <i>Real Time Clock</i> |
| s | segundo, como unidad de tiempo |
| SCS | <i>Soil Conservation Service</i> |
| SIM | <i>Subscriber Identity Module</i> |
| SIG | sistema de información geográfico |
| SQL | <i>Structured Query Language</i> |
| T | temperatura |
| TC | terminales conductoras |
| TCP/IP | <i>Transmission Control Protocol/Internet Protocol</i> |

| | |
|-------------|--|
| <i>TDR</i> | <i>time domain reflectometry</i> |
| TP | tarjeta principal |
| θ | contenido de humedad |
| UAEM | Universidad Autónoma del Estado de México |
| UNESCO | <i>United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization</i> |
| <i>URL</i> | <i>Uniform Resource Locator</i> |
| <i>USB</i> | <i>Universal Serial Bus</i> |
| <i>USDA</i> | <i>United States Department of Agriculture</i> |
| UCP | unidad central de procesamiento |
| V | Volt |
| <i>VFO</i> | <i>variable frequency oscillator</i> |
| W | Watt |
| z | potencial de elevación |

PRODUCCIÓN ACADÉMICA

Durante el período en el que se desarrolló esta tesis doctoral se realizaron las siguientes publicaciones, y se obtuvieron los reconocimientos que se presentan a continuación.

Publicaciones en revistas arbitradas e indexadas

1. **Salas-García J., Gárfias J., Llanos H., Martel R. (2010)** *Diseño y aplicación de instrumentación para caracterización hidrometeorológica e hidrogeológica.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Vol. 62, núm. 2, 2010, p. 233-247.
2. **Salas-García J., Gárfias J., Llanos H., Martel R. (2011)** *Modelo numérico 1D de la dinámica de infiltración en la zona no saturada, acuífero del valle de Toluca.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas Vol. 28, núm. 1, 2011, p. 147-160.
3. **Salas-García J., Gárfias J., Llanos H. y Martel R. (2012)** *A low cost Automated Test Column to estimate physical parameters in an unsaturated porous medium.* Sometido a Groundwater Monitoring and Remediation Journal (ISSN: 1745-6592).
4. **Salas-García J., Gárfias J., Llanos H. y Martel R. (2012)** *Development of an in-situ instrumentation to measure physical parameters for vadose zone monitoring.* Sometido a Groundwater Monitoring and Remediation Journal (ISSN: 1745-6592).

Congresos

1. **Salas-García J., J. Gárfias, H. Flores-Ramírez (2010)** *Diseño de una columna experimental automatizada para el monitoreo del flujo en un medio no saturado”* en el congreso 2nd IWA Mexico National Young Water Professionals Conference. Querétaro, México, 12 al 14 de abril, 2010.
2. **Salas-García J., J. Gárfias, H. Flores-Ramírez (2010)** *Análisis del flujo en un medio poroso no saturado mediante una columna de pruebas”* X Congreso Latinoamericano de Hidrogeología, Caracas, Venezuela, 18 al 21 de octubre de 2010.
3. **Salas-García J., J. Gárfias, R. Martel (2011)** *Instrumentación automatizada de bajo costo para medir el flujo de agua en la zona vadosa empleando un pozo de monitoreo.* Congreso Nacional de Aguas Subterráneas (CONAS), San Juan del Río, Querétaro, México, 14 al 17 de noviembre de 2011.

4. **Llanos-Acebo, H., Salas-García, J. Gárfias-Soliz, J. (2011)** *Análisis de la Infiltración en la Zona no Saturada Fracturada del Acuífero del Valle de Toluca, México.* En Estudios en la Zona No Saturada del Suelo (José Martínez y Nilda Sánchez, eds.), vol.: 10 ZNS'11, p. 97-102. Ed.: .Universidad de Salamanca y Centro Hispanoluso de Investigaciones Agrarias, Salamanca (ISBN: 978-84-694-6642-1).
5. **Salas-García J., J. Gárfias, R. Martel (2012)** *Diseño y calibración de instrumentos para medir y transmitir a Internet los valores de algunos parámetros hidrológicos en la zona vadosa.* Convención Nacional Geológica, Distrito Federal, México, 12 al 14 de noviembre de 2012.

Libros

1. **Salas-García J., J. Gárfias (2011)** *Instrumentación para generar un modelo 1D del flujo en la zona vadosa. Diseño de los equipos electrónicos, instalación e incorporación de los datos obtenidos en un modelo de infiltración 1D,* Editorial Académica Española (20-12-2011), ISBN: 978-3-8465-7140-8, 132 p.

Premios y reconocimientos

1. **Ganador del Primer lugar en la categoría Alta Tecnología** en el 8º concurso del Universitario emprendedor (2010) UAEM con el proyecto de negocios: *Electrovigia: el mundo del monitoreo.*
2. **Presea Ignacio Manuel Altamirano Basilio** (2011) como reconocimiento por haber obtenido el más alto promedio general al término de los estudios de Doctorado en Ciencias del Agua con 9.6142.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES

El agua juega un papel determinante en la composición y sustento de los organismos vivos. Por tal motivo, desde sus inicios, la localización de los asentamientos humanos depende en gran medida de la cercanía a fuentes de abastecimiento de este preciado líquido. Esto ha provocado que, con el paso del tiempo, la demanda de agua de buena calidad se haya incrementado a medida que la población mundial crece. En muchas regiones, la mayoría del agua proviene de acuíferos, hasta un 70% en Europa y Rusia, e incluso más en la parte norte de África y en el Medio Oriente (ESS, 2005; UNESCO, 2004). En consecuencia, sin el agua subterránea sería prácticamente imposible asegurar el abastecimiento de agua para el uso público, la agricultura y la industria.

La extracción intensiva del agua subterránea, así como su uso para satisfacer las necesidades humanas, presentan riesgos en su cantidad y calidad, respectivamente. Las posibilidades de su extracción varían de un sitio a otro, en función de las condiciones de la precipitación y de las características de los acuíferos. Sin embargo, en la mayoría de los lugares sólo durante una parte del año se reabastecen los acuíferos; a pesar de esto, se extrae durante todo el tiempo. Durante las últimas décadas, el agua subterránea se ha convertido en la fuente más importante de agua dulce del planeta, aportando alrededor de la tercera parte del consumo (UNESCO, 2004). Aunque, a menudo no considerada, la dinámica subyacente en el abastecimiento y la extracción del agua constituye una parte importante del ciclo hidrológico. Esto se debe a que está estrechamente relacionada con procesos climáticos y atmosféricos, así como con el régimen de cuerpos de agua superficiales, tales como ríos y lagos (ESS, 2005).

A fin de entender la problemática en términos de la cantidad de agua en un acuífero, es necesario destacar que del volumen total que ingresa a un acuífero, la mayor parte está determinada por una fracción de la precipitación; es decir, el volumen que se infiltra hasta incorporarse en la zona saturada. Dicha componente recibe el nombre de recarga de agua subterránea. Por consiguiente, para cuantificar esta componente es necesario considerar el efecto de la región comprendida entre la superficie del suelo y el nivel freático, es decir, la zona vadosa (Tindall *et al.*, 1999).

Históricamente, siempre ha existido una marcada diferencia entre el estudio de la zona vadosa y la zona saturada. Mientras que la ley de Darcy para flujo saturado fue propuesta alrededor de 156 años atrás (Darcy, 1856), la ecuación de Richards para flujo no saturado tiene tan solo unos 81 años (Richards, 1931). Aún en la actualidad se tiene un mayor número de investigaciones de la zona saturada. Sin embargo, la tendencia apunta a una integración de ambas zonas. La dificultad de dicha integración obedece a la complejidad matemática de las formulaciones de la zona vadosa, y a la tecnología necesaria para obtener en el campo los parámetros que describen la dinámica de los procesos que tienen lugar en dicha zona. Por citar un ejemplo, es mucho más sencillo determinar el nivel freático en estudios que involucran la zona saturada que la presión de succión de la zona vadosa o su contenido de humedad.

Hasta hace algunos años, se consideraba a la zona vadosa como simplemente una capa que retiene los contaminantes y protege el acuífero. Además, la mayoría de los estudios reportados en la literatura hacían especial énfasis en el flujo y transporte en la zona saturada, como lo refieren históricamente Rejani *et al.* (2008). Sin embargo, gradualmente, desde hace algunos años, se resalta la importancia de considerar procesos de flujo en la zona vadosa (Fox, 2004).

Varios investigadores han desarrollado teorías con el objetivo de explicar los procesos que ocurren en la zona vadosa. Se pueden agrupar en dos categorías principales: flujo de agua y transporte de contaminantes. El primero describe la forma en la que se desplaza el agua en el medio; mientras que el transporte está asociado a su composición física y química. En sus inicios, la mayoría de las investigaciones de flujo y transporte en el subsuelo se han desarrollado por líneas separadas. Recientemente, ha sido posible la

integración de los múltiples procesos debido, en gran parte, a la mayor capacidad computacional, a los avances en el desarrollo de los métodos numéricos y a un enfoque multidisciplinario (Jain *et al.*, 2004).

A pesar de lo anterior, se han desarrollado pocas investigaciones sobre sistemas naturales, limitándose en muchos casos a simulaciones ideales que no guardan relación alguna con la realidad que se está analizando. Lo anterior se debe a que la mayor parte de estos estudios se realizan a nivel teórico. De modo que, aunque representen importantes avances en la investigación, existe un desfase entre el desarrollo de técnicas y su aplicación a sistemas naturales concretos (Gárfias *et al.*, 2002; Abbasi y van Genuchten, 2004). Debido a la importancia que reviste la estimación de la recarga de un acuífero, se han adoptado diversos enfoques de estudio, algunos de los cuales consideran su relación con la zona vadosa.

1.2 ENFOQUES DE ESTUDIO PARA LA ESTIMACIÓN DE LA RECARGA DE UN ACUÍFERO

Para un manejo sustentable de los recursos hídricos, se requiere del conocimiento de los procesos que controlan el proceso de recarga (Mileham *et al.*, 2009). Dicho conocimiento también incluye la caracterización de la zona vadosa, dado que en ésta ocurren procesos de transporte y atenuación de contaminantes que influyen en la calidad del agua que llega al acuífero (Looney y Falta, 2000). La comprensión de estos procesos permite proponer alternativas con sustento teórico y práctico.

En la literatura se pueden encontrar una gran variedad de metodologías para estimar la recarga; a menudo, se clasifican en 1) directos o indirectos; 2) físicos, químicos o isotópicos; 3) basados en los análisis de las entradas, las salidas y la respuesta del acuífero; 4) basados en la zona vadosa o en la zona saturada; y 5) modelación numérica del flujo de agua. Si bien es cierto que algunos autores clasifican los enfoques de estudio de otras maneras, como en Scanlon *et al.* (2002) y Wendland *et al.* (2007), para los propósitos de este trabajo, éste es el criterio de clasificación que más se adapta a los planteamientos del mismo, en particular el quinto enfoque: modelación numérica del flujo de agua.

En la actualidad, el enfoque de modelación numérica ha cobrado más relevancia, sobre todo por los avances en la tecnología en términos de desarrollo de equipos para el monitoreo y la caracterización. Además, gracias a la mayor capacidad computacional, los datos obtenidos a partir de dicha instrumentación pueden ser integrados con mayor facilidad a un modelo numérico. Para incursionar en esta línea, es necesario generar un modelo conceptual e integrarlo en un modelo matemático; ambos deben estar enriquecidos por datos obtenidos experimentalmente, tanto en el laboratorio como en el campo.

A fin de representar de manera efectiva el proceso de la recarga, Winter *et al.* (2001) clasificaron los elementos hidrológicos que intervienen en dicho proceso en tres factores principales: clima, suelo y marco geológico. Con respecto al clima, la lluvia menos la evapotranspiración, posibilita la existencia del agua en la superficie; mientras que el suelo permite su infiltración y el entorno geológico determina la permeabilidad para el flujo más profundo. De modo que si las condiciones del clima y del suelo permiten al flujo de agua alcanzar el nivel freático a una tasa mayor que aquella a la cual puede transmitir la zona saturada, entonces la permeabilidad del entorno geológico controla la tasa de recarga. Esta situación puede resultar en un nivel freático relativamente somero, característico de países con numerosos estudios que incluyen a la zona vadosa, tales como Canadá y Estados Unidos (Sophocleous, 2000).

Los estudios para la cuantificación de la recarga de acuíferos se han realizado principalmente en zonas áridas o semiáridas; tales como son los trabajos efectuados en países del Mediterráneo (Dages *et al.*, 2009), Abú Dhabi (Al-Katheeri, 2008) y la India (Rejani *et al.*, 2008). Sin embargo, la tendencia actual apunta a realizar investigaciones en regiones con precipitaciones mucho más elevadas. Algunos ejemplos, son los trabajos que realizaron Mileham *et al.* (2009) en regiones con clima ecuatorial, o el estudio de caso en Brasil efectuado por Wendland (2007) y la metodología propuesta por Silva y Rushton (2007) para climas tropicales.

Algunas investigaciones similares a las citadas permiten tener una idea general del proceso de recarga en México (Cortes y Farvolden, 1989; Carrillo-Rivera, et al., 1996; Brouste y Dever, 1997; Segovia et al., 1999; Navarro de León et al., 2005; Carrera-Hernández y Gaskin 2008). Sin embargo, es necesario realizar estudios locales y

regionales sustentados con información del medio natural aplicados en modelos matemáticos.

En virtud de lo anterior, se requiere el planteamiento de una metodología que sea capaz de integrar los datos en su distribución espacial y temporal. Puesto que la cantidad de parámetros que se pueden incluir en la determinación de la recarga es directamente proporcional al costo, se requiere también que dicha metodología sea aplicable económica y tecnológicamente. Considerando estos elementos, el cálculo de la recarga potencial de agua subterránea planteado en esta tesis abarca dos aspectos cruciales: 1) el desarrollo de dispositivos capaces de monitorear parámetros hidrológicos y 2) la incorporación de dichos parámetros en un modelo numérico. A este respecto, es importante hacer la distinción entre calcular la recarga del acuífero del valle de Toluca y el alcance de esta tesis, que es desarrollar una metodología para estimarla.

1.3 PROBLEMÁTICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

En lo que respecta a investigaciones en México, los estudios en materia de flujo de agua y transporte de contaminantes se limitan en su mayoría a la zona saturada y no consideran procesos que tienen lugar en la zona vadosa. En consecuencia, la estimación de la recarga también adolece de esta omisión. Actualmente, la cuantificación de la recarga se realiza de acuerdo a la Norma Oficial Mexicana NOM-011-CNA-2000 (DOF, 2002), la cual se basa en un balance hídrico, cuya recarga total está determinada por la diferencia algebraica del cambio de almacenamiento en la unidad hidrogeológica menos el total de descargas. La misma norma presenta como alternativa el cálculo de la recarga de forma indirecta considerando coeficientes empíricos tales como el coeficiente de escurrimiento (DOF, 2002). Además, dicha norma no considera ningún efecto de la zona vadosa.

Lo anterior refleja la dependencia de la metodología oficial a la cantidad de datos del campo. Las deficiencias existentes en ambas se retroalimentan, porque la ausencia de datos no permite aplicar una metodología más precisa y el hecho de que esa metodología sea la oficial no promueve la determinación de un mayor número de parámetros que reproduzcan con mayor fiabilidad el sistema natural en cuestión.

Además, un estudio de caso publicado por la UNESCO apunta a uno de los problemas que experimenta la República Mexicana, a saber, la grave escasez de agua debido a la alta densidad de población y a su acelerado crecimiento, sobre todo en su parte central (UNESCO, 2006). Se han documentado varios casos alrededor de ciudades mexicanas (Back y Lesser, 1981; Alonso-Pérez *et al.*, 2003; Carrera-Hernández y Gaskin, 2008) una de las cuales es el objeto del presente estudio.

En la parte central de la República Mexicana se ubica la cuenca del valle de Toluca, en el interior del Estado de México, aproximadamente a 100 km al oeste del valle de México. En la Figura 1.1 se muestra el límite de la zona de estudio. Cabe señalar que en el polígono oficial del límite del acuífero, se considera un área de 2,738 km²; mientras que el área de estudio de este trabajo es de 2,116.76 km². Esta diferencia en los límites obedece a que en esta tesis se empleó el parteaguas natural de la cuenca con base a los datos de elevación del terreno, en lugar de limitar la zona de acuerdo a criterios legales.

Desde 1942, la zona de estudio ha provisto de agua potable a la zona metropolitana de la ciudad de México (Sabalcagaray, 1981; UAEM, 1993). Una serie de 236 pozos asociados a dicho sistema suministran en la actualidad unos 6 m³ · s⁻¹ de agua con destino a la ciudad de México, lo que equivale aproximadamente al 7 % del total de la demanda del valle de México (Legorreta, 1997). Dentro de la cuenca, existe una demanda significativa de agua para uso intensivo de carácter agrícola y para actividades industriales, como, por ejemplo, la prevista para el abastecimiento del corredor industrial localizado cerca de la ciudad de Toluca. Así mismo, no se deben olvidar las necesidades crecientes en esta materia de los diferentes municipios que habitan el valle de Toluca, los cuales dependen exclusivamente de los recursos subterráneos para el abastecimiento de agua potable.

La excesiva extracción del agua subterránea en la cuenca del valle de Toluca ha ocasionado el abatimiento del nivel freático, el cambio en las direcciones regionales del flujo subterráneo, la reversión de los gradientes hidráulicos verticales en el acuífero y la disminución progresiva de los caudales de manantiales de las regiones montañosas circundantes, llegándose en la mayor parte de los casos hasta su extinción (UAEM, 1993).

Además, el método de la Norma Oficial Mexicana presenta limitaciones severas en lo que concierne a las escalas espacial y temporal. Aunado a esto, en todas las cuencas hay una variación en la distribución de la precipitación y, en consecuencia, de la recarga. Por otra parte, la estimación de la recarga por el método de la norma mencionada no ofrece suficiente información de su magnitud en términos de su distribución espacial, lo cual está en conflicto con el hecho de que la recarga es un proceso heterogéneo en sus componentes espacial y temporal.

Otros factores, que son necesarios considerar en la cuantificación de la recarga de los acuíferos en la República Mexicana, involucran algunas características particulares que limitan la aplicación de ciertos criterios para la estimación de la recarga adoptados en países que han realizado sus propios estudios. Una de tales particularidades tiene que ver con la profundidad del nivel freático. En algunos países como Canadá, Estados Unidos y Holanda el nivel freático de los acuíferos se encuentra a una profundidad cercana a los cinco metros (Sophocleous, 2000); mientras que en México son del orden de decenas de metros. Como lo indica Romano y Giudici (2007), es importante considerar tanto el tipo de medio en la zona vadosa como la profundidad del nivel freático. Un estudio realizado por Mileham *et al.* (2009) indica que cuando la zona vadosa tiene un espesor mayor a 2.5, los efectos de la tasa de evaporación potencial, la humedad relativa y la temperatura comienzan a ser menos significativos en el porcentaje de recarga.

Actualmente, los trabajos en México que emplean la norma oficial para determinar la disponibilidad del agua subterránea, producen estimaciones de la recarga anuales que no reflejan su dinámica en términos de su heterogeneidad espacial y temporal. De hecho, la determinación de la recarga se hace de forma indirecta, como un término residual para equilibrar una ecuación de balance de masa. Una aportación de este trabajo consiste en el desarrollo de tecnología que permite la implementación de una red automática de monitoreo en tiempo real, de forma análoga a las estaciones meteorológicas automáticas, de tal modo que permita medir directamente la recarga a través del monitoreo automático de los parámetros físicos de la zona vadosa, con la posibilidad de ser escalable, es decir, que permita la extender su capacidad de medición para incluir a otros parámetros, aparte de los presentados en este trabajo.

1.4 OBJETIVO DE LA INVESTIGACIÓN

Objetivo general

El objetivo principal de esta tesis es mejorar el entendimiento de la distribución espacial y temporal de la recarga potencial en un acuífero, con énfasis especial en la caracterización hidrogeológica de la zona vadosa, así como su relación con el flujo de agua mediante el desarrollo de tecnología eficiente y de bajo costo para monitorear parámetros físicos característicos de la zona vadosa de forma continua, con la posibilidad de descargar los datos medidos de forma local o remota. A fin de lograr dicho objetivo, las actividades de esta investigación se dividen en objetivos particulares. Cada uno de ellos corresponde unívocamente a los capítulos 2 a 5, según se describe en la sección 1.5.

A fin de entender cómo los objetivos particulares convergen hacia el objetivo general, conviene entender a grandes rasgos el esquema metodológico de esta investigación en función de las necesidades que plantea cada etapa. Como se indicó en el párrafo anterior, en esencia, el objetivo general de esta tesis consiste en calcular la distribución espacial de la recarga a escala regional. Esta regionalización se realizó mediante una ecuación de balance de masa, que requirió de una calibración, empleando tres puntos de la cuenca del valle de Toluca. A su vez, la información de dichos puntos se obtuvo de un modelo numérico, cuyos datos de entrada se tuvieron que medir en el campo. Puesto que los datos requeridos debían ser medidos con una frecuencia temporal diaria, y en el interior de la zona vadosa, sería prácticamente imposible que un ser humano realizara tales mediciones. Por eso fue necesario construir una serie de equipos que midieran en el campo permanentemente la información requerida. Sin embargo, antes de emplear los equipos en el campo, fue necesario probarlos bajo condiciones controladas en el laboratorio, por lo que se requirió de la construcción de otro equipo capaz de reproducir las condiciones de la zona vadosa. Además, los datos del equipo construido en el laboratorio se emplearon en un modelo para ver si la instrumentación era capaz de proveer los datos necesarios para la simulación de la infiltración de agua, asegurando de este modo, que los datos de los equipos instalados en el campo permitieran incorporarse en un modelo numérico a una escala mayor.

Con esta panorámica del marco metodológico de esta tesis, es más fácil comprender cómo los objetivos particulares, que se enlistan a continuación, contribuyen al cumplimiento del objetivo general.

Objetivos particulares

- Diseñar un dispositivo capaz de monitorear el perfil del flujo de agua en una columna con un medio poroso no saturado de manera automática y programable en función de tres parámetros: el contenido de humedad, la presión de succión y el flujo vertical de agua en distintas secciones transversales a escala de laboratorio.
- Generar un modelo matemático para la estimación del flujo vertical de agua en una columna con un medio poroso no saturado de manera automática y programable en función de dos variables obtenidas experimentalmente: el contenido de humedad y la presión de succión.
- Diseñar un dispositivo capaz de monitorear el perfil del flujo de agua en un pozo de monitoreo en función de tres variables obtenidas en el campo: el contenido de humedad, la presión de succión y el flujo vertical de agua en distintas secciones transversales; en donde dichas variables provienen de la caracterización hidrogeológica y de la instrumentación instalada en un pozo de monitoreo.
- Generar un modelo matemático para la estimación de la recarga local en función del contenido de humedad y el flujo de agua en secciones transversales en la zona vadosa a partir de la caracterización hidrogeológica y la instrumentación instalada en tres pozos de monitoreo representativos en el valle de Toluca, cuyos parámetros calibrados permitan calcular la recarga potencial a escala regional.

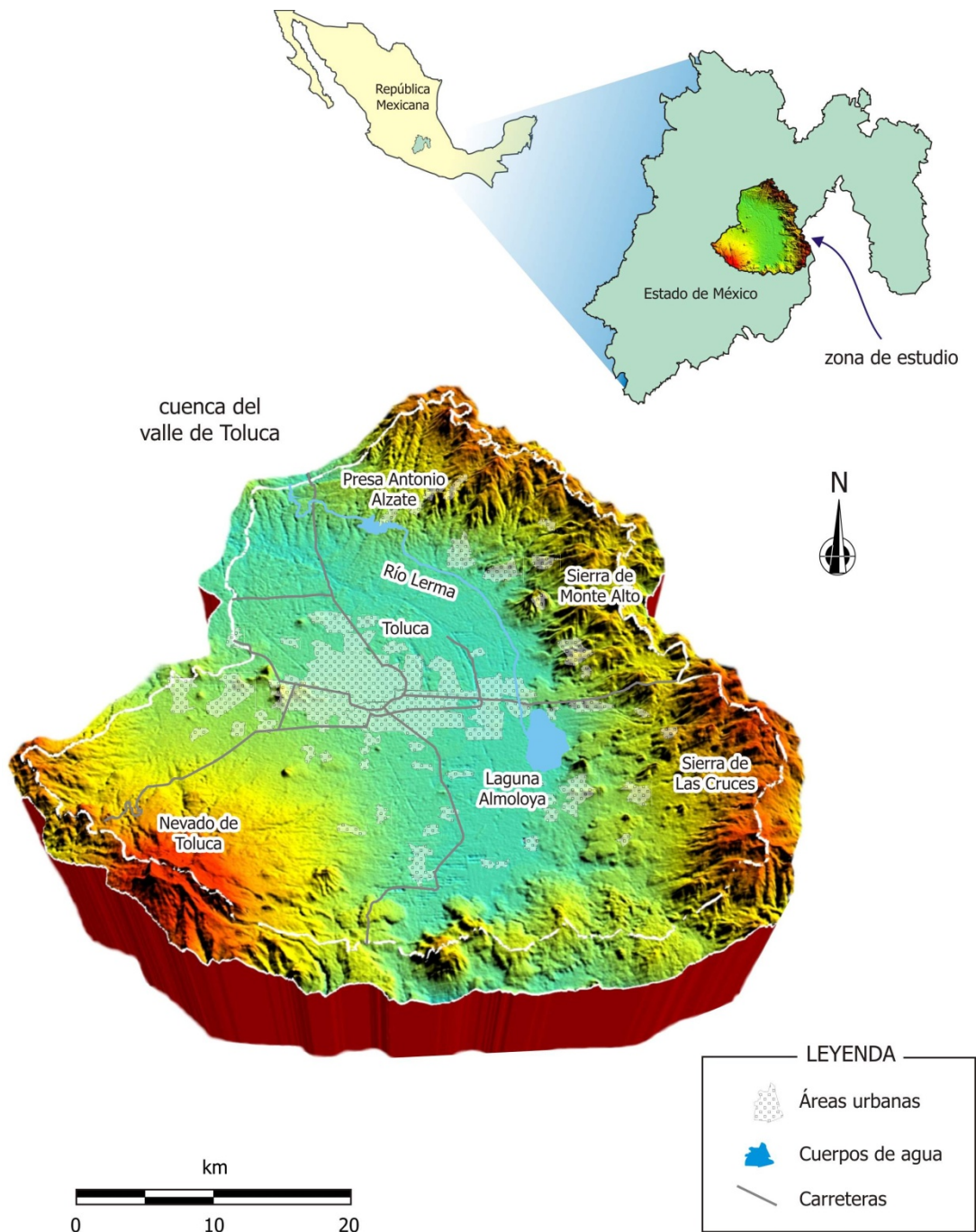


Figura 1.1 Contexto nacional y estatal de la zona de estudio. Se puede apreciar la cuenca del valle de Toluca con los principales volcanes y montañas que la rodean. Fuente: elaboración propia.

1.5 ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

Esta tesis contiene seis capítulos, cuatro de los cuales están escritos en un formato de manuscrito. Es decir, cada uno de los capítulos 2 a 5 está redactado como un documento independiente para someterse a un proceso de arbitraje y publicación como un artículo o bien, como un reporte técnico. En consecuencia, esto resulta en la repetición de algunos puntos en el material de introducción de algunos capítulos. Como se mencionó antes, el objetivo de esta tesis es, en esencia, mejorar el entendimiento de la distribución espacial y temporal de la recarga potencial en un acuífero a través del desarrollo de equipos de medición de algunos parámetros de la zona vadosa. A continuación, se describe sucintamente el modo en que cada capítulo contribuye a alcanzar este objetivo.

Antes de aventurarse a la instalación de los dispositivos para estimar la recarga potencial en los pozos de monitoreo perforados en el marco de este proyecto, fue necesario probar dicha instrumentación a una escala de laboratorio. De ahí surgió la necesidad de diseñar un dispositivo capaz de monitorear el perfil del flujo de agua en una columna con un medio poroso no saturado de manera automática y programable en función de tres variables: el contenido de humedad, la presión de succión y el flujo vertical de agua. Este objetivo particular se aborda en el capítulo 2, en el que se describe el diseño de una columna de pruebas (CP) de infiltración automatizada para el monitoreo del flujo de agua en un medio no saturado. El contenido del capítulo se centra en las características estructurales y funcionales del sistema, en su programación, calibración, así como su proceso operativo.

En el capítulo 3 se presenta la simulación del flujo de agua a través de un medio no saturado en la CP desarrollada en el capítulo 2. Los datos de entrada al modelo incluyen dos parámetros físicos obtenidas experimentalmente: el contenido de humedad y la presión de succión. Para ilustrar las posibilidades que ofrece esta CP, se presenta un análisis comparativo de dos simulaciones realizadas en el programa *Hydrus-1D*, que describen el flujo de agua en un medio no saturado. Se muestra el modo en el que los datos obtenidos a partir de la instrumentación descrita en el capítulo 2 se integraron en los modelos comparados. Así, presenta un esquema de modelación unificado de todos los componentes que constituyen la CP.

Una vez que la instrumentación de la CP fue calibrada, y el comportamiento de los parámetros que mide fue satisfactoriamente simulado, se presenta su adaptación del laboratorio a las condiciones del campo en el capítulo 4. En este se muestra el diseño de un conjunto de equipos de medición y transmisión de datos para estimar el flujo de agua en la zona vadosa mediante pozos de monitoreo. De este modo, satisface el objetivo particular de diseñar un dispositivo capaz de monitorear el perfil del flujo de agua en un pozo de monitoreo en función de tres parámetros obtenidos en el campo: el contenido de humedad, la presión de succión y el flujo de agua vertical en secciones transversales; en donde dichas variables provienen de la caracterización hidrogeológica y de la instrumentación instalada en la zona vadosa de tres pozos de monitoreo. Ese capítulo incluye el diseño y la calibración de los instrumentos construidos; además, presenta su esquema de instalación, así como el módulo para transmitir los datos de forma remota mediante un enlace de telefonía celular.

Finalmente, en el capítulo 5, se abordó el objetivo de estimar la recarga potencial. Con este fin, los resultados de la instrumentación instalada en los tres pozos de monitoreo, perforados en el valle de Toluca para este proyecto, se integraron en un modelo numérico para determinar puntualmente la recarga potencial. A su vez, estos resultados puntuales permitieron calibrar algunos parámetros para hacer extensiva la estimación de la recarga potencial a todo el valle de Toluca. Para lograrlo, se emplearon datos meteorológicos, hidrométricos y de teledetección satelital de tal modo que se obtuvo una distribución discretizada de la magnitud de la recarga potencial en el valle de Toluca.

REFERENCIAS

- Abbasi, F., Feyen, J. y van Genuchten, M. T., 2004, *Two-dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: Model calibration and validation*. Journal of Hydrology, 290 (1-2): 63-79.
- Al-Katheeri, E. S., 2008, *Towards the establishment of water management in Abu Dhabi Emirate*. Water Resources Management, 22 (2): 205-215.
- Alonso-Pérez, F., Ruiz-Luna, A., Turner, J., Berlanga-Robles, C. A. y Mitchelson-Jacob, G. 2003. *Land cover changes and impact of shrimp aquaculture on the landscape in the Ceuta coastal lagoon system, Sinaloa, Mexico*, Ocean & Coastal Management, 46 (6-7): 583-600.

- Back, W. y Lesser, J. M., 1981, *Chemical constraints of groundwater management in the Yucatan peninsula, Mexico*, Journal of Hydrology, 51 (1-4): 119-130.
- Brouste, L., Marlin, C. y Dever, L., 1997, *Geochemistry and residence time estimation of groundwater from the upper aquifer of the Chihuahua Desert (Comarca Lagunera, northern Mexico)*, Applied Geochemistry, 12 (6): 775-786.
- Carrera-Hernández, J. J. y Gaskin, S.J., 2008, *Spatio-temporal analysis of potential aquifer recharge: Application to the basin of Mexico*, Journal of Hydrology, 353, (3-4): 228-246.
- Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A. y Moss, D., 1996, *Importance of the vertical component of groundwater flow: A hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosi, Mexico*, Journal of Hydrology, 185 (1-4): 23-44.
- Cortes, A. y Farvolden, R. N. 1989, *Isotope studied of precipitation and groundwater in the Sierra de las Cruces, Mexico*, Journal of Hydrology, 107(1-4): 147-153.
- Dages, C., Voltz, M., Bsaibes, A., Pravot, L., Huttel, O., Louchart, X., Garnier, F. y Negro, S. 2009, *Estimating the role of a ditch network in groundwater recharge in a Mediterranean catchment using a water balance approach*, Journal of Hydrology, 375 (3-4): 498-512.
- Darcy, H., 1856, *Fontaines publiques de la ville de dijón*, Libraire des Corps. Impériaux des Ponts et Chaussées et des Mines, Paris: 590–594.
- DOF, 2002, *Norma Oficial Mexicana NOM-011- CNA-2000, Conservación del recurso agua que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales*, Diario Oficial de la Federación, 17 de abril de 2002.
- ESS, 2005. *Groundwater-reservoir for a thirsty planet?* Earth Sciences for Society. [Último acceso: 30 de junio de 2010] en <http://www.yearofplanetearth.org/content/downloads/Groundwater.pdf>, 16 p.
- Fox, G. A., 2004. *Evaluating stream depletion analytical solutions using field data from a stream/aquifer analysis test*, Journal of American Water Resources Association, 40 (3): 755–763.
- Gárfias J., Franco, R. y Llanos, H., 2002, *Análisis de la vulnerabilidad intrínseca y su adecuación mediante un modelo de flujo con trazado de partículas para evaluar la vulnerabilidad del acuífero del curso alto del Río Lerma, Estado de México*, Revista Latino-Americana de Hidrología, 2: 115-126.
- Jain, S. K., Singh, V. P. y van Genuchten, M. T., 2004, *Analysis of soil water retention data using artificial neural networks*, Journal of Hydrologic Engineering, 9 (5): 415-420.
- Legorreta, J., 1997, *Agua de la lluvia, la llave del futuro en el valle de México*, La Jornada Ecológica, año 5, No. 58, p. 1-12.
- Looney, B. B. y Falta, R. W., 2000, *Vadose zone. Science and Technology Solutions*, Battelle Press, E.U.A. (dos volúmenes).

- Mileham, L., Taylor, R. G., Todd, M., Tindimugaya, C. y Thompson, J., 2009, *The impact of climate change on groundwater recharge and runoff in a humid, equatorial catchment: Sensitivity of projections to rainfall intensity*, Hydrological Sciences Journal, 54 (4): 727-738.
- Navarro de León, I., Gárfias-Soliz, J. y Mahlkecht, J., 2005, *Groundwater flow regime under natural conditions as inferred from past evidence and contemporary field observations in a semi-arid basin: Cuenca de la Independencia, Guanajuato, México*, Journal of Arid Environments, 63, (4): 756-771.
- Rejani, R., Jha, M. K., Panda, S. N. y Mull, R., 2008, *Simulation modeling for efficient groundwater management in balasore coastal basin, India*, Water Resources Management, 22 (1): 23-50.
- Richards, L. A., 1931, *Capillary Conduction of Liquids Through Porous Medium*: Journal of Physics, 1:318-333.
- Romano, E. y Giudici, M., 2007, *Experimental and modeling study of the soil-atmosphere interaction and unsaturated water flow to estimate the recharge of a phreatic aquifer*. Journal of Hydrologic Engineering, 12 (6): 573-584.
- Sabalcagaray, M. D., 1981, *Érase una vez Chignahuapan: la primera de las tres Lagunas de Lerma*, Boletín del Archivo General del Estado de México, Toluca, México, No. 9.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W. y Cook, P. G. 2002. *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*, Hydrogeology Journal, 10 (1): 18-39.
- Segovia, N., Tamez, E., Peña, P., Carrillo, J., Acosta, E., Armienta, M. A. y Iturbe, J. L., 1999, *Groundwater flow system in the valley of toluca, mexico: An assay of natural radionuclide specific activities*, Applied Radiation and Isotopes, 50 (3): 589-598.
- Silva, C. S. y Rushton, K. R., 2007, *Groundwater recharge estimation using improved soil moisture balance methodology for a tropical climate with distinct dry seasons*, Hydrological Sciences Journal, 52 (5):1051-1067.
- Sophocleous, M., 2000, *The origin and evolution of safe-yield policies in the Kansas groundwater management districts*, Natural Resources Research, 9 (2): 99-110.
- Tindall, J. A.; Kunkel, J. R., y Anderson D. E., 1999, *Unsaturated Zone Hydrology for Scientists and Engineers*: Prentice Hall, U.S.A, 624 p.
- UAEM, 1993. *Problemática Ambiental de los Recursos hídricos en la Cuenca Alta del Río Lerma*. Seminario Ambiental sobre el Ambiente, 1:170-181.
- UNESCO, 2004, *Groundwater Resources of the World and their Use*. IHP-VI, Series on Groundwater, No. 6. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, 346 p.

- UNESCO, 2006, *Water: a shared responsibility. The United Nations World Water Development Report 2*, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, consultado el 30 de junio de 2010, en “<http://unesdoc.unesco.org/images/0014/001444/144409e.pdf>”, 52 p.
- Wendland, E., Barreto, C. y Gomes, L. H., 2007, *Water balance in the Guarani Aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring*, *Journal of Hydrology*, 342. (3-4): 261-269.
- Winter, T. C., Rosenberry, D. O., Buso, D. C. y Merk, D. A., 2001, *Water source to four U.S. wetlands*, Implications for wetland management, *Wetlands*, 21 (4): 462-473.

2. DISEÑO DE UNA COLUMNA DE PRUEBAS DE INFILTRACIÓN AUTOMATIZADA PARA EL MONITOREO DEL FLUJO EN UN MEDIO NO SATURADO

1.1 INTRODUCCIÓN

Una gran cantidad de problemas de la hidrogeología, en mayor o en menor medida, requieren de la cuantificación de ciertos parámetros de la zona no saturada. Algunos ejemplos son estudios relacionados con la optimización del riego en la agricultura, el establecimiento de perímetros de protección, así como la evaluación del flujo de agua y el transporte de contaminantes. Sin embargo, los métodos disponibles para obtenerlos son a menudo difíciles de usar y consumen mucho tiempo (Angulo-Jaramillo *et al.*, 2000). Otro problema es, sin lugar a dudas, la heterogeneidad del medio (Hunt, 2005). Lo anterior ha impulsado el desarrollo de modelos numéricos orientados a la obtención de parámetros difíciles de cuantificar experimentalmente a partir de otros de más fácil obtención (Leij *et al.*, 2005; Minasny y McBratney, 2007; Blank *et al.*, 2008; Fu y Jin, 2008; Mikhailov, 2008; Mollerup *et al.*, 2008; Gribb *et al.*, 2009).

Para solucionar el problema relacionado con el tiempo que consumen ciertas pruebas, se han desarrollado dispositivos automáticos que permiten la evaluación de parámetros, en algunos casos simultáneamente, por períodos prolongados. Los dispositivos más comunes son los infiltrómetros y los permeámetros automatizados (Ankeny *et al.*, 1988; Corapcioglu y Choi, 1996; Casey y Derby, 2002; Johnson *et al.*, 2005; Madsen y Chandler, 2007; Masrouri *et al.*, 2008). A pesar de la utilidad que presentan ciertos dispositivos empleados en la superficie del suelo como los discos de tensión y los infiltrómetros de anillos

concéntricos, con frecuencia se requiere más información que la proporcionada por estos equipos.

De modo que es necesario el empleo de diversos dispositivos, que permitan, entre otros aspectos, analizar las propiedades geohidrológicas en la zona no saturada. Estos incluyen sistemas cuyas dimensiones van desde unos cuantos milímetros para analizar su estructura con rayos X (Ahrenholz *et al.*, 2008), hasta dispositivos de irrigación enterrados en parcelas experimentales con una gran cantidad de sensores (al Hagrey *et al.*, 1999).

En el estudio de Masrouri *et al.* (2008) se presenta una revisión exhaustiva del estado del arte de las técnicas de laboratorio disponibles para estimar características físicas de la zona no saturada. Esta síntesis incluye 142 referencias clasificadas en 9 categorías de acuerdo a la técnica de medición: 1) tensiómetros, 2) sensores de resistividad eléctrica y térmica, 3) papel filtro, 4) higrómetros, 5) platos de presión, 6) técnicas por centrifugación, 7) ósmosis, 8) equilibrio de vapor y 9) columnas de suelo. Este capítulo pertenece a la última categoría, es decir, dispositivos que incluyen columnas con un medio poroso para su análisis en el laboratorio.

En todos los casos, el objetivo de cada investigación determina las características estructurales y funcionales de la instrumentación empleada. Sin embargo, una gran cantidad de instrumentos comparten una característica en común: requieren un monitoreo constante. En este sentido, son representativos los trabajos reportados en Masrouri *et al.* (2008), así como aquellos en los que se estudia el transporte bacteriano (Mosaddeghi *et al.*, 2010), la disolución de compuestos (Kuechler *et al.*, 2004; Evans y Banwart, 2006), el transporte de contaminantes (Kamra *et al.*, 2001; Lessoff e Indelman, 2004), el rastreo de trazadores (Alaoui y Goetz, 2008), o la evapotranspiración (Zarei *et al.*, 2009). Esto se debe a que la instrumentación instalada está integrada por varios equipos que requieren la atención constante del investigador para almacenar las lecturas, además de controlar los parámetros de operación. Por otra parte, existen trabajos que incluyen equipos automatizados para realizar los procesos experimentales (Nützmann *et al.*, 2002). Sin embargo, el ahorro en tiempo a menudo es directamente proporcional al costo.

Una limitante en el uso de equipos para la estimación de los parámetros de medios no saturados es su costo de adquisición, importación, operación y mantenimiento. Aunque cada investigación demanda distintos grados de exactitud y precisión en los equipos, con cierta frecuencia se emplean valores de parámetros basados en la literatura, y no en mediciones directas o indirectas del medio en cuestión. Lo anterior presenta una incertidumbre mayor que la resultante de emplear equipos con una menor exactitud y, por ende, menos costosos. Por lo tanto, este capítulo se circunscribe al desarrollo de un equipo con el objetivo de monitorear el perfil del flujo de agua en una columna con un medio poroso no saturado, de manera automática y programable, en función de tres parámetros: contenido de humedad, presión de succión y flujo de agua en fase líquida en distintas secciones transversales de una columna de pruebas (CP).

1.2 MATERIALES Y MÉTODOS

1.2.1 Componentes de la Columna de Pruebas (CP)

En la Figura 2.1 se presenta un diagrama del dispositivo desde un punto de vista funcional en el que se pueden apreciar de forma esquemática los elementos que constituyen la CP. El dispositivo consiste básicamente en una columna de acrílico de 5 *milímetros (mm)* de espesor, 12.7 *centímetros (cm)* de diámetro y 1.15 metros (*m*) de altura que se llena con un medio poroso homogéneo. Posee una bomba para verter agua en la parte superior del medio. Ésta procede de un contenedor con una capacidad de 5 litros (*L*). En la parte superior se encuentra una válvula que regula el flujo de aire entrante, mismo que resulta de la presión de vacío aplicada en la parte inferior de la columna. Para estimar la cantidad de agua que sale del sistema por efecto de evaporación se cuenta con una báscula.

En el interior de la columna, se halla un conjunto de sensores que permiten la caracterización del flujo del líquido en función del tiempo. Cuatro sensores que miden la resistividad eléctrica detectan el avance del frente de humedad. Estos consisten en dos electrodos de cobre, cada uno de 8 *cm* de largo y 3 *mm* de diámetro separados entre sí una distancia de 5 *mm*. Además, se incluye un bloque de yeso en su parte central que contiene un par de electrodos de cobre como los descritos previamente. El yeso disminuye las

diferencias entre lecturas en tipos de suelo con distinto grado de salinidad y le da más estabilidad a las lecturas (MEA, 1998).

Para medir el perfil de succión en el interior de la CP, existen dos tensiómetros. Cada uno está constituido por un sensor de presión diferencial conectado a un tubo que entra en contacto con el medio a través de un disco de cerámica porosa.

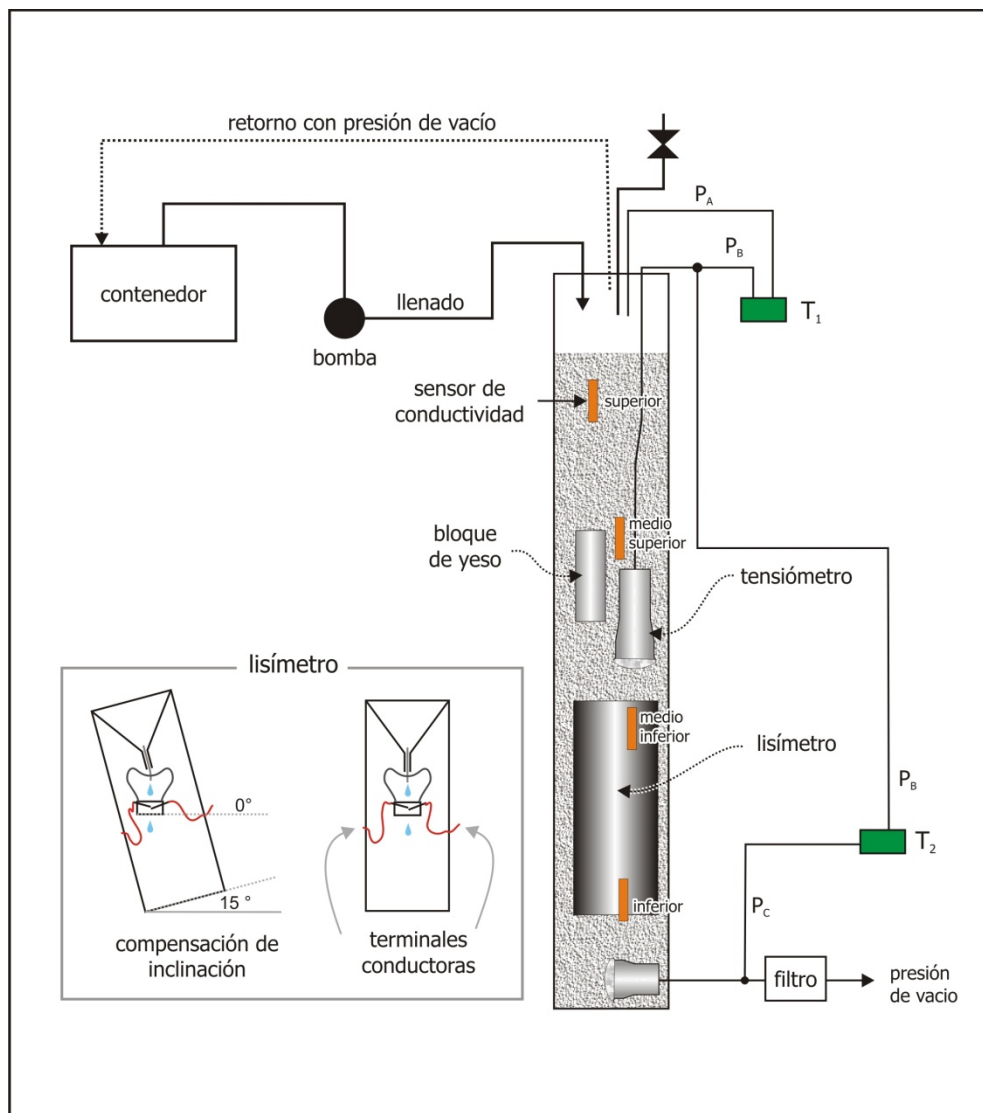


Figura 2.1 Diagrama esquemático que muestra las principales componentes de la columna de pruebas (CP). Fuente: elaboración propia.

La diferencia entre la presión atmosférica P_A y la existente en la parte media de la columna, P_B se mide a través del transductor de presión diferencial, T_1 , mientras que la diferencia entre las presiones P_B y la succión procedente de una bomba de vacío, P_C , se mide el transductor T_2 . El rango de medición de ambos sensores es de 70 *kilopascuales* (*kPa*).

El lisímetro instalado en la CP (Figura 2.1) consiste en un embudo en cuya salida se encuentra acoplada un material sintético hidrofílico que conduce el agua capturada hacia una apertura acotada por dos terminales conductoras (TC) que, al caer una gota, cierran un circuito eléctrico acoplado a un microcontrolador que contabiliza el número de gotas que ingresan al área de captura del embudo. Es de interés mencionar que el diseño de este lisímetro toma en cuenta un posible error en la inclinación durante el proceso de instalación de hasta 15° . Esto se debe a que el material sintético que conduce el agua del embudo hasta las TC es el que sostiene el soporte del que pende un anillo con dichas terminales. De ese modo, aunque el exterior del lisímetro se halle inclinado, por gravedad el sistema del interior se orienta para que las gotas caigan en el centro de las TC.

1.2.2 Programación y funcionamiento de la CP

En la Figura 2.2 se presenta un diagrama esquemático de los recursos del microcontrolador PIC16F887 (Microchip, 2003) y su relación con los elementos descritos en la sección precedente. Los puertos D y E controlan a la pantalla *LCD* (*Liquid Crystal Display*). Mediante ésta y los 3 botones conectados al puerto B, se establece el intervalo de muestreo, para lo cual se emplea un reloj externo. La comunicación en serie entre el PIC16F887 y el reloj con matrícula DS1302 (Maxim, 2008) se establece mediante tres líneas del puerto C. La unidad central de procesamiento (UCP) almacena los datos de los sensores en su memoria *flash*; mientras que en la memoria *EEPROM* se almacenan los parámetros de operación.

La medición de los sensores de resistividad eléctrica y del bloque de yeso emplean los mismos recursos electrónicos, por lo que el valor de la resistencia eléctrica, R_b , tanto de los sensores de resistividad como del bloque de yeso, se mide a través de la frecuencia, f_{VFO}

(*variable frequency oscillator*), resultante de un circuito con matrícula NE555 configurado como multivibrador biestable de acuerdo a la ecuación:

$$f_{VFO} = \frac{1.44}{C (R_a + 2R_b)}, \quad (2.1)$$

donde C es el valor fijo del capacitor de carga y descarga, R_a el valor de un resistor fijo y R_b es el valor de resistividad eléctrica que varía en función de la humedad. Mediante el multiplexor analógico (Figura 2.2) se conectan secuencialmente los sensores de resistividad y el bloque de yeso al oscilador, obteniéndose así los respectivos valores de f_{VFO} . Este método presentó tres ventajas principales. Permitió medir la resistencia eléctrica aplicando una corriente alterna durante 25 milisegundos (ms) lo que impide la producción de gases en los electrodos (MEA, 1998). En segundo lugar, aseguró que los valores de C y R_a en la Ecuación 2.1 sean los mismos, de modo que f_{VFO} depende exclusivamente de la variación de R_b en todas las determinaciones. Por último, se optimizó la cantidad de componentes, de tal manera que, en lugar de emplear un multivibrador NE555 para cada sensor de resistividad eléctrica, se emplea uno solo para todos.

A fin de determinar la presión de succión en los tensiómetros, se requirió una etapa de amplificación para cada uno de los sensores de presión diferencial. La tensión eléctrica a la salida de los amplificadores se ajustó para estar en un rango de 0 a 5V. Esta señal ingresa a un conversor analógico digital (CAD) para su procesamiento.

La señal procedente de las TC en el lisímetro requirió de un acondicionamiento antes de ingresar al segundo PIC16F887. Este acondicionamiento consiste en una etapa de amplificación y de un filtro pasabajos analógico. La frecuencia de corte superior es de 50 *Hertz* (Hz) para eliminar el ruido de la línea de alimentación de 60 Hz . Puesto que una gota tarda en atravesar las TC alrededor de 50 ms , la frecuencia de goteo está en torno a los 20 Hz , valor que está dentro del rango aceptado por el filtro. La señal analógica acondicionada ingresa al CAD de un segundo PIC16F887. La función de éste último es evaluar si las señales de las TC corresponden a una o más gotas. Por cada gota, el segundo PIC le envía al primero un pulso a través de la terminal *INT*, generando una interrupción momentánea en la secuencia del programa que éste ejecuta y así incrementar en una unidad

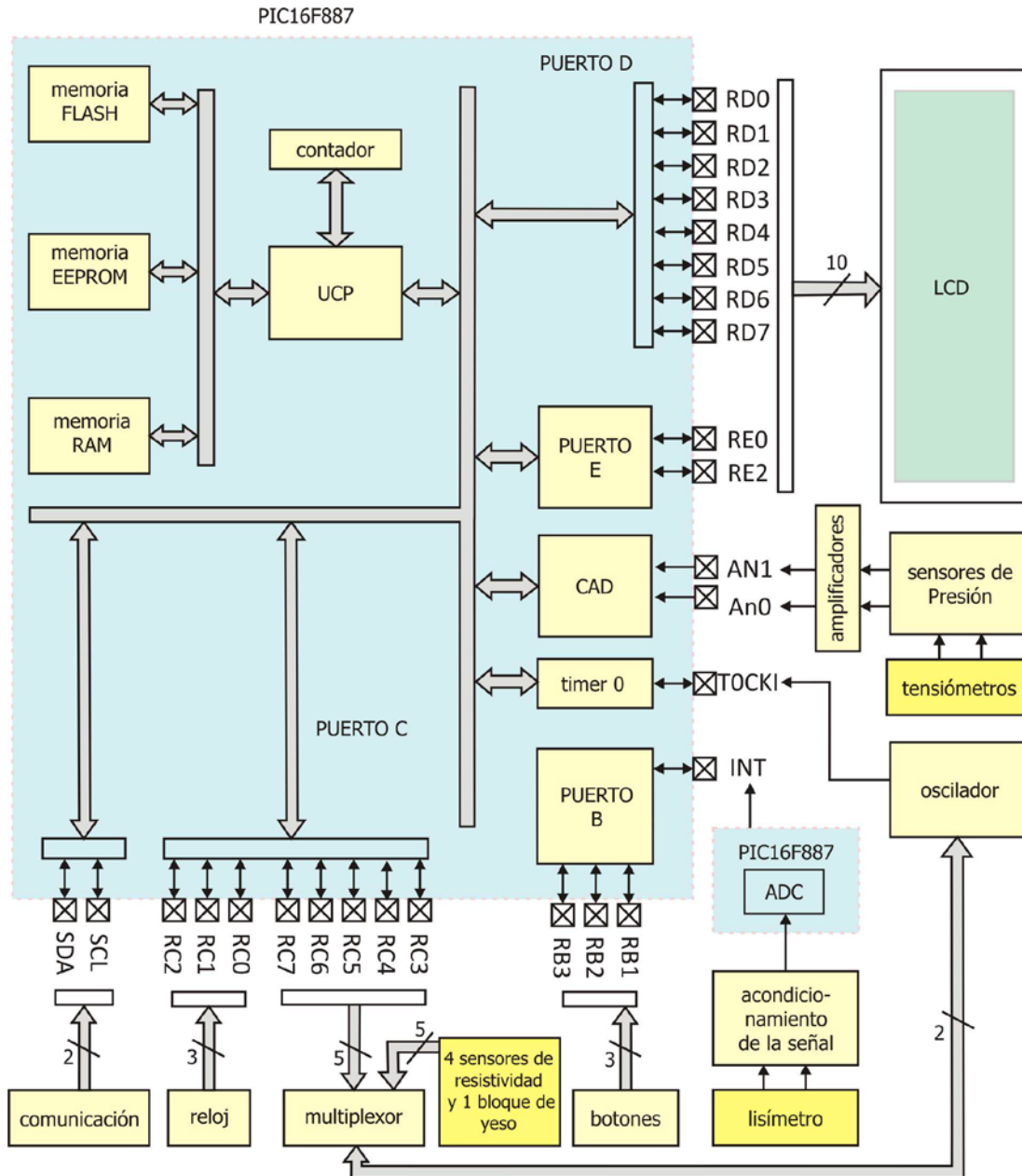


Figura 2.2 Recursos del microcontrolador PIC16F887 y su relación con los componentes del sistema electrónico de la CP. Fuente: elaboración propia.

un contador. El uso de 2 microcontroladores reduce la carga operacional del primer PIC16F887, permitiéndole así monitorear el resto de las funciones de la CP.

Los valores relacionados con el contenido de humedad, la contabilización de las gotas de agua que atraviesan el lisímetro y los valores de las presiones diferenciales se muestran en la pantalla *LCD*, mientras que los datos almacenados se transfieren a una computadora personal a través del puerto *USB (Universal Serial Bus)*. Para esto se emplea una unidad de transferencia cuya parte principal la constituye un microcontrolador con matrícula PIC18F4550. Esta unidad se comunica con el PIC16F887 empleando el protocolo *I²C* (NxP, 2007) y con la PC mediante el protocolo *USB 2.0 (USB-IF, 2000)*. Para más detalles, consulte el Apéndice A, que contiene el código lenguaje ensamblador del programa de la CP.

1.2.3 Calibración de los dispositivos de la CP

Para calibrar las lecturas de los sensores de resistividad eléctrica y los bloques de yeso se determinó el contenido de humedad de las muestras por el método gravimétrico; el cual consiste básicamente en tomar una muestra del suelo, pesarla y desecarla en un horno a 110 grados Celsius ($^{\circ}\text{C}$) hasta que su peso no cambie; lo cual ocurre generalmente después de 8 horas (*h*). El tiempo depende principalmente del tamaño en particular de las muestras y, en menor medida, del contenido de humedad de éstas. La cantidad de agua extraída, determinada por la diferencia de peso, es precisamente la contenida originalmente en la muestra (Sanders, 1998). En USDA (2004) se presenta una descripción detallada del método gravimétrico y las precauciones que se deben tomar en cuenta durante la recolección y el manejo de las muestras.

El empleo de este método fue necesario debido a que la medición del contenido de humedad a través de la resistividad eléctrica en bloques de yeso en ocasiones se ha considerado como una técnica cualitativa. Sin embargo, permite aportar datos cuantitativos si se calibran las mediciones con los resultados obtenidos por otros procedimientos (MEA, 1998), como el de análisis con microscopio electrónico (Kuechler *et al.*, 2004), sondas *TDR (Time Domain Reflectometry)* o la técnica gravimétrica (Sanders, 1998).

Los transductores de presión se calibraron inicialmente con 4 distintos valores de presión entre 0 y 60 *kPa* provenientes de una bomba de vacío. Puesto que las especificaciones del fabricante garantizan que la respuesta de los sensores de presión es lineal, la calibración sería suficientemente válida incluso con dos puntos. Además, se realizó una segunda calibración en una columna de agua con una presión entre 0 y 20 *kPa*. Con estos datos se hicieron los ajustes necesarios en la ganancia de la etapa de amplificación previa a la conversión de las tensiones eléctricas de ambos transductores. Este procedimiento de calibración ha sido empleado en otros trabajos como en Johnson *et al.* (2005).

La calibración del lisímetro consistió en verter una serie de 5 volúmenes conocidos y contar el número de gotas para cada caso. Cuando el material hidrofílico del lisímetro está seco, se requiere superar un umbral en el que dicho material se satura lo suficiente como para comenzar a gotear. El volumen se cuantificó a partir de la caída de la primera gota. Esto parte del supuesto de que en el interior de la columna el material hidrofílico tiene un contenido de humedad en equilibrio con el medio poroso.

1.2.4 Determinación de las propiedades del medio no saturado contenido en la CP

La porosidad de un medio no consolidado, y consecuentemente el flujo en éste, están determinados principalmente por el tamaño y la configuración del empaquetamiento de partículas que lo conforman (Fetter, 2001). Para determinar el tamaño de las partículas del material del interior de la CP, se realizó un análisis granulométrico con el método propuesto originalmente por Hazen (1904). La información detallada del método y las precauciones en la extracción y el manejo de las muestras se basaron en el manual de métodos de laboratorio del *United States Department of Agriculture* (USDA, 2004). En esencia, el método consiste en clasificar mediante un proceso de tamizado una muestra representativa del medio poroso, a partir de lo cual que se pueden calcular dos coeficientes:

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad (2.2)$$

y

$$C_c = \frac{D_{30}^2}{D_{60} \cdot D_{10}}, \quad (2.3)$$

donde C_u es el coeficiente de uniformidad y C_c es el coeficiente de curvatura. El diámetro efectivo D_{10} es el tamaño de partícula que corresponde a un porcentaje en peso P del 10% de las partículas menores en una curva granulométrica, de modo que el 10 % de las partículas son más finas que D_{10} , y el 90 % más grueso. Análogamente, D_{60} y D_{30} corresponden con $P = 60 \%$ y $P = 30 \%$, respectivamente.

Con los datos obtenidos del proceso de tamizado se clasificó al medio poroso de la CP de acuerdo al criterio adoptado por la USDA en un triángulo textural que está en función del contenido en porcentaje de arena, arcilla y limo.

Para determinar la porosidad, n , del medio usado en la CP, se empleó la ecuación (Hiscock, 2005):

$$n = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}, \quad (2.4)$$

donde ρ_b es la densidad total aparente, es decir, el total del material presente en cierto volumen del medio poroso, V_T (USACE, 2007). Por otra parte, ρ_s es la densidad del mineral, es decir, únicamente la del material sólido (Hiscock, 2005; Weight, 2008). De este modo, V_T se puede calcular como la suma del volumen de sólidos, V_s , y el volumen, V_w , del agua contenida para una muestra al 100 % de saturación:

$$V_T = V_s + V_w = \frac{m_s}{\rho_s} + \frac{m_w}{\rho_w}, \quad (2.5)$$

donde m_s y m_w corresponden a las proporciones de masa sólida y líquida de la muestra, respectivamente; mientras que ρ_w es la densidad del agua (USACE, 2007). Finalmente, el valor de ρ_b se calculó de acuerdo a la expresión:

$$\rho_b = \frac{m_s}{V_T}. \quad (2.6)$$

Las determinaciones de m_s y de m_w también se basaron en las técnicas descritas en USDA (2004). Básicamente, m_s se obtiene al despejarla de la Ecuación 2.5 y de la sustitución del valor de m_w obtenido por la técnica gravimétrica mencionada en la sección anterior (Sanders, 1998).

1.2.5 Procedimiento experimental para el monitoreo del flujo

Los parámetros que se pueden variar para cierto material introducido en la CP son: contenido inicial de agua, flujo de agua entrante y potencial de succión. Para mostrar el desempeño de la CP, primero se presenta una prueba en la que se vierten 4 L de agua sin aplicar una presión de succión en un medio con un contenido inicial de humedad del 0.65%. En una segunda serie, se emplea la CP para obtener 14 puntos de la curva de retención de humedad característica (CRHC) del medio no saturado; para lo cual se parte de un contenido de humedad cercano al 0 % y, gradualmente, se incrementa la succión en la CP. Antes de cada incremento, el sistema debe alcanzar el estado estacionario. En consecuencia, la duración de la prueba depende de las características del medio poroso, de la succión aplicada y del contenido de humedad. Sólo para efectos de referencia, en Lehmann (1999) se reporta que el tiempo para el secado de una columna similar fue de 4 meses. Esto a pesar de que el medio poroso de dicho estudio tiene menores dimensiones que la CP de este trabajo. Esta escala de tiempo la ratifican otros autores (Castiglione *et al.*, 2005; Imre *et al.*, 2007).

1.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

1.3.1 Resultados de la calibración de los dispositivos en la CP

En la Figura 2.3 se muestra la gráfica de la resistividad eléctrica en función del grado de saturación de agua. Puesto que el rango de resistencia eléctrica resultante de todos los sensores difiere máximo 20 % entre sí, para efectos de comparación, se presentan sus valores de resistividad normalizada. En todos los casos se aprecia un comportamiento exponencial. En la misma figura se puede observar una curva de resistencia eléctrica presentada por al Hagrey *et al.* (1999). El eje de las ordenadas a la derecha presenta los

valores reportados en dicho estudio. Si bien es cierto que guardan una gran semejanza en la forma funcional, el rango de valores es distinto. Esto se debe a que la resistividad es una propiedad que depende de la geometría y del material del que están hechos los sensores. Así, los valores de resistividad normalizada no son los mismos que los del eje de las ordenadas de la derecha. En el eje de las abscisas se halla el grado de saturación, definido como el contenido de humedad entre la porosidad. Para el estudio de al Hagey *et al.* (1999) la porosidad del material fue de 0.37, mientras que la de este trabajo fue de 0.28, como se mostrará en la siguiente sección.

En lo que respecta a los transductores de presión, el coeficiente de determinación, R^2 , tuvo un valor de 1.0. Esto se debe a que el diseño de los transductores comerciales empleados incluye una etapa de linealización interna, además de un sistema que minimiza los efectos de la temperatura. En las hojas de especificaciones del fabricante se indica que es necesario considerar un posible error de corrimiento (*offset*). Éste tiene un valor de 43 *mV* para T_1 y de 38 *mV* para T_2 . Ambos se pueden corregir en el procesamiento de los datos, de manera que el circuito no requiere de una etapa de corrección adicional.

Las pruebas en el lisímetro mostraron que, en promedio, cada gota implica que en las TC del lisímetro atravesaron 50 μL . Este valor tiene una desviación estándar de 2.36×10^{-4} . Además, el tiempo que tarda cada gota en atravesar las TC fue, en promedio, menor a 50.4 *ms*. Esto permitió estimar adecuadamente los volúmenes vertidos en el lisímetro.

En la Figura 2.4 se presenta una fotografía de la CP terminada en la que se indican sus partes principales. Una diferencia evidente en esta figura respecto al esquema presentado en la Figura 2.1 es que en la fotografía se muestra el panel de control al que hace alusión el diagrama a bloques de la Figura 2.2. Éste incluye la pantalla *LCD* y los botones para introducir el intervalo de muestreo. El costo de fabricación de este dispositivo, de acuerdo a las especificaciones descritas, fue de alrededor de 400 USD, un valor inferior al de equipos comerciales que permiten obtener resultados semejantes.

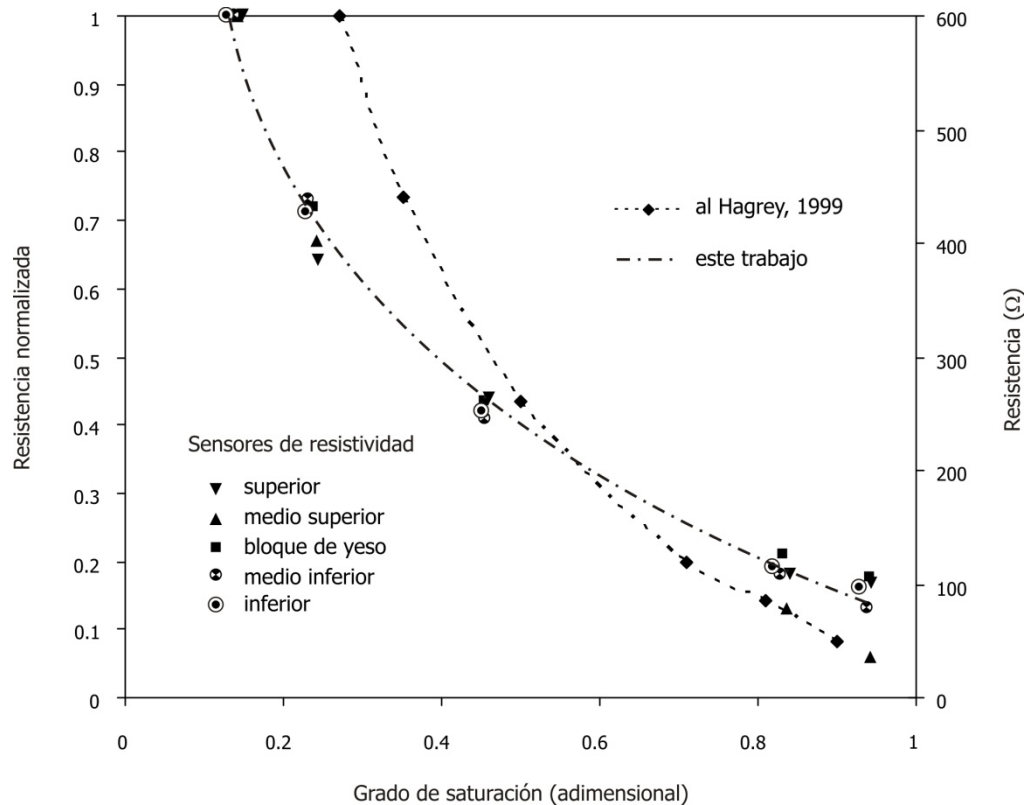


Figura 2.3 Resistencia normalizada de los sensores de resistividad, así como del bloque de yeso instalados en la CP, en función del grado de saturación comparados con la respuesta de un estudio similar reportado por al Hagrey et al. (1999). Fuente: elaboración propia.

1.3.2 Propiedades del medio no saturado

El análisis granulométrico al que se sometió el medio poroso que se introdujo en la CP, resultó en un coeficiente de uniformidad $C_u = 2.3$ y un $C_v = 2.44$. Como referencia interpretativa, si $C_u = 1$, el medio poroso estaría constituido por esferas perfectas del mismo tamaño; mientras que valores de $C_u < 3$ indican un suelo muy uniforme. Por otra parte, C_c tiene un valor entre 1 y 3 en suelos bien graduados, con amplio margen de tamaños de partículas y cantidades apreciables de cada tamaño intermedio (Delleur, 1999; Fetter, 2001). Los resultados obtenidos para el medio de la CP indican que se trata de una arena no uniforme, pero bien graduada. De acuerdo con la clasificación del USDA, el medio contenido en la CP es arenoso-franco. En la Figura 2.5 se muestra su ubicación en el triángulo textural del USDA.

Por otra parte, el valor de ρ_b fue de $1.92 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, mientras que la porosidad obtenida al aplicar la Ecuación 2.4 fue de 0.2762, considerando que ρ_s tiene un valor de $2.65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, el cual es un valor dentro del rango presentado en Weight (2008).

1.3.3 Monitoreo del flujo en el medio no saturado

Para la primera prueba, el contenido de humedad inicial de este medio fue de 0.65 %. Se requirió de un caudal de 41.6 mililitros por minuto ($\text{mL} \cdot \text{min}^{-1}$) para mantener una lámina promedio de tres milímetros en la parte superior de la columna. Además, de acuerdo con las especificaciones técnicas de la bomba, ésta es capaz de suministrar un caudal máximo de $2.34 \text{ L} \cdot \text{min}^{-1}$, por lo que la capacidad de ésta fue suficiente para suministrar el flujo requerido. De este modo, el valor del caudal demandado es tan bajo como consecuencia de la ausencia de un potencial de succión en la CP durante la prueba en cuestión.

En la Figura 2.6a se pueden apreciar las curvas resultantes de la conductividad normalizada. El tiempo, en horas (h), se representa en el eje de las abscisas; mientras que en el de las ordenadas, en la parte izquierda, la conductividad normalizada. En el segundo eje de las ordenadas, a la derecha, se muestra el contenido de humedad correspondiente. En la misma figura se indica la posición relativa de los sensores de resistividad y del bloque de yeso.

Al comparar las distintas curvas, y relacionarlas con su ubicación dentro de la CP, se puede ver la congruencia de los datos. El sensor superior registra un incremento en el contenido de humedad después de unos 9 min de comenzar la prueba. Para cuando el sensor superior alcanza un contenido de humedad normalizado cercano a 0.7, que corresponde a un 13 % de contenido de humedad, el sensor medio superior comienza a detectar el frente de humedad. Este proceso ocurre sucesivamente en los demás sensores a medida que se humedece la columna.

Estos perfiles de humedad son muy semejantes a los que reportan Nützmann *et al.* (2002), en donde se emplean sondas *TDR* como elementos de medición del contenido de humedad en una columna con un medio arenoso.

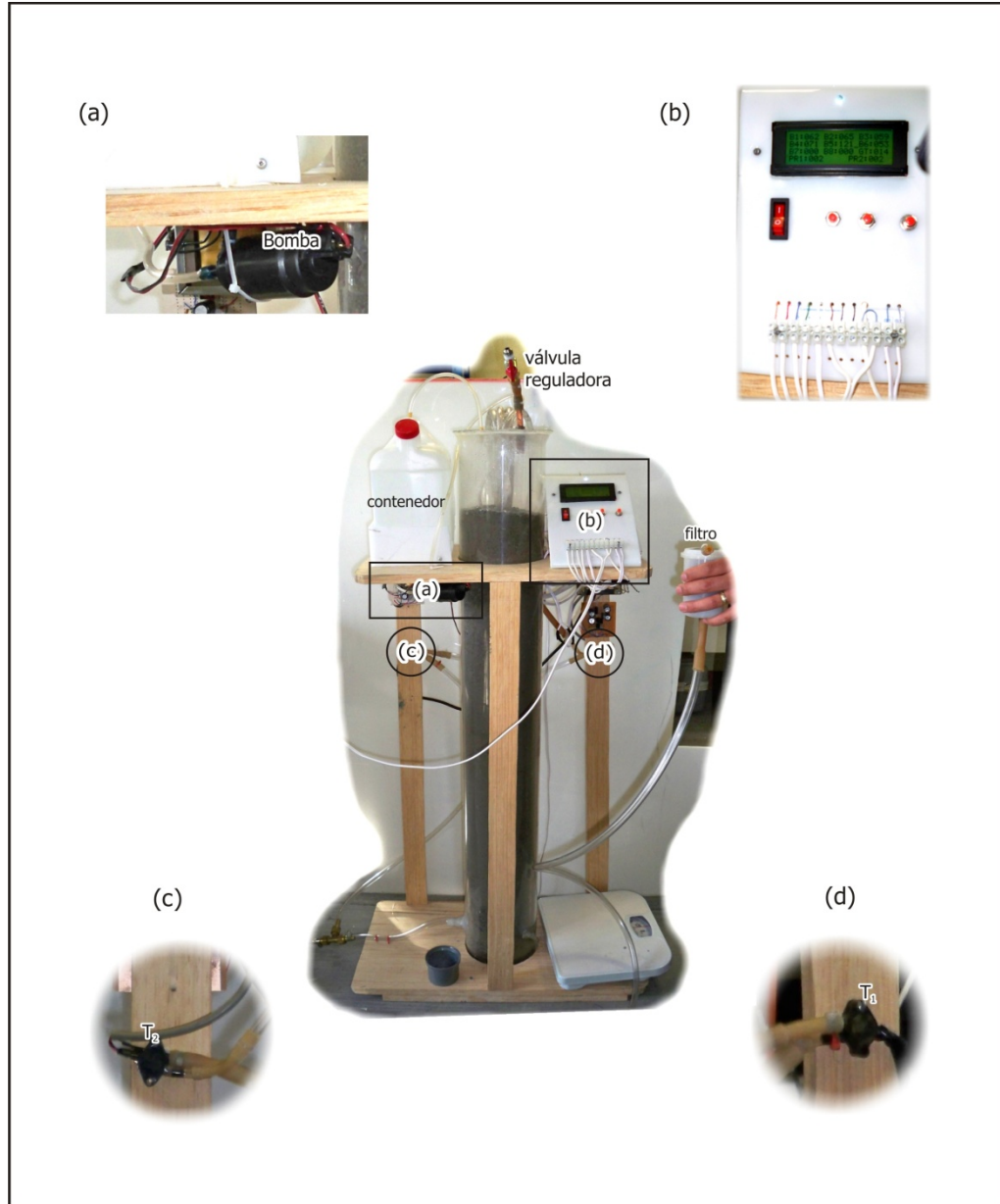


Figura 2.4 Fotografía que muestra el prototipo que integra las partes principales de la CP. Fuente: elaboración propia.

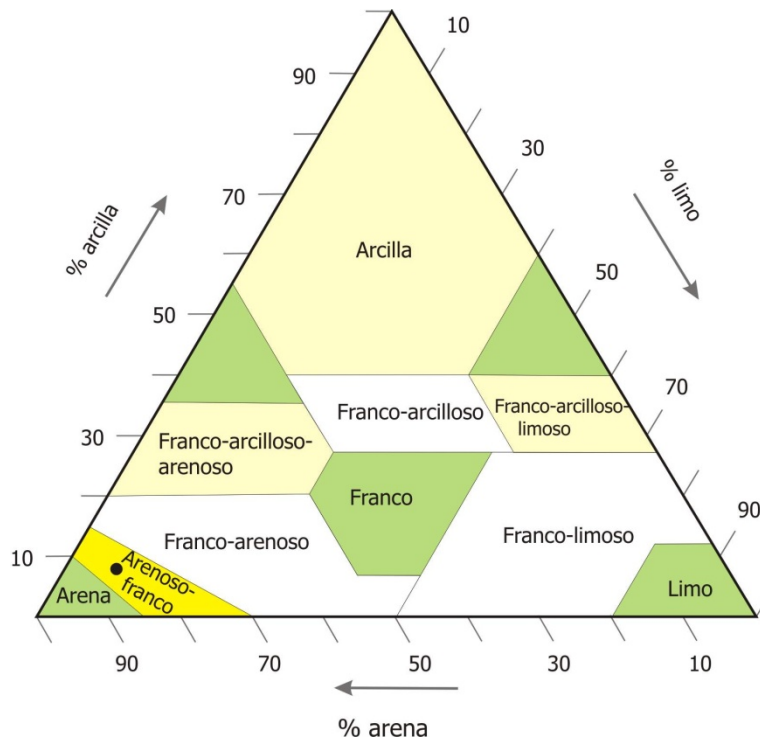


Figura 2.5 Ubicación en el triángulo textural del United States Department of Agriculture (USDA) del medio poroso (círculo) empleado en la CP clasificado como arenoso-franco. Fuente: elaboración propia, basado en USDA (2004).

Los valores pico de cada curva de los sensores superiores (Figura 2.6a) ocurren aproximadamente 1 h después de que se detecta la presencia del frente de humedad. Conforme avanza el frente, ocurre un ligero descenso en los valores de resistividad en los sensores superiores. Aunque en la Figura 2.6a sólo se muestran las primeras 9 h de la prueba, el estado estacionario se alcanzó hasta las 50 h. Al término de esta prueba, el valor de resistividad normalizado de los 4 sensores fue de 0.7, lo que implica un 12.2 % de contenido de humedad.

En lo que respecta al bloque de yeso, su tiempo de respuesta de condiciones de baja a alta saturación es prácticamente igual que la de los otros cuatro sensores; sin embargo, el tiempo en que alcanza el estado estacionario en la fase de drenado es mayor. Para la prueba en cuestión, a las 50 h su resistividad normalizada tenía un valor de 0.84 y alcanzó una lectura igual a la de los demás sensores hasta las 56 h.

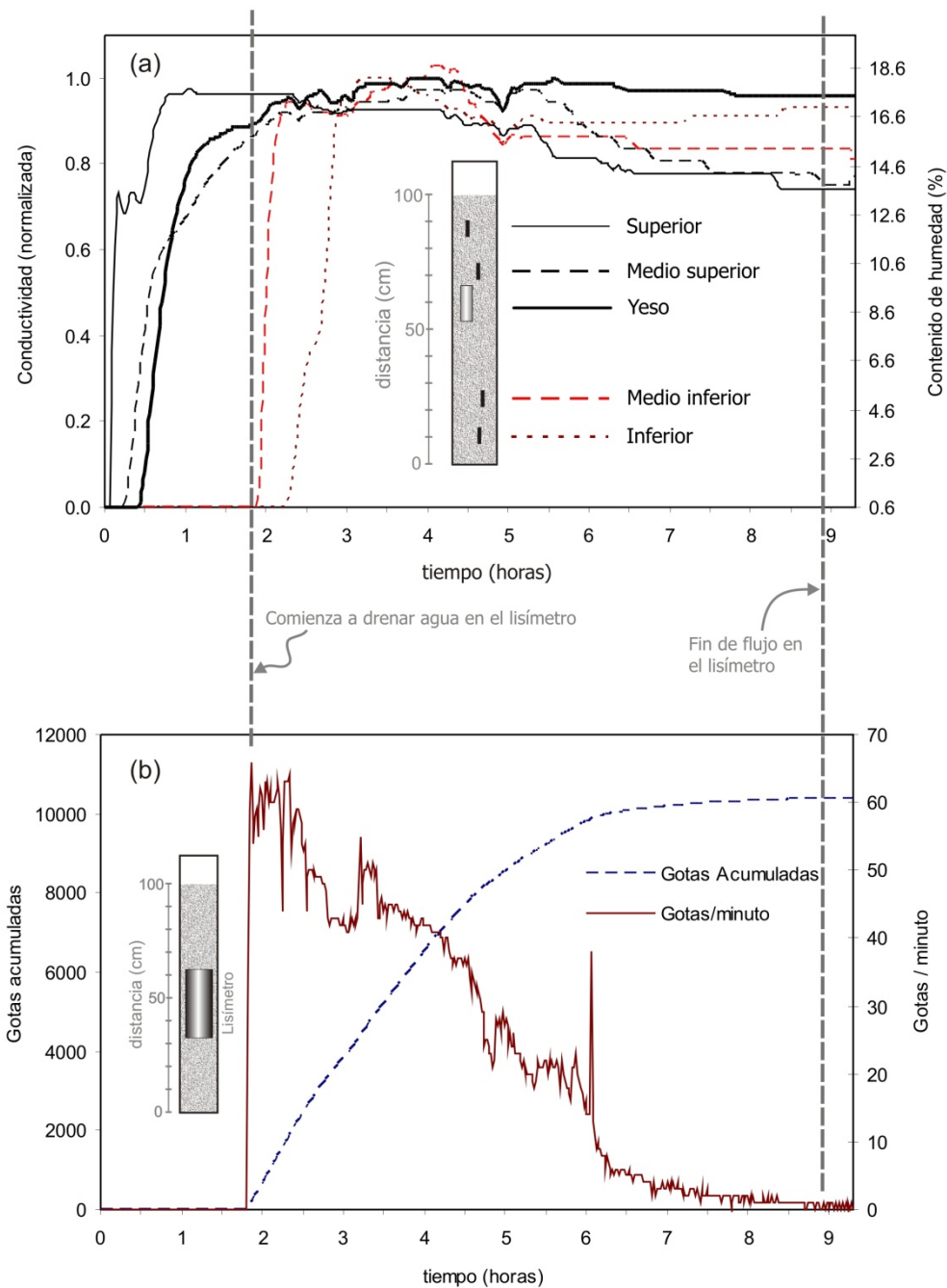


Figura 2.6 Resultados obtenidos en la CP en (a) los 4 sensores de resistividad y el bloque de yeso, (b) en el lisímetro. La línea punteada vertical que une ambas gráficas señala el comienzo del flujo de agua en el lisímetro. El sistema tiende al estado estacionario después de las 9 h de la prueba, sin embargo alcanza dicho estado hasta las 50 h. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 2.6b se presentan dos curvas generadas a partir de los datos del lisímetro almacenados a intervalos de 1 *min*. El tiempo que cada gota tarda en promedio en atravesar las láminas conductoras es de 50.4 *ms*, lo que implica en teoría que el lisímetro es capaz de contar hasta 1,190 *gotas · min⁻¹*, unos 59.5 *mL · min⁻¹*. Sin embargo, para un flujo cercano a ese valor en la práctica en ocasiones atraviesan las láminas conductoras dos o más gotas juntas, que son interpretadas como una sola gota. De acuerdo a la misma figura, el caudal en el lisímetro no superó en ningún caso las 70 *gotas · min⁻¹*, por lo que se puede considerar que las lecturas se encuentran dentro del rango de medición válido.

La línea punteada entre las gráficas a) y b) de la Figura 2.6 indica que, a 1.8 *h* de comenzar la prueba, el contenido de agua en la columna superó el nivel de retención por sorción del medio poroso. En consecuencia, comienza a drenar agua a través del lisímetro. De la gráfica mostrada en a) se observa que esto ocurre cuando el contenido de humedad tiene un valor en torno al 16 %. En el transcurso de las siguientes 2 *h*, se registra un máximo en el contenido de humedad próximo al 18 % y un posterior descenso. Sin embargo, las lecturas en el lisímetro no cesaron cuando el contenido de humedad alcanzó nuevamente el valor del 16 %; lo que confirma que el proceso de humedecimiento-secado es histerético (Ahrenholz *et al.*, 2008; Braddock *et al.*, 2001).

1.4 CONCLUSIONES

Dada la necesidad en el campo de la hidrología de contar con instrumentación de bajo costo para automatizar tareas que consumen mucho tiempo y evitar la incertidumbre inherente en la aplicación de valores de parámetros procedentes de la literatura, se desarrolló un equipo capaz de monitorear a intervalos programables el frente de humedad en un medio no saturado.

Los componentes del sistema fueron calibrados individualmente. Los sensores de resistividad, incluido el bloque de yeso, se calibraron con el método gravimétrico. Los sensores de presión mostraron un elevado coeficiente de determinación. El lisímetro también cuantificó apropiadamente el flujo a través de él.

Para efectos ilustrativos, se presentaron los datos aportados por el equipo en una prueba. La información obtenida de los sensores de resistividad eléctrica y del bloque de yeso exhibieron una correspondencia directa con el contenido de humedad mediante un proceso de calibración empleando el método gravimétrico, en un rango entre 0.65 % y 20 % de contenido de humedad en relación con las lecturas normalizadas de los medidores del contenido de humedad. Se verificó la tendencia al estado estacionario después de 9 h de operación, así como la correspondencia entre la conductividad hidráulica del medio y los valores reportados en la literatura.

Los datos aportados por el lisímetro permiten identificar el punto en que el contenido de humedad supera el nivel del agua retenida por sorción en el medio poroso. Además, permite visualizar el comportamiento histerético del medio poroso, con lo cual es posible generar las curvas de retención del medio en particular al variar la presión de succión en el sistema.

El costo de este dispositivo fue de aproximadamente \$400 USD, considerando el precio de los componentes y sus gastos de envío. Aunque la CP emplea métodos considerados como cualitativos, al ser calibrados, en este caso con el método gravimétrico, es una opción de bajo costo si se compara con equipos comerciales de características semejantes.

REFERENCIAS

- Ahrenholz, B., Tölke, J., Lehmann, P., Peters, A., Kaestner, A., Krafczyk, M. y Durner, W 2008, *Prediction of capillary hysteresis in a porous material using lattice-Boltzmann methods and comparison to experimental data and a morphological pore network model*. *Advances in Water Resources* 31(9): 1151-1173.
- al Hagrey, S. A., Schubert-Klempnauer, T., Wachsmuth, D., Michaelson, J. y Meissner, R., 1999, *Preferential flow: First results of a full-scale flow model*, *Geophysical Journal International*, 138 (3): 643-654.
- Alaoui, A. y Goetz, B., 2008, *Dye tracer and infiltration experiments to investigate macropore flow*, *Geoderma*, 144, (1-2): 279-286.
- Angulo-Jaramillo, R., Vandervaere, J.P., Roullet, S., Thony, J.L., Gaudet, J.P. y Vauclin, M., 2000, *Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. A review and recent developments*. *Soil and Tillage Research* 55(1-2): 1-29.

- Ankeny, M. D., Kaspar, T. C. y Horton, R., 1988, *Design for an automated tension infiltrometer*, Soil Science Society of America Journal 52(3): 893-896.
- Blank, L.A., Hunt, A.G. y Skinner, T. E., 2008, *A numerical procedure to calculate hydraulic conductivity for an arbitrary pore size distribution*. Vadose Zone Journal 7(2): 461- 472.
- Braddock, R. D., Parlange, J. Y. y Lee, H., 2001, *Application of a Soil Water Hysteresis Model to Simple Water Retention Curves*. Transport in Porous Media 44(3): 407-420.
- Casey, F. X. M. y N. E. Derby, 2002, *Improved design for an automated tension infiltrometer*. Soil Sci Soc Am J 66(1): 64-67.
- Castiglione, P., Shouse, P. J., Mohanty, B. P. y van Genuchten, M. T., 2005, *Analysis of temperature effects on tension infiltrometry of low permeability materials*, Vadose Zone J, 4 (3): 481-487.
- Corapcioglu, M. Y. y H. Choi, 1996, *Modeling colloid transport in unsaturated porous media and validation with laboratory column data*. Water Resources Research 32(12): 3437-3449.
- Delleur, J., 1999, *The handbook of groundwater*, School of Civil Engineering. Purdue University, Indiana, 940 p.
- Evans, K.A. y Banwart, S.A., 2006, *Rate controls on the chemical weathering of natural polymineralic material. I. Dissolution behaviour of polymineralic assemblages determined using batch and unsaturated column experiments*, Applied Geochemistry, 21, (2): 352-376.
- Fetter, C.W., 2001, *Applied hydrogeology*: Prentice Hall, 4a ed., USA, 615 pp.
- Fu, J. F. y S. Jin, 2008, *The seepage computation based on saturation description*. Shuidonglixue Yanjiu yu Jinzhan/Chinese Journal of Hydrodynamics Ser. A 23(6): 668-674.
- Gribb, M. M., Forkutsa, I., Hansen, A., Chandler, D. G. y McNamara, J. P., 2009, *The effect of various soil hydraulic property estimates on soil moisture simulations*. Vadose Zone J 8: 321-331.
- Hazen, A., 1904, *On sedimentation*. Transactions, American Soc. of Civil Engineers, 53, 43-71.
- Hiscock, K.M., 2005, *Hydrogeology: Principles and practice*: Blackwell Publishing, 403 p.
- Hunt, A. G., 2005, *Percolation theory and the future of hydrogeology*. Hydrogeology Journal 13(1): 202-205.
- Imre, E., Laufer, I., Trang, Q.P., Lörincz, J., Rajkai, K., Firgi, T. y Telekes, G., 2007, *The soil water characteristics of two-component sand mixtures*, Theoretical and numerical unsaturated soil mechanics: 45-59.
- Johnson, D. O., Arriaga, F. J. y Lowery, B., 2005, *Automation of a falling head permeameter for rapid determination of hydraulic conductivity of multiple samples*. Soil Science Society American Journal 69(3): 828-833.

- Microchip Technology Inc., 2003, *PIC16F882/883/884/886/887. Data Sheet. 28/40/44-Pin, Enhanced Flash-Based 8-Bit CMOS Microcontrollers with nanoWatt Technology*. Document DS41291D.
- Kamra, S.K., Lennartz, B., Van Genuchten, M.T. y Widmoser, P., 2001, *Evaluating non-equilibrium solute transport in small soil columns*, Journal of Contaminant Hydrology, 48, (3-4): 189-212.
- Kuechler, R., Noack, K. y Zorn, T., 2004, *Investigation of gypsum dissolution under saturated and unsaturated water conditions*. Ecological Modelling 176(1-2): 1-14.
- Lehmann, P., Stauffer, F., Hinz, C., Dury, O. y Flühler, H., 1998, *Effect of hysteresis on water flow in a sand column with a fluctuating capillary fringe*, Journal of Contaminant Hydrology, 33 (1-2): 81-100.
- Leij, F. J., Haverkamp, R., Fuentes, C., Zatarain, F. y Ross, P. J., 2005, Soil water retention: II. Derivation and application of shape index. Soil Science Society of America Journal 69(6): 1891-1901.
- Lessoff, S.C. e Indelman, P., 2004, *Analytical model of solute transport by unsteady unsaturated gravitational infiltration*, Journal of Contaminant Hydrology, 72, (1-4): 85-107.
- Maxim, 2008. *Trickle-charge Timekeeping Chip*, Data Sheet, Maxim Dallas Semiconductor, 13 p.
- Madsen, M. D. y D. G. Chandler, 2007, *Automation and Use of Mini Disk Infiltrimeters*. Soil Sci Soc Am J 71(5): 1469-1472.
- Masrouri, F., Bicalho, K. V. y Kawai, K., 2008, *Laboratory Hydraulic Testing in Unsaturated Soils*, Geotechnical and Geological Engineering, 26 (6), 691–704.
- MEA, 1998, *Resurrecting the Gypsum Block for Soil Moisture. Measurement Engineering Australia*. Disponible en: <http://www.mea.com.au/files/publications/PUB-SM04.PDF>. [visitado 12-mar-12].
- Mikhailov, M. D., 2008, *Modelling unsaturated flow by using Mathematica*. Communications in Numerical Methods in Engineering 24(11): 947-959.
- Minasny, B. y A. B. McBratney, 2007, *Estimating the water retention shape parameter from sand and clay content*. Soil Science Society of America Journal 71(4): 1105-1110.
- Mollerup, M., Hansen, S., Petersen, C. y Kjaersgaard, J. H., 2008, *A MATLAB program for estimation of unsaturated hydraulic soil parameters using an infiltrimeter technique*. Computers and Geosciences 34(8): 861-875.
- Mosaddeghi, M. R., Sinegani, A. A. S., Farhangi, M. B., Mahboubi, A. A. y Unc, A., 2010, *Saturated and unsaturated transport of cow manure-borne escherichia coli through in situ clay loam lysimeters*, Agriculture, Ecosystems & Environment, 137 (1-2): 163-171.
- NxP, 2007, *¹²C-bus specification and user manual*, NxP, Reporte técnico UM10204, Rev. 03. 19 Junio de 2007, 50 p.

- Nützmann, G., Maciejewski, S. y Joswig, K., 2002, *Estimation of water saturation dependence of dispersion in unsaturated porous media: Experiments and modelling analysis*, Advances in Water Resources, 25, (5): 565-576.
- Sanders, L., 1998, *A manual of field Hydrogeology*. Prentice Hall. New Jersey. E.U.A.
- USACE (US Army Corps of Engineers), 2007. *Attachement 4. Dry Bulk Density Estimation*. Reporte Técnico.
- USDA (United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service), 2004, *Soil survey laboratory methods manual*, Soil Survey Laboratory Investigations Report, No. 42, 735 p.
- USB-IF (USB Implementers Forum, Inc.), 2000, *Universal Serial Bus Specification*, Reporte técnico, Revision 2.0, 27 de abril de 2000, 650 p.
- Weight, W.D., 2008, *Hydrology field manual*: McGraw Hill, 2 ed., Montana, 769 p.
- Zarei, G., Homaei, M., Liaghat, A.M. y Hoorfar, A.H., 2009, *A model for soil surface evaporation based on campbell's retention curve*, Journal of Hydrology, 380, (3-4): 356-361

3. SIMULACIÓN DEL FLUJO DE AGUA A TRAVÉS DE UN MEDIO NO SATURADO EN UNA COLUMNA DE PRUEBAS

3.1 INTRODUCCIÓN

El conocimiento de las propiedades hidráulicas para medios no saturados, tales como el contenido de humedad, el potencial de succión y la conductividad hidráulica es esencial para la mayoría de los estudios que involucran el flujo de agua en la zona no saturada (Bitterlich *et al.*, 2004). Con el fin de determinar dichas propiedades, a lo largo de los años se han desarrollado una gran cantidad de métodos *in situ* y de laboratorio. Aunque los primeros generan resultados más representativos de las condiciones del campo, los experimentos de laboratorio ofrecen una mayor flexibilidad en el control de las condiciones iniciales y de frontera. Además, las funciones hidráulicas del suelo son, en general, más exactas y medidas de una forma más conveniente en el laboratorio (Eching *et al.*, 1994). Un caso particular de experimentos de infiltración es el empleo de columnas con distintos medios porosos variablemente saturados en su interior (Heimovaara *et al.*, 1993; Yang *et al.*, 2004; Bathurst *et al.*, 2007; Garcia *et al.*, 2011). La determinación de estas propiedades junto con modelos matemáticos permite tener una mayor comprensión de los procesos que involucran el flujo de agua y el transporte de contaminantes. (Salas-García *et al.*, 2010)

El uso de los modelos numéricos para el análisis del flujo y el transporte en la zona no saturada ha experimentado un importante crecimiento en las últimas tres décadas (Abbasi *et al.*, 2004). Además, las ecuaciones que gobiernan dichos procesos han sido razonablemente bien establecidas. Tal es el caso de la ecuación de Richards (1931), que es

de uso común en la descripción del flujo en medios no saturados. Sin embargo, quedan aún ciertas dificultades por resolver, especialmente para procesos en estado transitorio y aplicaciones en el campo, sobre todo en la determinación de los parámetros que los rigen (Abbasi *et al.*, 2004). Algunos estudios recientes reportados en Jacques *et al.* (2002) indican que la combinación de soluciones numéricas de las ecuaciones gobernantes del flujo de agua y el transporte de contaminantes con algoritmos de optimización inversa, junto con la medición detallada de las distintas variables involucradas, es un enfoque prometedor para la identificación de los procesos envueltos y la determinación de sus respectivos parámetros.

En este sentido, se han desarrollado una gran cantidad de programas informáticos para resolver problemas que involucran procesos tales como el flujo, el transporte así como procesos bioquímicos. Šimůnek *et al.* (2008) presentan un análisis de 16 de estos programas informáticos y discuten algunas de sus aplicaciones. A partir de dicho estudio, así como del número de investigaciones que emplean cada uno de estos programas, es posible concluir que uno de los que tienen una mayor flexibilidad, en términos de los métodos numéricos que incluye y de su capacidad para interactuar con otras aplicaciones, es *Hydrus* (Hilten *et al.*, 2008; Šimůnek, 2009; Šimůnek *et al.*, 2009a; Jiang *et al.*, 2010; Kandelous y Šimůnek, 2010). El empleo de programas informáticos de esta naturaleza, junto con los parámetros obtenidos experimentalmente, sea en estudios de laboratorio, o de campo, son una valiosa herramienta en el estudio de los procesos del flujo y el transporte (Jacques *et al.*, 2002).

En virtud de lo anterior, el objetivo de este capítulo es generar un modelo matemático para la estimación del flujo vertical en la CP descrita en el capítulo 2 en función de dos variables obtenidas experimentalmente: el contenido de humedad y la presión de succión. Además, se muestra el modo en el que los datos obtenidos de la instrumentación descrita en el capítulo 2, se integran en el modelo numérico y, finalmente, presenta un esquema de modelación unificado de todos los componentes que constituyen la CP. Aunque en el capítulo anterior se describieron sus componentes y funcionamiento, todavía queda por definir la correspondencia de los datos proporcionados por los dispositivos de la CP con un modelo matemático que permita determinar las características

del medio poroso, así como el comportamiento del flujo de agua. El programa informático empleado para este análisis es *Hydrus -1D* (Šimůnek *et al.*, 2009b).

3.2 MATERIALES Y MÉTODOS

3.2.1 Formulación matemática de las ecuaciones del flujo de agua en un medio no saturado

Para la modelación de la CP se consideró a la ecuación de Richards (1931) como ecuación constitutiva. Ésta describe el flujo en un medio poroso no saturado, y se puede expresar en varias formas, en función de la variable dependiente empleada para resolver el sistema de ecuaciones. Resulta de aplicar la ley de conservación de masa y la ley de flujo de Darcy. Cuando se expresa en función de la carga de presión ψ [L], o del contenido de humedad, θ [$L^3 \cdot L^{-3}$], se la conoce como forma ψ y forma θ , respectivamente. Así mismo, cuando se incluyen ambas variables, ψ y θ , se la nombra como forma mixta. Estas tres formas clásicas de la ecuación de Richards para el caso unidimensional se pueden escribir como (Gottardi y Venutelli, 1993):

$$c(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} - k(\psi) \right) \quad \text{forma } \psi, \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - k(\theta) \right) \quad \text{forma } \theta \quad \text{y} \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} - k(\psi) \right) \quad \text{forma mixta}, \quad (3.3)$$

donde k [$L \cdot T^{-1}$] es la conductividad hidráulica no saturada, $c(\psi) = d\theta/d\psi$ [L^{-1}] es la capacidad de humedecimiento, $D(\theta)$ [$L^2 \cdot T^{-1}$] es la difusividad no saturada y z denota la coordenada vertical positiva hacia arriba. Para resolver algunos casos particulares de la ecuación de Richards se han propuesto soluciones analíticas (Parlange *et al.*, 1999; Lessoff y Indelman, 2004; Menziani *et al.*, 2007). Sin embargo, debido a la no linealidad entre k , C , D y ψ ó θ , los estudios se centran principalmente en soluciones numéricas empleando

distintos métodos de discretización. Éstas generalmente emplean algoritmos basados en métodos de diferencias finitas (Miller *et al.*, 2006; Varado *et al.*, 2006; Belfort *et al.*, 2009; Taheri Shahraiyi y Ataie Ashtiani, 2009; Janssen, 2010).

Diversos autores coinciden en que la forma θ (Ecuación 3.1) resulta en una aproximación discreta que cumple perfectamente con la condición de conservación de masa (Celia *et al.*, 1990; Gottardi y Venutelli, 1993; Tindall *et al.*, 1999; Kosugi, 2008). Sin embargo, también indican que esta forma presenta problemas de discontinuidad entre distintos materiales. Por el contrario, la forma ψ (Ecuación 3.1) está libre de dichas discontinuidades pero las formulaciones basadas en esta forma a menudo tienen problemas en el balance de masa.

Para compensar las dificultades relacionadas con el balance de masa y al mismo tiempo conservar las ventajas de la forma ψ , Celia *et al.* (1990) propusieron un esquema que emplea la forma mixta (Ecuación 3.3). La ecuación de balance de masa para el flujo vertical unidimensional en un medio no saturado es:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z}. \quad (3.4)$$

Una forma común de discretizar el término de la izquierda de la Ecuación 3.4 aplica la siguiente aproximación de diferencia finita de bajo orden:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\theta_{t+\Delta t} - \theta_t}{\Delta t}, \quad (3.5)$$

donde Δt es la magnitud de cada intervalo de tiempo.

El método numérico empleado en este trabajo para discretizar el término de almacenamiento en la ecuación de Richards es el propuesto por Celia *et al.* (1990). El programa *Hydrus-1D* (Šimůnek *et al.*, 2009b) tiene incorporado dicho esquema de solución. En éste se plantea la solución en términos de ψ mediante la expansión del término $\theta_{t+\Delta t}^{m+1}$ con una serie truncada de Taylor en torno a $\psi_{t+\Delta t}^m$ del siguiente modo:

$$\theta_{t+\Delta t}^{m+1} \approx \theta_{t+\Delta t}^m + f_C(\psi_{t+\Delta t}^m)(\psi_{t+\Delta t}^{m+1} - \psi_{t+\Delta t}^m), \quad (3.6)$$

donde el superíndice m denota el nivel de iteración. Considerando la Ecuación 3.6, el término de almacenamiento se puede aproximar como:

$$\begin{aligned} \frac{\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_t}{\Delta t} &= \frac{\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_{t+\Delta t}^m}{\Delta t} + \frac{\theta_{t+\Delta t}^m - \theta_t}{\Delta t} = \\ &= f_C(\psi_{t+\Delta t}^m) \frac{\psi_{t+\Delta t}^{m+1} - \psi_{t+\Delta t}^m}{\Delta t} + \frac{\theta_{t+\Delta t}^m - \theta_t}{\Delta t}. \end{aligned} \quad (3.7)$$

Cuando converge, $(\psi_{t+\Delta t}^{m+1} - \psi_{t+\Delta t}^m) \rightarrow 0$; por consiguiente, $\theta_{t+\Delta t}^{m+1} \rightarrow \theta_{t+\Delta t}^m$. En consecuencia, el término de almacenamiento es independiente de la capacidad de humedad específica y, teóricamente, se obtiene un balance de masa perfecto.

El código *Hydrus-1D*, describe la relación entre el contenido de agua, la presión de succión y la conductividad hidráulica utilizando tres modelos: van Genuchten (1980), Brooks y Corey (1964) y las ecuaciones modificadas de van Genuchten (Vogel y Cislerova, 1988). En este trabajo, se optó por emplear las ecuaciones empíricas de van Genuchten (1980), debido a su amplio uso y a la cantidad reducida de parámetros. A este respecto, Cornelis *et al.* (2005) realizó un estudio comparativo de las diez formas más comunes que describen un conjunto de CRHCs y concluyó que el modelo de van Genuchten (1980) tiene el desempeño más alto en términos del error de raíz media cuadrática (Ecuación 3.13) y del coeficiente de determinación (Ecuación 3.14), además de un desempeño ligeramente menor respecto a formulaciones más recientes, que mejoran el potencial de predicción. Dicha formulación considera la siguiente relación para la saturación efectiva $\theta_e [L^3 \cdot L^{-3}]$:

$$\theta_e = [1 + (\alpha\psi)^n]^{-m}, \quad (3.8)$$

donde:

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}. \quad (3.9)$$

Al reordenar las Ecuaciones 3.8 y 3.9 se obtiene el contenido de agua, θ [$L^3 \cdot L^{-3}$], como una función de potencial de succión del siguiente modo:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha |\psi|)^n\right]^m}, \quad (3.10)$$

donde θ_r representa el contenido de agua residual [$L^3 \cdot L^{-3}$] y θ_s es el contenido de agua cuando el medio está saturado [$L^3 \cdot L^{-3}$]. El parámetro α [L^{-1}] se relaciona con el inverso del valor de la presión de entrada del aire; los parámetros n y m (adimensionales) se asocian con la distribución del tamaño del poro en el suelo. Para $m = 1 - 1/n$ la Ecuación 3.10 se reduce a la ecuación de van Genuchten (1980) y Mualem (1976).

En este mismo modelo, la conductividad hidráulica como una función del contenido de humedad está dada por la ecuación:

$$k_r(\theta) = \frac{k(\theta)}{k_s} = \theta_e^{0.5} \left(1 - \left(1 - \theta_e^{m/(n-1)}\right)^m\right)^2. \quad (3.11)$$

La conductividad hidráulica relativa (adimensional) se denota como $k_r(\theta)$. Por otra parte, $k(\theta)$ es la conductividad hidráulica [$L \cdot T^{-1}$] no saturada, mientras que k_s [$L \cdot T^{-1}$] denota la conductividad saturada.

3.2.2 Procedimientos experimentales en la CP

Algunos de los enfoques para la estimación de las propiedades hidráulicas que usan la modelación inversa han sido métodos basados en el flujo saliente de un paso (*one-step outflow*) o de múltiples pasos (*multistep outflow*) (van Dam *et al.*, 1994; Bitterlich *et al.*, 2004). Otro enfoque es la optimización de parámetros en los que se determina $\theta(\psi)$ y $k(\theta)$ simultáneamente a partir de los datos de flujo transitorio (Kool *et al.*, 1987). El proceso experimental de este trabajo empleó una combinación de los métodos mencionados en dos etapas.

La primera etapa tiene por objetivo obtener cinco puntos, $(\psi, \theta(\psi))$, de la CRHC del medio no saturado. Las características del medio empleado se describieron en el capítulo anterior, en la sección 2.3.2. La presión de succión a la que se sometió la columna fue de $\psi = -1, -50, -100, -300$ y $-500 \text{ cm } H_2O$ (el signo “-” indica que es una presión de succión). Puesto que en la modelación del sistema no se considera el efecto de histéresis, esta etapa comenzó con un contenido de humedad cercano al 0 % y gradualmente se incrementa la succión en la CP. Antes de cada incremento, el sistema debe alcanzar el estado estacionario.

Con los datos del análisis granulométrico y la determinación de la densidad aparente descritos en los apartados 2.2.4 y 2.3.2 se determinó un conjunto de valores iniciales de θ_r , θ_s , α , n y k_s , a fin de incorporarlos en las Ecuaciones 3.8 a 3.11. Para ello, se emplearon las funciones de pedotransferencia incorporadas en el programa informático RETC desarrollado por van Genuchten *et al.* (1991). Una vez determinados los valores iniciales, se procedió a ejecutar un algoritmo de optimación, incluido también en dicho programa. De este modo, el ajuste de esos parámetros consideró como puntos de control los cinco pares ordenados de $(\psi, \theta(\psi))$ determinados experimentalmente. Al conjunto de valores finales de θ_r , θ_s , α , n y k_s , generado con el algoritmo de optimación, se les asocia en lo sucesivo con la denominación modelo inverso.

En la segunda etapa experimental, se monitorearon los valores del contenido de la humedad, la presión y el flujo en el tensiómetro para un flujo transitorio producido al verter un volumen total de 8.6 L de agua en un período de 10 h en la parte superior de la CP. A partir de estos datos se determinó el mejor ajuste para otro conjunto de valores de θ_r , θ_s , α , n y k_s , empleados en un segundo modelo al que se le denomina de aquí en adelante como modelo directo.

3.2.3 Cuantificación y validación del modelo de flujo de agua en la CP

Para evaluar el desempeño de los modelos, directo e inverso, se utilizaron análisis de errores residuales y diferencias entre los valores observados (medidos) y simulados para

cada uno de los niveles donde se encuentran los sensores de conductividad. Estos son: el error máximo, ME (*maximum error*); el error de raíz media cuadrática, $RMSE$ (*root mean square error*); el coeficiente de determinación, R^2 , (*coefficient determination*); eficiencia del modelo, EF (*modeling efficiency*) y el coeficiente de masa residual, CRM (*coefficient of residual mass*). Las expresiones matemáticas de estos parámetros estadísticos se pueden definir del siguiente modo (Legates y McCabe, 1999; Homae et al., 2002):

$$ME = \max |P_i - O_i|_{i=1}^n, \quad (3.12)$$

$$RMSE = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n} \right]^{1/2}, \quad (3.13)$$

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\left(\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \right)^{0.5} \left(\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2 \right)^{0.5}} \right)^2, \quad (3.14)$$

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \text{ y} \quad (3.15)$$

$$CRM = \frac{\sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i}{\sum_{i=1}^n O_i}. \quad (3.16)$$

Donde P_i son los valores simulados, O_i son los valores observados, \bar{O} es el promedio de las observaciones y n el número de muestras. El límite menor para ME , $RMSE$ y R^2 es cero. El valor máximo para EF y R^2 es uno. Ambos, EF y CRM , pueden ser negativos. Un valor mayor de ME representa un menor desempeño de la simulación, mientras que un valor elevado $RMSE$ muestra qué tanto se sobreestiman o subestiman los valores simulados respecto a los observados. El parámetro EF compara los valores simulados con el

promedio de los valores medidos. Un valor EF negativo, indica que el promedio de los valores observados provee una mejor estimación que los valores simulados. Al igual que el $RMSE$, el CRM es una medida de la tendencia del modelo para sobreestimar o subestimar los valores simulados; en el que un CRM negativo muestra una tendencia a sobreestimar. Si los datos simulados y medidos fueran iguales, los valores de dichos indicadores serían: $ME = 0$, $RMSE = 0$, $R^2 = 1$, $EF = 1$, $CRM = 0$.

3.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados de la primera etapa experimental se muestran en la Figura 3.1. Los 5 puntos observados (Figura 3.1a) de la CRHC del medio no saturado, $(\psi, \theta(\psi))$ se denotan con círculos. Sus valores son: (1, 0.41812); (50, 0.13234); (100, 0.09439); (300, 0.08476) y (500, 0.0534). El estado estacionario se alcanzó en un lapso de 2 semanas para $\psi = 1 \text{ cm}$ y de 1 día para $\psi = 5 \text{ m}$.

A partir del análisis granulométrico, así como de la determinación de la densidad aparente, se obtuvieron los siguientes valores iniciales de los parámetros de la formulación de van Genuchten (1980): $\theta_r = 0.0450$, $\theta_s = 0.43$, $\alpha = 0.1450$, $n = 2.68$ y $k_s = 29.7 \text{ cm h}^{-1}$. Una vez ejecutado el algoritmo de optimación, se obtuvieron los valores consignados en la Tabla 3.1 en el renglón modelo inverso.

La CRHC resultante de estos últimos valores se presenta en la Figura 3.1a con la misma leyenda, modelo inverso. Para efectos comparativos, en la misma figura se muestran otros tres medios de granulometría semejante, de acuerdo al triángulo textural del *USDA* de la Figura 2.5: arena, franco-arenoso y arenoso-franco. Con este mismo propósito, la Tabla 3.1 incluye sus parámetros correspondientes. Los valores de asociados a estos medios se obtuvieron de Carsel y Parrish (1988).

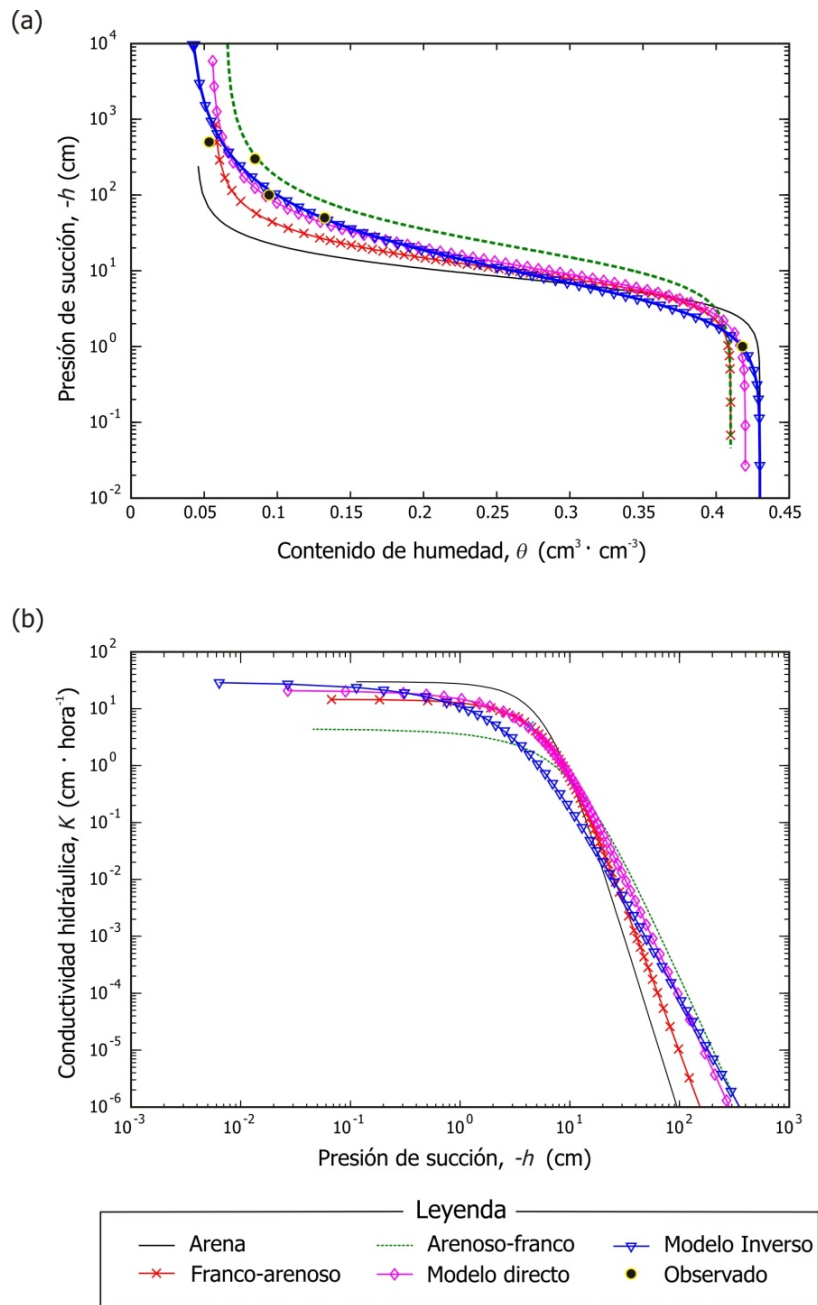


Figura 3.1 Comparación del medio filtrante de la CP con otros 3 materiales de granulometría semejante a través de (a) la presión de succión en función del contenido de humedad y de (b) la conductividad hidráulica en función de la presión de succión. Los parámetros que definen estas curvas se presentan en la Tabla 3.1. Fuente: elaboración propia.

Tabla 3.1 Valores en distintos medios de los parámetros de conductividad hidráulica y retención de agua en el suelo empleados en las Ecuaciones 3.8 a 3.11 de acuerdo a la formulación de van Genuchten (1980), a partir de los cuales se generaron las curvas de la Figura 3.1.

| Medio | θ_r (-) | θ_s (-) | α (cm ⁻¹) | n (-) | m (-) | l (-) | Ks (cm · h ⁻¹) |
|-----------------|----------------|----------------|------------------------------|---------|---------|---------|------------------------------|
| Arena* | 0.045 | 0.430 | 0.145 | 2.680 | 0.627 | 0.5 | 29.70 |
| Franco-arenoso* | 0.065 | 0.410 | 0.075 | 1.890 | 0.471 | 0.5 | 4.42 |
| Arenoso-franco* | 0.057 | 0.410 | 0.124 | 2.280 | 0.561 | 0.5 | 14.59 |
| Modelo inverso | 0.039 | 0.430 | 0.220 | 1.600 | 0.375 | 0.5 | 29.70 |
| Modelo directo | 0.055 | 0.420 | 0.130 | 1.900 | 0.474 | 0.5 | 21.00 |

* Valores extraídos de Carsel y Parrish (1988)

A partir de los valores de la Tabla 3.1 y las CRHCs se puede apreciar que el modelo inverso es congruente con los valores de granulometría semejante. Además, en la Figura 3.1b se grafica la conductividad hidráulica en función de la presión de succión, para los mismos medios que en la Figura 3.1a. Al comparar ambas curvas se puede observar la similitud de sus magnitudes. Es de interés notar que las diferencias más significativas en las curvas ocurren con valores de presión de succión muy bajos, entre el orden de 10⁻² y 10⁻¹ cm H₂O.

Para la segunda etapa experimental, en la que se monitorean los valores del contenido de la humedad para un flujo transitorio producido al verter un volumen total de 8.6 L de agua en un período de 10 h en la parte superior de la CP, las condiciones iniciales y de frontera son exactamente las mismas para ambos modelos (inverso y directo). Los resultados del experimento de infiltración, comparándolos con las simulaciones, se presentan en la Figura 3.2. Aunque sus valores se presentan más adelante, esta aclaración es útil para mostrar que la diferencia de las Figuras 3.2a y 3.2b obedece exclusivamente a los distintos valores de θ_r , θ_s , α , n y k_s de las CRHCs de los modelos inverso y directo.

En ambos incisos de la Figura 3.2, los valores observados se presentan con marcadores que no están unidos con ninguna línea. Los resultados de ambos modelos se muestran con líneas continuas en los mismos colores que los marcadores asociados al comportamiento que se pretende simular. Para el primer caso, (Figura 3.2a) se presentan los resultados del modelo inverso. Como se puede apreciar, visualmente su ajuste es muy deficiente. Desde una óptica matemática, en la Tabla 3.2 se pueden analizar los valores estadísticos de desempeño del modelo. Al combinar los datos de la Figura 3.2a con la Tabla 3.2, es patente que el desempeño del modelo es inversamente proporcional a la profundidad en la CP.

A pesar de que los valores de $(\psi, \theta(\psi))$ mostrados en la Figura 3.1a tienen un buen ajuste, no es así al analizar su respuesta en estado transitorio (Figura 3.1b). La razón obedece a que el ajuste de los parámetros θ_r , θ_s , α , n y k_s del modelo inverso solo consideró la relación entre el contenido de humedad y el potencial de succión. Sin embargo, no se concilió con la conductividad hidráulica, $k(\theta)$. Puesto que el potencial hidráulico total, ψ , es una variable que depende de la succión del medio, h , y de la profundidad, z ; en el segundo experimento se tiene la oportunidad de integrar todas las variables que intervienen en la aproximación numérica (Ecuación 3.7) de la ecuación de flujo (Ecuación 3.3).

En la Figura 3.2b se presenta el ajuste resultante del modelo directo. Se observa que esta simulación mejora considerablemente respecto al modelo inverso. Las estadísticas correspondientes de la Tabla 3.2 muestran valores de ME , $RMSE$, y CRM cercanos a 0, que es el valor para un ajuste perfecto. El promedio de ME de las lecturas en los sensores respecto al modelo directo es de 0.1028, lo que representa un 24%, muy inferior al 69% del modelo inverso. En cuanto a los valores del $RMSE$, un indicador de la sobreestimación o subestimación del modelo, el promedio del modelo directo es de tan solo 0.01418, casi una décima parte del valor del modelo inverso, 0.09325. El CRM negativo de las simulaciones asociadas al sensor superior e inferior del modelo directo, -0.0033 y -0.0027 respectivamente, indican una tendencia a sobreestimar los valores medidos, sin embargo, son valores muy cercanos a cero.

Los valores relacionados con los sensores medio superior y medio inferior, 0.0008 y 0.0017, tienden a una sobreestimación de poca magnitud. Para el parámetro *CRM*, el peor caso del modelo directo, 0.0017, resulta ser 192 veces menor que el peor caso del modelo inverso, con un valor de 0.3271, lo que ratifica su mejor ajuste. Por otra parte, los coeficientes R^2 y *EF* se aproximan más a la unidad en el modelo directo. Es de particular interés que los valores de *EF* son mayores a medida que aumenta la profundidad en la columna. En general, estas estadísticas muestran un desempeño superior del modelo directo respecto al inverso. La magnitud de esas estadísticas es similar al de estudios similares, como el estudio reportado por Zarei *et al.* (2010).

En lo que respecta a los valores de las condiciones iniciales y de frontera, se pueden apreciar en la Figura 3.3. En ésta, se grafica el flujo de agua, q , en función de la profundidad y el tiempo. En la Figura 3.3a se presentan las tres variables en forma continua. Esto permite visualizar el comportamiento gradual de éstas en cualquier sentido. Además, se señalan las curvas asociadas al flujo en las fronteras superior e inferior, así como el flujo correspondiente a la profundidad a la que se encuentra instalado el lisímetro.

Tabla 3.2 Valores estadísticos definidos en las Ecuaciones 3.12 a 3.16 para la evaluación del desempeño de los modelos inverso y directo.

| Modelo | Sensor | <i>ME</i> | <i>RMSE</i> | R^2 | <i>EF</i> | <i>CRM</i> |
|---------|----------------|-----------|-------------|---------|-----------|------------|
| | | Ec. 3.12 | Ec. 3.13 | Ec.3.14 | Ec. 3.15 | Ec. 3.16 |
| Inverso | Superior | 0.2931 | 0.0413 | 1.3948 | -0.4176 | 0.0469 |
| | Medio superior | 0.2531 | 0.0421 | 0.5851 | 0.4348 | 0.0754 |
| | Medio inferior | 0.3182 | 0.1261 | 0.6445 | -0.2367 | 0.2221 |
| | Inferior | 0.3261 | 0.1635 | 0.6428 | -0.4639 | 0.3271 |
| Directo | Superior | 0.1005 | 0.013 | 0.8756 | 0.859 | -0.0033 |
| | Medio superior | 0.1144 | 0.0161 | 0.8356 | 0.9172 | 0.0008 |
| | Medio inferior | 0.0999 | 0.0143 | 0.9476 | 0.9841 | 0.0017 |
| | Inferior | 0.0964 | 0.0133 | 0.9738 | 0.9904 | -0.0027 |

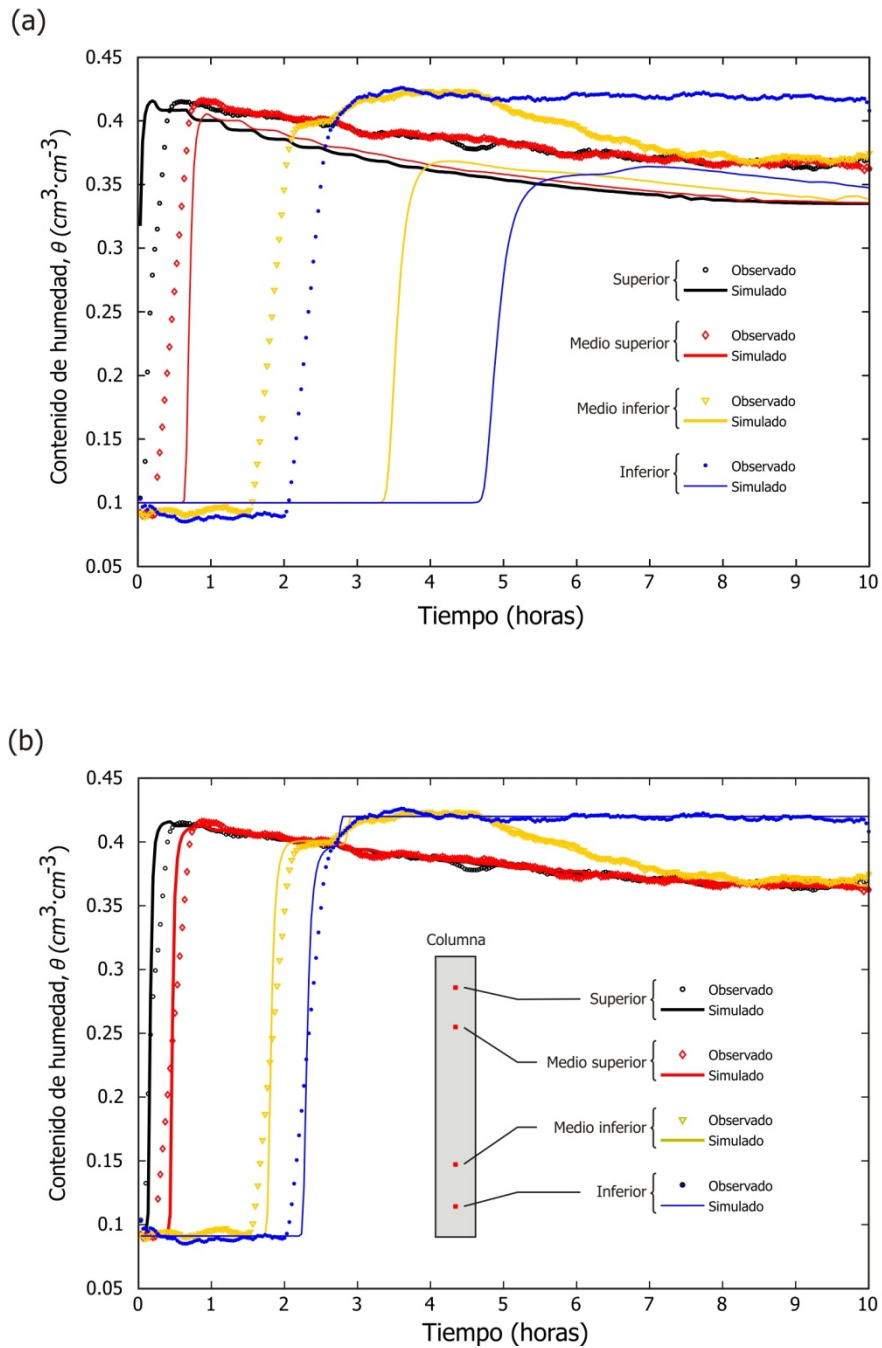


Figura 3.2 Comparación de los resultados del experimento de flujo de agua en estado transitorio observados respecto a los del modelo numérico (a) método inverso y (b) método directo a través de la respuesta en el contenido de humedad en estado transitorio en función del tiempo. Fuente: elaboración propia.

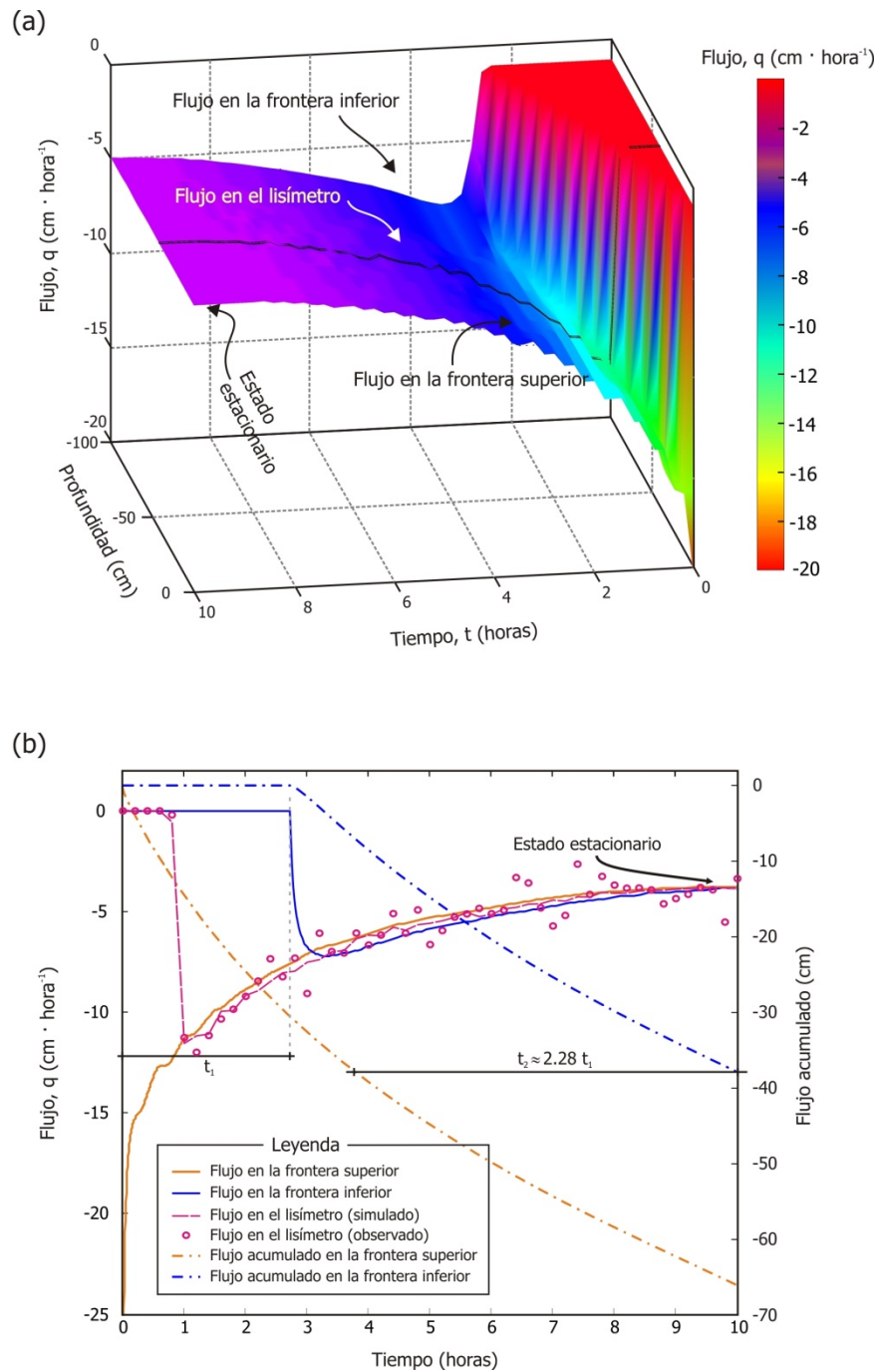


Figura 3.3 Flujo de agua, q , en estado transitorio en función de la profundidad y el tiempo. En (a) se muestran todos los valores de las tres variables, destacándose las curvas de la frontera superior ($z = 0$ cm), inferior ($z = -100$ cm), así como el correspondiente al lisímetro ($z = -41$ cm). En (b) se presentan dichas curvas, incluido su correspondiente flujo acumulado en dos dimensiones, junto con los datos medidos (observados) en el lisímetro. Fuente: elaboración propia.

Las curvas señaladas en la Figura 3.3a se grafican en un plano cartesiano en la Figura 3.3b. Adicionalmente, en el eje vertical derecho se incluye el flujo acumulado para ambas fronteras. En lo que respecta a la frontera superior, se estableció como de flujo variable. Sus valores se determinaron a partir del flujo de agua requerido para mantener una lámina de agua de 1 *cm* durante todo el experimento y, como se aprecia en la figura, tiende al estado estacionario cerca de las 10 *h*.

El estado estacionario se refleja también en la curva del flujo en la frontera inferior. Aunque al principio del experimento se requiere que transcurra un tiempo $t_1 \approx 2.8$ *h* para que el flujo acumulado de la frontera superior sea el mismo que en la frontera inferior, ese tiempo no es constante. En la línea mostrada para un flujo acumulado de -38 *cm*, el tiempo es 2.28 veces t_1 , es decir, 6.39 *h*.

En la Figura 3.3b también se presentan los datos observados en el lisímetro con círculos sin líneas que unan los marcadores. Esta gráfica constituye una verificación de las etapas anteriores porque no se emplearon los datos del lisímetro para calibrar el modelo. El que tenga un buen ajuste de forma independiente verifica que la simulación del modelo directo es congruente con la realidad.

En la Figura 3.4 se muestran los perfiles de la presión de succión, el contenido de humedad, la conductividad hidráulica y el flujo de agua, todos ellos en función de la profundidad en cinco tiempos: $t = 0, 1.5$ *h*, 3 *h*, 5.5 *h* y 10 *h*. Todos estos perfiles son producto del modelo directo. Esta es una de las ventajas que ofrece el modelo una vez calibrado y verificado. De este modo, se puede tener pleno conocimiento de todas las variables que intervienen en la ecuación de Richards (1931). Esto permite hacer algunas observaciones importantes. Por ejemplo, al comparar la Figura 3.4a y 3.4b se aprecia la correspondencia entre la presión de succión y el contenido de humedad. El cambio más abrupto del comportamiento en ambos perfiles ocurre en las tres primeras horas. En la Figura 3.4b se puede ver que la columna se satura aproximadamente los 33 *cm* que están en la parte inferior de la columna. En las siguientes dos horas y media ($t = 5.5$ *h*) se drenan unos 9 *cm*, (de $z = -68$ *cm* a $z = -77$ *cm*), pero como el sistema se acerca al estado estacionario, durante las siguientes cuatro horas y media ($t = 10$ *h*), la saturación disminuye en la columna otros 10 *cm*, es decir, $z = -87$ *cm*.

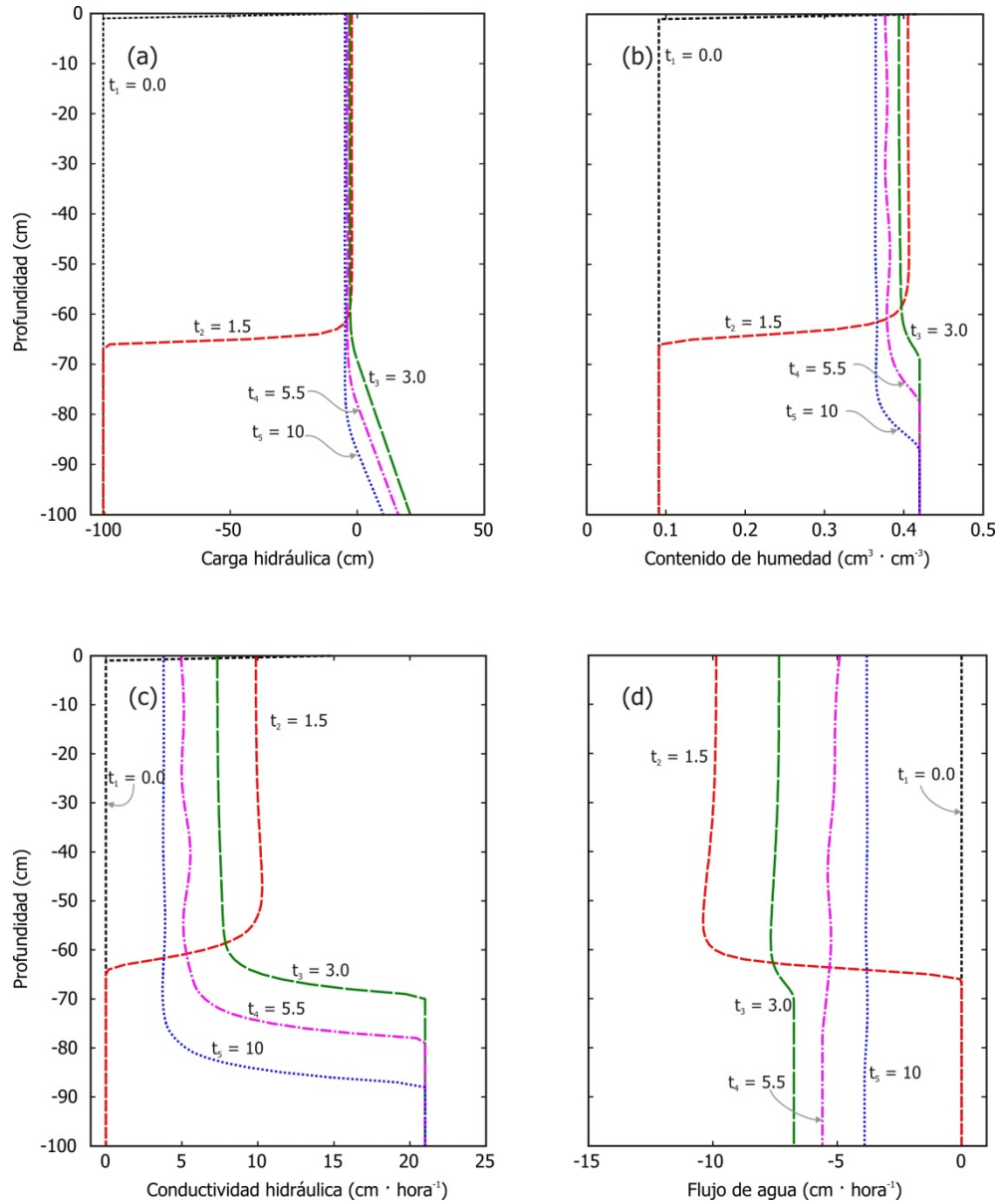


Figura 3.4 Perfiles de (a) carga hidráulica, (b) contenido de humedad, (c) conductividad hidráulica y (d) flujo de agua, todos ellos en función de la profundidad en cinco tiempos: $t = 0, 1.5, 3, 5.5$ y 10 h. Fuente: elaboración propia.

En los dos perfiles restantes (Figura 3.4c y 3.4d), se puede ver la relación entre la conductividad hidráulica y el flujo de agua. A medida que el frente de humedad avanza, la conductividad hidráulica es mayor. Finalmente, cuando el sistema se aproxima al estado estacionario, el flujo de agua es casi una línea vertical con un valor de $-4.2 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ en toda la CP.

3.4 CONCLUSIONES

La comparación de los modelos inverso y directo mostró que el ajuste del segundo es superior de acuerdo a los valores de los indicadores estadísticos de la Tabla 3.2. Esto se debe a que en el segundo caso se consideró la respuesta del modelo al flujo transitorio y no solo el estado estacionario.

El procedimiento empleado en la determinación de los parámetros del modelo directo presenta además ciertas ventajas operativas en la determinación del mejor ajuste para otros medios. Por ejemplo, en el modelo inverso, el tiempo que tardó la determinación de los cinco puntos de la CRHC del medio no saturado fue de dos meses de monitoreo constante. Por otra parte, la prueba en la que se monitoreó el estado transitorio duró solo 10 *h*. Los resultados de este análisis transitorio también concuerdan con la CRHC obtenida mediante el análisis del estado estacionario. Si bien es cierto que existen varios trabajos para determinar la CRHC que se realizan en menos tiempo, a menudo estos experimentos se realizan en muestras de suelo con un volumen mucho menor. Por ejemplo, las dimensiones de la columna descrita en Moret-Fernández *et al.* (2008) son: 8 *cm* de altura y 5 *cm* de diámetro.

Una desventaja del uso de la CP para la determinación de los parámetros de la CRHC en estado transitorio es que el volumen del suelo a examinar es considerable, aproximadamente de $12,700 \text{ cm}^3$. El tiempo invertido en ajustar los parámetros del modelo también se debe considerar al evaluar el mejor método para determinar la CRHC para un medio particular.

En lo que respecta a la utilidad de los sensores, se verificó su correspondencia con la teoría de flujo para medios no saturados empleando la ecuación de Richards (1931). Los datos aportados por la instrumentación de la CP fueron suficientes para determinar las condiciones iniciales y de frontera, así como para la calibración del modelo. Además, el flujo en el lisímetro permitió la verificación del modelo al comparar el flujo observado con el simulado de manera independiente. Esta independencia de los datos del lisímetro permite calibrar el sistema en caso de que faltaran, ya sea 1) los datos de succión, procedentes de los tensiómetros, o 2) del contenido de humedad, aportados por los sensores de conductividad. En ese caso, aún sería posible calibrar el modelo, aunque la verificación sería imposible para el mismo intervalo de tiempo, por tratarse de un sistema con un número de incógnitas igual al de variables. A fin de verificar el modelo, se tendrían que emplear datos en otros intervalos de tiempo.

REFERENCIAS

- Abbasi F., Feyen J. y Van Genuchten M. T., 2004, *Two-dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: Model calibration and validation*, Journal of Hydrology,290 (1-2),63-79.
- Bathurst R. J., Ho A. F. y Siemens G., 2007, *A Column Apparatus for Investigation of 1-D Unsaturated-Saturated Response of Sand-Geotextile Systems*, Geotechnical Testing Journal,30 (6),1-9.
- Belfort B., Ramasomanana F., Younes A. y Lehmann F., 2009, *An efficient lumped mixed hybrid finite element formulation for variably saturated groundwater flow*, Vadose Zone Journal,8 (2),352-362.
- Bitterlich S., Durner W., Iden S. C. y Knabner P., 2004, *Inverse Estimation of the Unsaturated Soil Hydraulic Properties from Column Outflow Experiments Using Free-Form Parameterizations*, Vadose Zone Journal,3 (3),971-981.
- Brooks R. H. y Corey A. T., 1964, *Hydraulic properties of porous media*, Hydrogeology Paper 3. Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado. 27 pp.,
- Carsel R. F. y Parrish R. S., 1988, *Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics*, Water Resour. Res.,24 755-769.
- Celia M., Bouloutas E. y Zarba R., 1990, *A General Mass Conservative Numerical Solution for the Unsaturated Flow Equation*, Water Resour. Res.,26 (7),1483-1496.
- Cornelis W. M., Khlosi M., Hartmann R., Van Meirvenne M. y De Vos B., 2005, *Comparison of Unimodal Analytical Expressions for the Soil-Water Retention Curve*, Soil Sci. Soc. Am. J.,69 (6),1902-1911.

- Eching S. O., Hopmans J. W. y Wendroth O., 1994, *Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data*, Soil Science Society of America Journal, 58 (3), 687-695.
- Garcia E., Oka F. y Kimoto S., 2011, *Numerical analysis of a one-dimensional infiltration problem in unsaturated soil by a seepage-deformation coupled method*, International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, 35 (5), 544-568.
- Gottardi G. y Venutelli M., 1993, *Richards: Computer program for the numerical simulation of one-dimensional infiltration into unsaturated soil*, Computers & Geosciences, 19 (9), 1239-1266.
- Heimovaara T. J., Freijer J. I. y Bouten W., 1993, *The application of TDR in laboratory column experiments*, Soil Technology, 6 (3), 261-272.
- Hilten R. N., Lawrence T. M. y Tollner E. W., 2008, *Modeling stormwater runoff from green roofs with HYDRUS-1D*, Journal of Hydrology, 358 (3-4), 288-293.
- Homae M., Dirksen C. y Feddes R. A., 2002, *Simulation of root water uptake: I Non-uniform transient salinity using different macroscopic reduction functions*, Agricultural Water Management, 57 89-109.
- Jacques D., Simunek J., Timmerman A. y Feyen J., 2002, *Calibration of Richards' and convection-dispersion equations to field-scale water flow and solute transport under rainfall conditions*, Journal of Hydrology, 259 (1-4), 15-31.
- Janssen H., 2010, *Adaptive Kronrod-Patterson integration of non-linear finite element matrices*, International Journal for Numerical Methods in Engineering, 81 (11), 1455-1474.
- Jiang S., Pang L., Buchan G. D., Simunek J., Noonan M. J. y Close M. E., 2010, *Modeling water flow and bacterial transport in undisturbed lysimeters under irrigations of dairy shed effluent and water using HYDRUS-1D*, Water Research, 44 (4), 1050-1061.
- Kandelous M. M. y Šimunek J., 2010, *Numerical simulations of water movement in a subsurface drip irrigation system under field and laboratory conditions using HYDRUS-2D*, Agricultural Water Management, 97 (7), 1070-1076.
- Kool J. B., Parker J. C. y van Genuchten M. T., 1987, *Parameter estimation for unsaturated flow and transport models - A review*, Journal of Hydrology, 91 (3-4), 255-293.
- Kosugi K., 2008, *Comparison of Three Methods for Discretizing the Storage Term of the Richards Equation*, Vadose Zone J., 7 (3), 957-965.
- Lessoff S. C. y Indelman P., 2004, *Analytical model of solute transport by unsteady unsaturated gravitational infiltration*, Journal of Contaminant Hydrology, 72 (1-4), 85-107.
- Menziani M., Pugnaghi S. y Vincenzi S., 2007, *Analytical solutions of the linearized Richards equation for discrete arbitrary initial and boundary conditions*, Journal of Hydrology, 332 (1-2), 214-225.

- Miller C. T., Abhishek C. y Farthing M. W., 2006, *A spatially and temporally adaptive solution of Richards' equation*, *Advances in Water Resources*,29 (4),525-545.
- Moret-Fernández D., Arrúe J. L., Pérez V. y López M. V., 2008, *A TDR-pressure cell design for measuring the soil-water retention curve*, *Soil and Tillage Research*,100 (1-2),114-119.
- Mualem Y., 1976, *New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media*, *Water Resources Research*,12 (3),513-522.
- Parlange J. Y., Hogarth W. L., Barry D. A., Parlange M. B., Haverkamp R., Ross P. J., Steenhuis T. S., DiCarlo D. A. y Katul G., 1999, *Analytical approximation to the solutions of Richards' equation with applications to infiltration, ponding, and time compression approximation*, *Advances in Water Resources*,23 (2),189-194.
- Richards, L. A., 1931, *Capillary Conduction of Liquids Through Porous Medium: Journal of Physics*, 1:318–333.
- Rudolph D., Sultan R., Garfias J. y McLaren R., 2006, *Significance of enhanced infiltration due to groundwater extraction on the disappearance of a headwater lagoon system: Toluca Basin, Mexico*, *Hydrogeology Journal*,14 (1),115-130.
- Salas-García J., Gárfias J. y Flores-Ramírez H., 2010, *Análisis del flujo en un medio poroso no saturado mediante una columna de pruebas*. In: *Aguas subterráneas y desarrollo de los pueblos latinoamericanos*, 2010 Caracas, Venezuela. X Congreso Alhsud, p.8.
- Šimůnek J., 2009, *Development and application of the coupled vadose zone-ground water flow modeling environment: Hydrus package for MODFLOW*, *Report - University of California Water Resources Center*,(112),55-56.
- Šimůnek J., Jacques D., Twarakavi N. K. C. y Van Genuchten M. T., 2009a, *Selected HYDRUS modules for modeling subsurface flow and contaminant transport as influenced by biological processes at various scales*, *Biologia*,64 (3),465-469.
- Šimůnek J., Van Genuchten M. T. y Šejna M., 2008, *Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes*, *Vadose Zone Journal*,7 (2),587-600.
- Šimůnek J., Van Genuchten M. T. y Šejna M., 2009, *The Hydrus-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.08*. University of California Riverside, Riverside, California, USA: Department of Environmental Sciences.
- Taheri Shahraiyini H. y Ataie Ashtiani B., 2009, *Comparison of finite difference schemes for water flow in unsaturated soils*, *Proceedings of World Academy of Science, Engineering and Technology*,40 21-25.
- Tindall J. A., Kunkel J. R. y Anderson D. E., 1999, *Unsaturated Zone Hydrogeology for Scientists and Engineers*, Prentice Hall. USA.
- van Dam J. C., Stricker N. M. y Droogers P., 1994, *Inverse method to determine soil hydraulic functions from multistep outflow experiments*, *Soil Sci Soc Am J*,58 647-652.

- van Genuchten M. T., 1980, *Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils*, Soil Science Society of America Journal,44 (5),892-898.
- van Genuchten M. T., Leij F. J. y Yates S. R., 1991, *The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils*. U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Varado N., Braud I., Ross P. J. y Haverkamp R., 2006, *Assessment of an efficient numerical solution of the 1D Richards' equation on bare soil*, Journal of Hydrology,323 (1-4),244-257.
- Vogel T. y Cislerova M., 1988, *On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve*, Transport in Porous Media,3 (1),1-15.
- Yang H., Rahardjo H., Wibawa B. y Leong E., 2004, *A soil column apparatus for laboratory infiltration study*, Geotechnical Testing Journal,27 (4),347-355.
- Zarei G., Homae M., Liaghat A. M. y Hoorfar A. H., 2010, *A model for soil surface evaporation based on Campbell's retention curve*, Journal of Hydrology,380 (3-4),356-361.

4. DISEÑO DE EQUIPOS DE MEDICIÓN Y TRANSMISIÓN DE DATOS PARA ESTIMAR EL FLUJO DE AGUA EN LA ZONA VADOSA EMPLEANDO POZOS DE MONITOREO

4.1 INTRODUCCIÓN

Para determinar la capacidad de un acuífero como recurso hídrico, es esencial cuantificar su recarga. En consecuencia, se han desarrollado una gran cantidad de métodos para su estimación (Scanlon et al., 2002). A pesar de la variedad de métodos, muchos están limitados por la cantidad de parámetros disponibles, lo que a su vez depende del tiempo y del costo de la adquisición, operación y mantenimiento de la instrumentación requerida. En general, en los métodos aplicados en la zona vadosa, se necesita una instrumentación capaz de monitorear el contenido de humedad, el nivel freático y el potencial de succión a diferentes profundidades.

En este sentido, el presente capítulo tiene como objetivo presentar el diseño de un equipo de monitoreo hidrológico (EMH) capaz de monitorear el perfil del flujo de agua en un pozo de monitoreo en función de cuatro variables obtenidas en el campo: el contenido de humedad, la presión de succión, el flujo en secciones transversales y el nivel freático. La instrumentación presentada se instaló en tres pozos de monitoreo. En este capítulo se presenta el diseño y las características de la instalación de dichos equipos, incluyendo algunos rasgos de su desempeño, tales como su consumo de energía, calibración y costo.

4.2 MATERIALES Y MÉTODOS

4.2.1 Descripción general del equipo de monitoreo hidrológico EMH

En la Figura 4.1 se presenta un diagrama esquemático de los elementos que integran el EMH. Para su análisis, se divide en tres secciones, cada una de las cuales corresponde con los apartados siguientes. En la siguiente sección se presenta la tarjeta principal (TP), que contiene el microcontrolador que coordina todas las operaciones del EMH y los circuitos necesarios para la captura de las señales provenientes de todos los sensores. Estos últimos se dividen en dos grupos de acuerdo a su lugar de instalación: instrumentación de la zona vadosa y la instrumentación instalada en los piezómetros. Cada uno de estos grupos se describe en la tercera (4.2.3) y la cuarta sección (4.2.4) de este apartado, respectivamente.

4.2.2 Tarjeta principal (TP)

Como se muestra en la Figura 4.1a, la TP está integrada por un microcontrolador que coordina los siguientes elementos: a) circuitos para administrar la fuente de alimentación, b) un reloj en tiempo real para determinar el tiempo en el que se deben hacer las mediciones, c) una memoria para almacenar los valores medidos, d) una serie de comparadores para acondicionar la señal proveniente de tres lisímetros, e) un oscilador y un multiplexor analógico para medir la resistividad eléctrica asociada al contenido de humedad en tres bloques de yeso. A continuación se explican cada uno de estos elementos.

La fuente de energía consiste en una batería recargable de 6 V. El EMH puede operar sin una celda solar que recargue esta batería. De ser así, es necesario reemplazar la batería cuando el voltaje de la batería sea menor a 5.3 V. Para optimizar el uso de energía, se emplean reguladores *LDO* (*Low-DropOut*). Éstos se caracterizan por tener un bajo consumo, así como requerir una reducida diferencia de voltaje entre la entrada y la salida (Rincón-Mora, 2009).

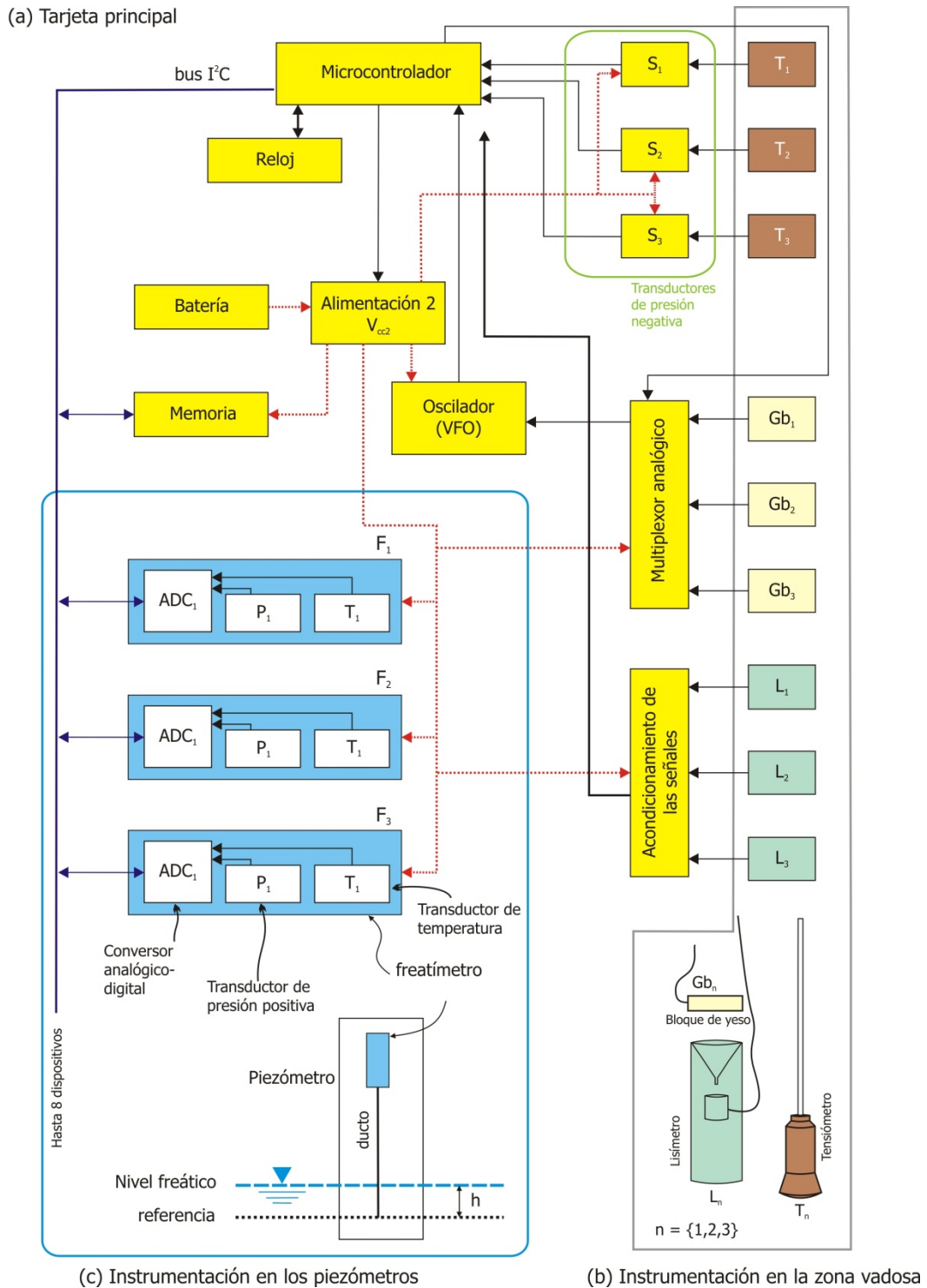


Figura 4.1 Diagrama a bloques del sistema de monitoreo hidrológico. Para su descripción se divide en tres secciones: (a) tarjeta principal, (b) instrumentación en la zona vadosa e (c) instrumentación en los piezómetros. Fuente: elaboración propia.

El primer regulador, que siempre está funcionando, alimenta únicamente al microcontrolador y al reloj. Se le denomina en la Figura 4.1a regulador primario. El resto de los circuitos están conectados a un regulador secundario, que sólo se activa durante las mediciones y el almacenamiento. De este modo, se reduce considerablemente el consumo eléctrico y se alarga la vida útil de los componentes. Ambos reguladores son fabricados por la empresa Microchip. Su matrícula es MCP1801 y MCP1701A para el regulador primario y secundario, respectivamente (Microchip, 2007; Microchip, 2010).

El reloj de tiempo real, *RTC (Real Time Clock)*, comienza a funcionar al momento que se alimenta el EMH. El *RTC* internamente actualiza sus propios registros que contabilizan los segundos, minutos, horas y días de operación. Esta información es crítica para indicar al microcontrolador el momento en el que debe realizar las mediciones, así como durante la descarga y sincronización de la información. El *RTC* empleado tiene la matrícula DS1302 y es fabricado por la empresa MAXIM. La comunicación de este circuito con el microcontrolador se establece mediante una transmisión en serie (MAXIM, 2008).

A fin de almacenar los valores medidos, así como las opciones de configuración del sistema, tales como el intervalo de muestreo, la hora y la fecha de la última sincronización, se emplea una memoria no volátil *EEPROM*. La matrícula de la memoria usada es 24LC1025 y tiene una capacidad de 1024 *kB* (1 *kB* = 1024 *Bytes*) (Microchip, 2011).

El elemento principal de la etapa de acondicionamiento de las señales provenientes de los lisímetros para detectar el cruce de una gota en su área transversal es un comparador de voltaje. En la Figura 4.2a se muestra la configuración de este comparador. La tensión de referencia, V_{ref} , procede de un regulador de bajo voltaje con matrícula TLV431A. Ésta se compara con el voltaje que proviene del lisímetro, V_{Lis} , cuya componente de corriente directa (CD) se ha eliminado mediante una etapa de desacoplamiento de CD empleando un filtro pasivo resistor-capacitor (RC) de primer orden. El voltaje V'_{Lis} proviene de un divisor generado por dos resistores, R_1 y R_2 . Su valor está determinado por:

$$V'_{Lis} = \frac{R_2}{R_1 + R_2} V_{cc}. \quad (4.1)$$

El valor de R_I es fijo y el valor de R_2 está determinado por la ausencia o presencia de una gota de agua que cruce el lisímetro. Aunque la estructura y funcionamiento de los lisímetros empleados se describe más adelante, el circuito equivalente de éstos se presenta en la Figura 4.2a. Para el objetivo de esta sección, es suficiente indicar que en ausencia de agua el interruptor del circuito equivalente I_I , está abierto, *i.e.*,

$$R_1 = R_x \Rightarrow V'_{Lis} = \frac{R_2}{R_x + R_2} V_{cc}, \quad (4.2)$$

donde R_x es la resistencia eléctrica entre las terminales conectadas al lisímetro.

Por otra parte, cuando una gota atraviesa el lisímetro, el interruptor del circuito equivalente I_I está cerrado, de modo que el valor de R_I está expresado por:

$$R_1 = \frac{R_{Lis} R_x}{R_{Lis} + R_x}. \quad (4.3)$$

En la Figura 4.2b se presenta el voltaje de la señal V'_{Lis} en función del tiempo, durante el cruce de una gota de agua en el interior del lisímetro. Después de que la señal pasa por la etapa de desacoplamiento de CD, se tiene un pulso analógico como el mostrado en la Figura 4.2c. La tensión eléctrica de éste se compara con el voltaje de referencia, V_{Ref} , produciendo un pulso digital con las especificaciones de voltaje y corriente necesarias para su contabilización en el microcontrolador (Figura 4.2d).

La última parte de la TP está constituida por un oscilador de frecuencia variable (*VFO, variable frequency oscillator*) y un multiplexor analógico. Ambos funcionan en conjunto para medir la resistividad eléctrica asociada al contenido de humedad en tres bloques de yeso. La frecuencia de salida del *VFO* está en función de un circuito resistivo-capacitivo, en el que el valor del capacitor es constante. A diferencia de éste, la resistencia eléctrica de las terminales del interior de cada bloque de yeso varía en función del contenido de humedad del medio circundante. Por lo tanto, el contenido de humedad determina la frecuencia del *VFO*.

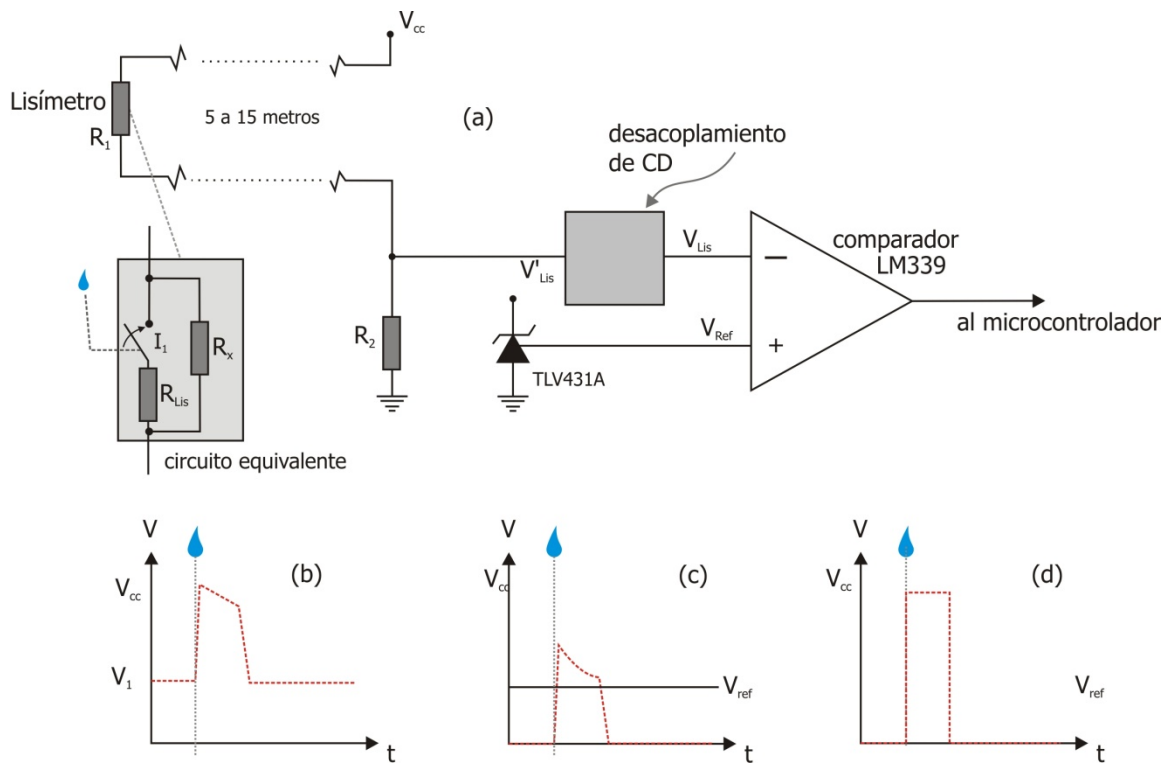


Figura 4.2 Diagrama esquemático del acondicionamiento de las señales procedentes de los lisímetros hasta el microcontrolador. Fuente: elaboración propia.

Un problema en el empleo de los bloques de yeso para medir indirectamente el contenido de humedad, es el cambio en la resistividad aparente y la producción de gas si se aplica una corriente eléctrica continua en las terminales que contiene el bloque de yeso por períodos prolongados (del orden de un segundo) (MEA, 1998). Para evitar este problema, la medición de la resistividad eléctrica en las terminales del bloque de yeso emplea una corriente alterna con un período del orden de 1 ms. Para medir los tres bloques de yeso con el mismo oscilador, se emplea un multiplexor analógico con matrícula CD4016. Esto presenta algunas ventajas. Una de éstas es simplificar el diseño y garantizar que los valores del resto de los componentes del oscilador sean los mismos. Así, las diferencias entre las mediciones sólo están en función de la resistividad eléctrica del bloque de yeso. Aunque también dependen de la temperatura, la intervención de esta variable se tratará en la sección 4.3.2.

4.2.3 Instrumentación en la zona vadosa

Como se muestra en la Figura 4.1b, la instrumentación en la zona vadosa comprende un conjunto de instrumentos compuesto por a) un bloque de yeso para medir el contenido de humedad, b) un lisímetro para medir el flujo de agua y c) un tensiómetro para medir el potencial de succión. A continuación se describen cada uno de estos elementos.

En lo que respecta a la estructura de los tres bloques de yeso del EMH (Figura 4.1b), cada uno contiene en su parte central un par de electrodos de cobre de 8 *cm* de largo y 3 *mm* de diámetro, separados entre sí una distancia de 5 *mm*. El yeso disminuye las diferencias entre lecturas en tipos de suelo con distinto grado de salinidad y aporta una mayor estabilidad a las lecturas (MEA, 1998). De este modo, las variaciones en el contenido de humedad en el medio circundante se reflejan en la resistividad eléctrica entre las terminales de cada bloque de yeso. Como se explicó en la sección precedente, estas variaciones determinan la frecuencia de operación del VFO.

El lisímetro consiste en un embudo, en cuya salida se encuentra acoplada un material sintético hidrofílico que conduce el agua capturada hacia una apertura acotada por dos terminales conductoras (TC) que, al caer una gota, cierran un circuito eléctrico acoplado a un microcontrolador, que contabiliza el número de gotas que ingresan al área de captura del embudo. Es de interés mencionar que el diseño de este lisímetro toma en cuenta un posible error en la inclinación durante el proceso de instalación de hasta 15°. Esto se debe a que el material sintético que conduce el agua del embudo hasta las láminas conductoras es el que sostiene el soporte del que pende un anillo con dichas terminales. De ese modo, aunque el exterior del lisímetro se halle inclinado, por gravedad el sistema del interior se orienta para que las gotas caigan en el centro de las TC.

Los tensiómetros consisten en un cilindro circular recto con un volumen interior de 350 *mL* conectado con la superficie del suelo a través de un conducto flexible (Figura 4.1b). La interfaz entre el agua contenida en el tensiómetro y el medio en el que se requiere medir la presión de succión está constituida por un material cerámico poroso. Por el extremo del conducto que va a la superficie se introducen alrededor de 7 *L* de agua para realizar las mediciones. La longitud de los conductos está en función de la profundidad a la que se

instala cada tensiómetro. El diseño de los tensiómetros de este trabajo considera una instalación aproximadamente a los 5 m, 10 m y 15 m, dependiendo la estratigrafía de cada pozo. Esta característica distingue a los tensiómetros de esta tesis, debido a que, en muchos trabajos, los tensiómetros se instalan desde unos cuantos centímetros hasta alrededor de 3 m a partir de la superficie (Morgan *et al.*, 2001; Cichota *et al.*, 2006; Araya *et al.*, 2010; Bradley *et al.*, 2010). La razón de esto obedece a las limitaciones que impone la excavación necesaria para instalar los lisímetros a esa profundidad, así como su dificultad para retirarlos una vez concluidas las campañas de medición. Así, para los tensiómetros instalados en este proyecto, resulta prácticamente imposible retirarlos de los pozos de monitoreo.

4.2.4 Medición del nivel estático en los pozos de monitoreo

Para medir la profundidad del nivel freático en un pozo de monitoreo, el EMH emplea tres freatómetros. Para llevar a cabo esta misma función, algunos medidores comerciales miden la presión ejercida por la columna de agua en cuestión. Sin embargo, algunos de éstos determinan la presión absoluta y tienen el inconveniente de incluir el efecto de la presión atmosférica, por lo que se necesita un equipo adicional para restar dicha contribución (Rasmussen y Crawford, 1997). El método empleado en el freatómetro de este trabajo consiste en medir la presión diferencial entre la atmósfera y un tubo que se introduce en la columna de agua del pozo cuyo nivel se requiere calcular. De esta manera, la presión en el interior de dicho tubo es proporcional a la columna de agua. Puesto que la presión medida es diferencial, no necesita un medidor adicional para compensar la presión atmosférica (Salas-García *et al.*, 2010).

La estructura del freatómetro se muestra en la Figura 4.1c. Este dispositivo incluye un transductor de presión diferencial cuya salida proporciona una tensión eléctrica proporcional al nivel. Su matrícula es MPXV5050DP, fabricado por la empresa Freescale Semiconductors. El voltaje de salida del transductor de presión se acopla al microcontrolador mediante un conversor analógico digital (CAD) con matrícula ADS1112 fabricado por la empresa Texas Instruments mediante el protocolo de comunicaciones *Inter-Integrated Circuit*TM (I²C) (NXP, 2007). En ocasiones, el nivel freático puede ser muy

profundo, por lo que no siempre es posible visualizar con la suficiente seguridad cuando se alcanza el nivel freático. Por tal motivo, el equipo está dotado de un *LED* (*light-emitting diode*) en la TP, que indica al usuario cuando se ha alcanzado la superficie freática.

En el freatómetro de la Figura 4.1c también se incluye un termómetro. Éste consiste en un transductor de temperatura con matrícula LM35Z cuya señal de salida también ingresa al CAD por el canal 2 de este último. Su utilidad radica no sólo en la determinación de la temperatura *in situ* del agua subterránea; también permite hacer correcciones menores en la determinación del nivel freático a diferentes temperaturas.

4.2.5 Calibración de los sensores del EMH

Para calibrar las lecturas de los sensores de resistividad eléctrica en los bloques de yeso, se determinó el contenido de humedad de las muestras por el método gravimétrico; el cual consiste en tomar una muestra del suelo, pesarla y desecarla en un horno a 110 °C sucesivamente hasta que su peso no cambie, lo cual ocurrió generalmente después de 8 h en las muestras analizadas. El tiempo de secado en el horno depende principalmente del tamaño en particular de las muestras y, en menor medida, del contenido de humedad de éstas. La cantidad de agua extraída, determinada por la diferencia de peso, es precisamente la contenida originalmente en la muestra (Sanders, 1998). En USDA (2004) se presenta una descripción detallada del método gravimétrico y las precauciones en la toma y el manejo de la muestra.

El empleo de este método fue necesario porque la medición del contenido de humedad a través de la resistividad eléctrica en bloques de yeso en ocasiones se ha considerado como una técnica cualitativa. Sin embargo, permite aportar datos cuantitativos si se calibran las mediciones con los resultados obtenidos por otros procedimientos (MEA, 1998), como el de análisis con microscopio electrónico (Kuechler *et al.*, 2004), sondas *TDR* (*Time Domain Reflectometry*) o la técnica gravimétrica (Sanders, 1998).

Una diferencia importante en las condiciones de laboratorio en las que se probó la CP (capítulos 2 y 3) respecto a la instalación en el campo del EMH es la variación de la temperatura. Puesto que la temperatura en el interior de los contraademes donde se instaló

la TP cambia drásticamente a lo largo del día, además de la calibración de los bloques de yeso, se requirió de una calibración del oscilador de la TP para compensar este efecto. Esta es una de las contribuciones de este trabajo. En las especificaciones de los equipos comerciales empleados para medir el contenido de humedad que emplean bloques de yeso no indican que compensen la temperatura y en trabajos en los que se instala instrumentación en pozos de monitoreo, raramente consideran el efecto de este régimen de trabajo en la instalación de los instrumentos de medición.

Para calibrar el número de gotas detectadas por el lisímetro, se vertieron diez volúmenes conocidos y se contabilizaron las gotas resultantes. Cuando el material hidrofílico del lisímetro está seco, se requiere superar un umbral en el que dicho material se satura lo suficiente como para comenzar a gotear. El volumen se cuantificó a partir de la caída de la primera gota. Esto parte del supuesto de que en el interior de la columna el material hidrofílico tiene un contenido de humedad en equilibrio con el medio poroso.

Los transductores de presión que están presentes en los tensiómetros se calibraron inicialmente con diez distintos valores de presión entre 0 y 50 *kPa* provenientes de una bomba de vacío y un manómetro analógico. Puesto que las especificaciones del fabricante garantizan que la respuesta de los sensores de presión es lineal, la calibración sería suficientemente válida incluso con dos puntos. Además, se realizó una segunda calibración con una columna de agua, estableciendo cinco valores de presión entre 0 y 20 *kPa*. Por otra parte, los transductores de los freatómetros se calibraron realizando mediciones de diez diferentes alturas de una columna de agua distribuidas en un rango de 20 *kPa*; de manera similar al proceso de calibración desarrollado en otros trabajos (Arzate *et al.*, 2006; Salas-García *et al.*, 2010).

4.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para una mayor claridad en la exposición de los resultados de este capítulo, esta sección se divide en cuatro partes. En la primera parte se presentan los tiempos de operación del sistema con sus respectivos consumos de energía, lo que permite calcular su desempeño con fuentes de alimentación alternas como celdas solares. La segunda parte contiene el desempeño resultante de la etapa de calibración de los bloques de yeso, los lisímetros, los

tensiómetros y los freatómetros. En la tercera se presenta la instalación de la instrumentación en los pozos de monitoreo. Finalmente, en la cuarta parte, se muestra el sistema de transmisión de datos.

4.3.1 Tiempos de operación y consumo de energía

Uno de los parámetros más críticos del EMH es el consumo de energía, y este, a su vez, depende de los tiempos de operación de sus componentes. En la Figura 4.3 se muestra la definición de dichos tiempos, mientras que los valores resultantes se resumen en la Tabla 4.1. Los distintos eventos están referidos mediante los números en el interior de los pentágonos. El número en su interior cumple un propósito nominativo, por lo que los eventos no necesariamente ocurren en el orden mostrado.

En la Figura 4.3a se muestran los tiempos de operación del μC , del RTC, de un lisímetro y de la fuente de alimentación secundaria. El evento 1 ocurre cuando se enciende el EMH. Durante todo el tiempo que permanece energizado el EMH solo hay dos dispositivos funcionando en modo activo: el RTC y la etapa de acondicionamiento de señal del lisímetro. El consumo de ambos es de 0.8 mA . El evento 2 de la Figura 4.3a tiene lugar cuando una gota de agua ingresa al lisímetro. Lo anterior provoca que el μC opere en modo activo para actualizar un registro que contiene el total de gotas detectadas durante el intervalo de muestreo programado por el usuario. Este proceso tiene una duración máxima de 230 ms .

Para ahorrar energía, el μC entra en el modo de bajo consumo de energía después de que verifica la hora del RTC. Este consumo resultó ser de 0.6 mA . La verificación de la hora actual constituye el evento 3 y se realiza a intervalos de 17 segundos (s), con una duración de 2 ms , lo cual representa un ciclo de trabajo de tan solo 0.011% , resultando en un ahorro de corriente del 99.989% durante los tiempos de espera. Cuando termina el tiempo de espera entre mediciones, ocurre el evento 4: el μC activa el regulador secundario, V_{cc2} . Este regulador (Figura 4.1a) alimenta todos los sensores instalados en el pozo de monitoreo, con excepción de los lisímetros que siempre están activos. El consumo de corriente durante este intervalo es de 13 mA durante 3.25 s .

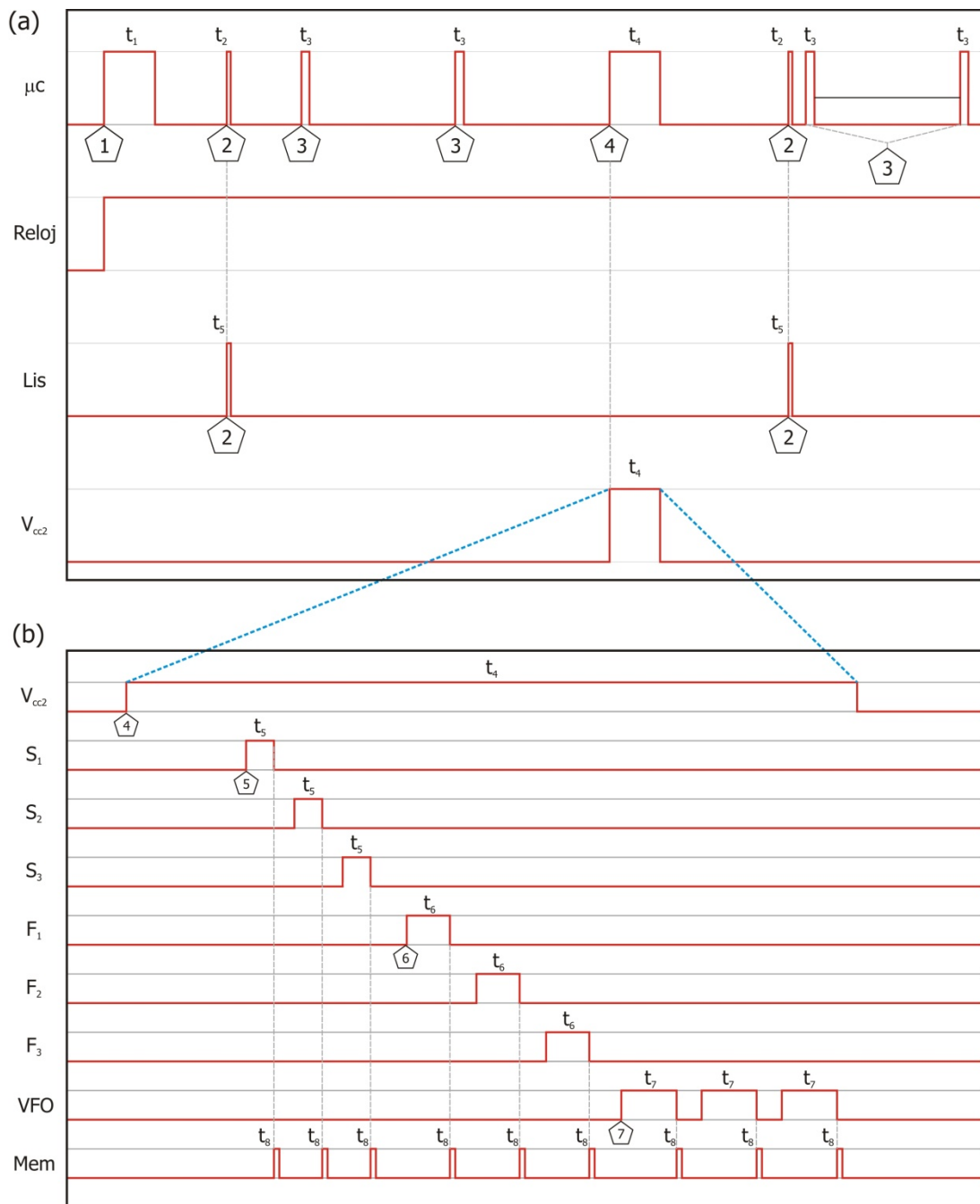


Figura 4.3 Definición de los tiempos de operación, t_n , con $n \in \langle 1,7 \rangle$ de (a) los dispositivos principales de la TP así como el lisímetro y en (b) del resto de los sensores instalados en el pozo de monitoreo. La duración de dichos tiempos se presenta en la Tabla 4.1. Se representan con un pentágono los eventos descritos en el texto. Fuente: elaboración propia.

Tabla 4.1 Intervalos de tiempo para los eventos representados en la Figura 4.3.

| Evento | Descripción | Duración (ms) |
|--------|---|---------------|
| 1 | Encendido del EMH | - |
| 2 | Gota de agua atravesando las TC del lisímetro, actualización de contadores y almacenamiento en la memoria | 230 |
| 3 | Lectura de la hora actual | 2 |
| 4 | Encendido del regulador secundario | 3,250 |
| 5 | Lectura de un tensiómetro y almacenamiento en la memoria | 15 |
| 6 | Lectura de un freatómetro y almacenamiento en la memoria | 36 |
| 7 | Medición de la frecuencia del VFO para cada bloque de yeso y almacenamiento en la memoria | 250 |

En la Figura 4.3b se presenta la secuencia de las mediciones que realizan los sensores energizados con el regulador secundario. Todas las mediciones de esta figura están sincronizadas por el μC . En el evento 5 se mide la presión de succión en los tres tensiómetros. Cada medición tiene una duración de 15 ms. Después de cada medición, se almacenan las lecturas en la memoria. El proceso de cada escritura en la memoria 25LC1025 tiene una duración de 1 ms.

En el evento 6 se mide la presión en los tres freatómetros. El valor de dicha presión se transmite a una frecuencia de 1kHz por el bus I^2C . A pesar de que las especificaciones de dicho protocolo, en conjunto con las de los circuitos integrados en cuestión, indican que se puede transmitir a una frecuencia de 100 kHz, esto no fue posible debido a los 45 m de longitud del bus empleado. A pesar de ser una frecuencia menor, el tiempo es suficientemente corto, de 36 ms, para no representar un consumo representativo de energía. Al continuar con la secuencia de medición, en el evento 7 se mide la frecuencia del FVO durante 250 ms para cada bloque de yeso. A fin de entender mejor la estructura del EMH, consultar el Apéndice B, en el que se presenta el diagrama eléctrico del EMH; mientras que el Apéndice C contiene el programa informático con el que opera dicho equipo.

4.3.2 Calibración de los elementos de medición del EMH

Para identificar a cada uno de los instrumentos en los resultados de este capítulo, se les ha asignado una nomenclatura en función de su lugar de instalación. Aunque la justificación de los criterios para elegir el lugar de perforación se presenta en el próximo capítulo, esta nomenclatura permite identificar unívocamente a cada instrumento. De este modo, las leyendas “Tab”, “Nev” y “Zol” designan los lugares: Taborda, cerca del Nevado de Toluca y Zolotepec, respectivamente. Las abreviaturas “sup”, “med” e “inf” aluden a su profundidad de instalación: superior, media e inferior. Esta nomenclatura se empleará en todas las explicaciones sucesivas.

En la Figura 4.4 se presentan los resultados de la calibración de los bloques de yeso empleando el método gravimétrico. Los valores de resistividad eléctrica, R_b , de las 45 muestras, cinco por cada bloque, se relacionaron con el contenido de humedad, θ , por separado. Esto se debe a que se observó un comportamiento cuantitativamente distinto en cada uno como consecuencia de las condiciones de fabricación de los bloques, tales como las proporciones de yeso y agua, la manipulación de la mezcla, el tiempo de vertido y secado, la temperatura de fraguado y la humedad relativa (MEA, 1998; al Hagrey *et al.*, 1999).

A fin de modelar el comportamiento de R_b en función de θ , se calcularon dos aproximaciones para cada bloque de yeso: una función exponencial y un polinomio de segundo orden. En todos los casos de la Figura 4.4, se puede apreciar un mejor ajuste con la aproximación polinomial de segundo orden (APSO). Sin embargo, para tener un criterio de comparación cuantitativo que permita identificar la función que mejor se ajusta a los datos observados, se emplearon cuatro parámetros estadísticos. Dos de ellos fueron definidos en el capítulo 3: el $RMSE$ (Ecuación 3.13) y el R^2 (Ecuación 3.14). El tercero es el error medio absoluto (MAE, *mean absolute error*), definido como:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i), \quad (4.4)$$

donde P_i son los valores del modelo, O_i son los valores observados, \bar{O} es el promedio de las observaciones y n el número de muestras. El cuarto parámetro estadístico empleado fue el coeficiente Nash y Sutcliffe (1970):

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{(O_i - \bar{O})^2}, \quad (4.5)$$

cuyos valores van desde menos infinito a 1; conforme su valor es mayor, se indica un mejor ajuste.

En la Tabla 4.2 se consignan los resultados de los cinco indicadores de eficiencia del ajuste de ambas aproximaciones. Se puede observar que el error $RMSE$ es menor en la APSO, es decir, 0.1 menor que para la aproximación exponencial, con un valor de 1.26. Además, el promedio del MAE también es menor en un 0.08 en la APSO. Con respecto a los valores de NS , la APSO presenta un valor promedio de -1.90, es decir, 0.26 mayor que para la aproximación exponencial, lo que corresponde a un mejor ajuste de la APSO. Finalmente, R^2 , también ratifica el mejor desempeño de APSO respecto a la aproximación exponencial. Como consecuencia de los resultados anteriores, para modelar el comportamiento de cada bloque de yeso se consideró solamente la APSO.

A partir de los resultados mostrados en la Figura 4.4, se determinaron los valores de las demás componentes que rigen la frecuencia del VFO . En las hojas de especificaciones del circuito NE555 (STMicroelectronics, 1998), la frecuencia, f_{VFO}' , está dada por:

$$f_{VFO}' = \frac{1.44}{(R_A + 2R_b)C}, \quad (4.6)$$

donde R_A y C son valores fijos de un resistor y un capacitor. Para los instrumentos instalados en los pozos de monitoreo, $R_A = 1.5 \text{ k}\Omega$ y $C = 10 \text{ nF}$. La elección de estos valores tomó en consideración el rango de R_b de tal forma que el VFO operara en una zona de alta sensibilidad y estabilidad de f_{VFO} .

En la Figura 4.5 se muestran con la leyenda “simulado” las curvas correspondientes a la Ecuación 4.6 en todos los incisos. En cada uno de éstos se representan con triángulos los

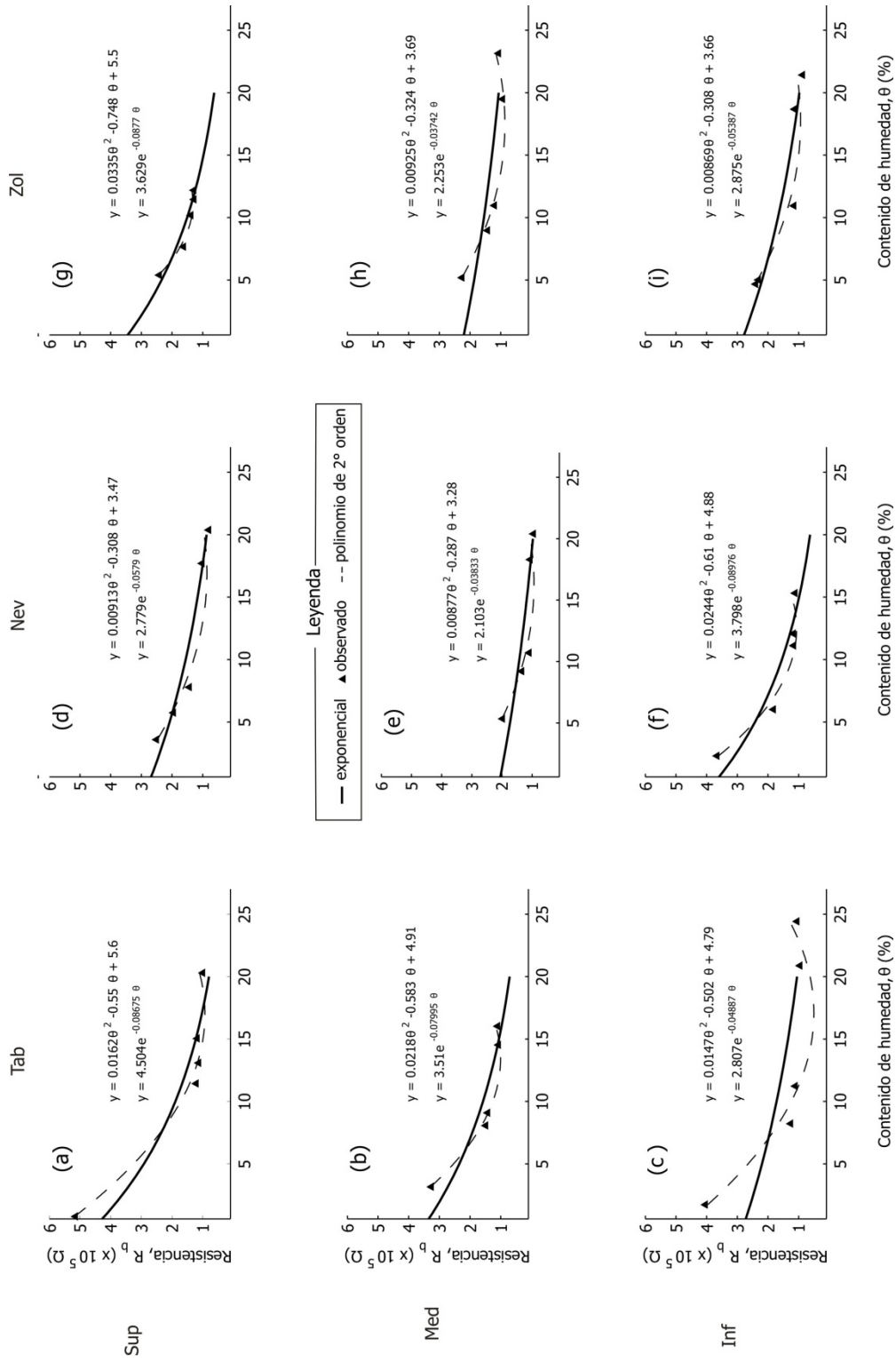


Figura 4.4 Respuesta de la resistencia eléctrica, R_b , de los bloques de yeso en función del contenido de humedad θ . Para cada caso se muestran los valores observados y las ecuaciones de dos aproximaciones. Las leyendas de los incisos “Tab”, “Nev” y “Zol” designan las poblaciones en las que se instalaron: Taborda, cerca del Nevado de Toluca y en Zolotepec, respectivamente. Las abreviaturas “sup”, “med” e “inf” aluden a su profundidad de instalación: superior, media e inferior. Fuente: elaboración

Tabla 4.2 Indicadores de la eficiencia del ajuste en la APSO y la aproximación exponencial mostradas en la Figura 4.4.

| | Bloque de yeso | <i>RMSE</i> | <i>R</i> ² | <i>MAE</i> | <i>NS</i> |
|--------------------------|----------------|-------------|-----------------------|------------|-----------|
| | | Ec. 3.13 | Ec. 3.13 | Ec. 3.13 | Ec. 3.13 |
| APSO | Tab sup | 2.28 | 0.89 | 2.11 | -0.71 |
| | Nev Sup | 0.87 | 1.00 | 0.78 | -1.22 |
| | Zol Sup | 1.49 | 0.96 | 1.48 | -9.98 |
| | Tab med | 1.42 | 0.94 | 1.27 | -1.68 |
| | Nev med | 0.64 | 0.96 | 0.57 | -1.91 |
| | Zol med | 0.75 | 0.97 | 0.66 | -1.26 |
| | Tab inf | 1.37 | 0.92 | 1.37 | -0.13 |
| | Nev inf | 1.52 | 0.95 | 1.34 | -1.17 |
| | Zol inf | 0.14 | 0.99 | 0.1 | 0.95 |
| | Promedio | 1.16 | 0.95 | 1.08 | -1.9 |
| Aproximación exponencial | Tab sup | 2.28 | 0.89 | 2.11 | -0.71 |
| | Tab med | 1.42 | 0.94 | 1.27 | -1.68 |
| | Tab inf | 1.37 | 0.92 | 1.37 | -0.13 |
| | Nev Sup | 0.87 | 1.00 | 0.78 | -1.22 |
| | Nev med | 0.64 | 0.96 | 0.57 | -1.91 |
| | Nev inf | 1.52 | 0.95 | 1.34 | -1.17 |
| | Zol Sup | 1.49 | 0.96 | 1.48 | -9.98 |
| | Zol med | 0.75 | 0.97 | 0.66 | -1.26 |
| | Zol inf | 0.98 | 0.95 | 0.86 | -1.41 |
| | Promedio | 1.26 | 0.95 | 1.16 | -2.16 |

valores de R_b y f_{VFO} empleando un reóstato para establecer con precisión el valor de R_b y al mismo tiempo verificar que los valores de R_A y C fueran apropiados.

Se puede apreciar que, para los ocho valores de R_b de cada inciso, las frecuencias resultantes de f_{VFO} concuerdan con la Ecuación 4.6. Dichos resultados fueron obtenidos a una temperatura entre 18 °C y 21 °C, dentro del laboratorio. Sin embargo, la temperatura a la cual se expondrían en el campo estos instrumentos tiene un rango más amplio, considerando que estarían ubicados dentro del contraademe de cada pozo en un gabinete plástico. Esto hizo necesario determinar el efecto de la temperatura en el VFO mediante la adición de un término, f_{error} , a la Ecuación 4.6, de forma que se obtiene:

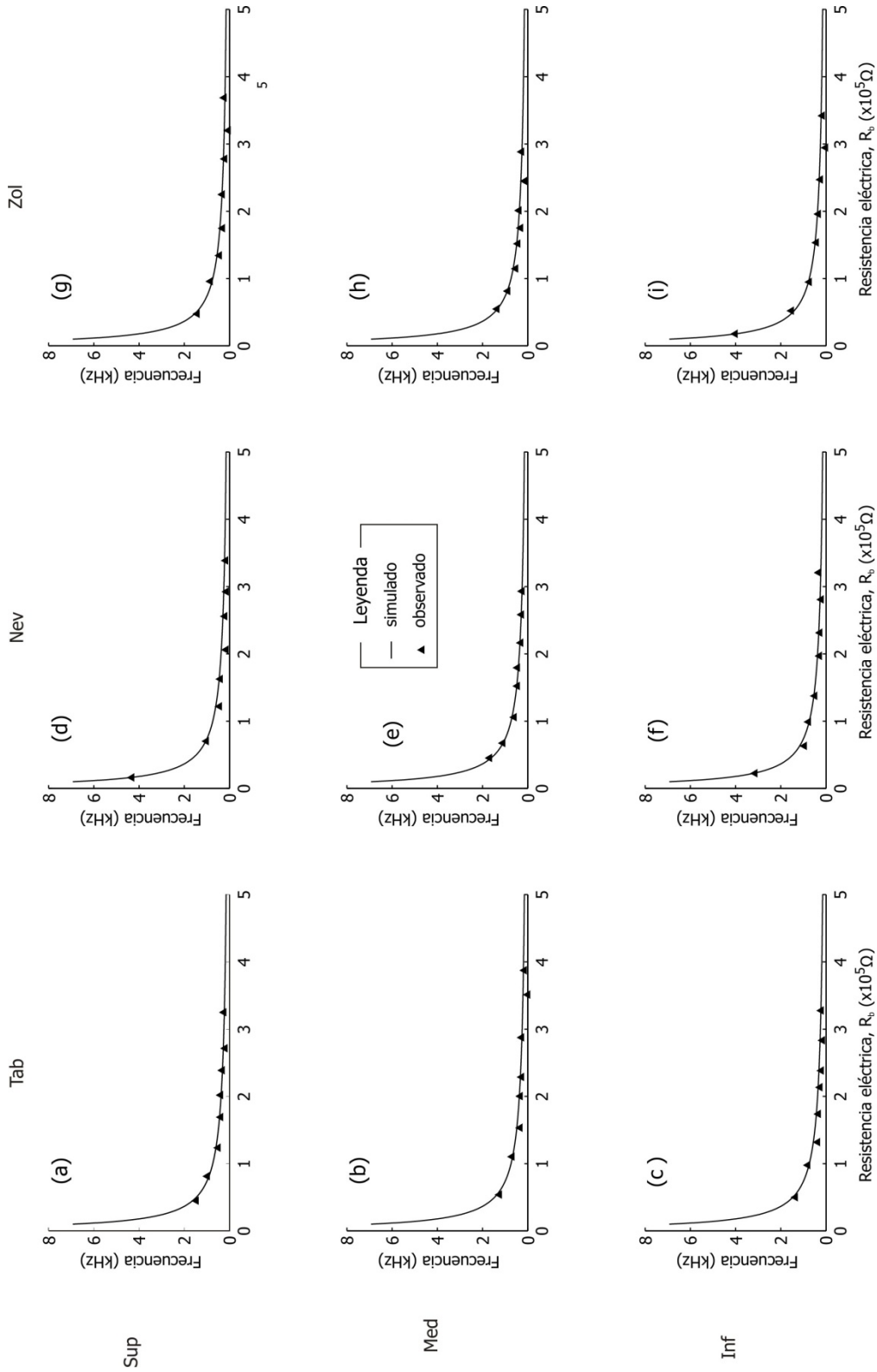


Figura 4.5 Respuesta del oscilador en función de la resistencia eléctrica, R_b , de los bloques de yeso. La Ecuación 4.6 define las líneas continuas identificadas como “simulado”; mientras que los círculos muestran los valores medidos. La nomenclatura de las leyendas de los incisos es la misma que en la Figura 4.4. Fuente: elaboración propia.

$$f_{VFO} = f_{VFO}' + f_{error}. \quad (4.7)$$

En la Figura 4.6 se muestran los resultados de las mediciones realizadas para incluir en el modelo la diferencia del comportamiento por efecto de la temperatura. Primero se presenta la variación en la frecuencia del *VFO* en un rango de 10 °C a 30 °C. Esta temperatura, controlada en un baño de aceite, simuló las condiciones térmicas del contraademe expuesto a las inclemencias del clima.

En la Figura 4.6 se muestran con tres símbolos distintos los valores medidos de f_e en función de la temperatura; mientras que sus respectivas aproximaciones lineales se indican con líneas de distinta trama. Se puede apreciar que las frecuencias tienen valores muy semejantes en torno a los 18 °C, sin embargo, a medida que se van alejando de dicho valor, sus valores se dispersan. La variación de f_e es inversamente proporcional al valor de R_b ; de modo que f_e es menor para valores altos de R_b y, por ende, de θ .

Con los datos medidos, y las aproximaciones de la Figura 4.6a, se determinó la superficie f_{error} mostrada en la Figura 4.6b, definida como:

$$f_{error} = (0.0162 \text{Log}(R_b) - 0.2334)T - 0.000014824R_b + 1.9108027. \quad (4.8)$$

Ésta es una interpolación que incorpora las variaciones de R_b y T . En esa misma gráfica se pueden apreciar los datos bidimensionales de la Figura 4.6a. Al sustituir la Ecuación 4.8 en la Ecuación 4.7, se obtiene f_{VFO} en *kHz*:

$$f_{VFO} = \frac{1.44}{1000 (1500 + 2R_b)C} + (0.0162 \text{Log}(R_b) - 0.2334)T - 0.000014824R_b + 1.9108027 \quad (4.9)$$

$$R_b = a_2\theta^2 + a_1\theta + a_0. \quad (4.10)$$

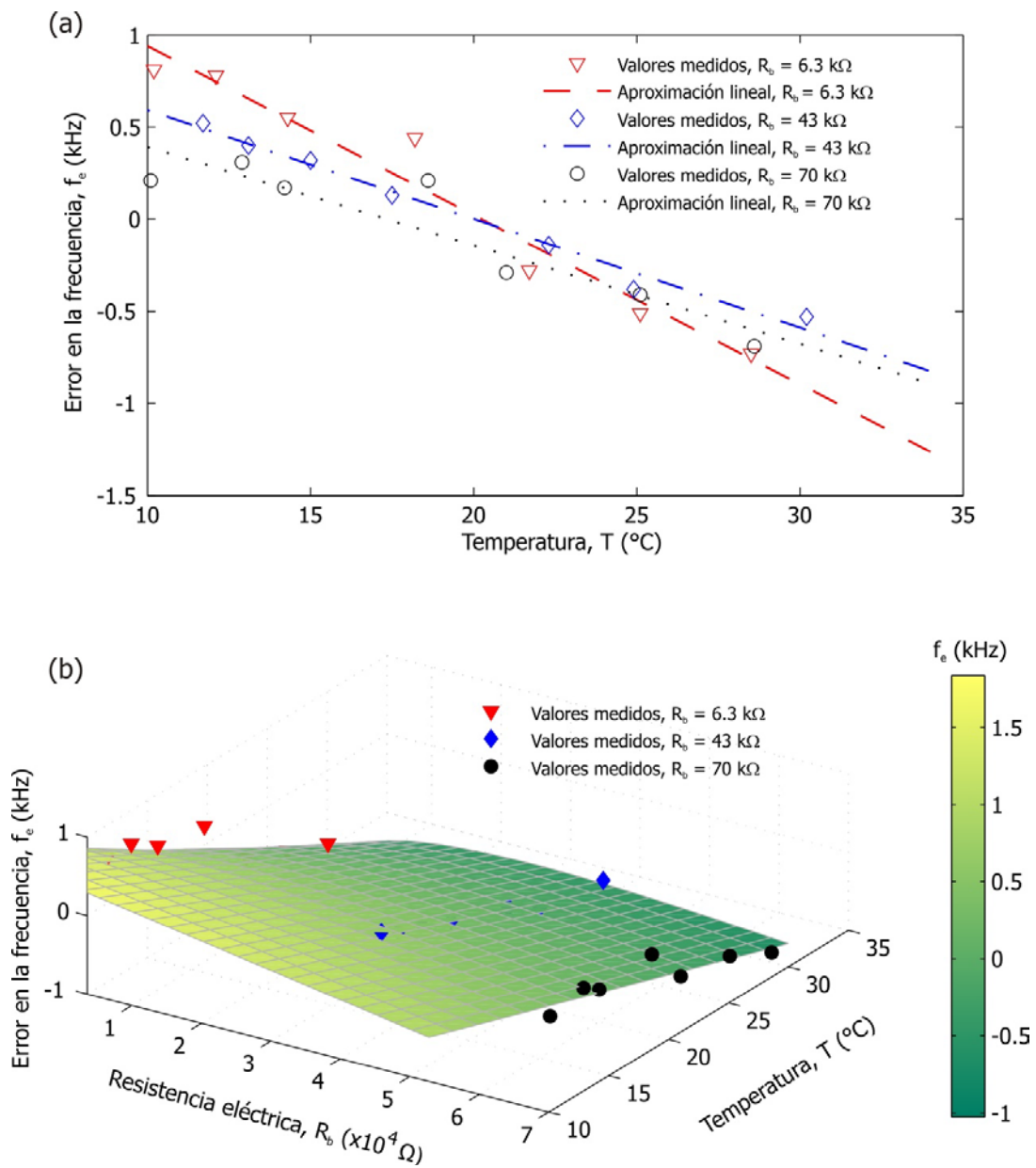


Figura 4.6 Error en la frecuencia, f_e , en función de la temperatura, T . En (a) se presentan tres conjuntos de valores medidos resultantes de tres valores de la resistencia eléctrica, R_b , así como sus aproximaciones lineales. Dichas aproximaciones se emplearon como trazas generatriz de la superficie mostrada en (b), donde se pueden apreciar superpuestos los valores medidos y la superficie interpolada. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 4.7 se grafica la Ecuación 4.9 en función de R_b y T . Es necesario señalar que para determinar el valor de θ , a partir de la frecuencia almacenada en la memoria de cada EMH, se deben sustituir en la Ecuación 4.10 los valores de a_2 , a_1 y a_0 que se muestran en la Figura 4.4 y sustituir la expresión que define R_b en la Ecuación 4.9. Esto genera una ecuación no lineal, en la que el valor de θ no se puede despejar de forma explícita, por lo que se emplean los métodos de aproximación numérica del comando *FindRoot* del programa informático *Mathematica 7.0* (Wolfram, 2008) para hallar el valor de θ en función de T y f_{VFO} .

En la Figura 4.8 se presentan los resultados de la calibración de los nueve lisímetros. Los valores medidos, denotados con círculos, y la aproximación lineal asociada, están referidos al eje izquierdo de las ordenadas. En todos los incisos, la aproximación lineal es el resultado del número de gotas, en función del volumen de agua equivalente. La relación resultó ser en promedio 1 gota = 50 μL . A fin de percibir con mayor claridad la diferencia entre los valores medidos respecto a su aproximación lineal, se grafica el error relativo porcentual, E_{rel} , cuya escala está ubicada en el eje derecho de las ordenadas y se define como (Burden y Douglas, 2004):

$$E_{rel} = \frac{V_{real} - V_{obs}}{V_{real}} 100\% . \quad (4.11)$$

A partir de la Figura 4.8, se puede apreciar que el E_{rel} es ligeramente menor para volúmenes mayores. Esto se debe a que algunas gotas de agua quedan adheridas a las paredes internas del cono del lisímetro, y no drenan con la misma fluidez que para los valores más altos de flujo.

En la Figura 4.9 se muestra el voltaje de respuesta en los transductores de presión de los tensiómetros, V_{tb} , en función de la presión de succión, P_s , en kPa . En las mismas gráficas se presentan las dos series de mediciones: se indican con círculos los valores medidos empleando una bomba de vacío y mediante rombos se identifican las mediciones obtenidas empleando una columna de agua en el puerto complementario del transductor. También se incluye la gráfica de la aproximación lineal y su ecuación que la define. Los

resultados del voltaje que se almacenan en la memoria del EMH se transforman en una presión de succión equivalente empleando las ecuaciones lineales mostradas en esta figura.

La Figura 4.10 resume los resultados de la calibración de los transductores destinados a medir el nivel freático. Se presentan las cuarenta y cinco mediciones del voltaje de salida en los transductores del nivel freático, V_{tf} , en función de la presión, P_f , ejercida por una columna de agua en los nueve transductores. En esta figura, las cinco mediciones en cada transductor se indican con círculos. Además, se grafica la función de aproximación lineal con una línea continua cuya ecuación aparece en cada uno de los incisos. A partir de cada ecuación de calibración, se despeja la variable P_f para determinar el nivel freático en función de V_{tf} ,

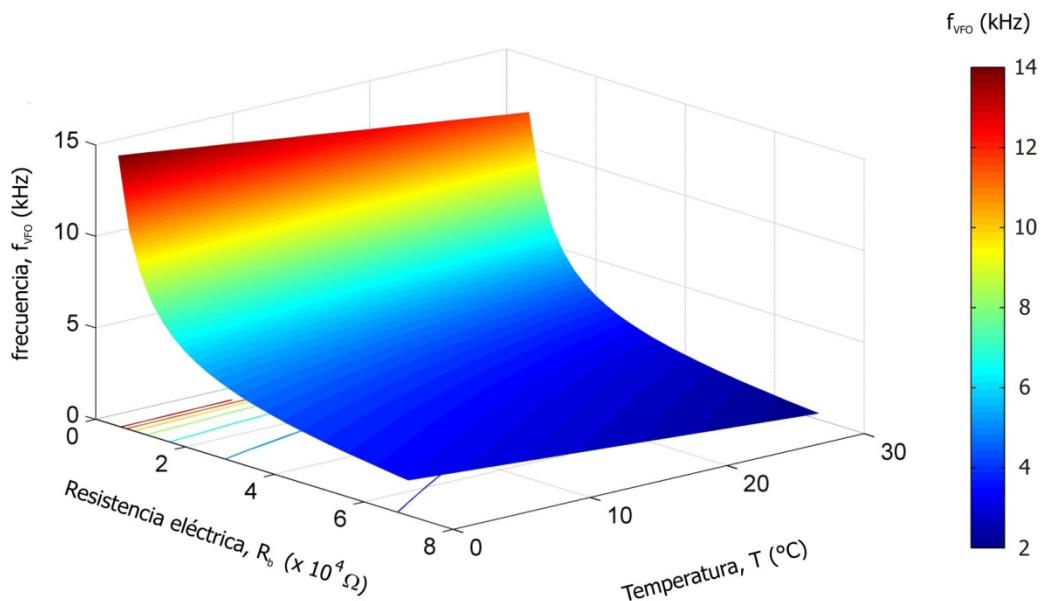


Figura 4.7 Frecuencia del VFO, f_{VFO} , en función de la temperatura, T , y de la resistencia eléctrica, R_b . Esta gráfica está determinada por la Ecuación 4.9. Los valores de contenido de humedad, θ , en función de f_{VFO} se determinan empleando las funciones de las Figuras 4.4 y 4.6. Fuente: elaboración propia.

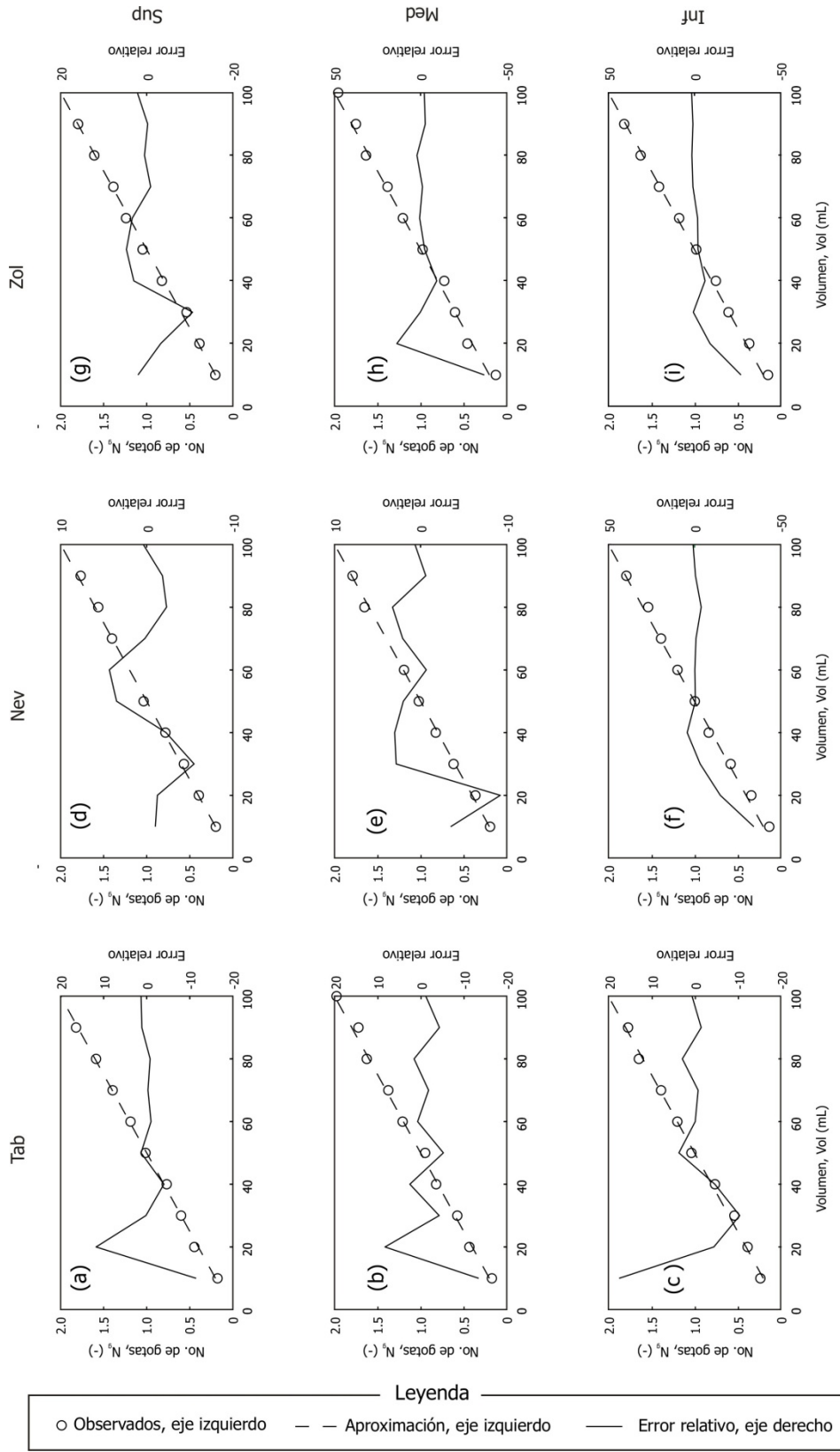


Figura 4.8 Desempeño de los lisímetros. Para cada caso se muestran en el eje de las ordenadas a la izquierda los valores medidos comparados una aproximación lineal (1 gota = 50 μ L); mientras que en el eje de la derecha se presenta la escala del error relativo porcentual definido en la Ecuación 4.11. La nomenclatura de las leyendas en los incisos es la misma que en la Figura 4.4. Fuente: elaboración propia.

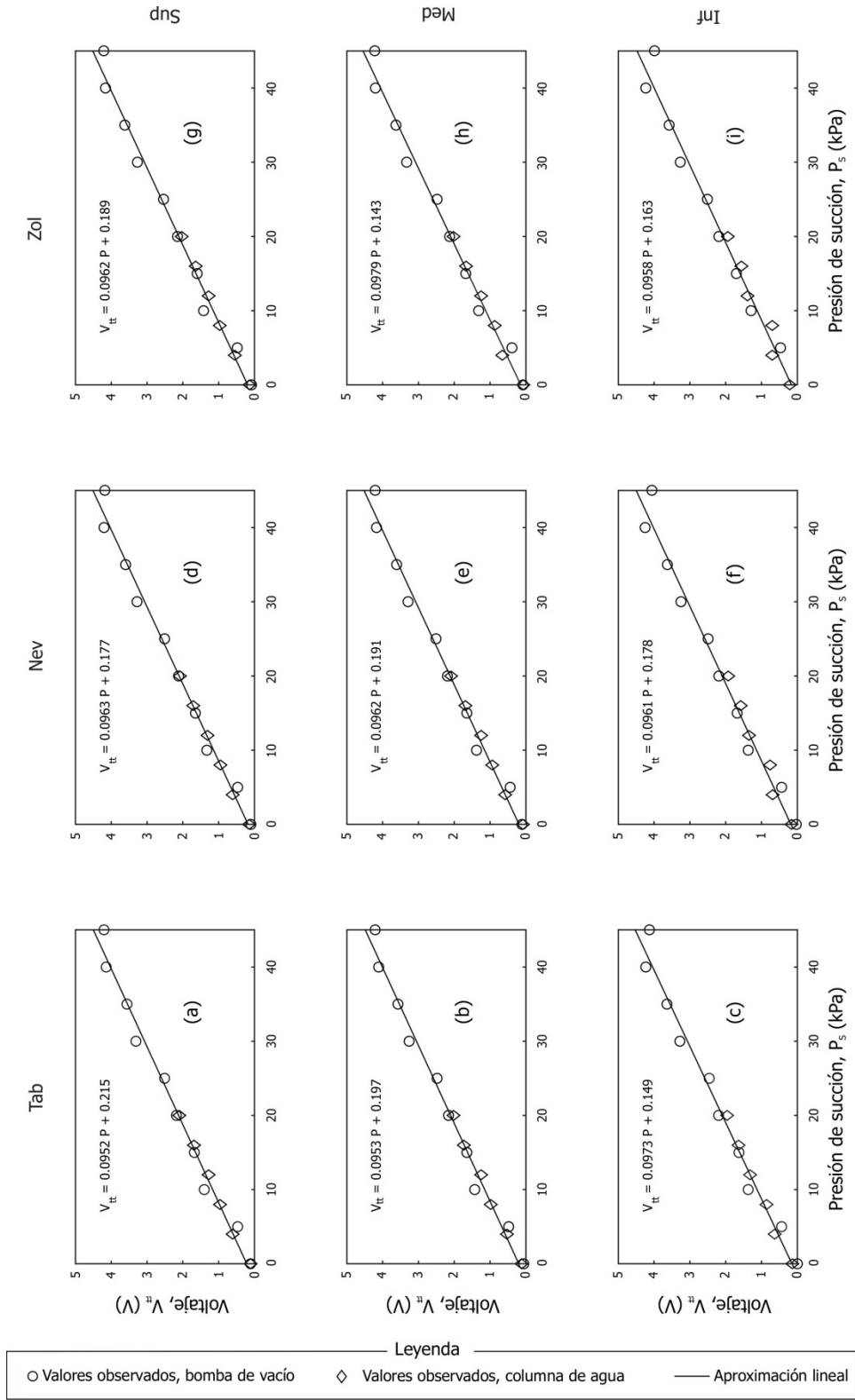


Figura 4.9 Voltaje de respuesta en los transductores de presión de los tensiómetros, V_{tt} , en función de la presión de succión en kPa. En las mismas gráficas se presentan las dos series de mediciones: los valores medidos empleando una bomba de vacío y empleando una columna de agua en el puerto complementario del transductor. También se incluye la gráfica de la aproximación lineal y su ecuación que la define. La nomenclatura de las leyendas en los incisos es la misma que en la Figura 4.4. Fuente: elaboración propia.

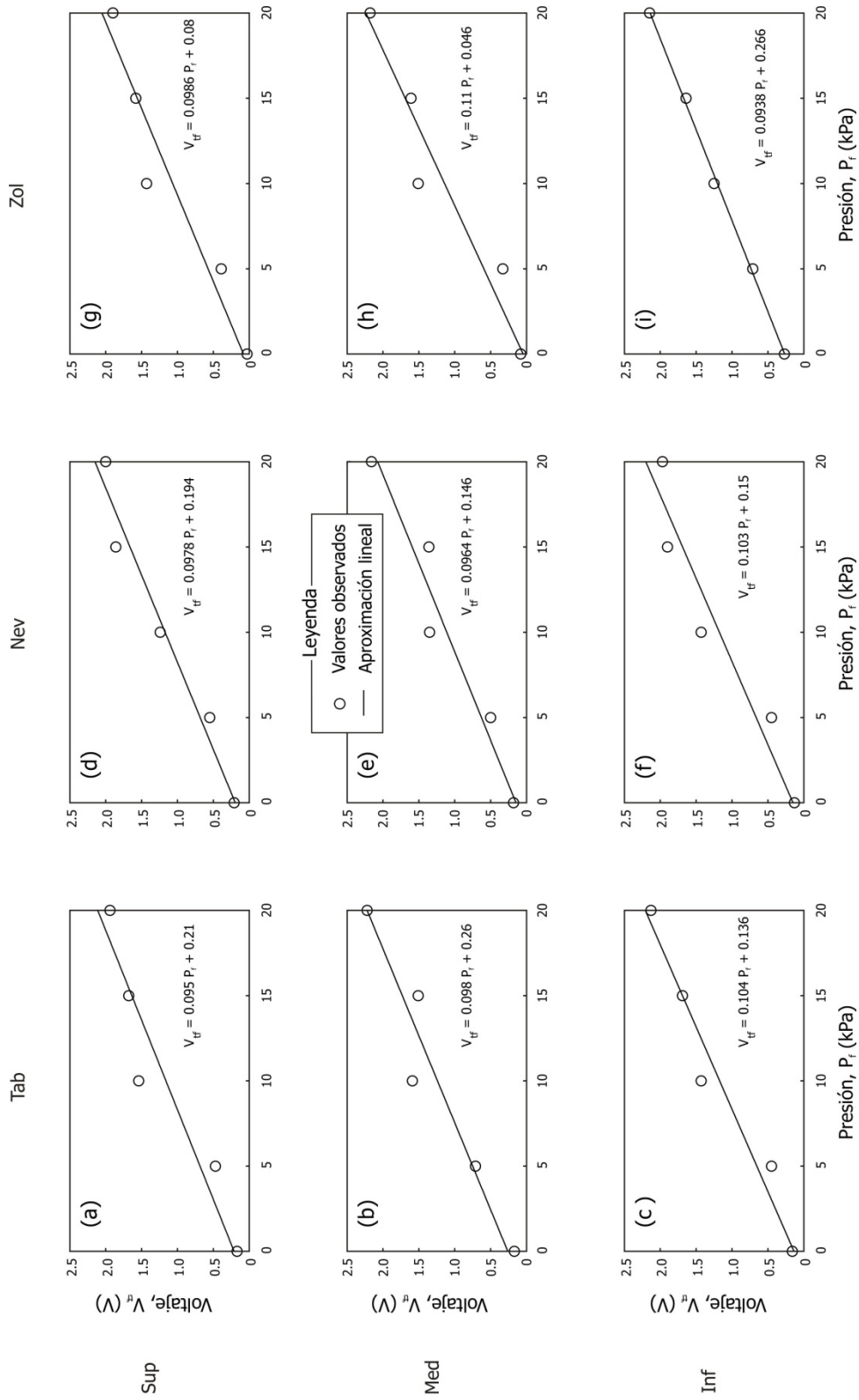


Figura 4.10 Voltaje de respuesta en los transductores de presión de los medidores del nivel freático, V_{fr} , en función de la presión de succión en kPa. Se presentan los valores medidos empleando una columna de agua. También se incluye la gráfica de la aproximación lineal así como su ecuación asociada. La nomenclatura de las leyendas en los incisos es la misma que en la Figura 4.4. Fuente: elaboración propia.

Los transductores empleados en los tensiómetros son del mismo tipo que los empleados en los freatómetros. Sin embargo, para los tensiómetros se usó el puerto complementario de vacío del transductor; mientras que para los freatómetros se usó el puerto de presión positiva. El rango de operación en los primeros fue de 0 a 50 *kPa*, y para los freatómetros de 0 a 20 *kPa*. Esto se debe al orden menor de las variaciones en el nivel freático. Además, para emplear la escala completa en los freatómetros sería necesario extender 2.5 *m* el ducto conectado a cada transductor (Figura 4.1c), lo que incrementaría el peso del equipo, lo cual a su vez incrementaría el costo del cable de acero para sostener el sensor así como el riesgo de que el freatómetro quedara atorado dentro de los piezómetros.

4.3.3 Instalación de la instrumentación en los pozos de monitoreo

En la Figura 4.11 se muestra un esquema de la instalación la instrumentación en cada pozo de monitoreo. Primero se presentan los horizontes de relleno en función de los piezómetros instalados en la zona saturada (Figura 4.11a). A pesar de que los tres pozos de monitoreo se perforaron hasta los 100 *m*, en todos ellos hubo colapsos entre 1 *m* y 3 *m*. Las profundidades de las rejillas de los tres piezómetros, P_{Φ} , se determinaron en función de los estratos con mayor permeabilidad. El subíndice Φ distingue la profundidad de cada piezómetro: *A* para el inferior, *B* para el medio y *C* para el superior. Los niveles piezométricos, así como los intervalos de apertura de las rejillas asociados, se denotan como N_{Φ} y $A_{\Phi\Gamma}$, respectivamente. El subíndice $\Gamma = S$, se refiere al nivel superior, mientras que $\Gamma = I$ representa el nivel inferior. La grava que circunda las rejillas actúa como un filtro. Por otra parte, el efecto de la bentonita es aislar los distintos niveles piezométricos, permitiendo así determinar los gradientes hidráulicos. El espesor de los aislamientos de bentonita es, en todos los casos, de por lo menos un metro.

En la Figura 4.11b se presentan esquemáticamente los niveles en los que están instalados los equipos de medición en la zona vadosa, E_x , donde $x = 1, 2$ y 3 ; para los niveles superior, medio e inferior, respectivamente. Estos equipos se distribuyeron en los primeros quince metros de la zona vadosa, los cuales se rellenaron dentro de lo posible con el mismo material extraído durante la perforación de cada pozo. Para evitar el flujo

preferencial de la zona vadosa (al Hagrey *et al.*, 1999), se rellenaron con bentonita algunas secciones. Esto proporciona una presión adicional a fin de aumentar el grado de compactación del relleno, aproximándose aún más al perfil estratigráfico original. Lo anterior ocurre gracias a que la bentonita expande su volumen al absorber agua (Mishra *et al.*, 2010). La relación entre las dimensiones del diámetro del pozo respecto de la distancia vertical entre los instrumentos es aproximadamente 10:1. Por lo tanto, se puede considerar que el contenido de humedad del perfil dentro del pozo está en equilibrio con el medio circundante.

Para proteger los sensores y los piezómetros (Figura 4.11c) de la intemperie y el vandalismo, se instaló un contraademe de hierro (Figura 4.11d), dentro del cual se localiza el sistema de control electrónico y el de transmisión.

En la Figura 4.11e se aprecia la disposición de los instrumentos entre sí; mientras que en Figura 4.11f se presenta una fotografía de éstos. La configuración mostrada de los instrumentos es importante porque hace frente a uno de los problemas en la determinación de las curvas de retención: el comportamiento histerético del medio poroso (Ahrenholz *et al.*, 2008). Precisamente, una de las contribuciones de este trabajo es el modo de restablecer *in situ* los bloques de yeso una vez instalados.

El procedimiento de calibración *in situ* se basa en el método de laboratorio descrito en MEA (1998) para la calibración de un conjunto de bloques de yeso. Antes de elaborar la curva de contenido de humedad *versus* presión, se saturan éstos con agua. Esto permite llevar a cabo las mediciones a partir de las mismas condiciones iniciales. Para lograrlo, se mide la resistividad eléctrica mediante las terminales, T_y , mientras se vierte agua a través del conducto C_p (Figura 4.11e). En consecuencia, se satura el medio poroso que circunda al bloque de yeso. Al mismo tiempo, se mide el caudal, q , vertido hasta que se detecta la primera gota en el lisímetro mediante las terminales T_L . Este evento indica que el agua ha llenado la mayoría de los espacios intersticiales del bulbo de infiltración y el agua comienza a drenar por gravedad.

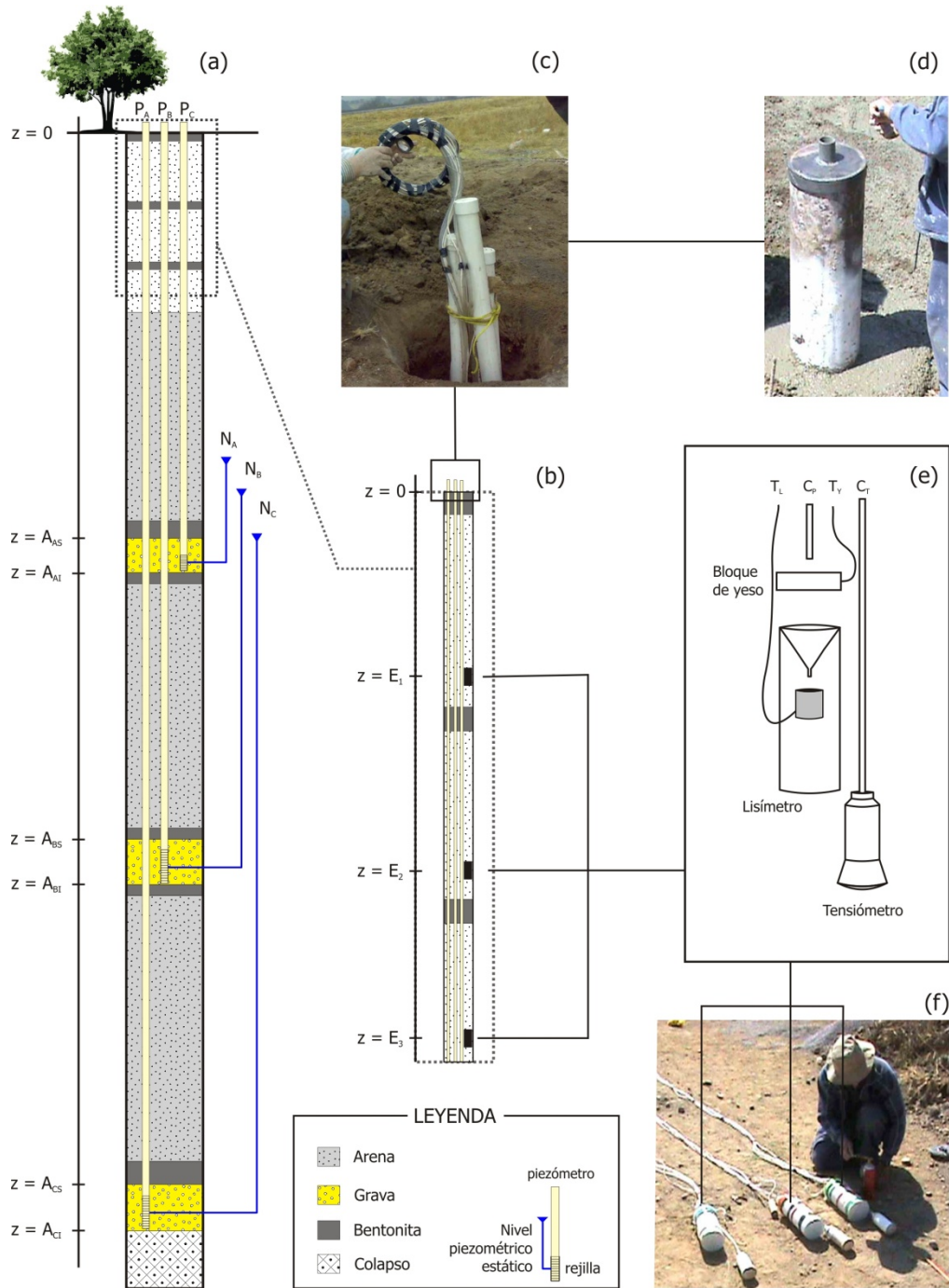


Figura 4.11 Esquema de la instrumentación instalada en los pozos de monitoreo. En (a) se presentan los horizontes del relleno en función de los piezómetros instalados en la zona saturada, mientras que en (b) se indica la ubicación de los equipos en la zona no saturada detallados en (e) y (f). Las fotografías (c) y (d) muestran las terminales de la instrumentación y el contraademe, respectivamente. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 4.12 se presentan algunas fotografías de la instalación de los pozos de monitoreo: Nevado (Figura 4.12a), Zolotepec (Figura 4.12b y 4.12c) y Taborda (Figura 4.12d y 4.12e). En las Figuras 4.12a.1 y 4.12b.3 se muestra la perforadora empleada así como el uso que se le dio para sostener temporalmente tubos de los piezómetros (Figura 4.12c.1). En la instalación Nevado el tubo de los piezómetros se sostuvo con varias personas y su maniobrabilidad era muy limitada (Figura 4.12a). Ese problema se corrigió en la instalación Zolotepec (Figura 4.12b), en donde se sujetaron a la torre perforadora cuerdas con un sistema de ruedas que permitieron deslizar con mayor control el tubo de los piezómetros (Figura 4.12b.1 y Figura 4.12b.2).

En la Figura 4.12d.1 se muestra la grava empleada en el relleno que circunda las rejillas de los piezómetros. También se observa la bentonita (Figura 4.12d.1 y 4.12e.1) empleada para aislar los distintos niveles piezométricos en la zona saturada y evitar el flujo preferencial en la zona vadosa. La arena que se empleó como relleno se puede apreciar en la Figura 4.12d.3. Para evitar que se introdujeran impurezas en los piezómetros durante la instalación, sus extremos superiores se ubicaron alrededor de dos metros sobre la superficie del suelo (Figura 4.12e.2). Justo antes de la instalación del contraademe se cortaron a su longitud final, alrededor de 40 *cm* hacia abajo a partir de la parte superior del contraademe. Finalmente, se hicieron muescas de identificación características en cada piezómetro para evitar confundirlos aún si se extraviaran o intercambiaran las tapas de cada piezómetro.

En la Figura 4.13 se muestra la instrumentación ubicada en la superficie del suelo. El contraademe (Figura 4.13a.1) protege el gabinete plástico (Figura 4.13a.2) que contiene los elementos electrónicos de medición (Figura 4.13b). En esta última fotografía se aprecian algunos componentes descritos en el diagrama a bloques de la Figura 4.1. Estos incluyen (b.1) el acondicionamiento de las señales de los lisímetros, (b.2) el oscilador con el multiplexor analógico, (b.3) el microcontrolador, (b.4) la memoria y (b.5) el reloj.



Figura 4.12 Fotografías de la instrumentación instalada en los pozos de monitoreo (a) Nevado; (b) y (c) Zolotepec; (d) y (e) Taborda. En (a) y (b) se comparan dos métodos para introducir los piezómetros en los pozos. En (c) se presenta una panorámica de (c.1) los tubos de los piezómetros y (c.2) las muestras de suelo. En (d) se aprecian los materiales de relleno. El aspecto previo a la instalación del contraademe se muestra en (e). Fuente: elaboración propia.



Figura 4.13 Fotografías de la instalación final en los pozos de monitoreo. En (a.1) se muestra el contraademe y en (a.2) el gabinete plástico cuyo interior se presenta en (b). El sistema empleado para llenar de agua los tensiómetros se aprecia en (c). En (d) se observa (d.1) la sonda con la que se midió el nivel freático de forma manual, (d.2) el nivel en el que se hallan los extremos superiores de los piezómetros y (d.3) el contraademe con su tapa (d.4). Fuente: elaboración propia.

4.3.4 Sistema de transmisión de los datos medidos en los pozos de monitoreo a Internet

Uno de los retos más difíciles en la elaboración de los circuitos fue la fabricación de la tarjeta que conecta al módem GSM0308 de Enfora® con el microcontrolador principal. En la Figura 4.14 se muestran algunos pasos de su proceso de manufactura manual, estas fotografías se capturaron con un microscopio con una capacidad de aumento de 20x a 230x.

En la Figura 4.14a se presenta la placa fenólica cubierta por una placa de cobre de ambos lados a la que se le ha transferido el diseño de las pistas. Esta transferencia se realizó imprimiendo con tóner en papel *couché* una imagen que se presiona contra el cobre usando una plancha común para ropa durante 10 *min*. El conector de 100 pines que se muestra en la Figura 4.14a tiene una longitud de 20 *mm*, esto es, la separación entre cada terminal es de 0.4 *mm*, por lo que el espacio entre las pistas de cobre (Figura 4.14c y Figura 4.14d) es de tan solo 0.1 *mm*, aproximadamente el diámetro de un cabello humano grueso. El tóner transferido protege el cobre de la tarjeta durante los 16 *min* que dura la fase de atacado en cloruro férrico.

La placa revelada después del atacado y remoción del tóner se muestra en la Figura 4.14b. Los cables para comunicar ambos lados de la placa se observan también en la misma fotografía. De esta manera la tarjeta está lista para soldar los demás componentes (Figura 4.14c a 4.14e). Posteriormente, se insertó en el módem una tarjeta *SIM* (*Subscriber Identity Module*) de Telcel® (Figura 4.14f). Finalmente, se programó el otro microcontrolador mostrado en las Figuras 4.14g y 4.14h para extraer los datos de la memoria (Figura 4.1) y enviarlos mediante la red *GPRS* (*General Packet Radio Service*) de Telcel® a un servidor configurado por el tesista.

Para realizar la transferencia de datos entre el EMH y el servidor, se configuró al módem GSM0308 como cliente, empleando el protocolo de comunicaciones TCP/IP (*Transmission Control Protocol/Internet Protocol*). Para acceder a la red de Telcel® se requieren 3 datos: 1) APN de GPRS: internet.itelcel.com; 2) nombre de usuario: *webgprs* y 3) contraseña: *webgprs2002*. Una vez registrado el modem en dicha red, se establece comunicación con un servidor de la empresa Electrovigia (fundada por el tesista), cuya

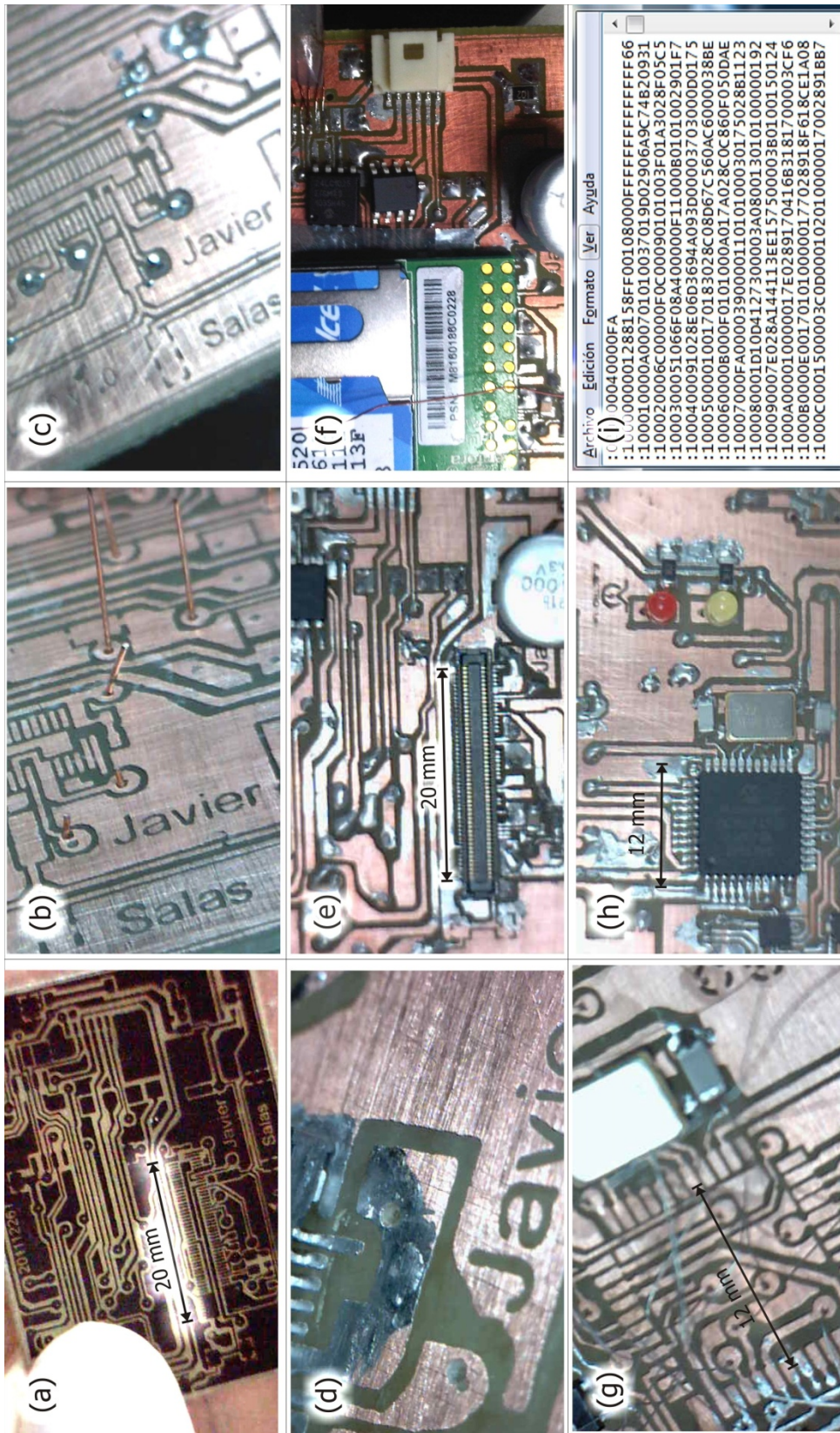


Figura 4.14 Fotografías del proceso de manufactura de la tarjeta que soporta el módem para transmitir los datos medidos desde cada pozo a internet mediante un enlace de telefonía celular. En (a) se muestra la tarjeta con el tóner, en (b) después del revelado y atacado en cloruro férrico, en (c) con los cables que atraviesan ambos lados del circuito impreso. Desde (d) hasta (f) se presentan algunos componentes soldados. En (g) y (h) se aprecia el reverso de la placa. En (i) se ilustra los datos que envía el módem. Fuente: elaboración propia.

dirección *IP* fija es 69.195.120.35. Dicho servidor está configurado para administrar bases de datos mediante comandos *SQL* (*Structured Query Language*).

El microcontrolador que opera el GSM0308 envía los valores almacenados en la memoria del EMH a través de una petición *GET* del protocolo *IP* mediante el puerto de comunicaciones 8,080. Esta petición incluye como parámetros en la dirección *URL* (*Uniform Resource Locator*) los comandos *SQL* que alimentan una base de datos que se puede consultar para su descarga, como valores hexadecimales en formato de texto (Figura 4.14i), desde cualquier computadora conectada a Internet.

Esta función de transmisión remota de datos permite descargar y procesar los datos medidos sin la necesidad de ir al campo, permitiendo así reducir los costos producto del traslado del investigador a la zona de estudio. El sistema está equipado también con una función de monitoreo del voltaje en la batería principal. Esto permite enviar un mensaje de texto al investigador cuando la carga almacenada en la batería esté próxima a agotarse.

4.4 CONCLUSIONES

La determinación en el campo de algunos parámetros geohidrológicos que intervienen en el proceso de recarga presenta dificultades en términos de tiempo y costo. A fin de enfrentar dicha problemática, en este capítulo presentó el desarrollo de un equipo de monitoreo automático y programable capaz de determinar cuatro variables en tres pozos de monitoreo: contenido de humedad en la zona vadosa, flujo de agua a través de secciones transversales, nivel freático y presión de succión.

Se han presentado los principios de funcionamiento y operación de toda la instrumentación instalada con el detalle suficiente para ser reproducible en cualquier lugar donde se puedan adquirir los componentes descritos o similares. Esto permite una implementación de bajo costo, ahorro de tiempo y un monitoreo continuo de las variables involucradas. El uso eficiente de la energía del sistema de monitoreo hace su uso ideal en lugares donde el vandalismo represente un riesgo en el uso de celdas solares.

La calibración de los equipos ha demostrado que, a pesar de su bajo costo, esta instrumentación es capaz de determinar con un buen grado de precisión las variables

monitoreadas. En particular, los resultados de la calibración de los bloques de yeso indica aunque éstos tienen una respuesta cuantitativamente distinta, son capaces de aportar datos cuantitativos si se calibran individualmente. Se presentó un conjunto de ecuaciones no lineales (Ecuaciones 4.9 y 4.10) que describe la relación entre f_{VFO} , θ , R_b y T mediante coeficientes de ajuste individuales. Estos resultados concuerdan con estudios similares que también compensan el efecto de la temperatura en sus determinaciones (al Hagrey *et al.*, 1999; Castiglione *et al.*, 2005).

Los lisímetros presentaron una respuesta perfectamente lineal, además, su diseño permitió una instalación a profundidades de varios metros. Esto constituye una ventaja cuando se compara con otros estudios en los que la profundidad de instalación es mucho menor y, aunque algunos son más precisos, el diseño del tipo de lisímetro desarrollado en este trabajo permite su aplicación a profundidades mayores (Benli *et al.*, 2006; Nichol *et al.*, 2008). La calibración de los transductores empleados en los tensiómetros y freatómetros también mostró una tendencia lineal y su diseño evita los problemas asociados al uso de transductores de presión absoluta, en conformidad con otros trabajos (Rasmussen y Crawford, 1997).

La etapa de transmisión de datos es una de las contribuciones de este trabajo al estado del arte de sistemas de monitoreo de parámetros hidrológicos subterráneos. A pesar de que existen investigaciones que emplean instrumentación en el campo para un monitoreo continuo desde hace algunos años, es muy poco frecuente su uso (Lee Williams, 1978; Schwartz *et al.*, 2008). En la actualidad, aunque existen estaciones de monitoreo remoto automáticas, en su mayoría tienen su aplicación en el registro de parámetros meteorológicos o tectónicos, estas últimas sobre todo ante el riesgo de erupciones volcánicas (Saltykov *et al.*, 2008; Lee y Wu, 2009). El equipo de transmisión desarrollado en el marco de este proyecto permite enviar no solo las variables de los sistemas aquí desarrollados. Esta tecnología puede ser aplicada para enviar otras variables, en función de los objetivos de la investigación en particular de que se trate.

REFERENCIAS

- Ahrenholz B., Tölke J., Lehmann P., Peters A., Kaestner A., Krafczyk M. y Durner W., 2008, *Prediction of capillary hysteresis in a porous material using lattice-Boltzmann methods and comparison to experimental data and a morphological pore network model*, *Advances in Water Resources*, 31 (9), 1151-1173.
- al Hagrey S. A., Schubert-Klempnauer T., Wachsmuth D., Michaelson J. y Meissner R., 1999, *Preferential flow: First results of a full-scale flow model*, *Geophysical Journal International*, 138 (3), 643-654.
- Araya Y. N., Gowing D. J. y Dise N., 2010, *A controlled water-table depth system to study the influence of fine-scale differences in water regime for plant growth*, *Aquatic Botany*, 92 (1), 70-74.
- Arzate J. A., Álvarez R., Yutis V., Pacheco J. y López-Loera H., 2006, *Geophysical modeling of Valle de Banderas graben and its structural relation to Bahía de Banderas, México*, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23 (2), 184-198.
- Bradley C., Clay A., Clifford N. J., Gerrard J. y Gurnell A. M., 2010, *Variations in saturated and unsaturated water movement through an upland floodplain wetland, mid-Wales, UK*, *Journal of Hydrology*, 393 (3-4), 349-361.
- Burden R. L. y Douglas F., 2004, *Numerical Analysis*, Boston, MA.
- Castiglione P., Shouse P. J., Mohanty B. P. y van Genuchten M. T., 2005, *Analysis of Temperature Effects on Tension Infiltrometry of Low Permeability Materials*, *Vadose Zone J*, 4 (3), 481-487.
- Cichota R., Hurtado A. L. B. y de Jong van Lier Q., 2006, *Spatio-temporal variability of soil water tension in a tropical soil in Brazil*, *Geoderma*, 133 (3-4), 231-243.
- Kuechler R., Noack K. y Zorn T., 2004, *Investigation of gypsum dissolution under saturated and unsaturated water conditions*, *Ecological Modelling*, 176 (1-2), 1-14.
- Lee W. H. K. y Wu Y.-M., 2009, *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*
- Lee Williams T. H., 1978, *An automatic scanning and recording tensiometer system*, *Journal of Hydrology*, 39 (1-2), 175-183.
- MAXIM, 2008, *DS1302 Trickle-Charge Timekeeping Chip*, In: MAXIM INTEGRATED PRODUCTS, I. (ed.). Sunnyvale, CA: Maxim Dallas Semiconductor.
- MEA, 1998, *Resurrecting the Gypsum Block for Soil Moisture [Online]*. *Measurement Engineering Australia*, Disponible en: <http://www.measurement-engineering.com.au/files/publications/PUB-SM04.PDF> [visitado 3-marzo-09].
- Microchip, 2007, *MC1701A. 2uA Low-Dropout Positive Voltage Regulator*. Microchip Technology Inc.

- Microchip, 2010, *MCP1801. 150 mA, High PSRR, Low Quiescent Current LDO*, In: INC., M. T.
- Microchip, 2011, *24AA1025/24LC1025/24FC1025. 1024K I2C™ CMOS Serial EEPROM*. Microchip Technology Inc.
- Mishra A., Ohtsubo M., Li L. y Higashi T., 2010, *Influence of the bentonite on the consolidation behaviour of soil–bentonite mixtures*, Carbonates and Evaporites, 25 (1), 43-49.
- Morgan K. T., Parsons L. R. y Adair Wheaton T., 2001, *Comparison of laboratory- and field-derived soil water retention curves for a fine sand soil using tensiometric, resistance and capacitance methods*, Plant and Soil, 234 (2), 153-157.
- Nash J. E. y Sutcliffe J. V., 1970, *River flow forecasting through conceptual models. Part I- a discussion of principles*, Journal of Hydrology, 10 282-290.
- NXP, 2012, *I2C-bus specification and user manual. Rev. 4-13 February 2012. NXP Semiconductors Netherlands B.V.* Disponible en: http://www.nxp.com/documents/user_manual/UM10204.pdf. [visitado 3- jul-12] 64 p.
- Rasmussen T. C. y Crawford L. A., 1997, *Identifying and removing barometric pressure effects in confined and unconfined aquifers*, Groundwater, 35 (3), 502-511.
- Rincón-Mora G. A., 2009, *Analog IC design with low-dropout regulators*, McGraw-Hill.
- Salas-García J., Gárfias J., Llanos H. y Martel R., 2010, *Diseño y aplicación de instrumentación para la caracterización hidrometeorológica e hidrogeológica*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 62 (2), 233-247.
- Saltykov V., Kugaenko Y., Sinitsyn V. y Chebrov V., 2008, *Precursors of large Kamchatka earthquakes based on monitoring of seismic noise*, Journal of Volcanology and Seismology, 2 (2), 94-107.
- Sanders L., 1998, *A manual of field Hydrogeology*, New Jersey. E.U.A.
- Scanlon B. R., Healy R. W. y Cook P. G., 2002, *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*, Hydrogeology Journal, 10 (1), 18-39.
- Schwartz B. F., Schreiber M. E. y Yan T., 2008, *Quantifying field-scale soil moisture using electrical resistivity imaging*, Journal of Hydrology, 362 (3-4), 234-246.
- STMicroelectronics, 1998, *General purpose single bipolar timers*. STMicroelectronics.
- USDA, 2004, *Soil Survey Laboratory Methods Manual, 4 ed. Soil Survey Laboratory Investigations Report*: United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service.
- Wolfram S., 2008, *Mathematica, 7.0 ed.*: Wolfram Research.

5. ESTIMACIÓN DE LA RECARGA POTENCIAL EN EL VALLE DE TOLUCA

5.1 EL DESAFÍO DE LA ESTIMACIÓN DE LA RECARGA

Para determinar la capacidad de un acuífero como recurso hídrico, es esencial cuantificar su recarga. En consecuencia, se han desarrollado una gran cantidad de métodos para su estimación. Sin embargo, no existe alguno que sea considerado superior a los demás. La dificultad en identificar el método que resulte en un cálculo más preciso, ha popularizado el empleo de múltiples técnicas para su estimación (Scanlon *et al.*, 2002; Tan *et al.*, 2007; Misstear *et al.*, 2009; Chiocchini *et al.*, 2010).

A pesar de la variedad de métodos para el cálculo de la recarga, existen todavía algunos fenómenos que tienen lugar en acuíferos con un nivel freático profundo que requieren ser estudiados (Rimon *et al.*, 2007; Romano y Giudici, 2007). Desde una perspectiva física, uno de estos fenómenos a estudiar es la relación entre el espesor de la zona vadosa y la sensibilidad de la respuesta del nivel freático a eventos de precipitación (Healy y Cook, 2002). Desde el punto de vista matemático, en la literatura es común asumir un gradiente total de carga unitario en la modelación a partir de la ecuación de Richards (1931) de una zona vadosa gruesa (DOF, 2002; Scanlon *et al.*, 2002; Stoer y Bulirsch, 2002; Misstear *et al.*, 2009). Además, el estudio de los dos factores mencionados requiere de una instrumentación que permita monitorear el nivel freático, el contenido de humedad y el potencial de succión de la zona vadosa a diferentes profundidades.

Antes de considerar el alcance y objetivo de este capítulo, conviene definir algunos términos. En general, el término recarga se refiere al agua que se infiltra hasta incorporarse a un acuífero. Sin embargo, varios autores hacen la misma distinción que Rushton (2006) entre recarga real y potencial (Scanlon *et al.*, 2002; Schwartz y Schreiber, 2009). Esta última se refiere al agua infiltrada en el suelo y que puede o no alcanzar el nivel freático debido a procesos que ocurren en la zona no saturada, o a la capacidad de la zona saturada de contener más agua. Más aún, este trabajo se centra en la cuantificación de la recarga potencial vertical, específicamente la recarga difusa o directa, es decir, aquella que proviene directamente de la precipitación que ocurre con cierta uniformidad en áreas extensas (Scanlon *et al.*, 2002).

En la literatura abundan descripciones y comparaciones de distintos métodos, en función de los objetivos de cada investigación (Celia y Binning, 1992; Cherkauer, 2004; Cherkauer y Ansari, 2005; Delin *et al.*, 2007; Chiocchini *et al.*, 2010), algunos de los cuales se presentaron en la sección 1.2. Si bien es cierto que cada método tiene sus ventajas, suposiciones y limitaciones, Rimon (2007) apunta a la heterogeneidad del medio como un problema común en la estimación de la recarga. Se la considera crítica en el transporte de contaminantes debido al flujo preferencial que permite a los contaminantes atravesar la zona vadosa con mayor rapidez (Scanlon *et al.*, 2002).

En este sentido, el presente capítulo tiene el objetivo de estimar la recarga potencial local directa a partir de los datos procedentes del conjunto de equipos de monitoreo geohidrológico descritos en el capítulo anterior. Adicionalmente, al comparar los valores locales de dicha recarga con los obtenidos por otros métodos, se comprueba la utilidad de los equipos de monitoreo hidrológico instalados en los 3 pozos de monitoreo perforados en el valle de Toluca para este proyecto. A fin de evitar repeticiones, en el presente capítulo se emplean los datos obtenidos de dichos equipos sin volver a hacer referencia a su estructura, calibración, funcionamiento y operación.

Un aporte adicional de este capítulo, radica en la posibilidad de evaluar la validez de la suposición de un gradiente total de carga unitario en un esquema de modelación numérica unidimensional de la zona vadosa que se ha empleado en varios trabajos (DOF, 2002; Scanlon *et al.*, 2002; Stoer y Bulirsch, 2002) basado en la ecuación de Richards

(1931). Otro aporte consiste en que la metodología presentada en este capítulo permite estimar la evapotranspiración real empleando algunos datos del satélite *Terra* (MacMillan, 2007) y relacionarlos con la información geohidrológico monitoreada.

5.2 MATERIALES Y MÉTODOS

En esta sección primero se justifica la ubicación de los pozos de monitoreo perforados para este proyecto. Posteriormente, se presentan los dos métodos aplicados en la estimación de la recarga en esta tesis. El primero es un modelo de flujo unidimensional en la zona no saturada, mientras que el segundo es un método de balance hídrico. A medida que se presentan cada uno de ellos, conviene recordar las características y la problemática de la zona de estudio, expuestas en la sección 1.3; entre las que destacan su alto grado de heterogeneidad y la profundidad del nivel freático, del orden de decenas de metros.

5.2.1 Ubicación de los pozos de monitoreo

Para ubicar el sitio en el que se perforaron los pozos de monitoreo se tomaron en cuenta tres criterios principales: que se localizaran en zonas con distintos regímenes de recarga, que la geología de los lugares seleccionados sea representativa de la cuenca y que fueran zonas donde tengan lugar distintos rangos de abatimiento del nivel freático. A continuación se detallan los tres criterios mencionados.

Puesto que el objetivo de este capítulo es estimar la recarga potencial, para efectos de representatividad se seleccionaron aquellas zonas en las que ésta tiene marcadas diferencias de magnitud. Este es el sustento del primer criterio de selección de la ubicación de los pozos de monitoreo. Distintos estudios indican que gran parte de la recarga de la cuenca del valle de Toluca procede de las zonas montañosas que limitan la cuenca, en particular del Nevado de Toluca al Suroeste y de la Sierra de las Cruces al Oriente hacia el centro del valle (Esteller y Andreu, 2005; Hancox *et al.*, 2010). Lo anterior implica que las mediciones de la zona vadosa en un pozo de monitoreo en el centro del valle no corresponderían con la recarga local, ya que en dicha zona la recarga es preferentemente horizontal y a través de la zona saturada.

El segundo criterio, que involucra a geología de la zona vadosa, consistió en considerar ubicaciones cuya geología predominara en toda la cuenca del valle de Toluca. Esto permite que el comportamiento observado en las zonas monitoreadas sea similar, y por ende, representativo de una mayor extensión en el resto de la cuenca.

Finalmente, el tercer criterio en el que se basó la ubicación de los pozos de monitoreo consideró los niveles de abatimiento para realizar mediciones en un entorno con diferencias en lo que respecta a la explotación del acuífero. Para analizar este criterio, se realizó un análisis de los niveles piezométricos en la red de monitoreo instalada por la CONAGUA en el acuífero del valle de Toluca. Para una descripción más detallada, en el Apéndice D se muestran los niveles estáticos de la red de multipiezómetros de la CONAGUA que se emplearon en este análisis.

5.2.2 Métodos para determinar la recarga potencial

Antes de presentar los métodos empleados en este trabajo para la estimación de la recarga, es pertinente considerar las ventajas e inconvenientes que ofrece el método de fluctuación del nivel freático (FNF). Esto se debe a que la estimación de la recarga en varios países, incluido México, aplica el principio de este método oficialmente para el cálculo de la disponibilidad de agua subterránea (DOF, 2002; Wendland *et al.*, 2007). El método de fluctuación del nivel freático (FNF) se describe a detalle en Healy y Cook (2002). La premisa fundamental consiste en que el nivel del agua subterránea se incrementa en un acuífero no confinado debido a la recarga. La recarga directa, R_d , se calcula como (Healy y Cook, 2002):

$$R_d = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t}, \quad (5.1)$$

donde S_y es el almacenamiento específico, h es el nivel freático, y t es el tiempo (Figura 5.1). Los mejores resultados de este método se obtienen cuando se aplica a niveles freáticos someros, de tal forma que es posible identificar la correspondencia entre un evento de precipitación, y el incremento resultante en el nivel freático (Healy y Cook, 2002). Sin

embargo, a menudo se pasa por alto el significado de la frecuencia de las mediciones del nivel freático.

A pesar de que este método puede realizarse en distintas escalas de tiempo, los resultados obtenidos no son los mismos. Si se requiere estimar la recarga directa, el comportamiento que debe reproducirse es semejante al de la Figura 5.1, en el que los episodios de fluctuación pueden tardar algunas horas o días. En lo que respecta al orden de variación, en el nivel freático es de unos cuantos centímetros. Por otra parte, si el monitoreo se hace a intervalos mayores, mensual o anualmente, no es posible cuantificar esas variaciones. Esto resultaría en la estimación referida en la literatura como recarga neta (Healy y Cook, 2002) y no en la potencial, objeto de estudio de esta tesis. En vista de esto, para la aplicación de este método en la estimación de la recarga potencial, se requiere el monitoreo del nivel freático con una frecuencia en el orden de horas o días y que dichas variaciones sean susceptibles a la precipitación.

Este método presenta algunos problemas en cuantificaciones a largo plazo, sobre todo para acuíferos profundos (Healy y Cook, 2002; Scanlon y Healy, 2002). Cuando se explica la aplicabilidad de este método, el espesor de la zona vadosa se indica solo cualitativamente como delgado o grueso. Esto se debe a que la representatividad de sus mediciones está supeditada a que la velocidad del flujo vertical en la zona vadosa debe ser mayor que la velocidad horizontal en la zona saturada, lo cual a su vez depende de la estratigrafía y no solo de una profundidad arbitraria. Por estas razones, a pesar de su amplio uso y ventajas en términos de su cálculo, no se empleó este método para evaluar la recarga en este proyecto.

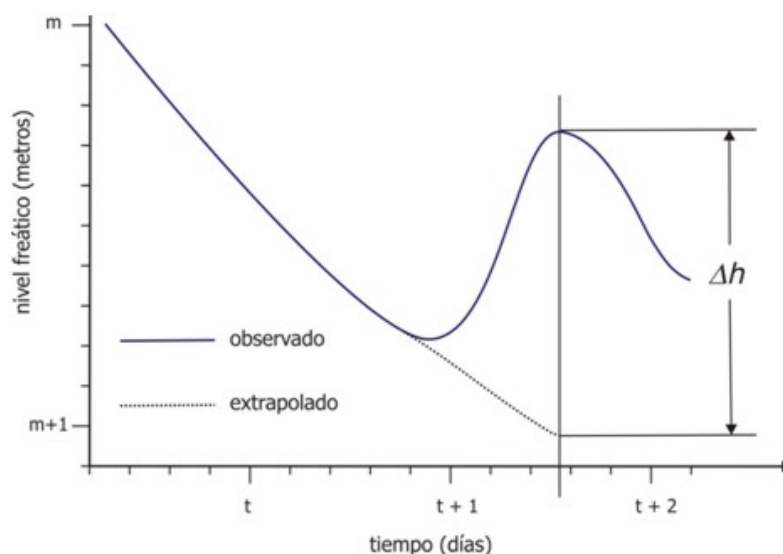


Figura 5.1 Elevación hipotética del nivel freático como respuesta a un evento de precipitación. Δh es igual a la diferencia entre el pico superior y la línea de extrapolación de la curva de recesión al tiempo del pico. Fuente: modificado de Healy y Cook, 2002).

5.2.2.1 Simulación del flujo de agua en los tres pozos de monitoreo

Las técnicas aplicadas en la zona no saturada se aplican generalmente en la estimación de la recarga potencial en regiones áridas y semiáridas, donde la zona vadosa es generalmente gruesa (de Boor, 1978; Celia y Binning, 1992; Scanlon *et al.*, 2006). Otra condición particular de esos acuíferos es que, al estar por debajo de la zona radicular, evitan la interferencia de la evapotranspiración en la determinación del contenido de humedad en la zona vadosa (Rimon *et al.*, 2007). Las estimaciones efectuadas por estos métodos generalmente se aplican a una escala menor que las que se basan en estudios hidrológicos en superficie (Scanlon *et al.*, 2002).

Los tres factores mencionados hacen que sea oportuna para el acuífero de este trabajo la aplicación de un método basado en el estudio de la zona vadosa, en particular mediante la ecuación de Richards (1931). Ésta resulta de aplicar la ley de conservación de masa y la ley de flujo de Darcy. Describe el flujo en un medio poroso no saturado y se puede expresar en varias formas, en función de la variable dependiente empleada para resolver el sistema de ecuaciones. Los detalles de la formulación matemática implicada y su relación con los sensores que miden el contenido de humedad, la tensión de succión y el flujo en

distintas secciones transversales se consideró a detalle en la sección 3.2.1. Los mismos principios explicados en esa sección se aplican a una escala mayor, con la instrumentación descrita en el capítulo 4.

A continuación se presentan las definiciones del modelo conceptual, la configuración geométrica, el modelo numérico empleado, los criterios de convergencia, las condiciones iniciales y de frontera, el método de calibración y verificación, así como los índices para evaluar el ajuste de la respuesta del modelo respecto a los datos medidos.

Los tres pozos de monitoreo se conceptualizaron como entidades unidimensionales verticales en los que se simuló el flujo de agua mediante el programa *Hydrus-1D* (Šimůnek, 2009). Puesto que el objetivo de esta tesis no incluye determinar aspectos de la calidad del agua, no se simularon procesos de transporte de contaminantes. La razón por la cual se consideró un flujo unidimensional es consecuencia de que el flujo en la zona vadosa es predominantemente vertical.

La profundidad de cada pozo se discretizó como un conjunto de segmentos con una longitud de 5 cm. Esta resolución evita que el modelo presente errores de convergencia en las discontinuidades entre dos distintos materiales. A fin de representar a cada uno de los materiales de los pozos, se realizó un análisis granulométrico para cada muestra extraída, como se describió en el capítulo 4. A partir de estos datos, se emplearon las ecuaciones del modelo de van Genuchten (1980). Estas expresiones (Ecuaciones 3.8 a 3.11) se describieron en la sección 3.2.1. Los parámetros de la formulación de van Genuchten (1980) se calcularon a partir de las proporciones de arena, limo y arcilla. Estas proporciones se determinaron de acuerdo a los procedimientos del USDA (2004), que fueron descritos brevemente en la sección 2.2.4. Dichas proporciones se ingresaron al programa informático *Rosseta 1.2* (Schaap *et al.*, 2001) para su análisis. Los parámetros de la formulación de van Geuchten (1980), obtenidos a partir de este programa informático, se modificaron durante el proceso de calibración, como se menciona más adelante.

Las condiciones iniciales para la simulación de un año hidrológico se establecieron a partir de una simulación previa del sistema para un período correspondiente a nueve años. Este procedimiento se basó en la premisa de que los valores de contenido de humedad,

conductividad hidráulica y potencial de succión son cíclicos. De esta manera, las condiciones iniciales del primero de los nueve años de simulación se establecieron arbitrariamente en la mitad del rango del contenido de humedad y potencial de succión de sus curvas de retención. A medida que los años de la simulación transcurren, tienden a ser los mismos. Así, los valores finales de la simulación previa de nueve años se establecieron como los valores iniciales de la simulación final.

En virtud de que el modelo es unidimensional, sólo tiene dos extremos para establecer las condiciones de frontera. En ambos extremos se estableció una frontera de segundo orden, es decir, de flujo. En la parte superior, ésta representa la precipitación eficaz, es decir, aquella que efectivamente entra a la zona vadosa, la cual constituye el dominio del modelo simulado. En otras palabras, la impulsión neta en la frontera superior es la precipitación total menos la evapotranspiración y la escorrentía superficial. A pesar de que *Hydrus-1D* tiene incorporado un módulo para restar la *ETP* a la precipitación neta y calcular la escorrentía, no se empleó esta función. Esto se debe a que el cálculo de la precipitación eficaz se realizó por separado, según se indica en la siguiente sección.

Además, el cálculo que realiza *Hydrus-1D* pudiera sobreestimar la evapotranspiración al no considerar las características de la vegetación. Esto es una consecuencia de que el cálculo que realiza con la evapotranspiración consiste en determinar la capacidad de absorber agua del suelo y emplear esa cantidad de agua disponible como la máxima que puede evapotranspirarse.

En la configuración de los criterios de convergencia, se estableció la tolerancia del contenido de humedad, θ , en 0.001 y una tolerancia en h de 1 cm. El número máximo de iteraciones se estableció en 10.

La frontera inferior se estableció como de “libre drenaje”. En la documentación del programa *Hydrus-1D* se explica que este tipo de frontera se aplica cuando el nivel freático está por debajo del límite inferior del dominio de simulación. Bajo estas condiciones, se asume que en la frontera el gradiente es unitario. Cabe aclarar que establecer la frontera inferior como gradiente unitario difiere de asumir que la zona vadosa, el dominio completo de simulación, tiene un comportamiento correspondiente a un gradiente unitario.

A fin de entender la suposición del gradiente unitario y sus implicaciones, es necesario comprender que bajo condiciones de saturación variable, el potencial hidráulico total (H), involucra dos componentes:

$$H = h + z, \quad (5.2)$$

donde z es el potencial de elevación, [L]. Debajo del nivel freático, el potencial de presión, h , es proporcional al peso del agua a partir de dicho nivel y, por tanto, incrementa con la profundidad. Sin embargo, por encima de éste el medio poroso retiene el agua mediante fuerzas de adsorción y capilaridad. El modelo incorporado en *Hydrus-1D* emplea el potencial hidráulico total, H , como la principal variable independiente porque esto permite un tratamiento unificado para ambos casos en el medio: saturación y no saturación.

Las interfaces entre ambas condiciones son superficies donde el potencial de presión, h , es igual a la presión atmosférica, o cero. A lo largo de esas interfases, el potencial total, H , es igual al potencial de elevación, z , como se indica en la Figura 5.2.

En los casos más simples, en los que el flujo de agua ocurre exclusivamente por gravedad, se tiene un valor uniforme de h . De esta manera, al derivar la Ecuación 5.2 respecto a z , se tiene que (Nimmo *et al.*, 2005):

$$\frac{dH}{dz} = \frac{dh}{dz} + \frac{dz}{dz} = 0 + 1 = 1, \quad (5.3)$$

Esta simplificación ha sido objeto de muchos debates, (Scanlon *et al.*, 2002; Stoer y Bulirsch, 2002; Misstear *et al.*, 2009). Sin embargo, Nimmo *et al.*, (2005) presentan un punto de vista equilibrado al respecto. Consideran que, para emplear esta suposición, se requiere medir el gradiente de h para determinar si efectivamente cumple con esta suposición.

En este sentido, la instrumentación de este trabajo posibilitó evaluar la validez de esta suposición mediante tres pasos. En el primero se calibró el modelo con las mediciones de la instrumentación instalada para medir el contenido de humedad; mientras que la verificación del modelo se llevó a cabo con los datos de flujo de los lisímetros instalados.

En el segundo paso, a partir de los resultados del modelo, se obtuvieron los perfiles de distribución de z versus h y se derivaron para obtener $\frac{dh}{dz}$. Finalmente, $\frac{dh}{dz}$ se comparó con el valor 0; dado que, según se desprende de la Ecuación 5.2, si la suposición de gradiente unitario es cierta, la componente $\frac{dh}{dz} = 0$.

Durante el proceso de calibración del modelo, se buscó la mejor combinación de dos conjuntos de valores para optimizar el ajuste del contenido de humedad simulado respecto a los valores medidos en los pozos. El primer conjunto está integrado por los parámetros de la formulación de van Genuchten (1980) correspondientes a los materiales en los pozos de monitoreo. El segundo conjunto son los coeficientes para el cálculo de la evapotranspiración, que se consideran en la siguiente sección.

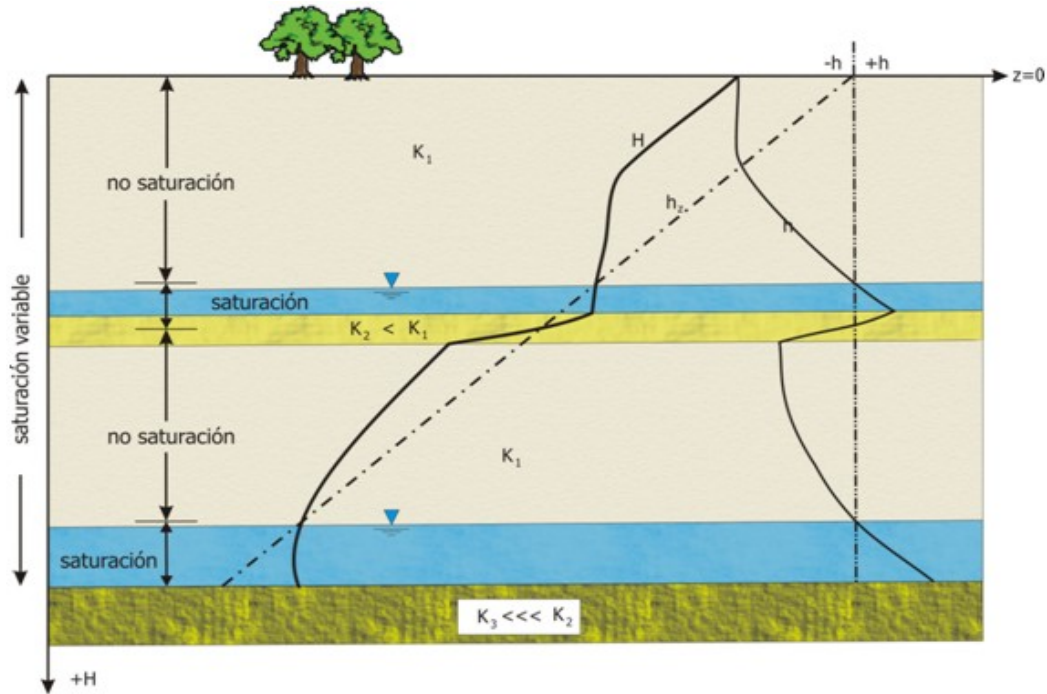


Figura 5.2 Relación entre elevación (z), potencial de elevación (h_z), potencial de presión (h) y potencial total (H) en función de distintos niveles de saturación. Fuente: modificado de Lappala et al. (1987).

Para evaluar el desempeño del modelo, es útil considerar uno o más criterios objetivos. Los parámetros estadísticos empleados para evaluar el ajuste de la respuesta del modelo respecto a los datos medidos son el coeficiente de eficiencia Nash-Sutcliffe, NS ; el índice de acuerdo, d ; el error medio absoluto, MAE ; y $BIAS$. Estos parámetros se definen matemáticamente como (Legates y McCabe, 1999; Beldring, 2002; Harmel, 2007):

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}, \quad (5.4)$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2}, \quad (5.5)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |O_i - P_i| \quad \text{y} \quad (5.6)$$

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n O_i}. \quad (5.7)$$

Donde P_i son los valores del modelo, O_i son los valores observados, \bar{O} es el promedio de las observaciones y n el número de muestras. Los otros dos indicadores empleados se definieron en el capítulo 3: el error de raíz media cuadrática, $RMSE$ (Ecuación 3.13) y el coeficiente de determinación (Ecuación 3.14).

El límite menor para $RMSE$, R^2 , MAE y $BIAS$ es cero. El valor máximo para R^2 , NS y d es uno. Los valores de NS pueden ser negativos. Un valor mayor de $RMSE$ o de MAE representa un menor desempeño del modelo, mientras que un valor elevado $RMSE$ muestra qué tanto se sobreestiman o subestiman las mediciones. Si los datos simulados y

observados fueran iguales, los valores de dichos indicadores serían: $RMSE = 0$, $R^2 = 1$, $NS = 1$, $d = 1$, $MAE = 0$, $BIAS = 0$.

5.2.2.2 Balance hídrico en el valle de Toluca

El segundo método para calcular la recarga potencial en este capítulo consiste en determinar las distintas componentes del ciclo hidrológico a través de un balance hídrico (BH). La ecuación general de balance para un sitio se puede enunciar como (Scanlon *et al.*, 2002):

$$P + Q_{on} = ET + Q_{off} + \Delta S, \quad (5.8)$$

donde P es la precipitación; Q_{on} y Q_{off} son el flujo hacia y desde el sitio, respectivamente; ET es la evapotranspiración; y ΔS es el cambio en el almacenamiento. Si se consideran las subcomponentes, indicando con el superíndice sw las que se refieren al agua superficial, con uz las de la zona no saturada, con $snow$ a la nieve y con gw las del flujo subterráneo, la Ecuación 5.8 toma la forma:

$$P + Q_{on}^{sw} + Q_{on}^{gw} = ET^{sw} + ET^{uz} + ET^{gw} + R_o + Q_{off}^{gw} + Q^{bf} + \Delta S^{snow} + \Delta S^{sw} + \Delta S^{uz} + \Delta S^{gw}, \quad (5.9)$$

donde R_o es la escorrentía superficial y Q^{bf} es el caudal base del acuífero a ríos o manantiales. Puesto que la recarga incluye cualquier infiltración que alcanza a la zona saturada, se puede escribir como (Celia y Binning, 1992):

$$R = Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw} + Q^{bf} + ET^{gw} + \Delta S^{gw}. \quad (5.10)$$

Sustituyendo la Ecuación 5.10 en la Ecuación 5.9, se tiene que:

$$R = P + Q_{on}^{sw} - R_o - ET^{sw} - ET^{uz} - \Delta S^{snow} - \Delta S^{sw} - \Delta S^{uz}, \quad (5.11)$$

Considerando la zona donde se perforaron los pozos de monitoreo, algunas componentes del balance son despreciables en magnitud. Esto es porque en dichos lugares

no hay riego Q_{on}^{sw} ; ni nieve, ΔS^{snow} . Puesto que las zonas en las que se perforaron los pozos, no hay cuerpos de agua superficiales, tampoco se considera ΔS^{sw} . Dado que la profundidad de la instrumentación está por debajo de la zona radicular, ET^{uz} también es despreciable. Puesto que en este trabajo sólo se considera la recarga potencial, y no la que procede de cambios en el almacenamiento del acuífero, por ejemplo por el flujo subterráneo horizontal, $\Delta S^{uz} = 0$. Para simplificar la nomenclatura, se puede considerar que la ET^{sw} se refiere a la evapotranspiración real, ETR , mientras que la escorrentía superficial, $Ro = Q$. Considerando lo anterior, se puede escribir la Ecuación 5.11 para determinar la recarga potencial, R , como:

$$R = P - ETR - Q. \quad (5.12)$$

El cálculo de los términos de la derecha de la Ecuación 5.12 precisa datos meteorológicos y del terreno. En lo que respecta a P , se consideró tal y como se obtuvo después de completar las series faltantes de 39 estaciones meteorológicas dentro del valle de Toluca. Los valores de ETR se calcularon mediante una regresión lineal incluyendo datos satelitales e información procedente de estaciones meteorológicas. Finalmente, Q se calculó a partir del método de la NOM-CNA-2000 (DOF, 2002) comparado con valores históricos de dos estaciones hidrométricas. A continuación se indica en detalle la metodología para obtener cada una de estas componentes.

Cálculo de la Precipitación, P

El valor de P se determinó a partir de los registros diarios del Servicio Meteorológico Nacional completando las series faltantes a través de un análisis de regresión múltiple ponderado descrito en Teegavarapu y Chandramouli (2005). La estimación de la precipitación diaria faltante, θ_f , se calculó mediante la ponderación del valor de cada estación, i , en función del coeficiente de determinación, R_i , entre cada par de estaciones empleando la siguiente ecuación:

$$\theta_f = \frac{\sum_{i=1}^n R_i \theta_i}{\sum_{i=1}^n R_i}, \quad (5.13)$$

donde θ_i representa cada una de las n estaciones con datos de la precipitación del día en cuestión.

Con los datos de precipitación completados, se interpolaron espacialmente los valores en toda la cuenca del valle de Toluca por el método *Spline*, que es un modelo basado en un análisis de regresión de segundo orden empleado de forma habitual en los sistemas de información geográfica (*SIG*). Los detalles de su formulación y aplicación se pueden consultar en de Boor (1978), Boer *et al.* (2001), así como en Stoer y Bulirsch (2002). Además, en el Apéndice E se incluyen los códigos en *MATLAB R10* donde se programaron los algoritmos de la Ecuación 5.13 para completar las series faltantes de la precipitación.

Cálculo de la Evapotranspiración Real, *ETR*

Para efectos comparativos, en este trabajo se calcularon la *ETR* y la evapotranspiración potencial, o de referencia, *ET_o*. Al calcular la *ETR* y compararla con la *ET_o*, la segunda debe ser mayor, pero en un orden de magnitud semejante. Esta asociación permite identificar cualitativamente errores en el cálculo de la *ETR*. Sin embargo, antes de indicar los métodos empleados en el cálculo de estas componentes, es pertinente hacer la distinción entre los métodos que estiman la *ETR*, la *ET_o*, la evaporación potencial, *EP* y la evapotranspiración potencial, *ETP*. Esto se debe a que en ocasiones se usan indistintamente estos términos en la literatura.

La *ETR* es un proceso de intercambio de energía entre la hidrósfera, la atmósfera y la biósfera (Monteith, 1973). La *ETR* se refiere a la cantidad de agua que efectivamente se evapora desde la superficie del suelo; además, considera la que se transpira por la vegetación, teniendo en cuenta que la cobertura vegetal no siempre es completa, y que los niveles de humedad en el suelo son variables. La diferencia fundamental de la *ETR* respecto a *ET_o* consiste en que la segunda considera la evapotranspiración de un cultivo

estándar sano de alfalfa con un suministro ilimitado de agua y no de la cobertura vegetal de la zona que se estudie o de su tipo de suelo. Por otra parte, la *EP* se refiere a la cantidad de agua que regresa a la atmósfera procedente de un cuerpo de agua superficial. Finalmente, la *ETP* considera también el consumo de agua necesario para satisfacer los requerimientos de la vegetación de la zona bajo el supuesto de que se tiene una cantidad ilimitada de agua, de tal modo que el límite del consumo está impuesto por la vegetación y no por la cantidad de agua procedente de la precipitación. (Allen *et al.*, 1998.)

Para la estimación de la *ETR*, la *ET_o*, la *EP* y la *ETP* se han propuesto muchos métodos; sin embargo, no hay un consenso universal de la aplicabilidad de un método específico para un clima en particular (Singandhupe, 2005; Allen *et al.*, 1998). Por lo anterior, se reconoce que es aún más importante la calibración de los métodos para su estimación en regiones áridas y semiáridas, debido a que la mayoría de los métodos han sido calibrados y validados en regiones de clima templados (Dehghani Sanij *et al.*, 2003). Maidment (1992) enumera algunos métodos para estimar la *EP* y la *ETP*, incluido el de Penman-Monteith (Monteith, 1965), los cuales son función de parámetros que integran la temperatura, la humedad, la velocidad del viento y la cobertura vegetal. Así mismo, en la literatura se reportan métodos empíricos para estimar la *ETP* que requieren un número mínimo de parámetros como la precipitación y la temperatura, entre los cuales se pueden mencionar a los métodos de Turc (1962) y Coutagne (1954).

Con el propósito de establecer un método estándar para el cálculo de la *ET_o*, la Organización de las Naciones Unidas para la agricultura y la alimentación (*Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO*) planteó una serie de lineamientos en el trabajo de Allen *et al.* (1998), el cual es una actualización del trabajo presentado por Doorrenbos y Pruitt (1977). Con base a estos lineamientos, el método de Penman-Monteith es recomendado como el método estándar para la definición y el cálculo de *ET_o*. En Allen *et al.* (1998), a este método se le denomina FAO Penman-Monteith. La aplicación de dicha metodología está sujeta a la disponibilidad de datos meteorológicos e información del tipo de vegetación, situación que limita en muchos casos su uso en regiones, como la de la cuenca del valle de Toluca. En esta región muy pocas estaciones cuentan con datos sobre la velocidad del viento, la humedad relativa, y otros parámetros necesarios para la

aplicación directa de dicha metodología. Así mismo, existe una carencia de datos específicos sobre los tipos de cultivo y vegetación predominante en la zona que permitan contrastar las diferencias particulares con respecto a estándares del mismo tipo, lo cual limita la aplicabilidad en la zona por la incertidumbre de los resultados. Sin embargo, cuando se carecen de algunos datos para aplicar método FAO Penman-Monteith, se sugieren valores de la literatura en función de la región en cuestión. En el programa informático *ETo Calculator* (FAO, 2012) se incorporan todas las directrices del método.

Puesto que un análisis exhaustivo de los métodos de estimación de *EP* y *ETR* está fuera de los alcances de esta tesis, se recomienda al lector el consultar la revisión realizada por Allen *et al.* (1998) en el que se incluye el desarrollo teórico de algunas ecuaciones clásicas para el cálculo de *ET*. En dicho trabajo se presentan los detalles y ejemplos de su aplicación, tanto didácticos como de casos reales. Debido a las razones expuestas previamente, el método que se empleó en este trabajo para calcular la *ET_o* es el de FAO Penman-Monteith (Allen, 1998) mediante el programa informático *ET_o Calculator* (FAO, 2012).

Uno de los problemas fundamentales en el cálculo de la *ETR* radica en que frecuentemente su estimación proporciona medidas puntuales. En consecuencia, a menudo éstas no son representativas de áreas extensas debido a la heterogeneidad de la superficie del terreno y la naturaleza dinámica de los procesos de transferencia de calor. En cambio, la amplia cobertura espacial y temporal del monitoreo remoto empleando satélites es una herramienta útil que permite analizar la *ETR* espacialmente (Wang *et al.*, 2007). A lo largo de las últimas décadas se han propuesto un sin número de técnicas de monitoreo remoto para la estimación de la *ETR* (Boulet *et al.*, 2000; Nagler *et al.*, 2008).

Uno de los métodos actuales que permiten el cálculo de *ETR* con los datos meteorológicos disponibles para la zona de estudio es el descrito en Wang *et al.* (2007). En este método, *ETR* ($MJ\ m^{-2}\ día^{-1}$) se calcula mediante una regresión lineal a partir de la temperatura ambiental media, T_{med} ($^{\circ}C$), del Índice de Vegetación Diferencial Normalizado, *NDVI* y la radiación solar neta, R_n ($MJ\ m^{-2}\ día^{-1}$). De acuerdo con el método de Wang *et al.* (2007), se puede obtener una aproximación razonable de la *ETR* mediante la ecuación:

$$ETR = R_n(a_0 + a_1 NDVI + a_2 T_{med}), \quad (5.14)$$

en donde, a_0 , a_1 y a_2 son coeficientes de regresión. En este método, el valor de la evapotranspiración real que se obtiene está expresada en $MJ m^{-2} día^{-1}$, que posteriormente debe transformarse en $mm \cdot día^{-1}$ ($1 mm \cdot día^{-1} = 2.45 MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}$).

Cálculo de la temperatura media T_{med}

Dependiendo de la escala, existen numerosos factores que determinan la temperatura en una zona de interés. Por ejemplo, para regiones de extensión pequeña algunos factores que intervienen son las barreras de flujo de aire, los cuerpos de agua o hielo y las áreas urbanas. Para regiones de mediana escala cobran mayor relevancia aquellos factores relacionados con el terreno; mientras que en regiones de mayor escala, como en la cuenca del valle de Toluca, la elevación es el factor más relevante. Puesto que la parte más baja, el límite inferior de la cuenca, se halla a 2,555 *msnm* (metros sobre el nivel del mar), mientras que la parte más alta, la cima del Nevado de Toluca, se localiza a 4,556 *msnm*, resulta que la cuenca presenta un gradiente de altitud de 2,001 *m*. Otro de los factores que limita el completar las series faltantes de temperatura es la falta de información en las zonas altas, que dada la relevancia del gradiente de altitud constituye un elemento importante a la hora de definir un método para completar las series (Stahl *et al.*, 2006).

En virtud de lo anterior, los valores de la temperatura ambiental media, T_{med} , se calcularon promediando la temperatura mínima y máxima de las estaciones meteorológicas de la cuenca del valle de Toluca. Para completar las series diarias de datos faltantes se empleó un método de regresión ponderado con un filtro gaussiano que además incorpora una función lineal para compensar la diferencia de altitudes entre las diferentes estaciones. El método se presenta a detalle en Stahl *et al.* (2006) y se le denomina *LWR-G* (por sus siglas en inglés de *lapse rate by weighted regression with Gaussian filter*). La ecuación fundamental de este método es:

$$T_{med} = \frac{\sum_{i=1}^n w(r)_i [T_i + b_0 + b_1(h_p - h_i)]}{\sum_{i=1}^n w(r)_i}, \quad (5.15)$$

donde b_0 y b_1 son coeficientes del análisis de regresión entre la estación de referencia i , con una temperatura media T_i ubicada a una altura h_i , y la que se está estimando, a una altura h_p . El parámetro $w(r)_i$ es un factor de truncamiento basado en un filtro gaussiano en función de la distancia r entre las estaciones definido como:

$$w(r) = \begin{cases} 0; & r > R_p \\ \exp \left[-\left(\frac{r}{R_p} \right)^2 \alpha \right] - e^{-\alpha}; & r \leq R_p \end{cases}. \quad (5.16)$$

La distancia de truncamiento R_p empleada es la distancia entre el punto donde se calcula T_a y la estación meteorológica más lejana con datos válidos en cada iteración.

Una vez completados los datos de las estaciones, se procedió a la interpolación espacial de los datos de temperatura. Puesto que el método *Spline* no considera en su formulación la elevación del terreno, se empleó la siguiente ecuación:

$$T_{med} = \frac{\sum_{i=1}^n w(r)_i [T_i + \lambda(h_p - h_i)]}{\sum_{i=1}^n w(r)_i}, \quad (5.17)$$

donde λ es un gradiente de temperatura que se obtuvo a partir de los análisis de correlación calculados para la aplicación de la Ecuación 5.15. En el Apéndice F se incluyen los códigos en *MATLAB R10* donde se programan los algoritmos de las

Ecuaciones 5.15 a 5.17 para completar las series faltantes de la temperatura, así como su interpolación espacial.

Cálculo del Índice de Vegetación Diferencial Normalizado, NDVI

Los valores de *NDVI* se obtuvieron a partir de datos del satélite *Terra*, que incorpora el sistema *MODIS*, siglas en inglés de *Moderate resolution Imaging Spectroradiometer* (Xiong *et al.*, 2009). La resolución espacial del parámetro *NDVI* es de $1\text{ km} \times 1\text{ km}$, con lo que es posible distinguir las distintas densidades de vegetación. La información disponible del satélite *Terra* para el parámetro *NDVI* es de un promedio diario por cada 16 días. Para este trabajo se emplearon un total de 155 rásters, que contienen los valores de *NDVI* para el período comprendido entre julio de 2002 y mayo de 2010. Con dicha información se obtuvo el promedio diario para cada mes. A fin de tener una resolución aparentemente mayor, se muestrearon e interpolaron los datos de los rásters originales a una resolución de $30\text{ m} \times 30\text{ m}$.

Los archivos HDF-EOS con la información de *NDVI* se descargaron del sitio LP DAAC (*Land Processes Distributed Active Archive Center*). El criterio para emplear o descartar un archivo se basó en la capa *Rank* del mismo archivo. Este valor entero indica la calidad de los datos, para cada píxel y varía de -1 (sin dato) a 3. El valor 0 corresponde a datos de buena calidad. En el cálculo de *NDVI* sólo se emplearon los rásters donde al menos se tuviera el 90% de los píxeles correspondientes a la cuenca del valle de Toluca con un *Rank* de valor 0.

En una imagen *NDVI* se realiza la cubierta correspondiente a la vegetación y se atenúa la de las otras cubiertas, tales como el suelo, agua, rocas, etc., en donde el intervalo de valores obtenido del *NDVI* varía entre (-1) y (+1). De ellos, sólo los valores positivos corresponden a zonas de vegetación. Los valores negativos, pertenecen a nubes, nieve, agua líquida, zonas de suelo desnudo y rocas; ya que sus patrones espectrales son generados por una mayor reflectancia en el visible que en el infrarrojo. El valor del *NDVI* puede variar en función del uso de suelo, estación fenológica, situación hídrica del territorio y ambiente climático de la zona. Todo organismo vegetal contiene pigmentos que captan diversas ondas del espectro de luz que la utilizan en las reacciones fotosintéticas. Dos

bandas del espectro, la azul (430 *nanómetros, nm*) y la roja (600 *nm*) muestran la cantidad de energía absorbida por las plantas. Estas dos frecuencias de la luz son las que más absorben las plantas, y por consiguiente, son las menos reflejadas. En contraste, la banda del infrarrojo cercano (750-1100 *nm*) actúa justo de forma inversa, ya que es reflejado casi en su totalidad. La mayor absorción del rojo y azul, junto con la fuerte reflexión del infrarrojo cercano, es la diferencia espectral de la respuesta de toda la vegetación. Ninguna otra cubierta refleja de forma semejante y, por lo tanto, esta peculiaridad ha sido usada durante mucho tiempo para poder diferenciar las superficies con vegetación de las demás superficies.

Cálculo de la radiación solar neta, R_n

Finalmente, el último parámetro por determinar en la Ecuación 5.14 es R_n . Este parámetro se determinó mediante el programa *Eto Calculator* (FAO, 2012), utilizando la opción de la estimación de datos climáticos faltantes en función de la $T_{máx}$, y la $T_{mín}$, así como de las coordenadas correspondientes a cada estación. De este modo, con los datos de $T_{máx}$, y $T_{mín}$, del SMN, fue posible completar las series faltantes de temperatura, con el método expuesto previamente para cada estación; posteriormente, se estimó su respectiva R_n mensual y finalmente se extrapolaron los valores de dicha variable espacialmente mediante el método *Spline*, para su incorporación discretizada en la Ecuación 5.14.

Tomando en cuenta una serie de valores promedio diarios para cada mes, se logró definir el resto de los parámetros para calcular el volumen de la *ETR* por mes y, posteriormente, obtener el total con la adición de los 12 meses del año.

Cálculo de la Escorrentía Superficial, Q

Puesto que no se disponen de aforos específicos con la resolución espacial y temporal que permitan cuantificar el escurrimiento natural con el detalle que requiere este trabajo, se utilizó un método basado en la Norma Oficial Mexicana, NOM-011-CNA-2000, publicada en el Diario Oficial de la Federación el 17 de abril de 2002 (DOF, 2002). Este método señala que en el caso de que la cuenca bajo estudio no cuente con suficiente información

para determinar el escurrimiento natural, se puede aplicar el método indirecto a partir de la precipitación y de la cobertura del suelo de acuerdo con las siguientes ecuaciones:

$$Q = P C_e, \quad (5.18)$$

$$C_e = \frac{K(P-250)}{2000}, \text{ si } K \leq 0.15 \quad (5.19a)$$

$$C_e = \frac{K(P-250)}{2000} + \frac{K-0.15}{1.5}, \text{ si } K > 0.15, \quad (5.19b)$$

donde Q es la altura de la lámina de escurrimiento anual. Si se desea obtener el volumen de escurrimiento, se debe multiplicar por el área de la zona de estudio. La lámina de precipitación P anual debe estar en mm ; C_e es el coeficiente adimensional de escurrimiento; mientras que K es una constante adimensional que depende del tipo de cobertura vegetal y del uso de suelo.

Como un método alternativo que sirvió como referencia para verificar que el cálculo de Q fuera realista, se emplearon los datos de aforo de dos estaciones cuyas áreas de captura no se intersectan en las que cada una incluye los pozos Nevado y Zolotepec. Se determinó el porcentaje del volumen total de la escorrentía superficial respecto al volumen total de precipitación fluvial en las dos zonas. Al final se comparó ese porcentaje con el que se calculó con las Ecuaciones 5.18 y 5.19.

Además de los dos métodos anteriores, en un intento por caracterizar el comportamiento de Q como una función de la precipitación, P , se empleó el método del número de curva (conocido también como *SCS (Soil Conservation Service) Runoff Curve Number*) (SCS, 1985). Sus ecuaciones principales son:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S}, \quad (5.20)$$

$$I_a = 0.2S \quad (5.21)$$

$$y: S = \frac{1000}{CN} - 10. \quad (5.22)$$

Donde, Q es la escorrentía en pulgadas (*in*), P es la precipitación (*in*), I_a es la resta inicial (*in*) y S es la retención máxima después de que comienza la escorrentía (*in*). I_a corresponde a todas las pérdidas antes de que comience el escurrimiento. Aunque generalmente se le asigna el valor empírico de $0.2S$ (Ecuación 5.21), su valor depende de parámetros del suelo y de la cobertura vegetal. Este término incluye el agua interceptada en depresiones del suelo, agua interceptada por la vegetación, evaporación y evapotranspiración. Los detalles de su formulación y condiciones de aplicación pueden consultarse en SCS (1985).

5.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.3.1 Ubicación de los pozos de monitoreo

En la Figura 5.3 se presenta la distribución espacial de la recarga en un estudio previo (Calderhead *et al.*, 2012). Como se puede observar, los pozos se ubican en regiones cercanas a las zonas de recarga. Esto satisface el primer criterio de selección de la ubicación de los pozos mencionado en la sección 5.2.1.

Como se desprende del análisis de la Figura 5.4, la geología superficial predominante es la Qal , es decir, depósitos cuaternarios aluviales (INEGI, 2000). De este modo, al ubicar los pozos de monitoreo en regiones identificadas como Qal , se satisface el segundo criterio de ubicación de los pozos de monitoreo. Además, en la Figura 5.4 se localizan los pozos de extracción de agua potable que abastecen al valle de Toluca. La batería de pozos al Oriente de la cuenca delimita con claridad la zona de extracción que coincide con la denominación Qal . En la Tabla 5.1 se presenta una descripción de la nomenclatura empleada en la Figura 5.4, de sus respectivas áreas en km^2 así como su porcentaje en relación con el área total de la cuenca del valle de Toluca.

En la Figura 5.5 se presenta la ubicación de los multipiezómetros de la red de monitoreo de la CONAGUA empleados para el análisis del tercer criterio de ubicación de los pozos de monitoreo. Los datos para generar esa figura se presentan en la Tabla 5.2. En

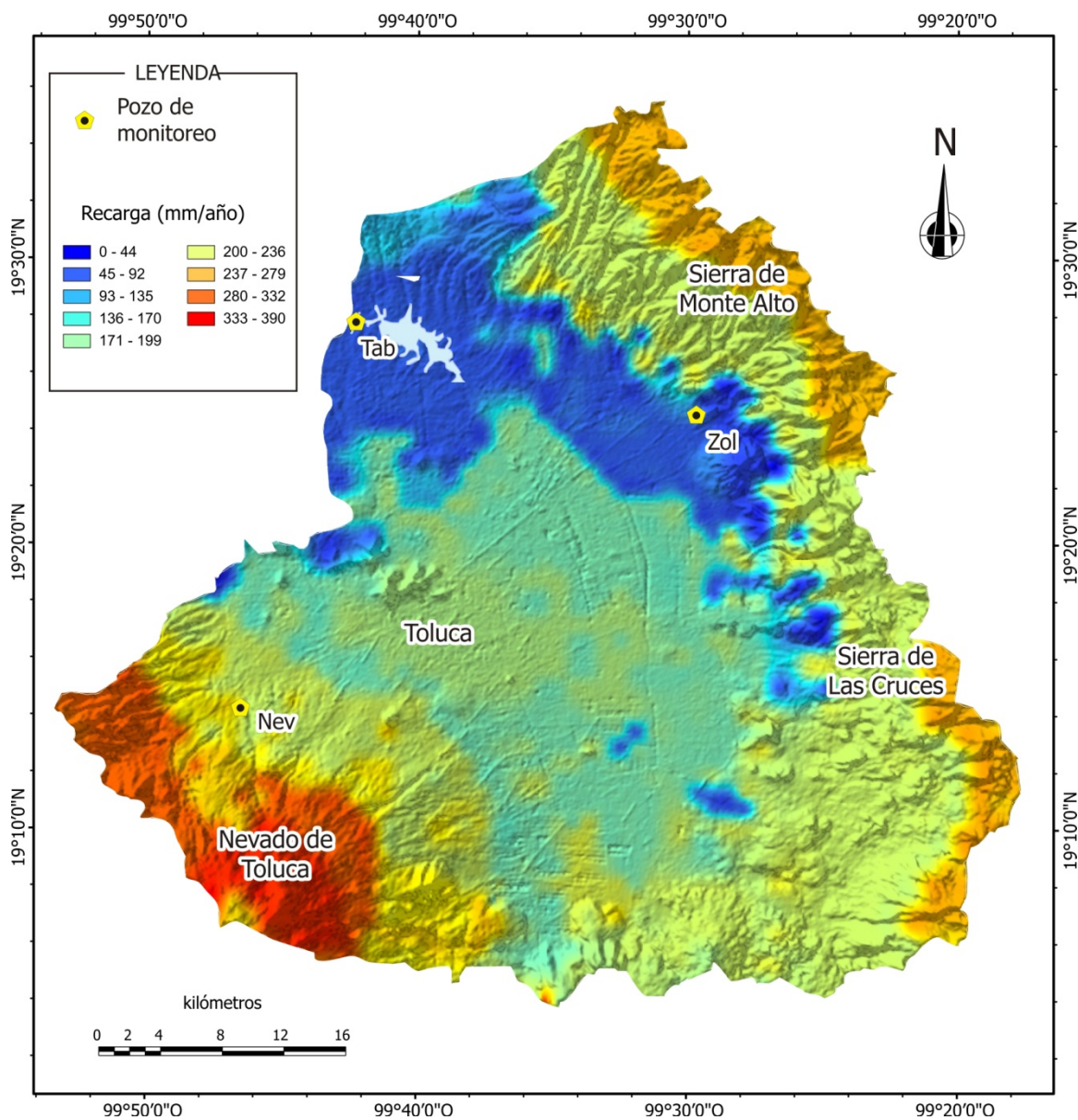


Figura 5.3 Zonas de recarga y sus magnitudes. Fuente: modificado de Calderhead et al. (2012).

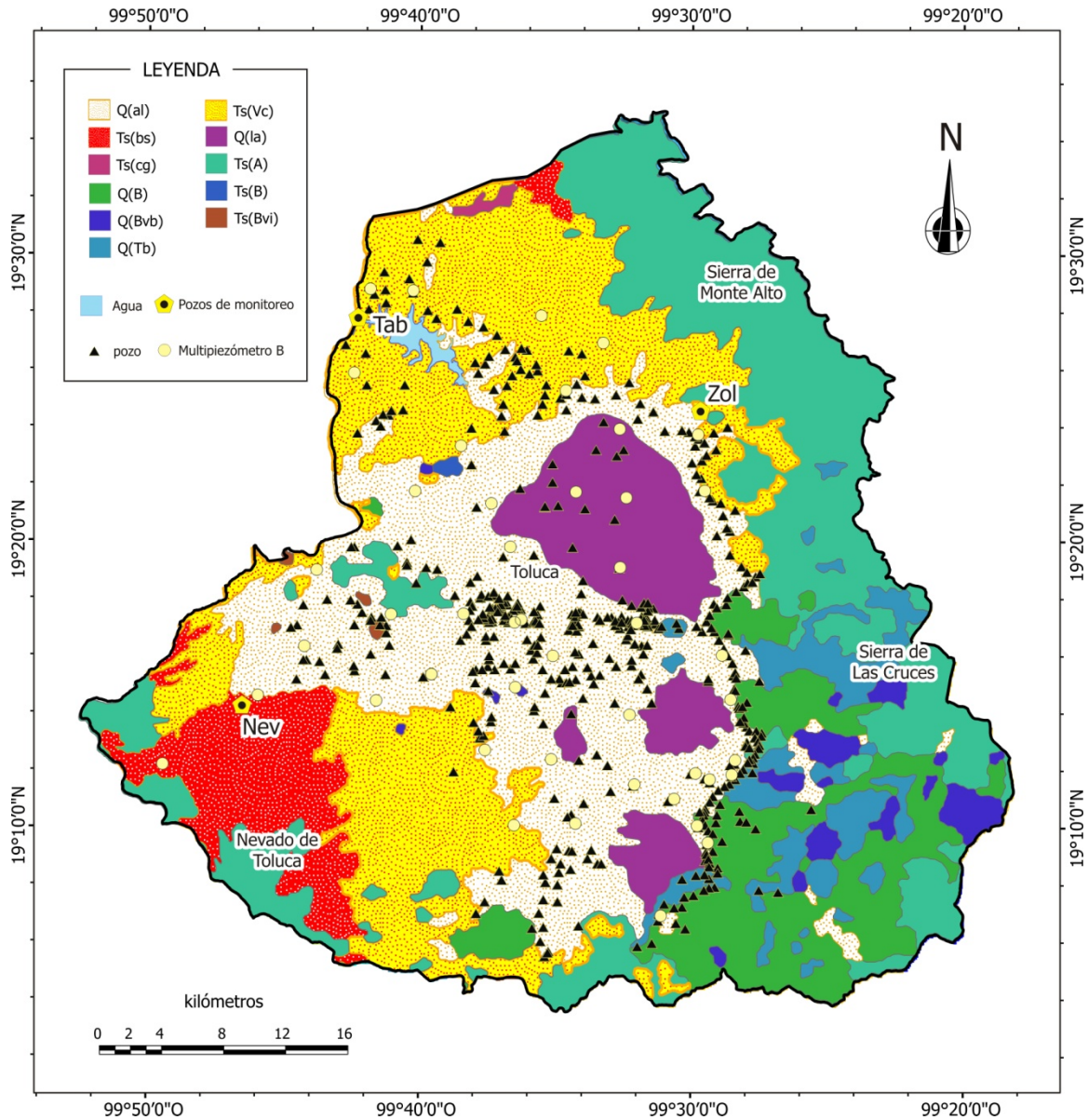


Figura 5.4 Geología superficial de la cuenca del valle de Toluca (INEGI, 2000) junto con los pozos de extracción de agua potable, los multipiezómetros de la red de monitoreo de la CONAGUA y los pozos de monitoreo de este proyecto. La nomenclatura de las unidades geológicas se encuentra en la Tabla 5.1. Fuente: elaboración propia.

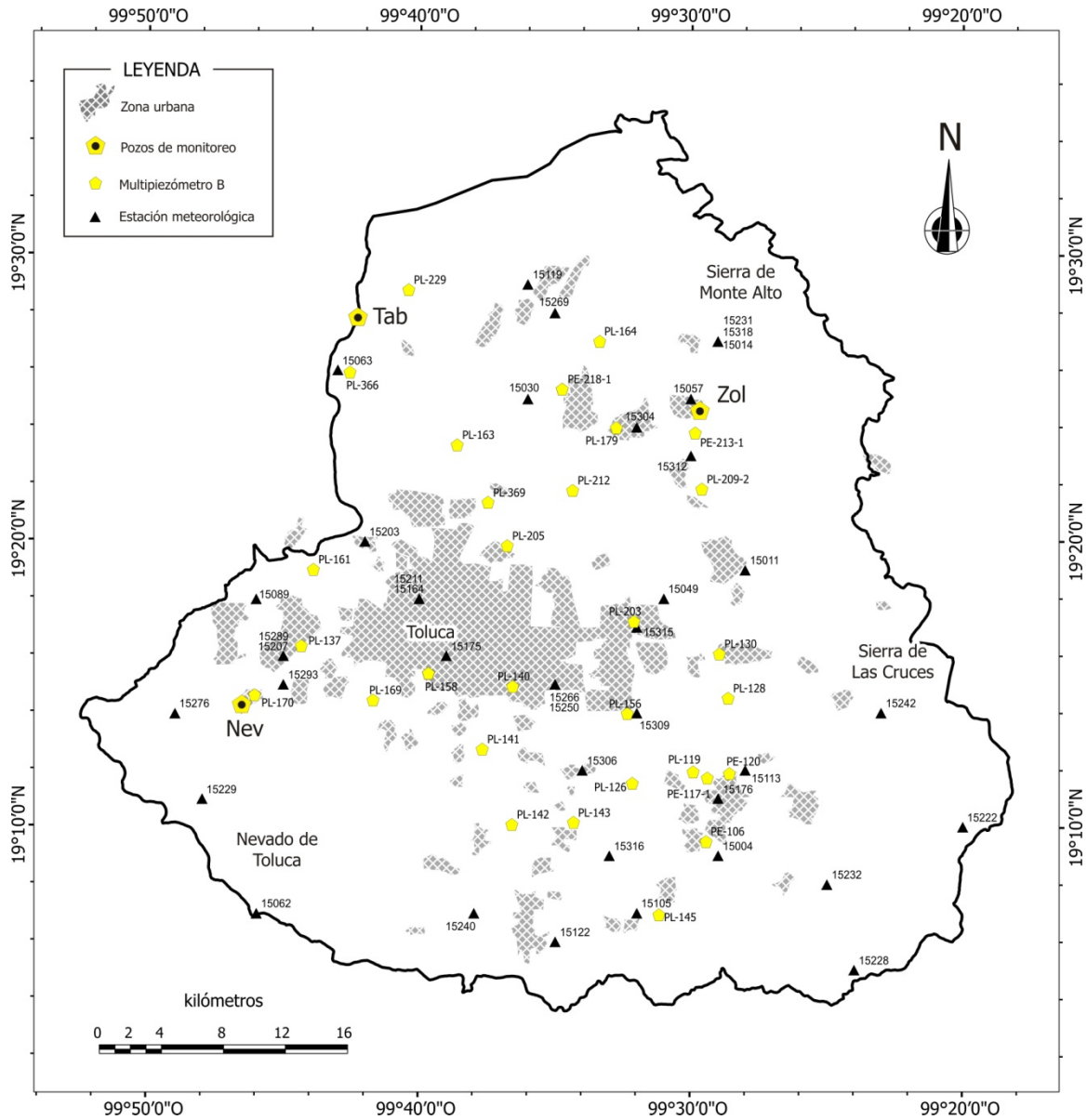


Figura 5.5 Ubicación de los multipiezómetros de la red de monitoreo de la CONAGUA y los pozos de monitoreo de este proyecto. Las coordenadas y los niveles piezométricos se presentan en la Tabla 5.2. Fuente: elaboración propia.

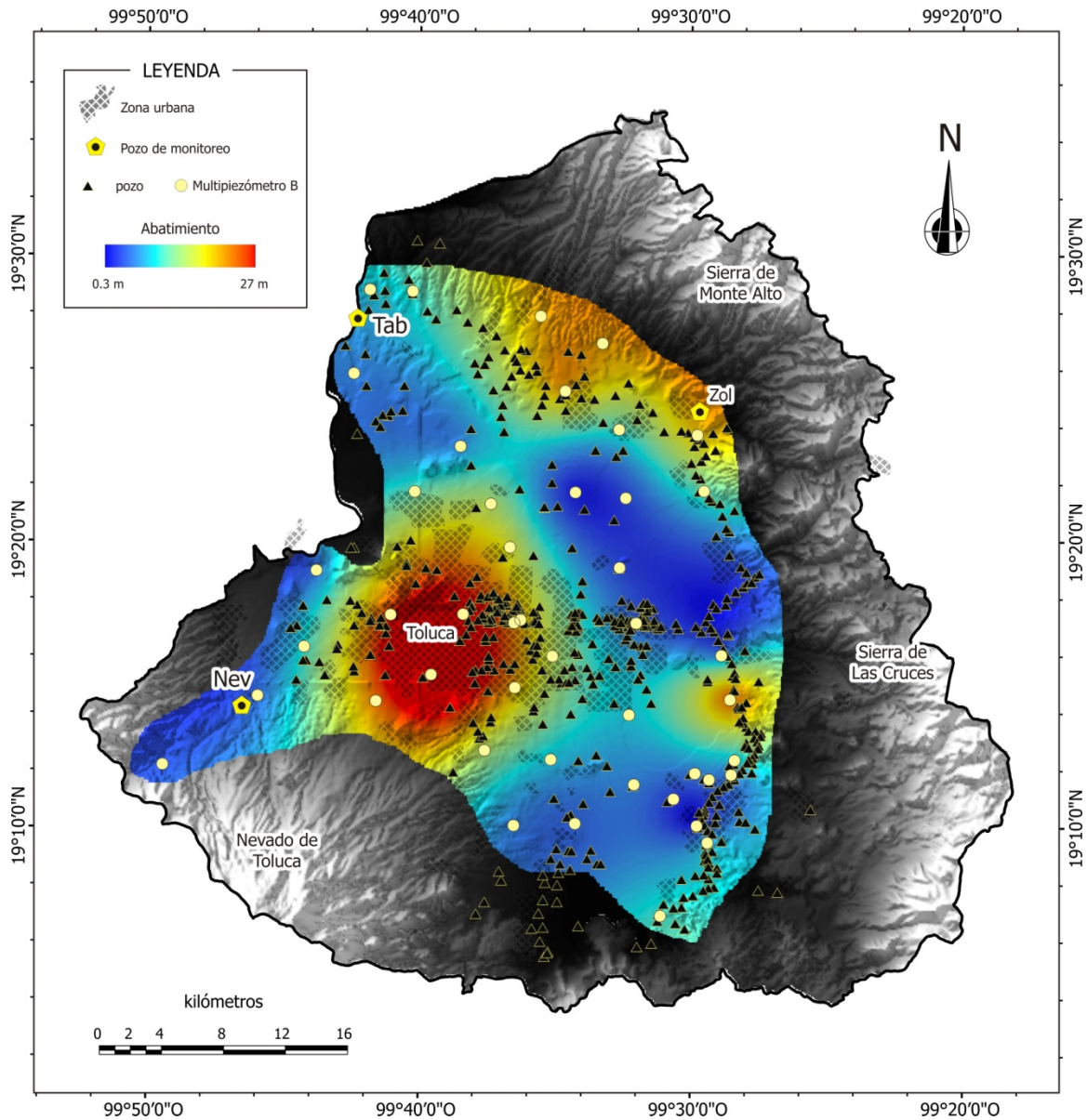


Figura 5.6 Abatimiento del nivel piezométrico profundo del valle de Toluca en el período comprendido entre 1973 y 1998. Los abatimientos más pronunciados se observan en torno a la ciudad de Toluca, mientras que en la periferia del valle éstos son menores. También se incluyen los pozos de extracción de agua potable y la red de multipiezómetros de la CONAGUA.

Dicha figura se resume el abatimiento registrado en el período de 1973 hasta 1998. Aunque los datos que se tienen de la red de multipiezómetros de la CONAGUA tienen una frecuencia anual, se seleccionó ese período porque un análisis de los niveles registrados indica que después de 1998 muchos se han obstruido, incrementando la incertidumbre en las interpolaciones. Cada uno de éstos se designa en la Figura 5.5 como *Multipiezómetro B*. Se aprecia un abatimiento mayor en torno a la ciudad de Toluca; al mismo tiempo que un abatimiento menor en la periferia del valle.

Al superponer los tres criterios anteriores, se determinaron las ubicaciones definitivas en función de algunos criterios legales y logísticos menores; de tal forma que se perforaron tres pozos de monitoreo con una profundidad total de 100 m cada uno. En las Figuras 5.4 a 5.6 se denotan estos pozos en la leyenda como *Multipiezómetro A* y en los mapas como Tab, Nev y Zol, siguiendo la convención adoptada a partir de la sección 4.3.2 para su designación.

Tabla 5.1 Descripción de las unidades geológicas de la Figura 5.4 (INEGI, 2000). También se incluye su área proporcional en relación con el total de la cuenca del valle de Toluca.

| Clave | Tipo | Clase | Sistema | Área, km ² | Área, % |
|---------|-----------------------------|-----------------|-------------|-----------------------|---------|
| Q(al) | Aluvial | - | Cuaternario | 545.54 | 25.9% |
| Ts(Vc) | Volcanoclástico | Ígnea extrusiva | Neógeno | 487.44 | 23.1% |
| Ts(A) | Andesita | Ígnea extrusiva | Neógeno | 444.32 | 21.1% |
| Q(B) | Basalto | Ígnea extrusiva | Cuaternario | 198.27 | 9.4% |
| Q(la) | Lacustre | - | Cuaternario | 160.76 | 7.6% |
| Ts(bs) | Brecha sedimentaria | Sedimentaria | Neógeno | 131.51 | 6.2% |
| Q(Tb) | Toba básica | Ígnea extrusiva | Cuaternario | 93.48 | 4.4% |
| Q(Bvb) | Brecha volcánica básica | Ígnea extrusiva | Cuaternario | 37.21 | 1.8% |
| Ts(Bvi) | Brecha volcánica intermedia | Ígnea extrusiva | Neógeno | 2.55 | 0.1% |

Tabla 5.2 Niveles piezométricos empleados para el cálculo de los abatimientos de la Figura 5.6. Su localización se muestra en la Figura 5.5. (...continuada)

| Nombre | Fecha | Longitud, UTM | Latitud, UTM | Altitud (msnm) | Nivel (msnm) |
|----------|------------|---------------|--------------|----------------|--------------|
| PE-106 | 13/06/1973 | 448,388 | 2,118,389 | 2,571 | 2,553 |
| PE-106 | 18/08/1998 | 448,388 | 2,118,389 | 2,571 | 2,548 |
| PE-117-1 | 23/10/1973 | 448,487 | 2,122,476 | 2,575 | 2,559 |
| PE-117-1 | 26/10/1998 | 448,487 | 2,122,476 | 2,575 | 2,554 |
| PE-120 | 02/08/1973 | 449,919 | 2,122,780 | 2,575 | 2,552 |
| PE-120 | 01/06/1998 | 449,919 | 2,122,780 | 2,575 | 2,548 |
| PE-213-1 | 30/10/1973 | 447,763 | 2,144,763 | 2,580 | 2,558 |
| PE-213-1 | 30/10/1998 | 447,763 | 2,144,763 | 2,580 | 2,543 |
| PE-218-1 | 06/11/1973 | 439,226 | 2,147,618 | 2,583 | 2,552 |
| PL-109 | 03/08/1973 | 447,690 | 2,119,497 | 2,572 | 2,552 |
| PL-119 | 02/08/1973 | 447,583 | 2,122,879 | 2,573 | 2,553 |
| PL-119 | 01/06/1998 | 447,583 | 2,122,879 | 2,573 | 2,548 |
| PL-126 | 02/08/1973 | 443,639 | 2,122,153 | 2,574 | 2,571 |
| PL-126 | 27/10/1998 | 443,639 | 2,122,153 | 2,574 | 2,566 |
| PL-128 | 13/06/1973 | 449,845 | 2,127,637 | 2,572 | 2,553 |
| PL-128 | 16/02/1998 | 449,845 | 2,127,637 | 2,572 | 2,533 |
| PL-130 | 23/10/1973 | 449,298 | 2,130,497 | 2,573 | 2,557 |
| PL-130 | 01/06/1998 | 449,298 | 2,130,497 | 2,573 | 2,553 |
| PL-137 | 30/07/1973 | 422,328 | 2,131,114 | 2,771 | 2,743 |
| PL-140 | 24/10/1973 | 435,951 | 2,128,448 | 2,628 | 2,609 |
| PL-141 | 25/10/1973 | 433,980 | 2,124,398 | 2,694 | 2,628 |
| PL-141 | 28/10/1998 | 433,980 | 2,124,398 | 2,694 | 2,611 |
| PL-142 | 24/10/1973 | 435,861 | 2,119,535 | 2,669 | 2,612 |
| PL-142 | 28/10/1998 | 435,861 | 2,119,535 | 2,669 | 2,605 |
| PL-143 | 30/07/1973 | 439,834 | 2,119,644 | 2,587 | 2,586 |
| PL-145 | 05/01/1973 | 445,336 | 2,113,664 | 2,573 | 2,559 |
| PL-145 | 02/06/1998 | 445,336 | 2,113,664 | 2,573 | 2,547 |

Tabla 5.2 Niveles piezométricos empleados para el cálculo de los abatimientos de la Figura 5.6. Su localización se muestra en la Figura 5.5. (...continuación)

| Nombre | Fecha | Longitud, UTM | Latitud, UTM | Altitud (msnm) | Nivel (msnm) |
|----------|------------|---------------|--------------|----------------|--------------|
| PL-156 | 06/06/1973 | 443,331 | 2,126,672 | 2,574 | 2,573 |
| PL-156 | 02/06/1998 | 443,331 | 2,126,672 | 2,574 | 2,564 |
| PL-158 | 25/10/1973 | 430,524 | 2,129,298 | 2,706 | 2,645 |
| PL-161 | 03/06/1998 | 423,137 | 2,136,060 | 2,691 | 2,594 |
| PL-163 | 01/11/1973 | 432,447 | 2,144,045 | 2,586 | 2,560 |
| PL-163 | 28/10/1998 | 432,447 | 2,144,045 | 2,586 | 2,560 |
| PL-164 | 06/11/1973 | 441,628 | 2,150,684 | 2,617 | 2,564 |
| PL-164 | 28/08/1998 | 441,628 | 2,150,684 | 2,617 | 2,549 |
| PL-169 | 25/10/1973 | 426,956 | 2,127,591 | 2,791 | 2,756 |
| PL-169 | 06/11/1998 | 426,956 | 2,127,591 | 2,791 | 2,735 |
| PL-170 | 05/06/1973 | 419,308 | 2,127,961 | 2,881 | 2,799 |
| PL-170 | 03/06/1998 | 419,308 | 2,127,961 | 2,881 | 2,787 |
| PL-179 | 30/10/1973 | 442,689 | 2,145,117 | 2,572 | 2,550 |
| PL-179 | 30/10/1973 | 442,689 | 2,145,117 | 2,572 | 2,550 |
| PL-179 | 02/06/1998 | 442,689 | 2,145,117 | 2,572 | 2,539 |
| PL-203 | 05/06/1998 | 443,788 | 2,132,603 | 2,574 | 2,563 |
| PL-205 | 07/06/1973 | 435,633 | 2,137,517 | 2,601 | 2,584 |
| PL-205 | 01/06/1998 | 435,633 | 2,137,517 | 2,601 | 2,562 |
| PL-209-2 | 07/08/1973 | 448,190 | 2,141,135 | 2,575 | 2,550 |
| PL-209-2 | 02/06/1998 | 448,190 | 2,141,135 | 2,575 | 2,538 |
| PL-212 | 09/03/1973 | 439,875 | 2,141,068 | 2,577 | 2,566 |
| PL-212 | 19/08/1998 | 439,875 | 2,141,068 | 2,577 | 2,561 |
| PL-229 | 06/11/1973 | 429,365 | 2,154,078 | 2,572 | 2,537 |
| PL-366 | 12/03/1973 | 425,553 | 2,148,776 | 2,601 | 2,567 |
| PL-366 | 04/06/1998 | 425,553 | 2,148,776 | 2,601 | 2,562 |
| PL-369 | 30/10/1973 | 434,417 | 2,140,319 | 2,583 | 2,574 |
| PL-369 | 28/08/1998 | 434,417 | 2,140,319 | 2,583 | 2,558 |

5.3.2 Simulación del flujo de agua en los tres pozos de monitoreo

5.3.2.1 Caracterización de los materiales extraídos de los pozos de monitoreo

En las Figuras 5.7 y 5.8 se presentan los porcentajes de arena, limo y arcilla de las muestras extraídas de los tres pozos de monitoreo. Primero se ilustra el triángulo de clasificación de texturas del suelo completo, de acuerdo con los criterios del USDA (2004) (Figura 5.7a) y, posteriormente, la ampliación correspondientes a las muestras extraídas del pozo Taborda (Figura 5.7b). En la Figura 5.8a se muestra la ampliación de la región correspondiente a las muestras extraídas del pozo Nevado y en la Figura 5.8b, del pozo Zolotepec. En la leyenda de ambas figuras se identifican los materiales que tienen la misma numeración que en la segunda columna de la Tabla 5.3; mientras que su profundidad se consigna en la tercera columna.

Un rasgo sobresaliente es la relativa similitud de los materiales; encontrándose todos en la parte inferior izquierda del triángulo de clasificación de texturas del suelo. Esta zona corresponde a los tipos de suelo “arena”, “arenoso-franco” y “franco-arenoso”. El tipo de suelo que presenta una menor proporción de arena y limo corresponde al segundo material del pozo Zolotepec, a una profundidad de 1 a 2 m (Tabla 5.3). Además, se puede advertir un patrón en el pozo Taborda, en el que los primeros diez materiales tienen una tendencia a ir de “arena” a “arenoso-franco”. En los demás pozos no se muestra un patrón semejante. Esta diferencia puede explicarse por la proximidad del pozo Taborda al punto más bajo de la cuenca del valle de Toluca, en la parte central del valle donde se acumulan materiales sedimentarios, en ausencia de accidentes topográficos relevantes. A pesar de que los pozos Nevado y Zolotepec también presentan materiales sedimentarios, su proximidad a regiones de relieve abrupta ocasiona que contengan materiales con una diferencia relativa mayor.

En la Figura 5.9 se muestra la profundidad de los niveles piezométricos en los pozos de monitoreo. Si bien es cierto que desde el capítulo 1 se indicó que la profundidad del nivel freático en la zona de estudio era en algunas regiones del orden de decenas de metros, a través de esta figura es posible precisar sus valores. Puesto que el dominio simulado de la zona vadosa corresponde a los primeros quince metros de la misma, estas mediciones ratifican la elección de las condiciones de frontera inferiores en el dominio de simulación.

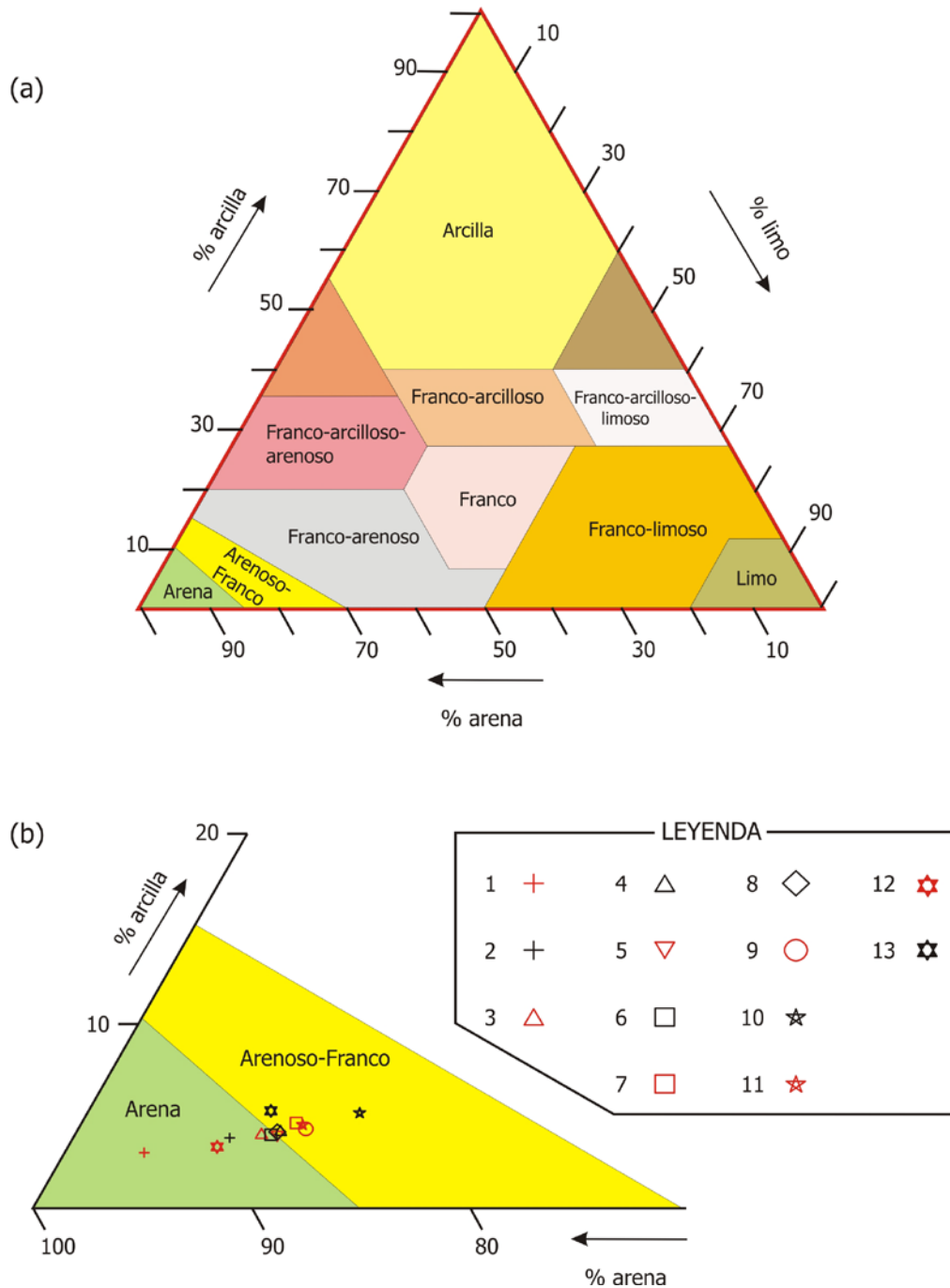


Figura 5.7 (a) Triángulo de clasificación de texturas del suelo (USDA, 2004) en función del contenido de arena, limo y arcilla. Se muestra una amplificación (b) que contiene los porcentajes correspondientes al pozo Taborda en la que se observa que para los primeros 14 metros de profundidad las muestras pertenecen a la clasificación "arena" y "arenoso-franco". La leyenda muestra los símbolos asociados a la profundidad de los estratos numerados de acuerdo a la Tabla 5.3. Fuente: elaboración propia.

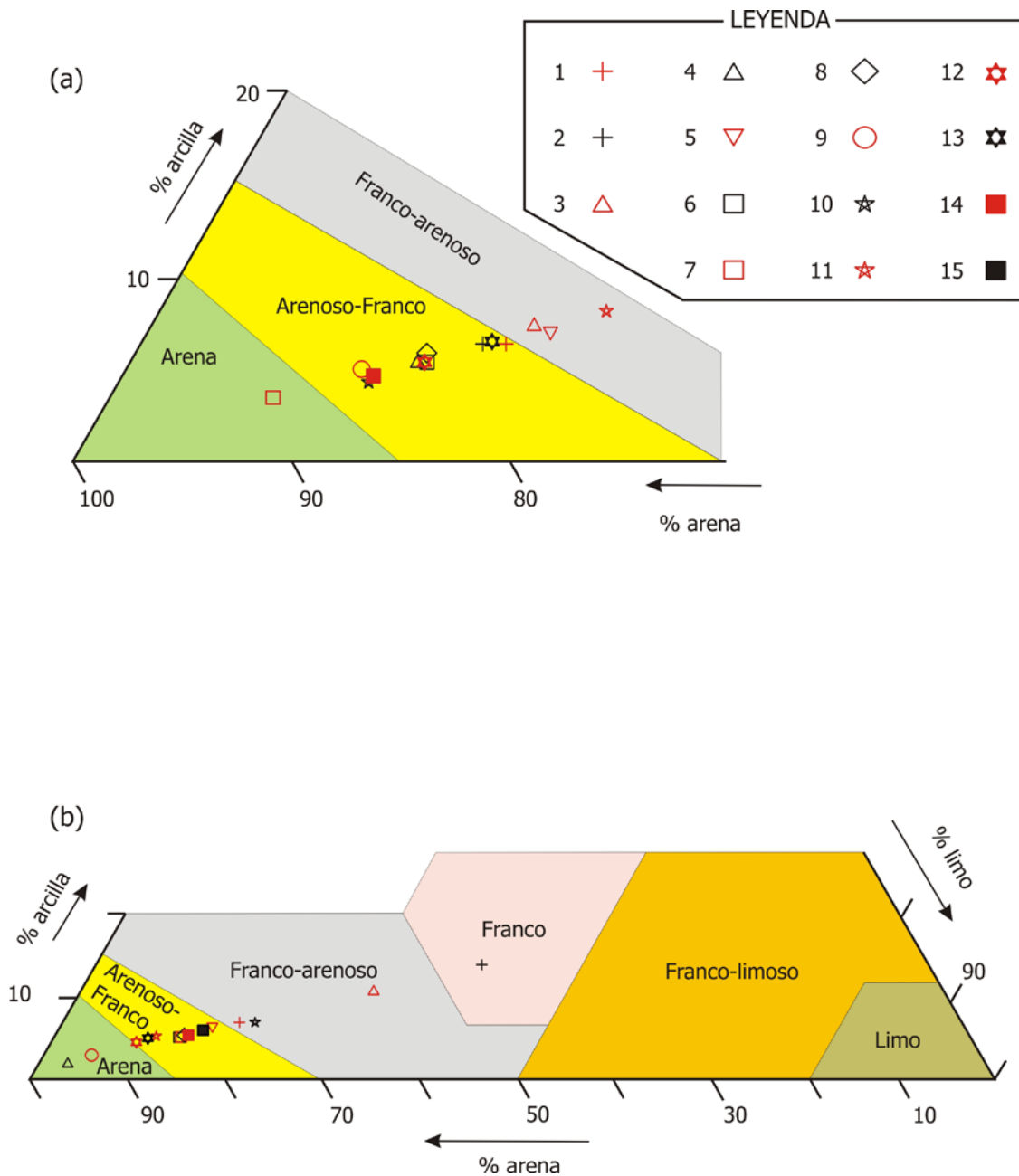


Figura 5.8 Porciones del triángulo de clasificación textural del suelo (USDA, 2004) correspondiente a las muestras de suelo extraídas del pozo (a) Nevado y (b) Zolotepec. Las primeras corresponden a un medio "arenoso-franco" y "franco arenoso". Las muestras del segundo (b) presenta los mismos tipos que (a), además del tipo "franco" en la proximidad de la superficie. La leyenda muestra los símbolos asociados a la profundidad de los estratos numerados de acuerdo a la Tabla 5.3. Fuente: elaboración propia.

Tabla 5.3 Valores de los parámetros en la formulación de van Genuchten (1980) empleados en el programa Hydrus-1D para cada muestra extraída de los tres pozos de monitoreo. Se indica la profundidad de donde se extrajeron las muestras y la referencia con la que se designan en el texto.

| Pozo | Material | Profundidad (m) | Parámetros en la formulación de van Genuchten (1980) | | | | | |
|-----------|----------|-----------------|--|----------------|-----------------|---------|--------------------------------|---------|
| | | | θ_r (-) | θ_s (-) | α (1/cm) | n (-) | Ks (cm · día ⁻¹) | l (-) |
| Taborda | 1 | 0 - 0.5 | 0.05 | 0.38 | 0.03 | 2.01 | 589.33 | 0.50 |
| | 2 | 0.5 - 1.5 | 0.05 | 0.38 | 0.04 | 1.97 | 299.58 | 0.50 |
| | 3 | 1.5 - 2.5 | 0.05 | 0.38 | 0.04 | 1.82 | 237.51 | 0.50 |
| | 4 | 2.5 - 3.5 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.74 | 208.64 | 0.50 |
| | 5 | 3.5 - 4.5 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.75 | 212.66 | 0.50 |
| | 6 | 4.5 - 5.5 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.78 | 222.38 | 0.50 |
| | 7 | 5.5 - 7.8 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.65 | 178.99 | 0.50 |
| | 8 | 7.8 - 9 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.75 | 210.80 | 0.50 |
| | 9 | 9 - 10 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.64 | 175.51 | 0.50 |
| | 10 | 10 - 11 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.45 | 122.15 | 0.50 |
| | 11 | 11 - 12 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.65 | 176.85 | 0.50 |
| | 12 | 12 - 13 | 0.05 | 0.38 | 0.04 | 1.8 | 340.22 | 0.50 |
| | 13 | 13 - 14 | 0.05 | 0.38 | 0.04 | 1.71 | 198.98 | 0.50 |
| Nevado | 1 | 0 - 1 | 0.04 | 0.39 | 0.04 | 1.62 | 74.31 | 0.50 |
| | 2 | 1 - 2 | 0.04 | 0.39 | 0.04 | 1.66 | 80.03 | 0.50 |
| | 3 | 2 - 3 | 0.04 | 0.39 | 0.04 | 1.57 | 64.94 | 0.50 |
| | 4 | 3 - 4 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.83 | 111.10 | 0.50 |
| | 5 | 4 - 5 | 0.04 | 0.39 | 0.04 | 1.56 | 63.57 | 0.50 |
| | 6 | 5 - 6 | 0.04 | 0.39 | 0.04 | 1.8 | 105.76 | 0.50 |
| | 7 | 6 - 7 | 0.05 | 0.38 | 0.04 | 2.56 | 296.91 | 0.50 |
| | 8 | 7 - 8 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.79 | 102.23 | 0.50 |
| | 9 | 8 - 9 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 2.01 | 148.10 | 0.50 |
| | 10 | 9 - 10 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 2.04 | 153.62 | 0.50 |
| | 11 | 10 - 11 | 0.04 | 0.39 | 0.04 | 1.50 | 53.10 | 0.50 |
| | 12 | 11 - 12 | 0.04 | 0.39 | 0.04 | 1.81 | 107.07 | 0.50 |
| | 13 | 12 - 13.5 | 0.04 | 0.39 | 0.04 | 1.64 | 77.28 | 0.50 |
| | 14 | 13.5 - 15 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 2.00 | 143.90 | 0.50 |
| Zolotepec | 1 | 0 - 1 | 0.04 | 0.39 | 0.04 | 1.43 | 63.69 | 0.50 |
| | 2 | 1 - 2 | 0.05 | 0.39 | 0.01 | 1.39 | 15.14 | 0.50 |
| | 3 | 2 - 3 | 0.04 | 0.39 | 0.02 | 1.29 | 32.28 | 0.50 |
| | 4 | 3 - 4 | 0.05 | 0.38 | 0.03 | 3.08 | 762.36 | 0.50 |
| | 5 | 4 - 5 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.52 | 77.64 | 0.50 |
| | 6 | 5 - 6 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.68 | 114.85 | 0.50 |
| | 7 | 6 - 7 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.66 | 111.74 | 0.50 |
| | 8 | 7 - 8 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.62 | 106.73 | 0.50 |
| | 9 | 8 - 9 | 0.05 | 0.38 | 0.03 | 2.64 | 475.55 | 0.50 |
| | 10 | 9 - 10 | 0.04 | 0.39 | 0.04 | 1.46 | 59.06 | 0.50 |
| | 11 | 10 - 11 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.84 | 144.91 | 0.50 |
| | 12 | 11 - 12 | 0.05 | 0.38 | 0.04 | 2.06 | 199.49 | 0.50 |
| | 13 | 12 - 13 | 0.05 | 0.38 | 0.04 | 2.02 | 163.99 | 0.50 |
| | 14 | 13 - 14 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.85 | 102.51 | 0.50 |
| | 15 | 14 - 15 | 0.04 | 0.38 | 0.04 | 1.80 | 86.30 | 0.50 |

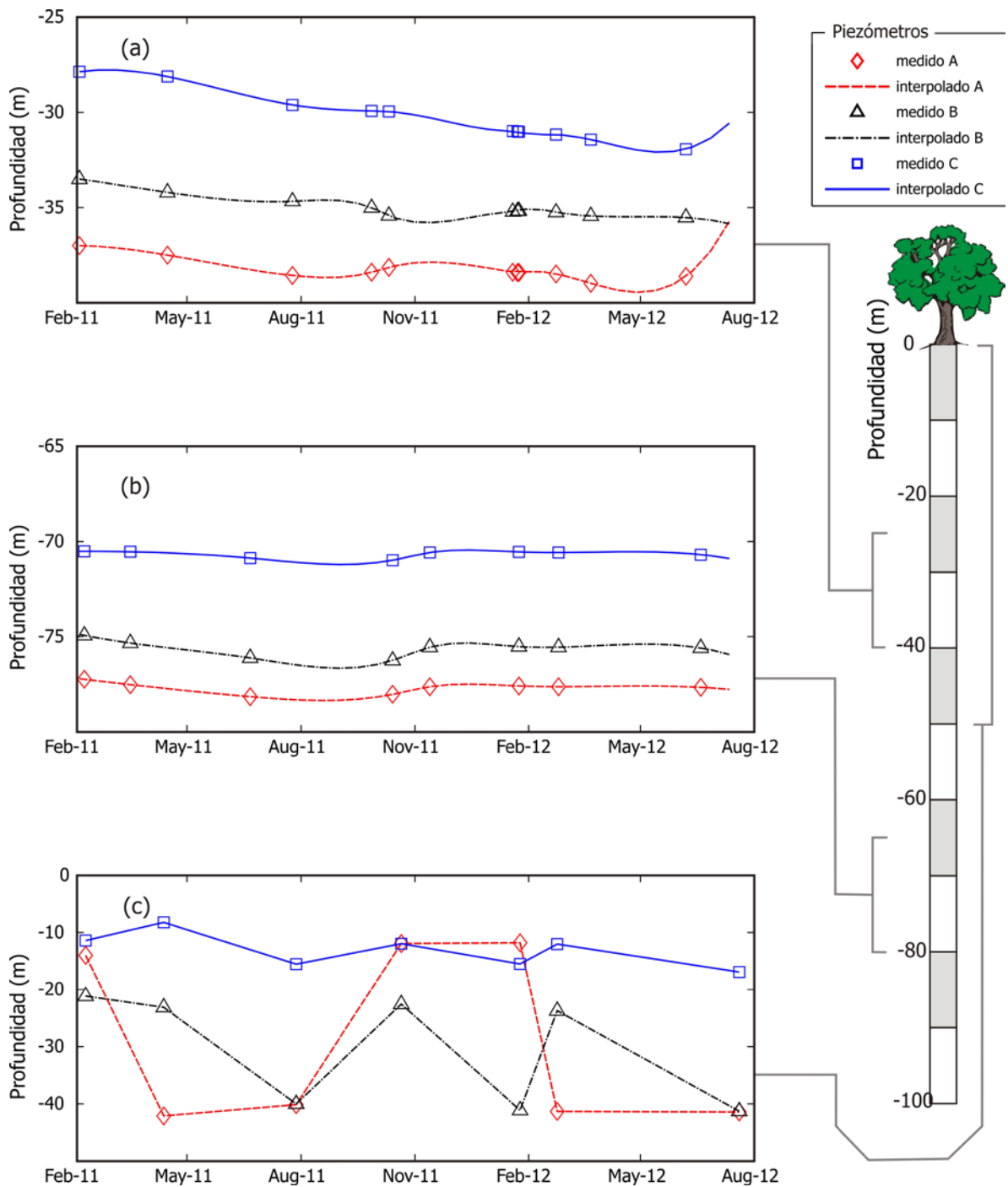


Figura 5.9 Profundidad de los niveles piezométricos en los pozos de monitoreo (a) Taborda, (b) Nevado y (c) Zolotepec medidos durante el período comprendido entre febrero de 2011 y julio de 2012. Fuente: elaboración propia.

Se observa que para el pozo Taborda (Figura 5.9a) y Nevado (Figura 5.9b), ocurre un gradiente muy semejante hacia abajo (negativo); mientras que en Zolotepec (Figura 5.9c) ocurre un gradiente variable negativo entre el piezómetro A y B; sin embargo, el nivel en C no sigue el mismo patrón, probablemente por la presencia de un acuífero semiconfinado que recibe una aportación de la zona de recarga, en la periferia noroeste de la cuenca del valle de Toluca. En todos los casos, se observa una tendencia a incrementar la profundidad de los niveles piezométricos en función del tiempo.

5.3.2.2 Calibración del modelo a partir del contenido de humedad medido

El contenido de humedad, medido en los tres pozos de monitoreo, que se empleó para calibrar los dos conjuntos de valores mencionados en la sección 5.2.2.1, se presenta en las Figuras 5.10 a 5.12 con líneas continuas; mientras que los valores resultantes del modelo de flujo se indican con líneas punteadas. Los valores de los parámetros ajustados del primer conjunto de valores, los parámetros de las ecuaciones de van Genuchten (1980), corresponden a las columnas cuatro a nueve de la Tabla 5.3.

En los valores observados de contenido de humedad, θ , en el pozo de monitoreo Taborda (Figura 5.10), se observa que no hay datos en todos los incisos desde el día 117 hasta el 194, que corresponden al período entre el 25 de noviembre del 2011 al 11 de febrero de 2012. Dicha ausencia es el resultado de que la unidad de monitoreo del pozo Taborda haya sido robada. Durante ese período, fue necesario fabricar otra unidad de monitoreo, misma que fue instalada en el pozo el 12 de febrero de 2012 para completar la campaña de medición, después de una serie de pruebas en el laboratorio y en el campo. En los primeros dos incisos también se puede ver que los valores simulados y observados son similares en cuanto a su magnitud y tendencia. Los máximos asociados a un incremento en la humedad presentan un desfase de unos 4 meses entre cada uno de los sensores respecto del anterior. Además se indica en la misma figura su profundidad de instalación, el sensor superior, a 4.6 m de profundidad; el medio, a 9.5 m y el inferior, a 13.8 m.

El modelo se ajusta razonablemente bien a los datos observados de los primeros dos sensores, sin embargo, en el caso del más profundo, se percibe una subestimación del modelo del orden de $0.01 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, que al compararse con la variación total de θ para el

estrato en cuestión, $0.05 = \theta_r < \theta < \theta_s = 0.38$ (Tabla 5.3), dicha variación no es significativa, dado que representa tan solo un 3.0% de ese rango.

En la Figura 5.11 se presentan, al igual que en la Figura 5.10, tres máximos en el contenido de humedad desfasados entre sí, asociados al período de lluvias. En el sensor superior, a 4.9 m de profundidad, el máximo ocurre alrededor del día 350, es decir, del 15 de julio de 2012; mientras que para el segundo, a 10.4 m de profundidad, su máximo tiene lugar en torno al día 75, correspondiente al 14 de octubre de 2011. Finalmente, a una profundidad de 14.8 m, el máximo en el contenido de humedad sucede alrededor del día 90, equivalente al 29 de octubre de 2011. Un hecho patente al observar estos perfiles, es que en cualquier período de muestreo con duración de un año, se encontrará el frente asociado al período de lluvias, sin embargo, dicho período no corresponde necesariamente a las lluvias del mismo año del que se tomaron las mediciones. Esto se debe a que hay un tiempo de tránsito determinado por la conductividad hidráulica $K(\theta)$, que a su vez es una función de la humedad. Para determinar el tiempo de tránsito de una precipitación en particular, se requeriría incorporar al modelo un proceso de transporte. Aunque un modelo de transporte está fuera de los objetivos de esta tesis, se menciona para advertir el posible error de concluir *a priori* que los perfiles observados corresponden a la infiltración de un solo año. Esta fue otra razón por la cual, como se explicó en la metodología, el modelo del flujo de agua se estableció para un tiempo de simulación de diez años.

Una característica sobresaliente de la Figura 5.12, es que en el sensor inferior, instalado a una profundidad de 14.7 m, se detectaron cambios en θ que no se reprodujeron con la misma forma el modelo. Esto es una consecuencia de una combinación de factores, entre los que destacan: establecer la frontera inferior bajo la condición de gradiente unitario, así como las características particulares de los medios porosos modelados. Ambos factores han de tomarse en cuenta más adelante al discutir los resultados de la presión de succión, h , en el modelo como una función de la profundidad, z , y del tiempo, t .

Como se indicó al comienzo de esta sección, la Tabla 5.4 contiene los valores de los seis indicadores de ajuste del modelo en *Hydrus-1D*, respecto a los datos medidos de contenido de humedad, en los tres pozos de monitoreo. Estas comparaciones numéricas corresponden a los resultados analizados gráficamente en las Figuras 5.10 a 5.12. Al

considerar exclusivamente los valores del coeficiente de determinación, R^2 , pudiera parecer que los resultados del modelo son de una escasa calidad. Para ilustrar este punto, es representativo el caso con el peor ajuste de R^2 , es decir $R^2 = 0.019$, correspondiente al sensor medio en el pozo Zolotepec. Si se observa la Figura 5.12b con detenimiento, se puede apreciar que en los datos medidos hay un desfase de alrededor de 30 días con respecto a los datos simulados. De este modo, se ilustra la necesidad de emplear otros indicadores, además del clásico R^2 .

Para el mismo caso (Figura 5.12b), los valores de la Tabla 5.4 indican que: $RMSE = 0.002$, $MAE = 0.002$ y $BIAS = 0.003$, lo que representa una diferencia ínfima entre los datos observados y simulados, como intuitivamente se desprende de la interpretación visual de las gráficas (Figura 5.12b). La mayor de estas diferencias, $BIAS = 0.003$, representa una diferencia del 0.9 %, si se considera que $0.05 = \theta_r < \theta < \theta_s = 0.38$, lo que constituye una diferencia que puede considerarse despreciable.

En lo que respecta al índice de acuerdo, d , se observa que sus valores son mayores en los sensores superiores de los tres pozos. Esto indica un buen ajuste en la reproducción que el modelo hace de los picos de las series. A medida que la profundidad aumenta, el valor de este parámetro también decrece, indicando una menor calidad de ajuste.

Al igual que para el caso del índice NS , esto no necesariamente indica que el modelo sobrestime o subestima las magnitudes de los datos observados. Cualitativamente, valores bajos de NS indican que la dinámica de los resultados es menor; mientras que, cuantitativamente, cuando este valor es menor que cero, indica que el promedio de los valores observados tendría un mejor ajuste que el modelo (Krause, 2005). Puesto que el rango de valores de NS es de menos infinito a 1, al comparar los resultados de este parámetro, se observa el mejor ajuste en el pozo de Taborda, en la parte superior (Figura 5.10a); mientras que el peor caso es también en Taborda, pero a 13.8 m de profundidad. En este caso, se observa que la razón de este valor tan bajo de NS se debe a un desplazamiento (*offset*) de $\theta = 0.011 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^3$, es decir un 3.3% respecto a la variación total de θ .

En general, todos los indicadores coinciden en que el ajuste del modelo es mejor en la superficie y que su desempeño es inversamente proporcional a la profundidad. Esto se explica si se tiene en cuenta que el flujo es vertical y que a medida el sistema de ecuaciones se resuelve, los errores se acumulan.

En lo que respecta al segundo conjunto de valores para la calibración del modelo, mencionados en la sección 5.2.2.1, las constantes a_0 , a_1 y a_2 de la Ecuación 5.14, resultaron ser: $a_0 = 0.1308$, $a_1 = 0.432$ y $a_2 = 0.0036$. Estas constantes, que determinaron la precipitación eficaz en la frontera superior del sistema, fueron calculadas a partir de los datos cuyas gráficas se presentan en las Figuras 5.13 a 5.15.

Tabla 5.4 Indicadores de ajuste del contenido de humedad simulado en Hydrus-1D respecto a los datos observados de contenido de humedad en los tres pozos de monitoreo. Se indica la profundidad de donde se extrajeron las muestras y la referencia con la que se designan en el texto.

| Pozo | Profundidad | | Indicadores de ajuste | | | | | |
|-----------|-------------|--------|-----------------------|----------|-----------|----------|------------|-------------|
| | Referencia | metros | <i>RMSE</i> | R^2 | <i>NS</i> | <i>d</i> | <i>MAE</i> | <i>BIAS</i> |
| | | | Ec. 3.13 | Ec. 3.14 | Ec. 5.4 | Ec. 5.5 | Ec. 5.6 | Ec. 5.7 |
| Taborda | superior | 4.6 | 0.001 | 0.827 | 0.650 | 0.931 | 0.001 | 0.006 |
| | medio | 9.5 | 0.002 | 0.654 | 0.474 | 0.771 | 0.002 | 0.012 |
| | inferior | 13.8 | 0.009 | 0.787 | -11.770 | 0.359 | 0.009 | 0.130 |
| Nevado | superior | 4.9 | 0.007 | 0.506 | -2.305 | 0.588 | 0.006 | 0.097 |
| | medio | 10.4 | 0.006 | 0.451 | -1.117 | 0.633 | 0.005 | 0.053 |
| | inferior | 14.8 | 0.009 | 0.393 | -8.190 | 0.396 | 0.009 | 0.163 |
| Zolotepec | superior | 4.9 | 0.004 | 0.773 | 0.442 | 0.806 | 0.003 | 0.020 |
| | medio | 9.9 | 0.002 | 0.019 | -0.761 | 0.294 | 0.002 | 0.003 |
| | inferior | 14.7 | 0.005 | 0.100 | -7.300 | 0.355 | 0.005 | 0.036 |

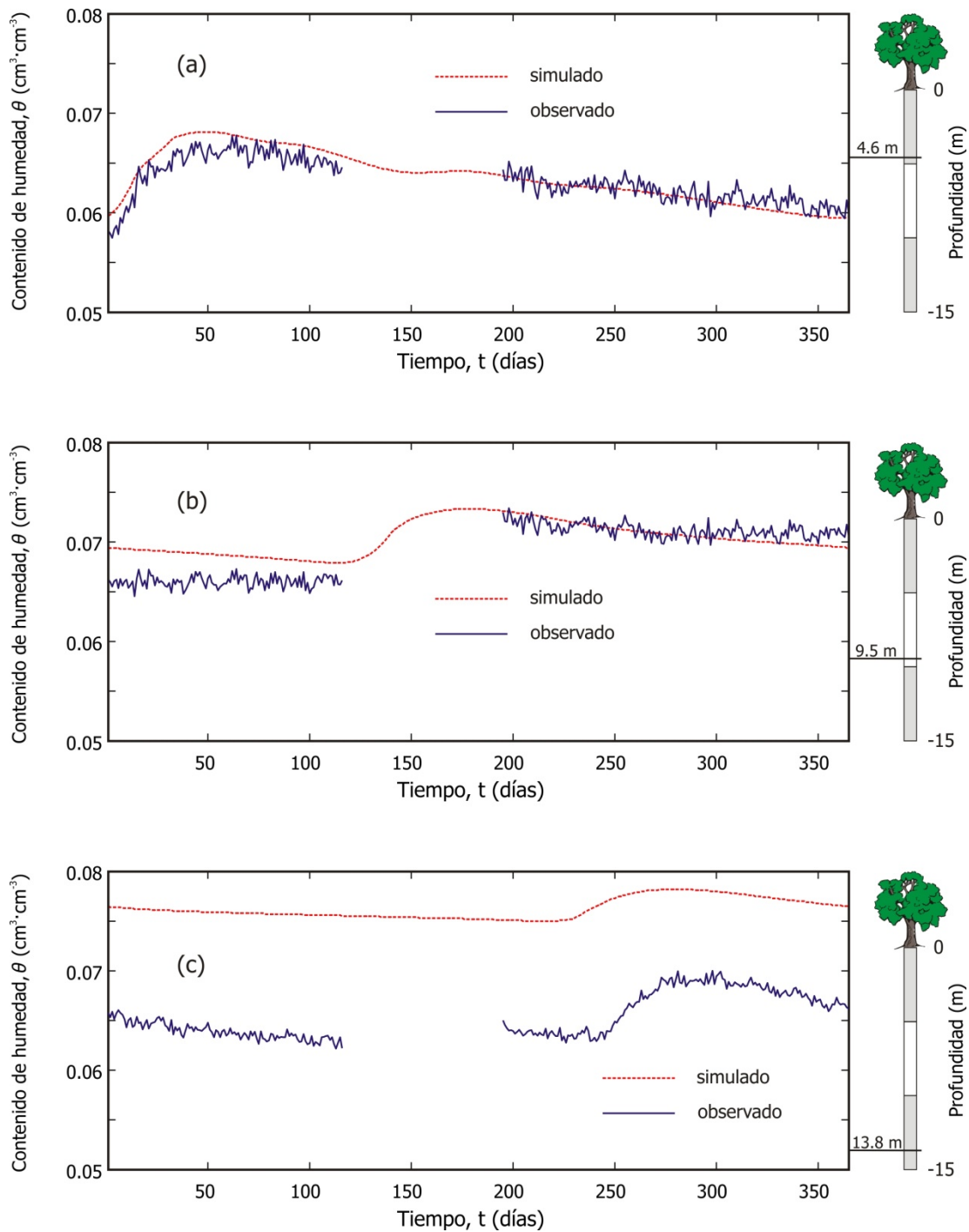


Figura 5.10 Comparación entre los valores observados de contenido de humedad, θ , en el pozo de monitoreo Taborda, comparados con la respuesta del modelo generado en Hydrus-1D, para su calibración. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica. Fuente: elaboración propia.

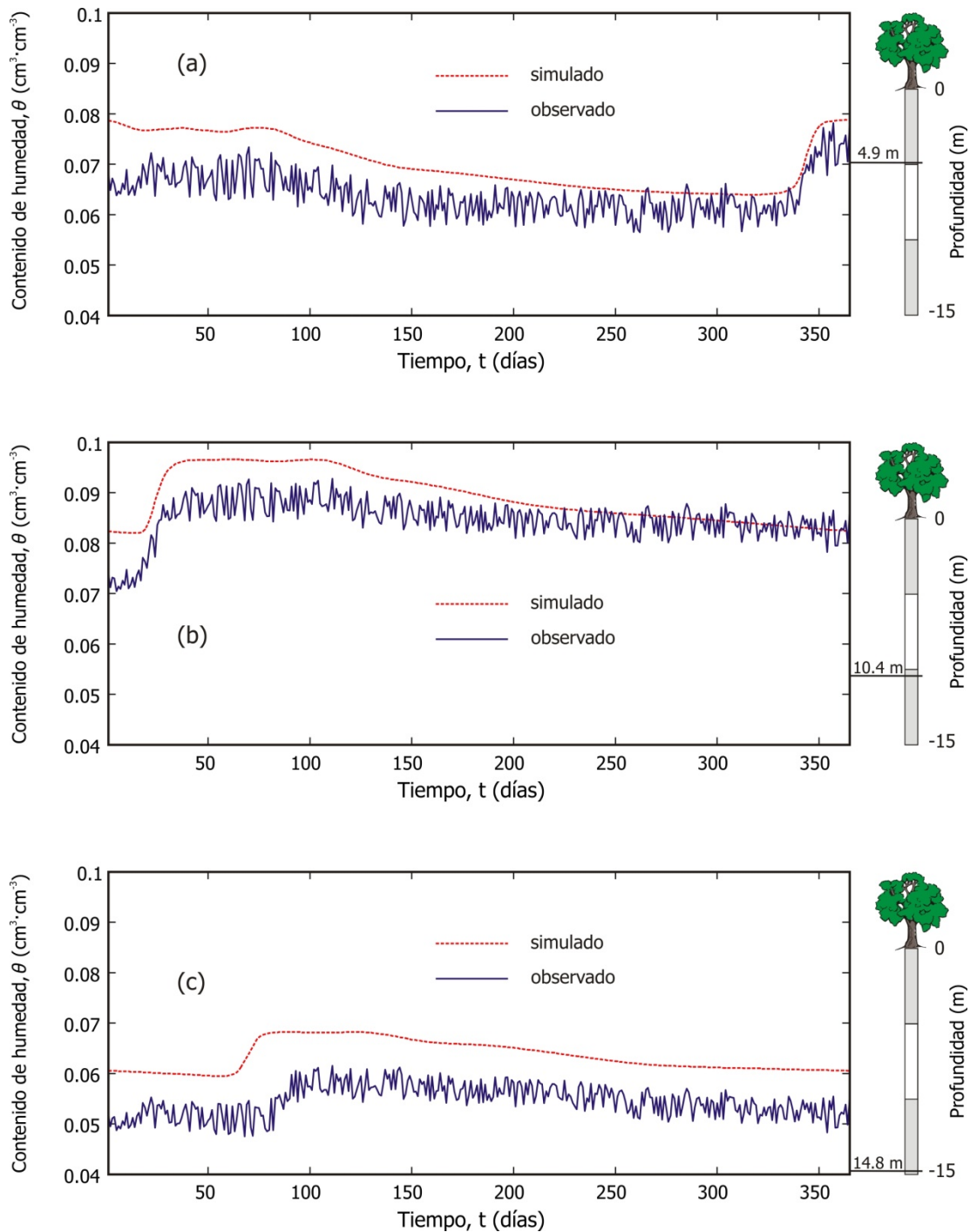


Figura 5.11 Comparación entre los valores observados de contenido de humedad, θ , en el pozo de monitoreo Nevado comparados con la respuesta del modelo generado en Hydrus-1D para su calibración. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica. Fuente: elaboración propia.

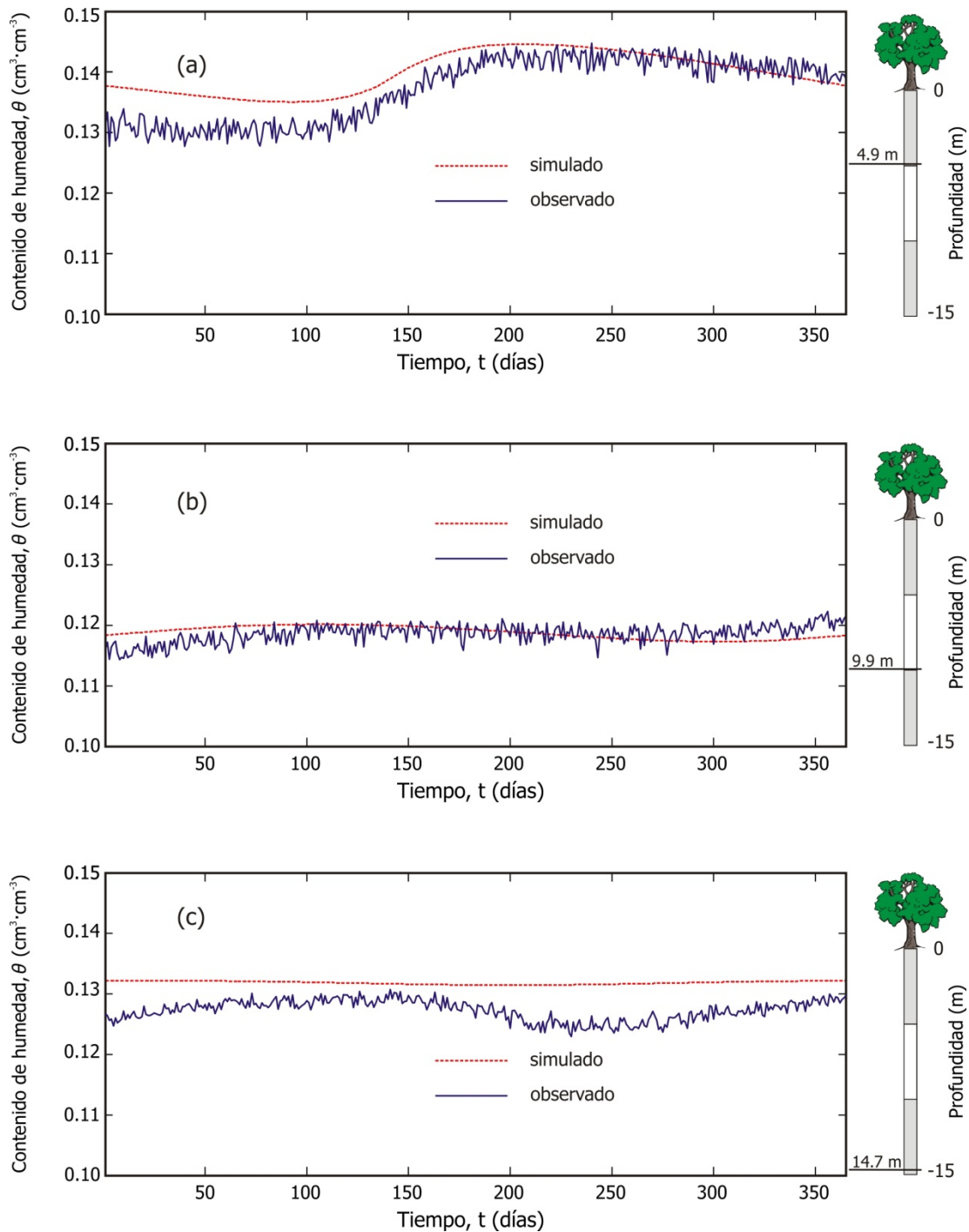


Figura 5.12 Comparación entre los valores observados de contenido de humedad, θ , en el pozo de monitoreo Zolotepec comparados con la respuesta del modelo generado en Hydrus-1D para su calibración. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 5.13 se presenta la precipitación, P , y la temperatura media, T_{med} , diaria para el período comprendido entre el 1 de agosto de 2010 y el 31 de julio de 2011. Aunque las mediciones en los pozos de monitoreo empleadas para la calibración se realizaron del 1 de agosto de 2011 al 31 de julio de 2012, no se emplearon los datos de precipitación y ETR del mismo período. Esto se debe a que el tiempo de tránsito del flujo de agua a través del medio produce un desfase entre las impulsiones, procedentes de la precipitación efectiva, y el contenido de humedad resultante; de modo que el contenido de humedad en la parte inferior de los pozos de monitoreo no es necesariamente el resultado de la precipitación del año actual.

Los valores de R_n y $NDVI$ en los pozos de monitoreo se presentan en la Figura 5.14, en donde se observa que el primero tiene su valor máximo durante la época más calurosa, en torno al mes de abril. Por otra parte, el máximo de $NDVI$ ocurre cuando la vegetación es mayor, entre los meses de julio y agosto.

Con las series de datos de T_{med} , R_n y $NDVI$ mostradas (Figuras 5.13 y 5.14) se calculó la evapotranspiración potencial, ET_o , por el método de FAO Penman-Monteith (Allen, 1998) y la evapotranspiración real, ETR , calculada a partir de la Ecuación 5.14 (Figura 5.15). En todos los casos se observa que ETR es menor que ET_o , como cabría esperar a partir de la definición de ambos términos, expuesta en la sección 5.2.2.2.

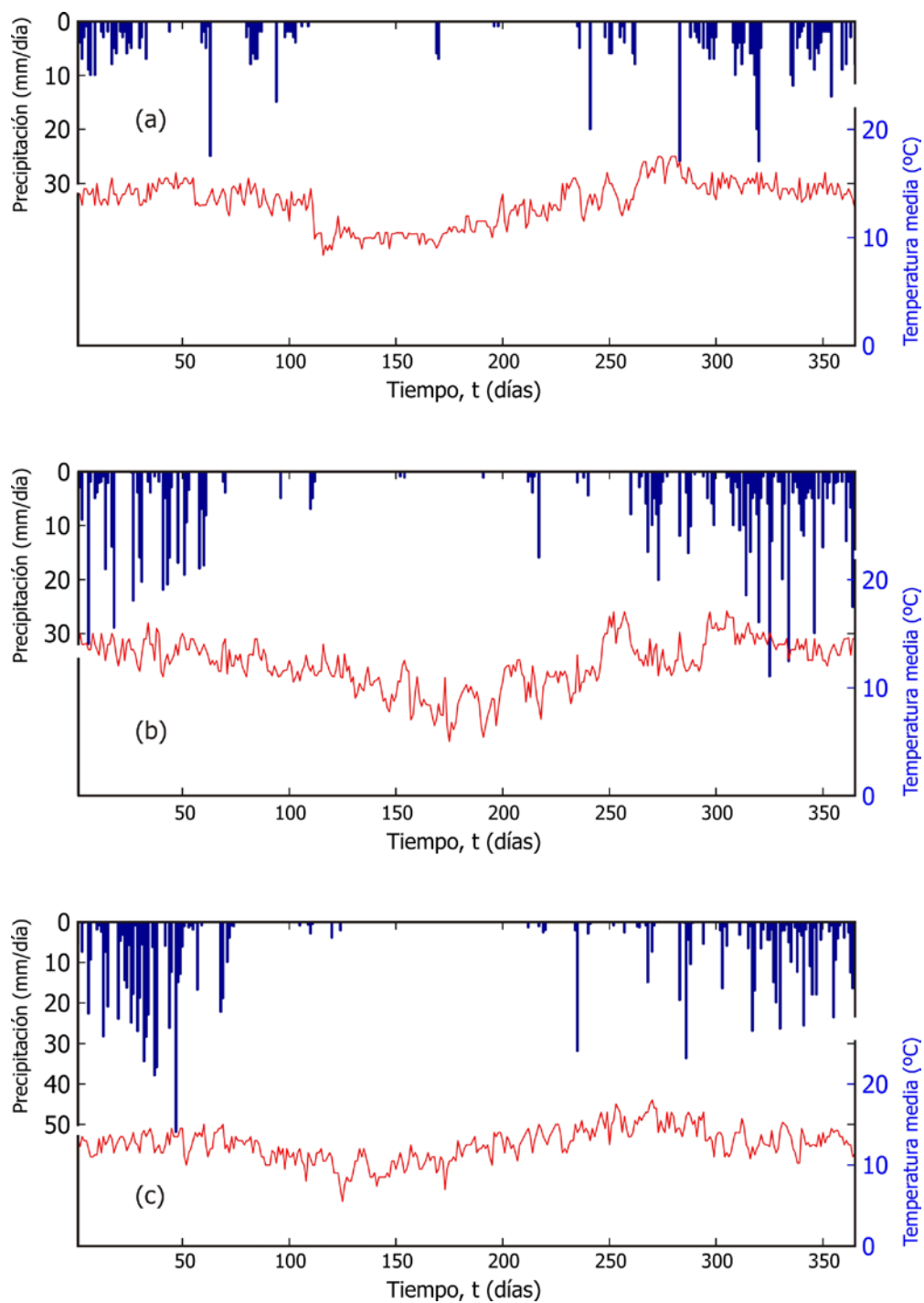


Figura 5.13 Precipitación y temperatura diaria durante el período comprendido entre el 1 de agosto de 2010 y el 31 de julio de 2011 en los pozos de monitoreo (a) Taborda, (b) Nevado y (c) Zolotepec. Fuente: elaboración propia.

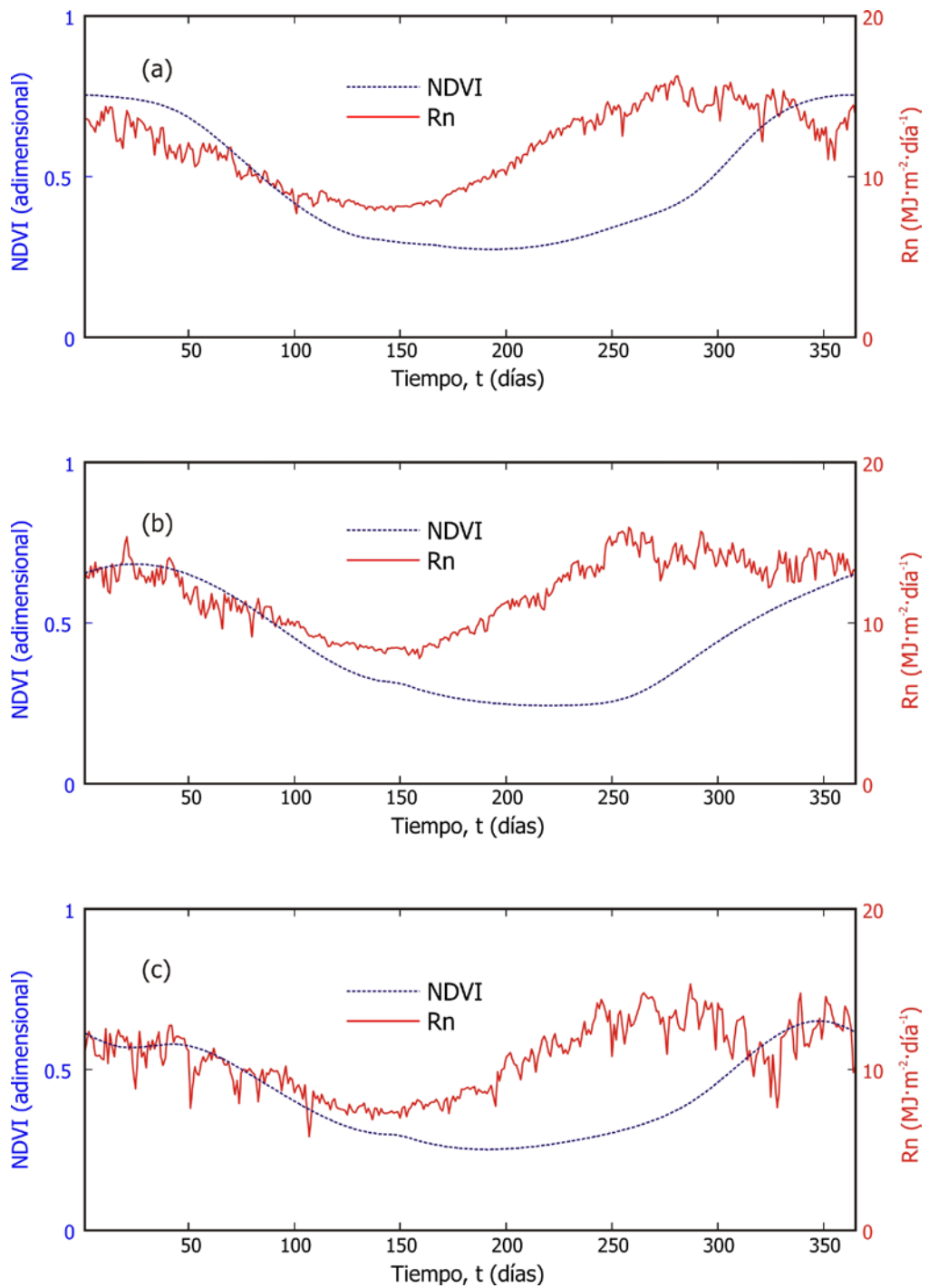


Figura 5.14 Índice de Vegetación Diferencial Normalizado, NDVI, y Radiación solar neta, Rn, diaria en los pozos de monitoreo (a) Taborda, (b) Nevado y (c) Zolotepec, durante el período comprendido entre el año 2010 y 2011 en donde el día uno corresponde al 1 de agosto y el día 365 al 31 de julio. Fuente: elaboración propia.

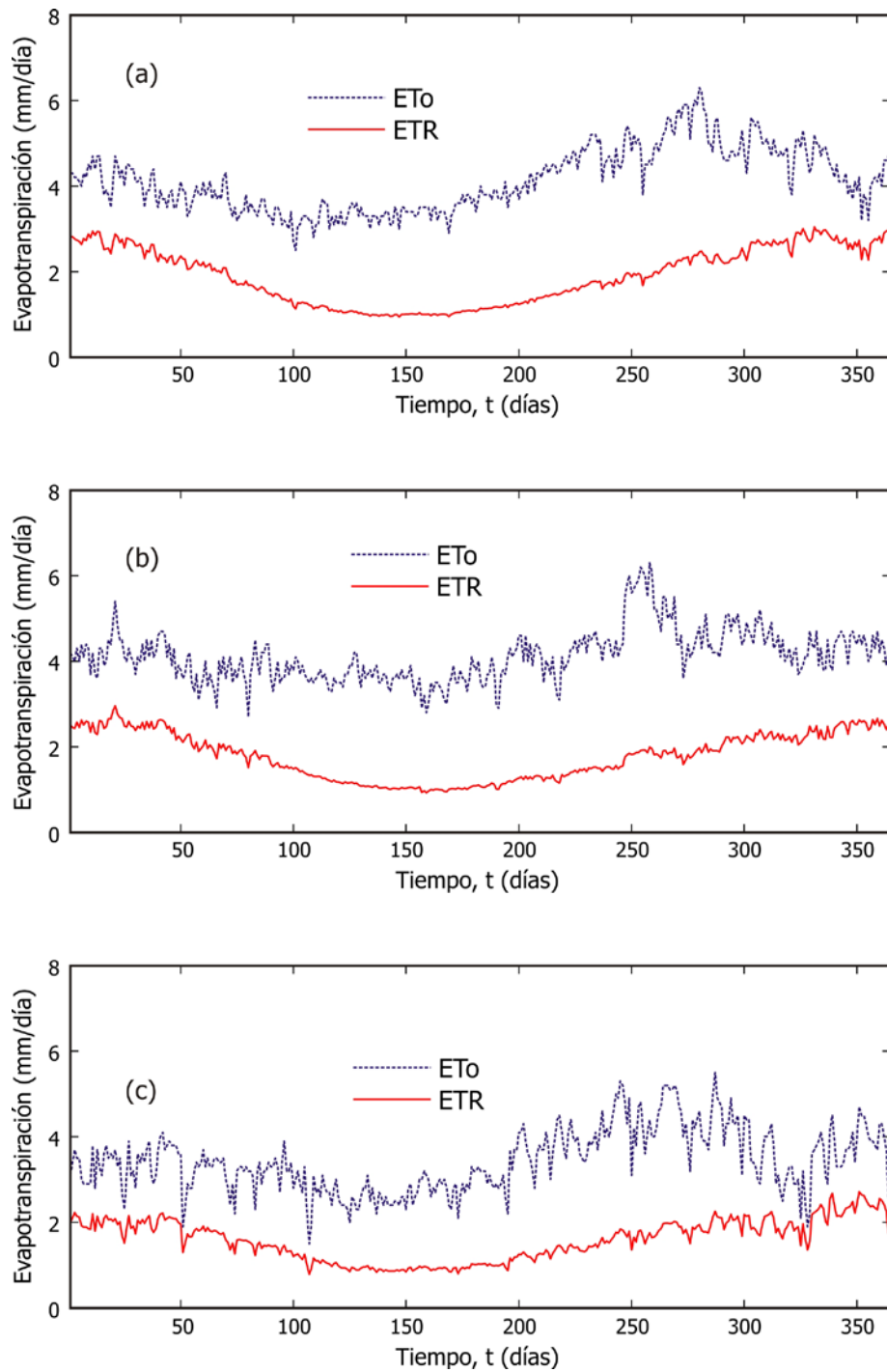


Figura 5.15 Comparación en las magnitudes diarias de la evapotranspiración potencial, ET_o , por el método de FAO Penman-Monteith (Allen, 1998) y la evapotranspiración real, ETR , calculada a partir de la Ecuación 5.14 durante el período comprendido entre el 1 de agosto de 2010 y el 31 de julio de 2011 en los pozos de monitoreo (a) Taborda, (b) Nevado y (c) Zolotepec. Fuente: elaboración propia.

5.3.2.3 Verificación del modelo con el flujo de agua medido en los pozos de monitoreo

En las Figuras 5.16 a 5.18 se comparan los flujos, q , obtenidos a partir de la simulación en *Hydrus-1D* con los datos medidos en los pozos Taborda (Figura 5.16), Nevado (Figura 5.17) y Zolotepec (Figura 5.18). Puesto que los datos de q medidos no se emplearon en absoluto para la calibración del modelo, esta comparación constituye la verificación del modelo.

En la Figura 5.16 se presentan los resultados de la verificación de q correspondientes al pozo de monitoreo Taborda; en la que se puede observar que en las tres profundidades, el modelo sobrestima los datos observados. En este punto es conveniente aclarar que el signo negativo de la variable q se debe a que es una variable vectorial, es decir, indica que el agua está entrando al sistema. De modo que, aunque en los números con signo se cumple la relación: $-0.03 > -0.04$, en el caso del flujo, q , la relación correcta es: $q = \text{abs}(-0.03) \text{ cm} \cdot \text{día} < q = \text{abs}(-0.04) \text{ cm} \cdot \text{día}$, dado que lo que se compara es su magnitud, es decir, su valor absoluto. Esta convención, en el uso del valor absoluto de q en lugar de su valor con signo, se conserva en el resto del capítulo.

Solo para efectos comparativos, se pueden emplear los resultados expuestos en Calderhead *et al.* (2012), mostrados en la Figura 5.3. A fin de que los resultados de la simulación se encuentren en las mismas unidades, es decir en mm , la lámina de recarga del modelo, R_{mod} , se puede calcular como:

$$R_{\text{mod}} = \int_1^{365} q(t)dt . \quad (5.23)$$

Al aplicar la Ecuación 5.23 a los resultados de la simulación con el método numérico de integración trapezoidal, se obtienen los resultados de la Tabla 5.5; en la que se puede observar, que para los pozos Nevado y Zolotepec, los resultados de la simulación están dentro de los rangos reportado por Calderhead *et al.* (2012). En cuanto al pozo Taborda, los resultados del modelo están por arriba de los valores de dicho estudio. Este rango de variación es aceptable si se toma en consideración que la respuesta del sistema depende de la precipitación, y que ésta es variable.

Al observar el comportamiento conjunto del caudal q respecto al modelo (Figuras 5.16 a 5.18), se percibe en común un error de corrimiento (*offset*), sobre todo para valores relativamente elevados de q . El comportamiento anterior puede tener dos posibles causas: 1) se requiere refinar el modelo numérico, para que reproduzca mejor las condiciones del flujo, q ; o 2) los lisímetros subestiman el valor de la recarga. La primera posible causa de la diferencia de los datos simulados y observados implica que el flujo, q , medido por los lisímetros es preciso y el de la simulación requiere una mejor calibración. Para que la segunda causa sea cierta, se asume que los valores del modelo son correctos y los de los lisímetros requieren de mayor precisión. Los datos requeridos para probar la primera causa, requieren mediciones independientes precisas de algún otro parámetro en los pozos de monitoreo, tales como la presión de succión o el contenido de humedad de otros años. Desafortunadamente, en la actualidad no se cuenta con dichos datos: sin embargo, con la instrumentación ya instalada, se podrían obtener para una verificación adicional.

Una razón posible para la subestimación del caudal por parte de los lisímetros pudiera ser la obstrucción del filtro superior que evita el ingreso de lodo al sistema de medición. Sin embargo, es poco probable al observar la Figura 5.16a, del pozo Taborda, en donde al principio y al final del período de monitoreo, ambos valores son muy cercanos. Si los filtros estuvieran obstruidos, las lecturas en los lisímetros no coincidirían con el modelo, sino que tendrían que ser menores. El mismo comportamiento se aparecía en el pozo Nevado, en el sensor medio (Figura 5.17b) y en el sensor superior de Zolotepec (Figura 5.18a). Una segunda razón posible para la supuesta subestimación del caudal por parte de los lisímetros, sería la existencia de un flujo preferencial en la superficie interna de cada pozo de monitoreo; es decir, en el límite del medio sin perforar y el relleno de los pozos. Pudiera ser que, para bajos niveles de contenido de humedad, el medio poroso de relleno esté en equilibrio con el medio original, es decir, el conjunto de estratos del medio antes de la perforación de los pozos. Para verificar la validez de esta aseveración, también se requeriría de la estimación del contenido de humedad o de la presión de succión durante otros años. Sin embargo, los resultados apuntan a que, de ser cierto que los lisímetros subestiman el caudal infiltrado, su causa más probable sería el flujo preferencial, y no alguna obstrucción en los lisímetros.

Tabla 5.5 Láminas de la recarga potencial anual en los tres pozos de monitoreo calculadas a partir de la integración numérica (Ecuación 5.23) de las series de flujo, q , en el modelo numérico.

| Pozo | Lámina de recarga, R_{mod} , mm | | | |
|-----------|-------------------------------------|--------|----------|---------------------------------|
| | superior | medio | inferior | Calderhead <i>et al.</i> (2012) |
| Taborda | 70.49 | 70.38 | 70.33 | 0-44 |
| Nevado | 216.83 | 218.29 | 218.21 | 200-236 |
| Zolotepec | 95.22 | 95.16 | 95.16 | 93-135 |

5.3.2.4 Análisis de la suposición de un gradiente de carga unitario

Con el modelo calibrado y verificado, se puede comprender la dinámica de las variables que intervienen en el flujo no saturado en los pozos de monitoreo. Esto es posible no solo en los puntos donde se instaló la instrumentación descrita en el capítulo 4, sino de manera continua. De este modo, en las Figuras 5.19 a 5.21 se grafican: el contenido de humedad, θ ; la presión de succión, h , y el flujo de agua no saturado, q ; en función de la profundidad, z .

Todas las gráficas del potencial de succión se expresan en cm , es decir a la presión negativa equivalente de agua, en la literatura dicha presión puede expresarse también con las unidades: centímetro de agua ($cm H_2O$), kilopascal (kPa) o centibar (cb). Sus equivalencias son: $100 cm H_2O = 9.80638 kPa = 9.80638 cb$. Aunque en las referencias se usen otras unidades, éstas se expresan en lo sucesivo sólo como cm . Algunos valores de referencia para la interpretación de los valores de succión son: 1) de 0 a 100 cm para suelos con exceso de agua para el crecimiento de las plantas; 2) entre 100 y 200 cm indican que existe suficiente humedad y aire en el suelo para un crecimiento saludable; 3) de 200 a 400 cm indica necesidad de riego en suelos de textura arenosa (Alam y Rogers, 1997).

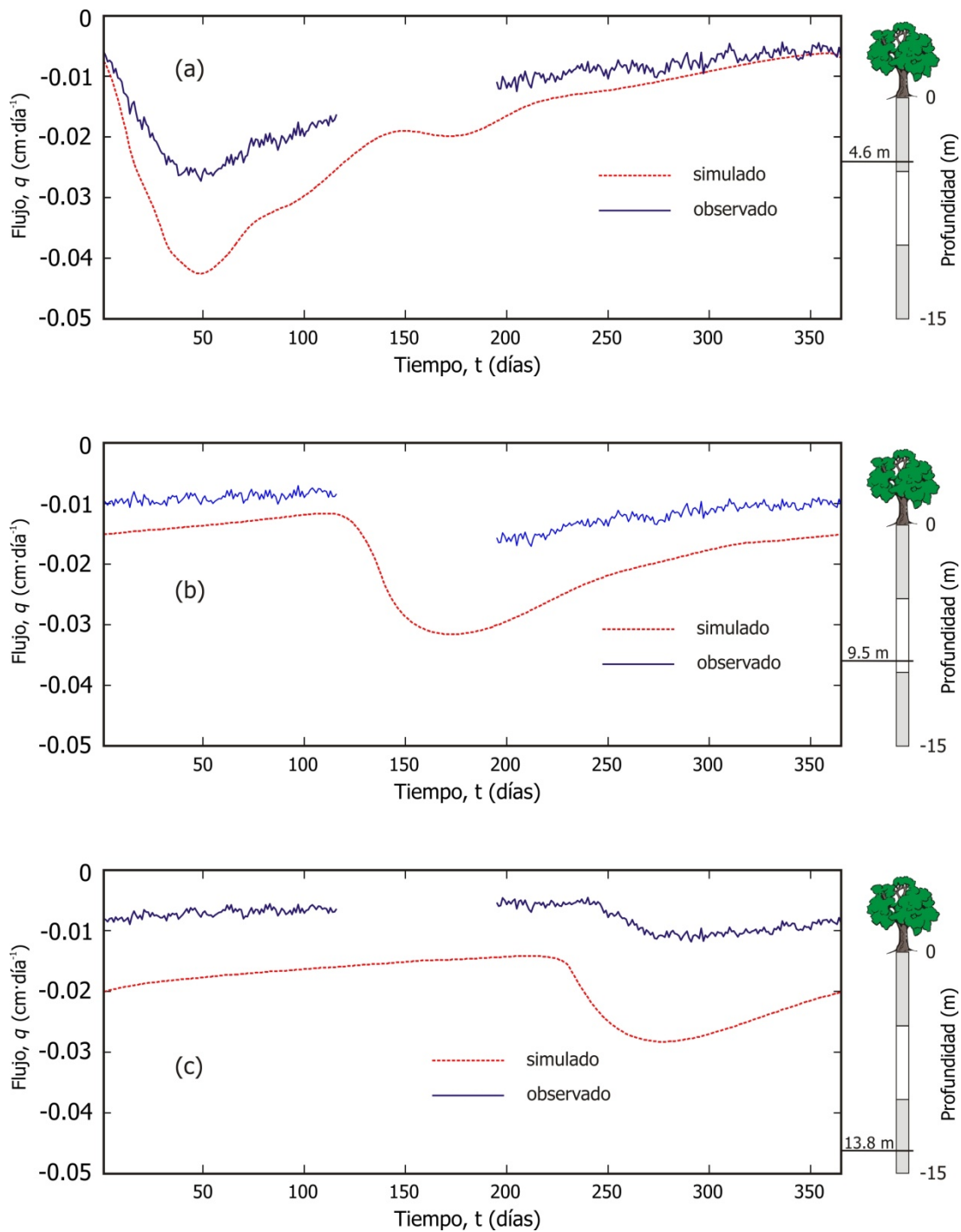


Figura 5.16 Comparación entre los valores observados de flujo no saturado, q , en el pozo de monitoreo Taborda comparados con la respuesta del modelo generado en Hydrus-1D para su verificación. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica; mientras que sus respectivos indicadores de ajuste se consignan en la Tabla 5.4. Fuente: elaboración propia.

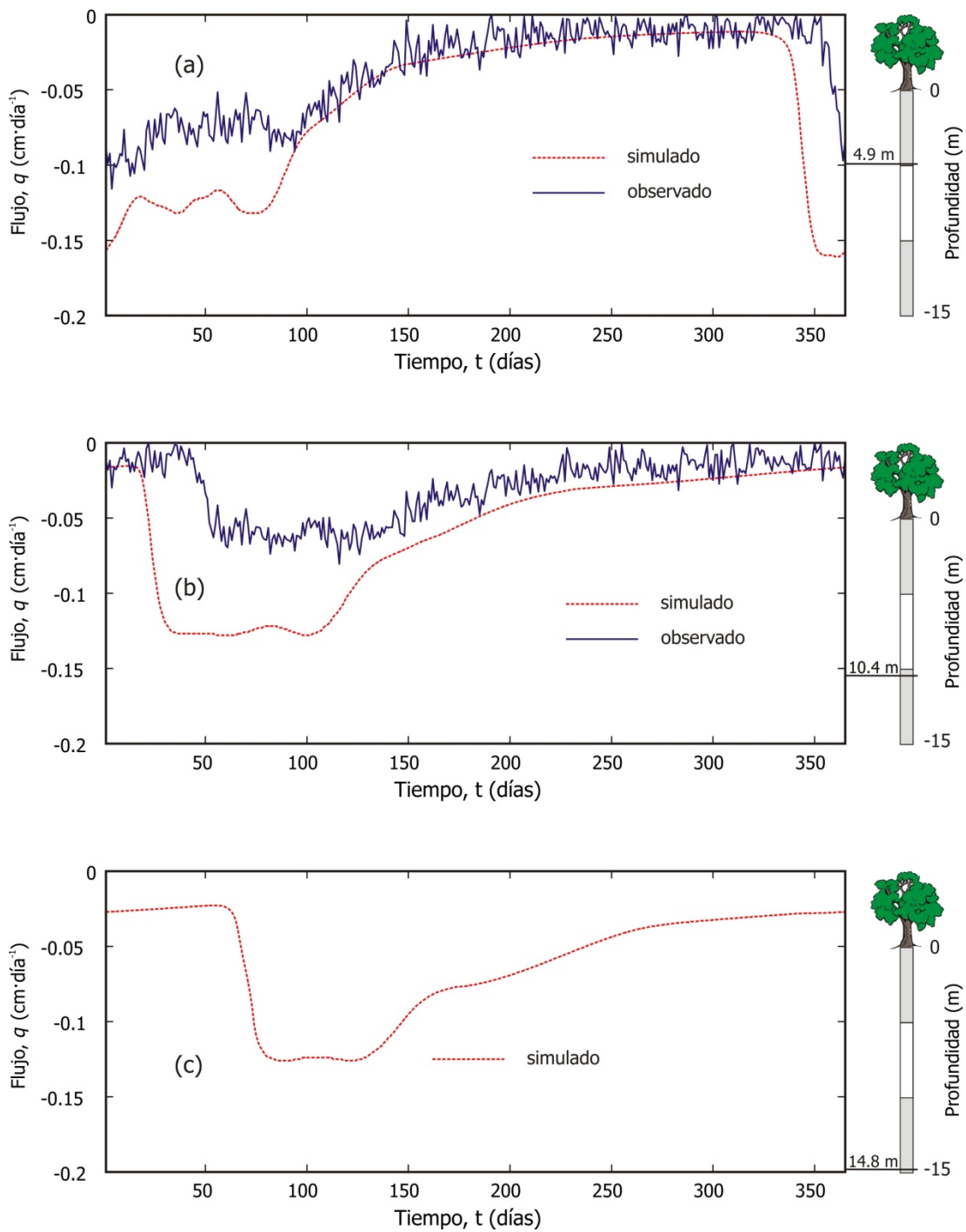


Figura 5.17 Comparación entre los valores observados de flujo no saturado, q , en el pozo de monitoreo Nevado comparados con la respuesta del modelo generado en Hydrus-1D para su verificación. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica; mientras que sus respectivos indicadores de ajuste se consignan en la Tabla 5.4. Fuente: elaboración propia.

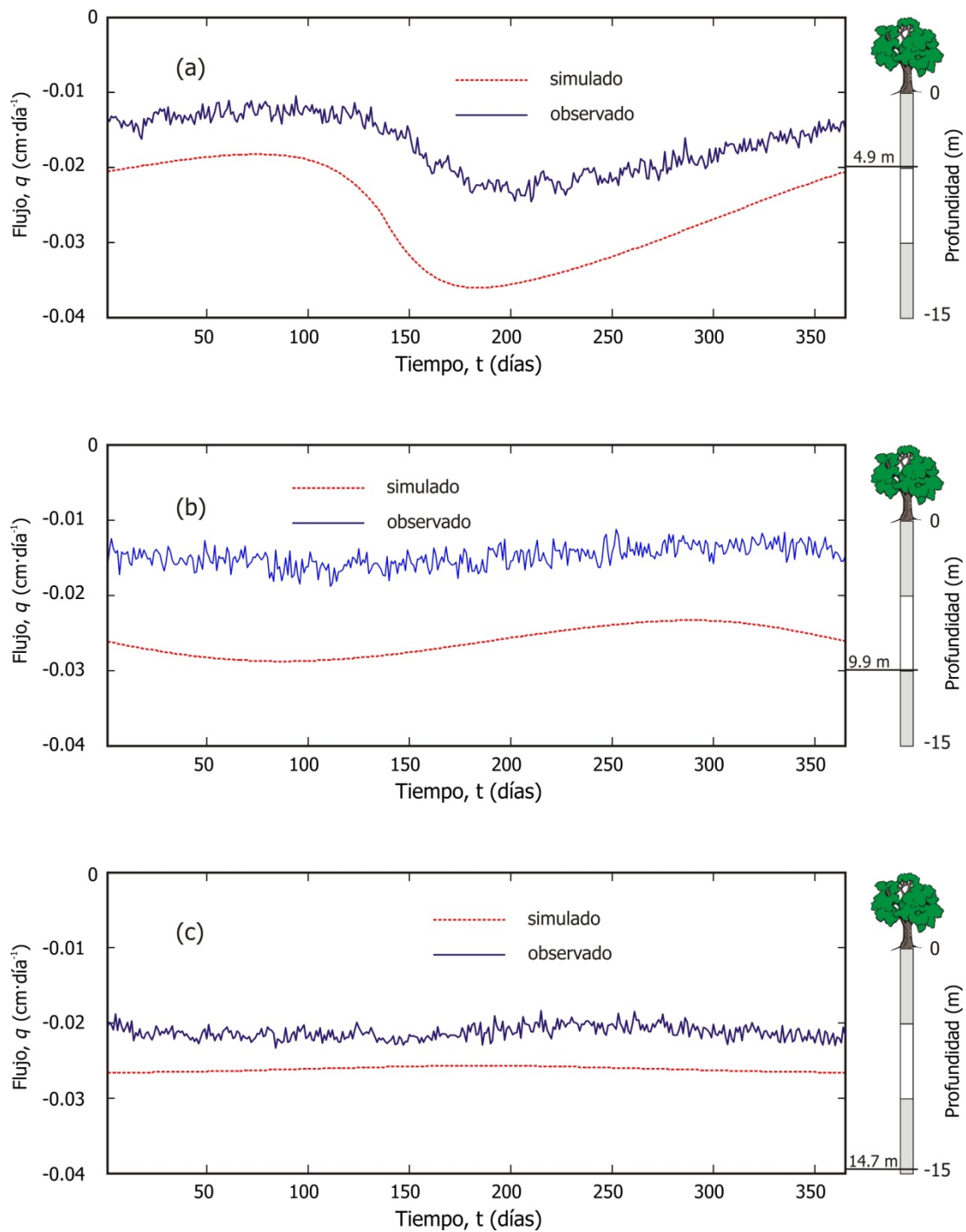


Figura 5.18 Comparación entre los valores observados de flujo no saturado, q , en el pozo de monitoreo Zolotepec comparados con la respuesta del modelo generado en Hydrus-1D para su verificación. Sus profundidades: (a) superior, (b) media e (c) inferior se indican a la derecha de cada gráfica; mientras que sus respectivos indicadores de ajuste se consignan en la Tabla 5.4. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 5.19a se puede apreciar que en el pozo de monitoreo de Taborda, la tensión de succión va de 45 *cm* a 120 *cm*; mientras que en el pozo Nevado (Figura 5.20a), *h* fluctúa entre 75 a 200 *cm*. Esto implica que en ambos casos abarcan valores de los rangos 1 y 2 del párrafo anterior. Finalmente, en el pozo Zolotepec (Figura 5.21a), el rango va de 100 a 280 *cm*, es decir, entre los rangos 2 y 3 mencionados previamente. Los resultados anteriores concuerdan con las observaciones de campo en los tres sitios.

También, en las Figuras 5.19 a 5.21 se puede apreciar la relación de *h* con las otras variables, θ y *q*. Cuando se incrementa la succión *h*, las otras dos también incrementan en magnitud. En todos los casos se aprecia que la variable más sensible a los cambios en los estratos es θ , mientras que *h* y *q* presentan menos discontinuidades. Esto confirma lo acertado de emplear a θ como parámetro de calibración (es más sensible) y a *q* como variable para la verificación del modelo. Al comparar los perfiles de los tres pozos, es patente que el más dinámico, es decir, cuyos valores oscilan con una mayor amplitud, es el pozo Nevado, seguido del pozo Taborda. Por el contrario, el pozo Zolotepec presenta variaciones significativas sólo en los primeros ocho metros de profundidad.

Con los resultados anteriores, es posible evaluar la validez de la suposición de un gradiente de carga unitario; misma que sólo se cumple cuando el gradiente de presión $\frac{\partial h}{\partial z} = 0$ (Ecuación 5.3). En la Figura 5.22 se grafican las derivadas del gradiente de presión para todo el dominio de las simulaciones correspondientes a los pozos (a) Taborda, (b) Nevado y (c) Zolotepec. En el perfil asociado al pozo Taborda se puede apreciar que el gradiente de presión tiene valores distintos de cero, en un rango de -100 a 75 (adimensional) para todo valor de *z*, especialmente entre las uniones de las distintas capas de suelo. Puesto que esta tendencia continúa hasta $z = -14$ *m*, con un rango de 0 a 17, para este caso no se cumple la suposición de un gradiente de carga unitario. En lo que concierne al pozo Nevado, presenta oscilaciones que decrecen en magnitud hasta converger a 0, aproximadamente a partir de $z = -12$ *m*, excepto para las discontinuidades del medio poroso. Podría decirse que, con un margen aceptable de error, en este caso podría ser aceptable la suposición de un gradiente unitario a partir de los 12 metros de profundidad.

En el caso del pozo Zolotepec, se aprecia un comportamiento distinto en lo que respecta a la profundidad en la que cesan las oscilaciones; observándose que el gradiente de presión tiende a cero aproximadamente desde los ocho metros de profundidad. Sin embargo, aún se pueden detectar, aunque mínimas, las discontinuidades en las interfaces de los distintos materiales.

A partir de estos resultados es patente que la suposición del gradiente unitario puede cumplirse a medida que la profundidad se incrementa, sin embargo, la profundidad a partir de la cual esto ocurre no se puede determinar *a priori*. Es decir, sólo se puede evaluar su validez después de resolver la ecuación de Richards para la zona no saturada.

5.3.3 Resultados del balance hídrico en el valle de Toluca

En esta sección se presentan los resultados obtenidos al determinar cada una de las componentes que intervienen en la Ecuación 5.12 para estimar la recarga, R de forma discretizada en la cuenca del valle de Toluca. Primero se muestran los resultados de la precipitación, P . En la siguiente sección presentan las componentes requeridas en el cálculo de la ETR (Ecuación 5.14): T_{med} , $NDVI$ y R_n . El siguiente apartado considera los resultados de la escorrentía superficial, Q . Finalmente, una vez que las componentes se han definido, se presenta la recarga potencial R en la cuenca del valle de Toluca.

Con excepción de la escorrentía superficial, Q , los cálculos de las componentes del BH se hicieron con una resolución temporal mensual a partir de los datos diarios de cada variable. Sin embargo, para simplificar la exposición de resultados, se presentan solamente los promedios anuales.

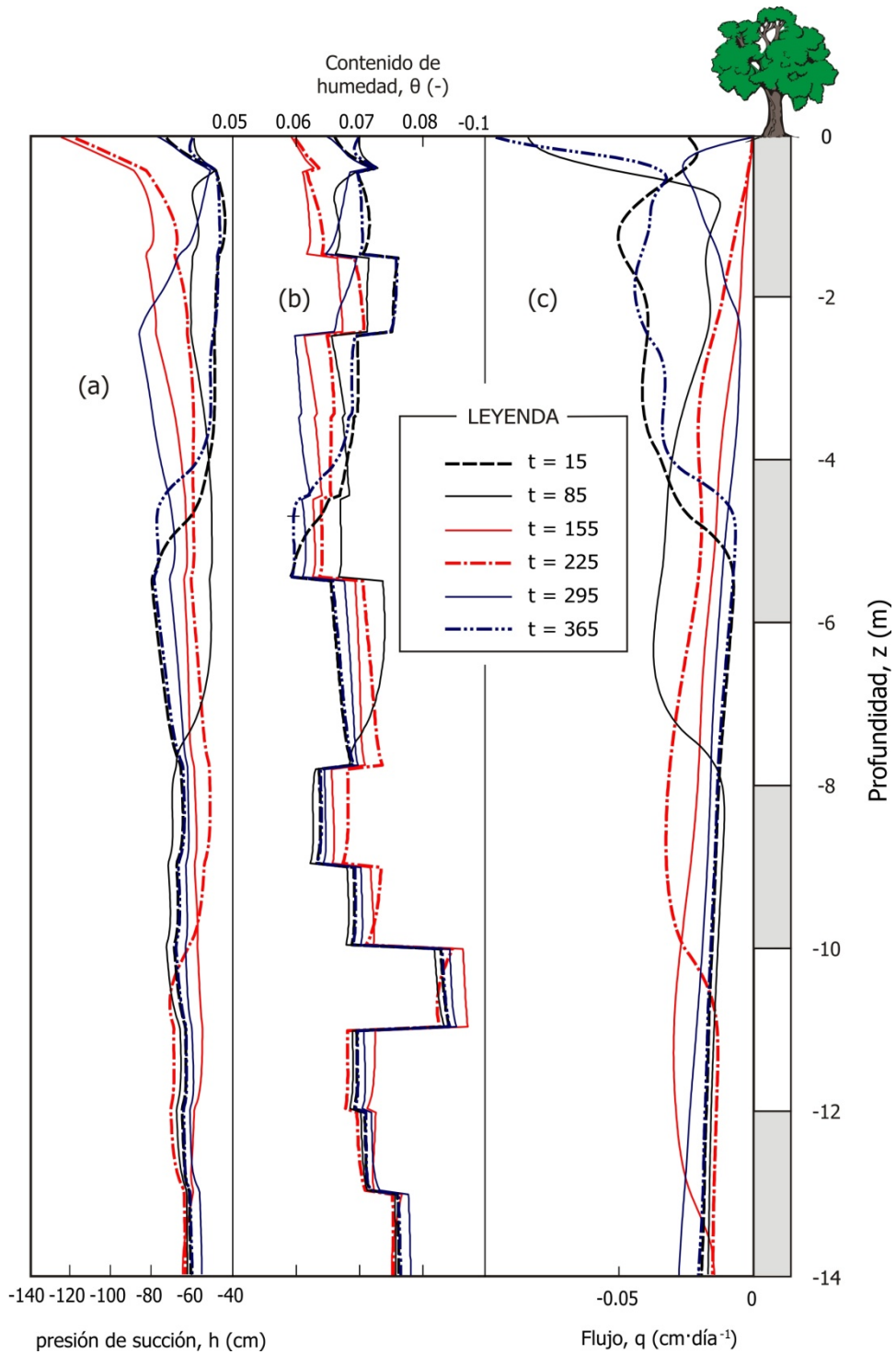


Figura 5.19 Perfiles resultantes del modelo en el que se grafican (a) la presión de succión, h ; (b) el contenido de humedad, θ y (c) el flujo, q , en función de la profundidad correspondientes al pozo Taborda para seis valores de tiempo, t , a intervalos de 70 días a partir del día 15 de la simulación. Fuente: elaboración propia.

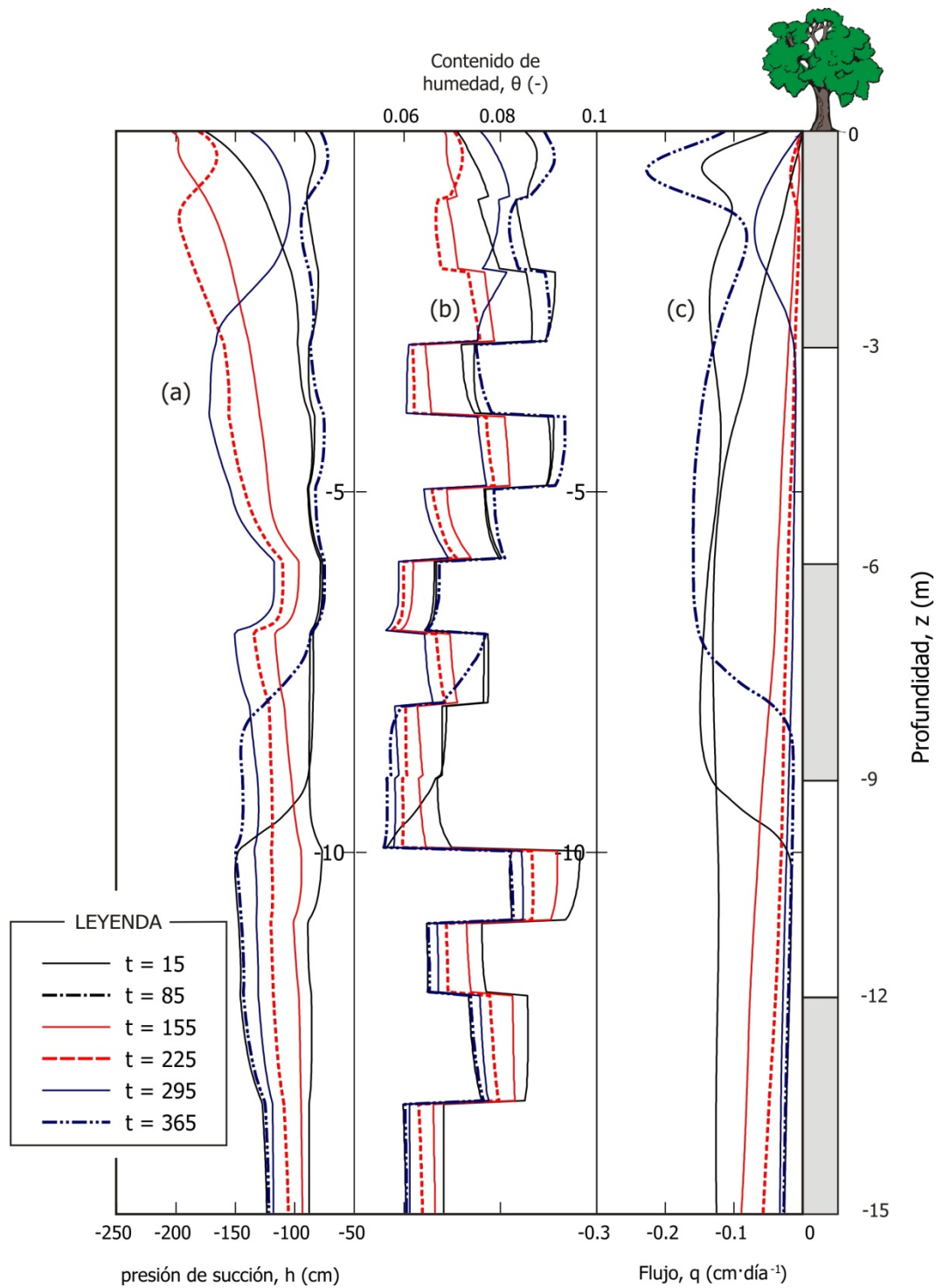


Figura 5.20 Perfiles resultantes del modelo en el que se grafican (a) la presión de succión, h ; (b) el contenido de humedad, θ y (c) el flujo, q , en función de la profundidad correspondientes al pozo Nevado para seis valores de tiempo, t , a intervalos de 70 días a partir del día 15 de la simulación. Fuente: elaboración propia.

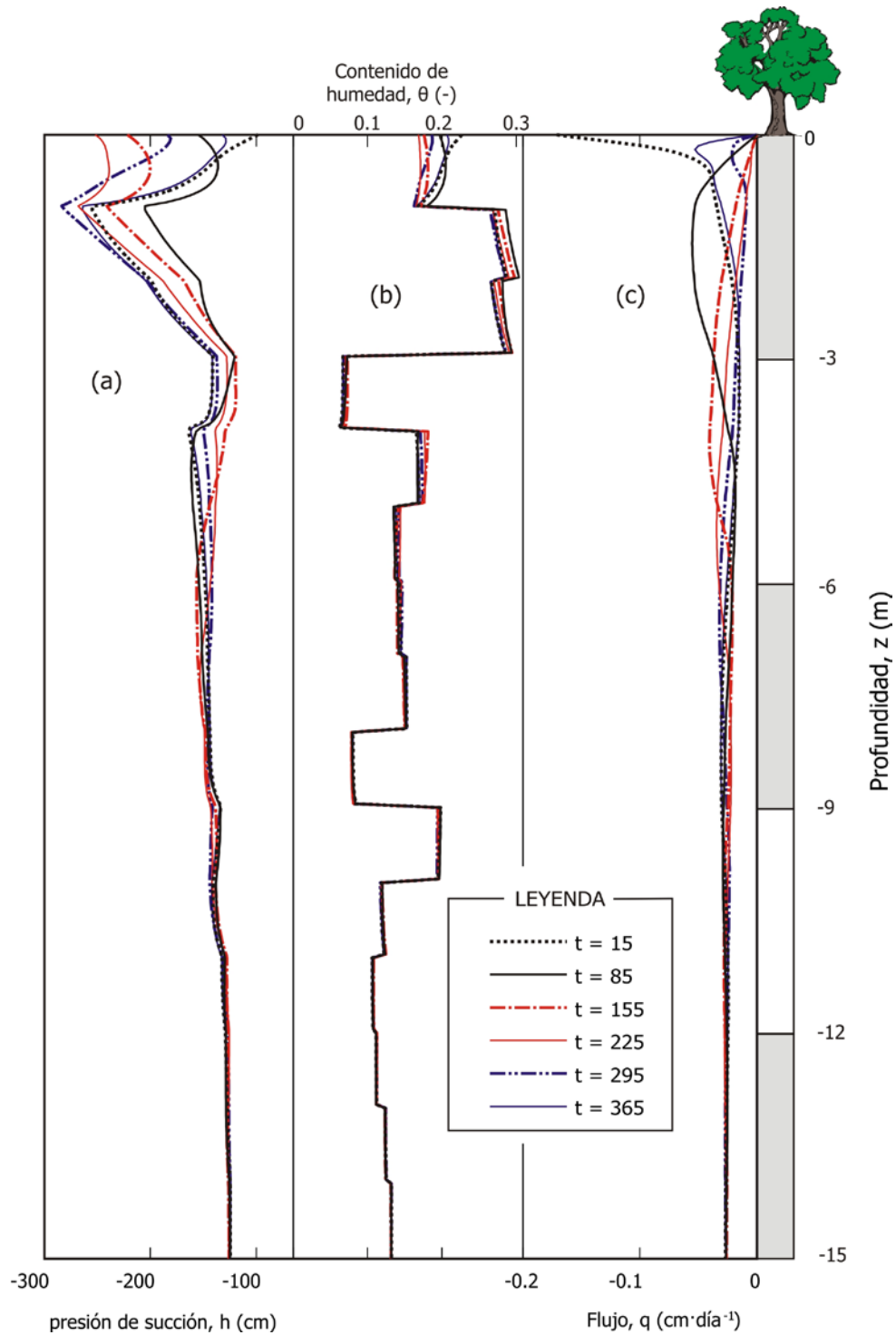


Figura 5.21 Perfiles resultantes del modelo en el que se grafican (a) la presión de succión, h ; (b) el contenido de humedad, θ y (c) el flujo, q , en función de la profundidad correspondientes al pozo Zolotepec para seis valores de tiempo, t , a intervalos de 70 días a partir del día 15 de la simulación. Fuente: elaboración propia.

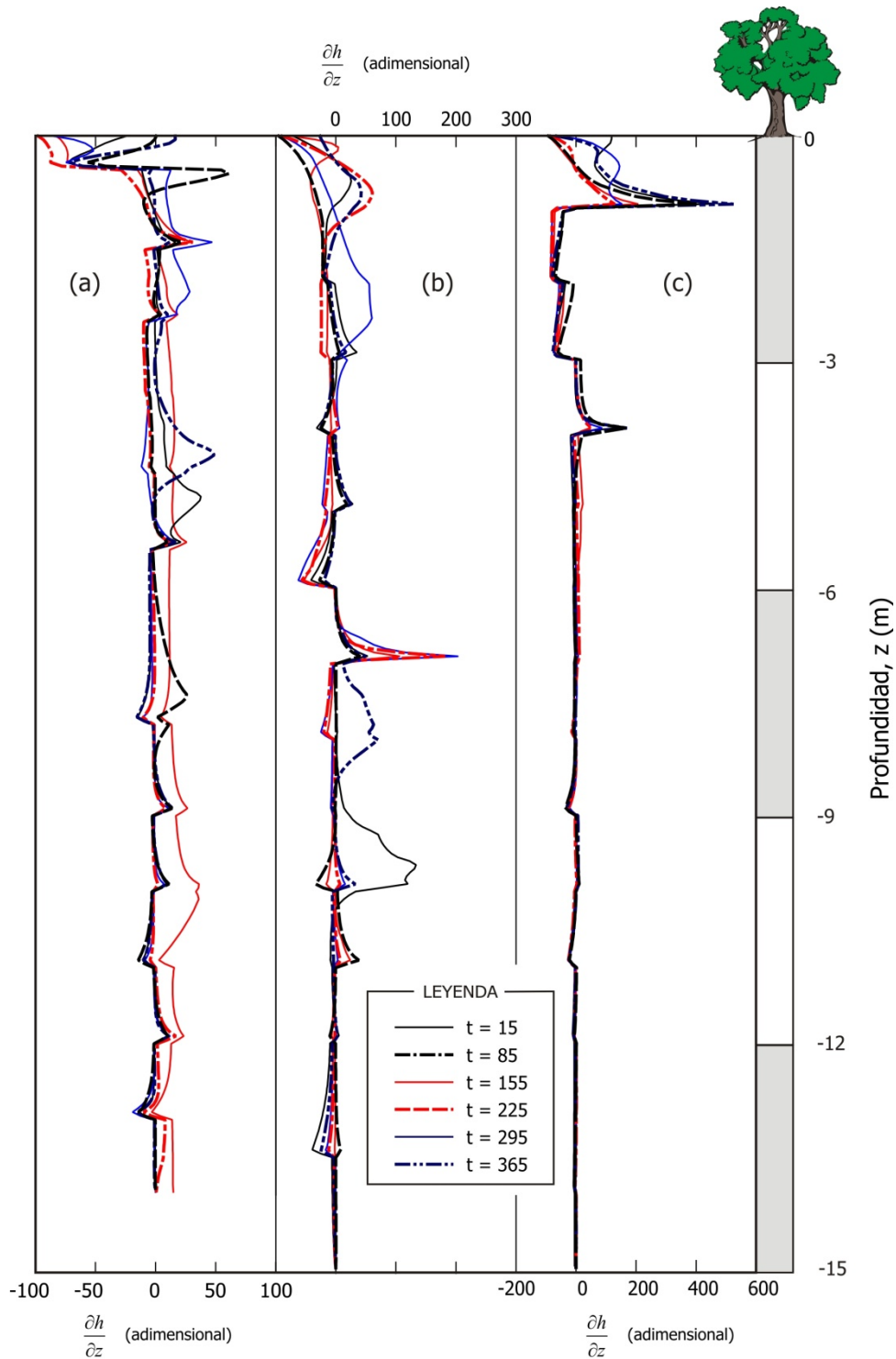


Figura 5.22 Comportamiento del gradiente de presión para evaluar la validez de la suposición de un gradiente de carga unitario para los pozos de monitoreo (a) Taborda, (b) Nevado y (c) Zolotepec. Fuente: elaboración propia.

5.3.3.1 Análisis de la precipitación, *P*

Los coeficientes de correlación de la Ecuación 5.13 se calcularon con los datos de las series desde 1964 hasta el año 2010. Sin embargo, los datos empleados en el cálculo del balance hídrico corresponden al período comprendido entre el 1 de agosto de 2002 y el 31 de julio de 2010. El límite inferior de este período se debe a la disponibilidad de datos del *NDVI*, como se explica más adelante. Por otro lado, el límite superior lo determinó la disponibilidad de los datos de la precipitación y la temperatura. En la Tabla 5.6 se presentan los valores promedio mensuales de la precipitación en función de los registros de las estaciones consideradas, en las que se puede observar que la precipitación es mayor desde junio hasta septiembre.

La distribución espacial de la precipitación en la cuenca del valle de Toluca se presenta en la Figura 5.23, en donde se pueden observar contrastes marcados entre el valle y las partes altas de las montañas. En la parte más alta, en el Nevado de Toluca, se tiene una precipitación de hasta 1,108 *mm* anuales; mientras que en la zona sur del valle se tiene una lámina anual de tan solo 713 *mm*. Este papel importante del relieve en la distribución de la lluvia se debe al efecto de barrera climática de la zona montañosa de la cuenca del valle de Toluca, lo que produce lluvias a través de un efecto convectivo. Con la finalidad de ilustrar la disponibilidad de información, en la Figura 5.23 también se muestra la ubicación de las estaciones de la Tabla 5.6.

En el reporte del SMN (2012), se muestra que el valle de Toluca tuvo un régimen de precipitación de 800 a 1000 *mm* anuales para el año 2011, lo cual verifica que los 848 *mm* anuales obtenidos con la metodología expuesta en este capítulo se encuentran dentro de un rango aceptable. Para efectos comparativos, en la Tabla 5.7 se presentan las láminas de precipitación en el Estado de México para el período correspondiente entre el año 2002 y 2011, así como sus correspondientes anomalías reportadas por la CONAGUA (2012). Aunque en principio parecen mucho menores que para los valores reportados en la Tabla 5.6, en los mismos mapas que acompañan a las tablas de donde se extrajo la información se muestra que la precipitación en el valle de Toluca es mayor que en el resto del Estado de México. Esta tabla sirve para ilustrar cuantitativamente, de forma independiente a los datos obtenidos en este trabajo, el orden de variación de la precipitación.

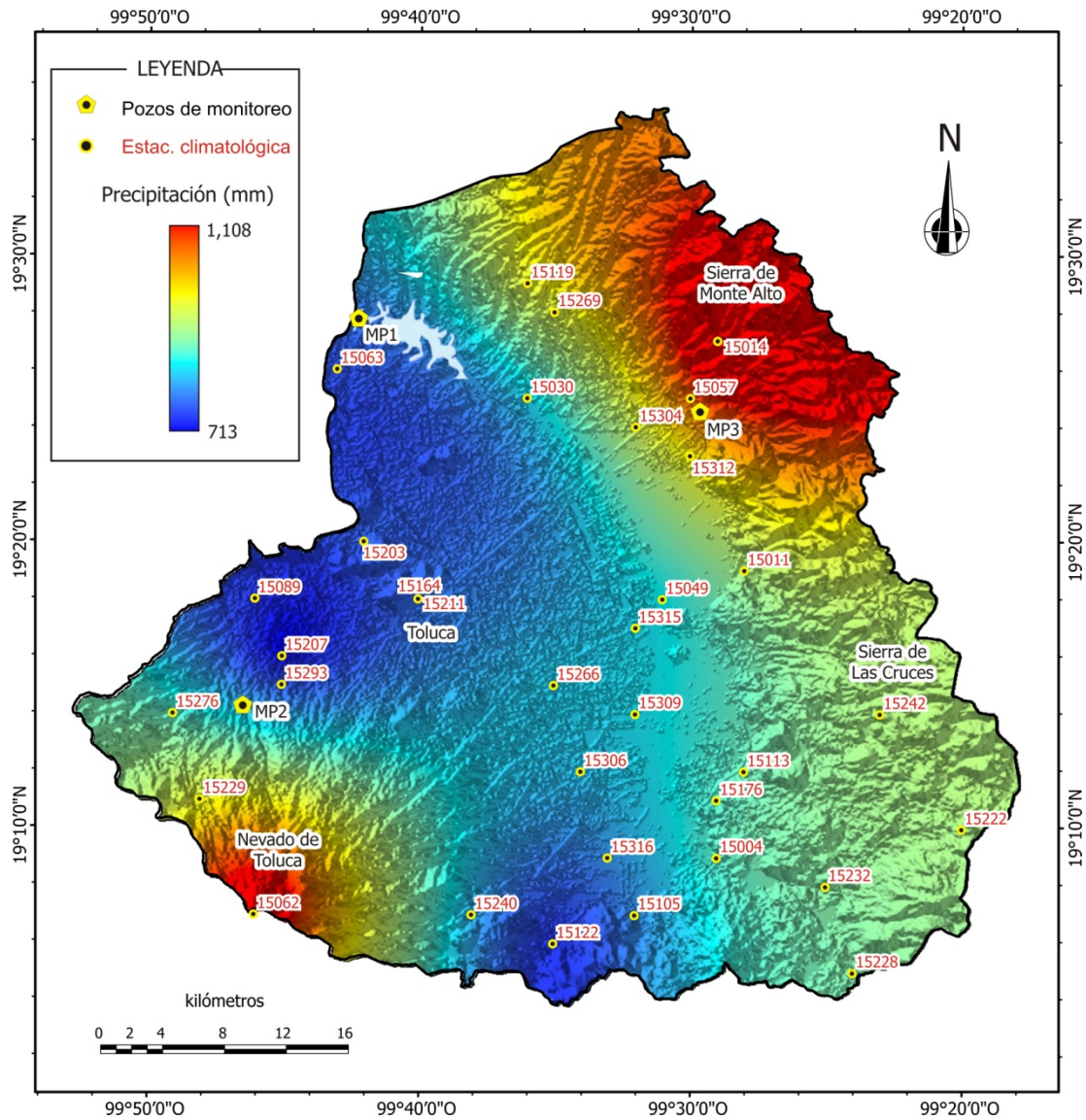


Figura 5.23 Precipitación promedio anual en la cuenca del valle de Toluca para el período comprendido entre el año 2002 y el 2010 con las series de datos completadas empleando la Ecuación 5.13. También se indica la localización de las estaciones meteorológicas. Fuente: elaboración propia.

Tabla 5.6 Precipitación mensual promedio registrada en las estaciones hidrometeorológicas del valle de Toluca para el período comprendido entre el año 2002 y el 2010.

| Estación | Precipitación, mm | | | | | | | | | | | | Anual |
|----------|-------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-------|
| | Ene | Feb | Mar | Abr | May | Jun | Jul | Ago | Sep | Oct | Nov | Dic | |
| 15004 | 15 | 8 | 10 | 31 | 65 | 147 | 174 | 173 | 134 | 52 | 13 | 9 | 830 |
| 15014 | 15 | 12 | 15 | 32 | 64 | 152 | 174 | 174 | 146 | 66 | 18 | 12 | 880 |
| 15030 | 15 | 10 | 14 | 30 | 60 | 148 | 162 | 150 | 123 | 67 | 13 | 10 | 803 |
| 15049 | 15 | 8 | 11 | 29 | 64 | 153 | 168 | 158 | 131 | 55 | 14 | 7 | 814 |
| 15057 | 17 | 14 | 18 | 39 | 74 | 186 | 189 | 185 | 171 | 68 | 19 | 10 | 989 |
| 15089 | 13 | 8 | 12 | 35 | 67 | 127 | 143 | 124 | 131 | 54 | 12 | 8 | 734 |
| 15105 | 16 | 8 | 10 | 28 | 61 | 135 | 162 | 158 | 126 | 49 | 14 | 9 | 776 |
| 15119 | 16 | 10 | 16 | 29 | 62 | 173 | 201 | 154 | 140 | 67 | 22 | 11 | 900 |
| 15122 | 17 | 9 | 11 | 28 | 61 | 132 | 143 | 142 | 126 | 42 | 13 | 9 | 734 |
| 15164 | 12 | 8 | 11 | 30 | 60 | 142 | 138 | 134 | 117 | 53 | 11 | 7 | 723 |
| 15203 | 13 | 8 | 14 | 29 | 64 | 138 | 147 | 136 | 124 | 56 | 13 | 10 | 751 |
| 15207 | 12 | 7 | 11 | 36 | 61 | 129 | 143 | 126 | 118 | 52 | 13 | 8 | 715 |
| 15211 | 13 | 8 | 12 | 31 | 63 | 149 | 163 | 148 | 128 | 55 | 13 | 8 | 791 |
| 15231 | 19 | 18 | 22 | 45 | 83 | 228 | 245 | 234 | 228 | 92 | 29 | 13 | 1258 |
| 15266 | 14 | 9 | 12 | 33 | 66 | 142 | 162 | 154 | 133 | 54 | 15 | 8 | 800 |

Tabla 5.7 Láminas de precipitación en el Estado de México y sus correspondientes anomalías reportados por la CONAGUA (2012). Los números entre paréntesis son correcciones del tesista con base en los datos de las columnas empleadas para hacer los cálculos. Las cantidades marcadas con el símbolo “*” son dudosas porque se repiten en distintos años.

| Año (x) | Lámina acumulada (mm) | Media 1941-(x-1) (mm) | Anomalía acumulada 1941-(x-1) | | Media 2002-2010 (mm) | Anomalía acumulada 2002-2010 | |
|---------|-----------------------|-----------------------|-------------------------------|--------|----------------------|------------------------------|--------|
| | | | mm | % | | mm | % |
| | | | | | | | |
| 2002 | 704.8 | 889.6 | -184.8 | -20.77 | 724.1 | -19.3 | -2.67 |
| 2003 | 708.1 | 886.7 | -178.6 | -20.14 | 724.1 | -16.0 | -2.21 |
| 2004 | 750.9 | 883.9 | -133.0 | -15.05 | 724.1 | 26.8 | 3.70 |
| 2005 | 548.9 | 883.9* | -335.0 | -37.90 | 724.1 | -175.2 | -24.20 |
| 2006 | 719.0 | 883.7 | -157.6 (-164.7) | -18.64 | 724.1 | -5.1 | -0.70 |
| 2007 | 870.9 | 874.3 | -3.4 | -0.39 | 724.1 | 146.8 | 20.27 |
| 2008 | 678.6 | 874.2 | -186.5 (-195.6) | -22.37 | 724.1 | -45.5 | -6.28 |
| 2009 | 725.7 | 874.2* | -48.5 (-148.5) | -16.99 | 724.1 | 1.6 | 0.22 |
| 2010 | 809.9 | 874.2* | -64.3 | -7.36 | 724.1 | 85.8 | 11.85 |
| 2011 | 657.7 | 874.2* | -216.5 | -24.77 | 724.1 | -66.4 | -9.17 |

5.3.3.2 Cuantificación de las componentes de la evapotranspiración real, *ETR*

De acuerdo con la Ecuación 5.14, las componentes requeridas en el cálculo de la *ETR* son la temperatura media, T_{med} , el Índice de Vegetación Diferencial Normalizado, *NDVI* y la radiación solar neta R_n . A continuación se presentan los resultados de cada una de estas componentes.

La distribución espacial de la temperatura media anual, T_{med} , se presenta en la Figura 5.24, cuyo valor fluctúa entre los 13.3 °C para las planicies de la parte central, a 1 °C en la cima del Nevado de Toluca, a una altitud de 4,556 *msnm*. La parte noreste, la Sierra de Monte Alto, presenta una temperatura de unos 10 °C a partir de los 3,193 *msnm* y desciende a 7 °C en su parte más alta a 3,638 *msnm*. Además, en la región sureste, la Sierra de las Cruces, presenta una variación similar, puesto que las partes más altas de esta zona están en torno a los 3756 *msnm* y alrededor de 6.5 °C.

Como se indicó antes, en el Apéndice F, se incluyen los códigos escritos en *Matlab R 2010* empleados en el procesamiento de las series de la temperatura. Además, al final de dicho apéndice también se muestran los rásters mensuales de temperatura mínima y máxima; en los cuales se puede observar que los meses más calientes son abril, mayo y junio; sin embargo, para los meses julio y agosto, que son los más lluviosos del año, es notable la tendencia a una disminución térmica. Bajo esta tendencia, en el mes de octubre da inicio la temperatura fría. Cabe hacer mención de que la distribución de la temperatura en este mes es semejante a la media anual y a la del mes de marzo. A partir del mes de noviembre, las áreas semi-cálidas se van reduciendo, especialmente en los meses de diciembre y enero, que son los meses más fríos.

En lo que respecta a la segunda componente, *NDVI*, la Tabla 5.8 indica las fechas de los rásters considerados para su cálculo. Respecto a la nomenclatura empleada, se simplificaron los nombres de los conjuntos de datos descargados para evitar los prefijos y sufijos en los nombres que son comunes a todos los rásters. Por ejemplo, el nombre original de uno de los archivos HDF-EOS descargados del sitio LP DAAC (*Land Processes Distributed Active Archive Center*) es: *MYD13A2.A2007153.h08v07.005.201117610-1623*

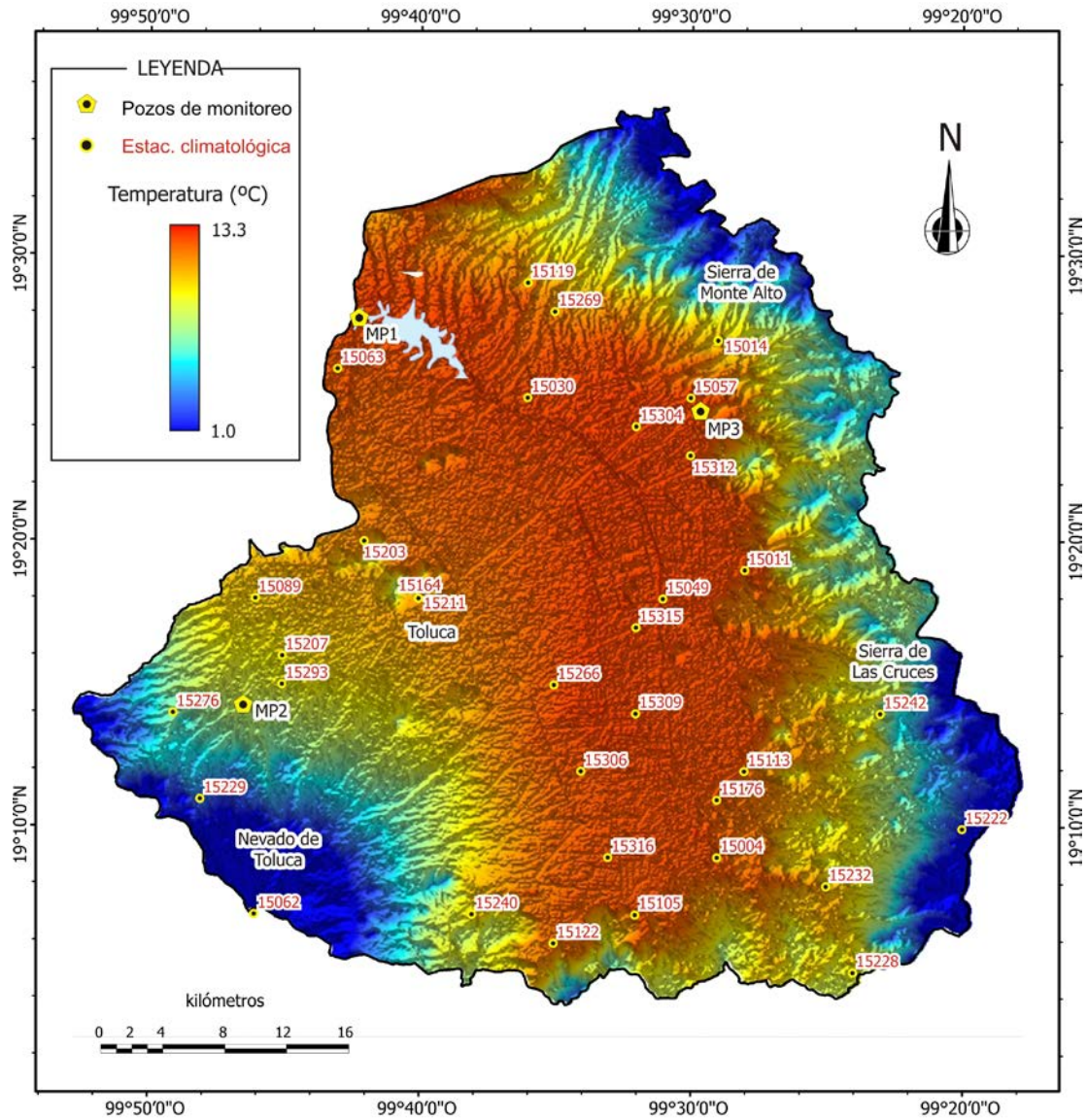


Figura 5.24 Temperatura media, T_{med} promedio anual en la cuenca del valle de Toluca para el período comprendido entre el año 2002 y 2010 con las series de datos completados empleando las Ecuaciones 5.15 a 5.17. Fuente: elaboración propia.

y su extensión es *hdf*. En este nombre, el prefijo *MYD13A2* designa el conjunto de datos *Vegetation Indices 16-Day L3 Global 1km*, que incluye la capa *NDVI*. La parte *A2007153*, empleada en la Tabla 5.8, contiene la fecha final a la que corresponden esos datos, es decir, el día juliano 153 del año 2011. Como el prefijo *MYD13A2* indica que su cobertura temporal es de 16 días, eso implica que el archivo del ejemplo corresponde al promedio de los días 137 a 153 del año 2011.

En la Figura 5.25 se muestra el promedio anual de *NDVI* en la cuenca del valle de Toluca. Los valores de *NDVI* están superpuestos a un mosaico de ortofotos del INEGI con efecto de transparencia para comparar sus valores con la superficie. En esta figura se puede observar que las zonas boscosas de la periferia de la cuenca presentan un *NDVI* mayor que en la parte central, que corresponde con zonas urbanas, de escasa vegetación. Cuantitativamente, también puede apreciarse que el rango de variación es de 0.14 en zonas urbanas, hasta 0.79 para zonas con densa vegetación. Más aún, para apreciar en detalle la variación de este parámetro, se seleccionaron tres zonas representativas, indicadas como z_1 , z_2 y z_3 , amplificadas en la Figura 5.26.

En la Figura 5.26a se muestra un bajo *NDVI* en la zona urbana de Toluca (a_1), así como su incremento en una zona de cultivo al oeste de la ciudad (a_2), y con árboles (a_3). En la misma figura (Figura 5.26b), se observa la independencia de *NDVI* respecto a la altura y a la temperatura. Esta afirmación se ejemplifica al comparar la zona urbana de Toluca (Figura 5.26a₁), a una altitud de 2,630 *msnm*, con el cráter del Nevado de Toluca (Figura 5.26b₁), a una altitud de 4,279 *msnm* y con la menor temperatura de la cuenca. A pesar de sus diferencias en altitud y temperatura, tienen el mismo rango de *NDVI* en torno a 0.2. En este mismo inciso (b) se aprecia que la tendencia de *NDVI* conserva una variación similar que en (a) para una zona con matorrales y boscosa (b_2) (b_3). En (c) y (d) se presenta el *NDVI* máximo y mínimo de la misma región en dos meses distintos. Aunque los valores cambian, se conserva la tendencia a un mayor *NDVI* en las zonas boscosas respecto a las que tienen una menor vegetación.

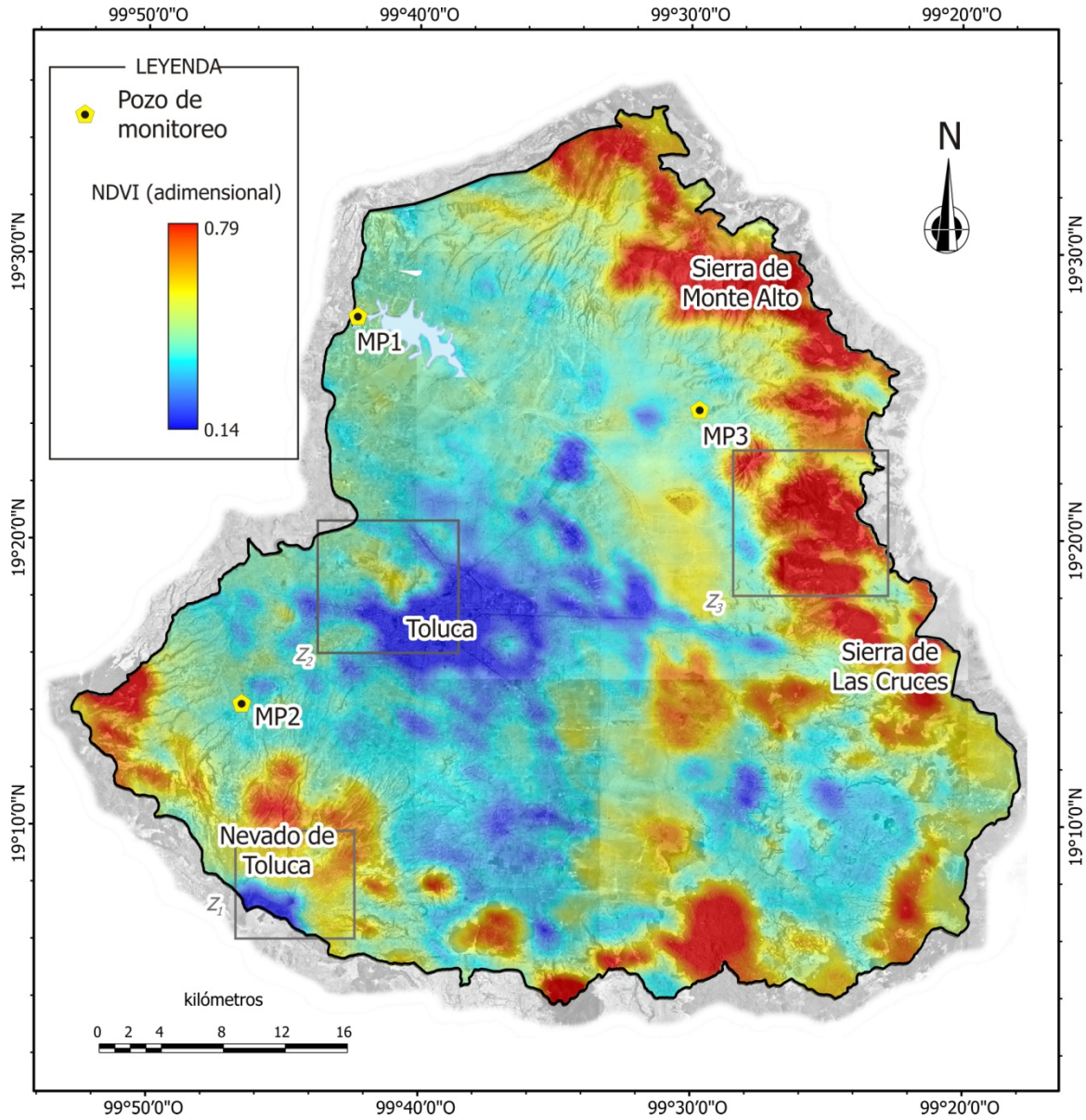


Figura 5.25 Promedio anual del Índice de Vegetación Diferencial Normalizado, NDVI, para el período comprendido entre los años 2002 y 2010 superpuesto con un mosaico de ortofotos de la zona (INEGI, 2009). Los rásters empleados se indican en la Tabla 5.8. Los recuadros z_1 , z_2 y z_3 se muestran ampliificados en la Figura 5.26. Fuente: elaboración propia.

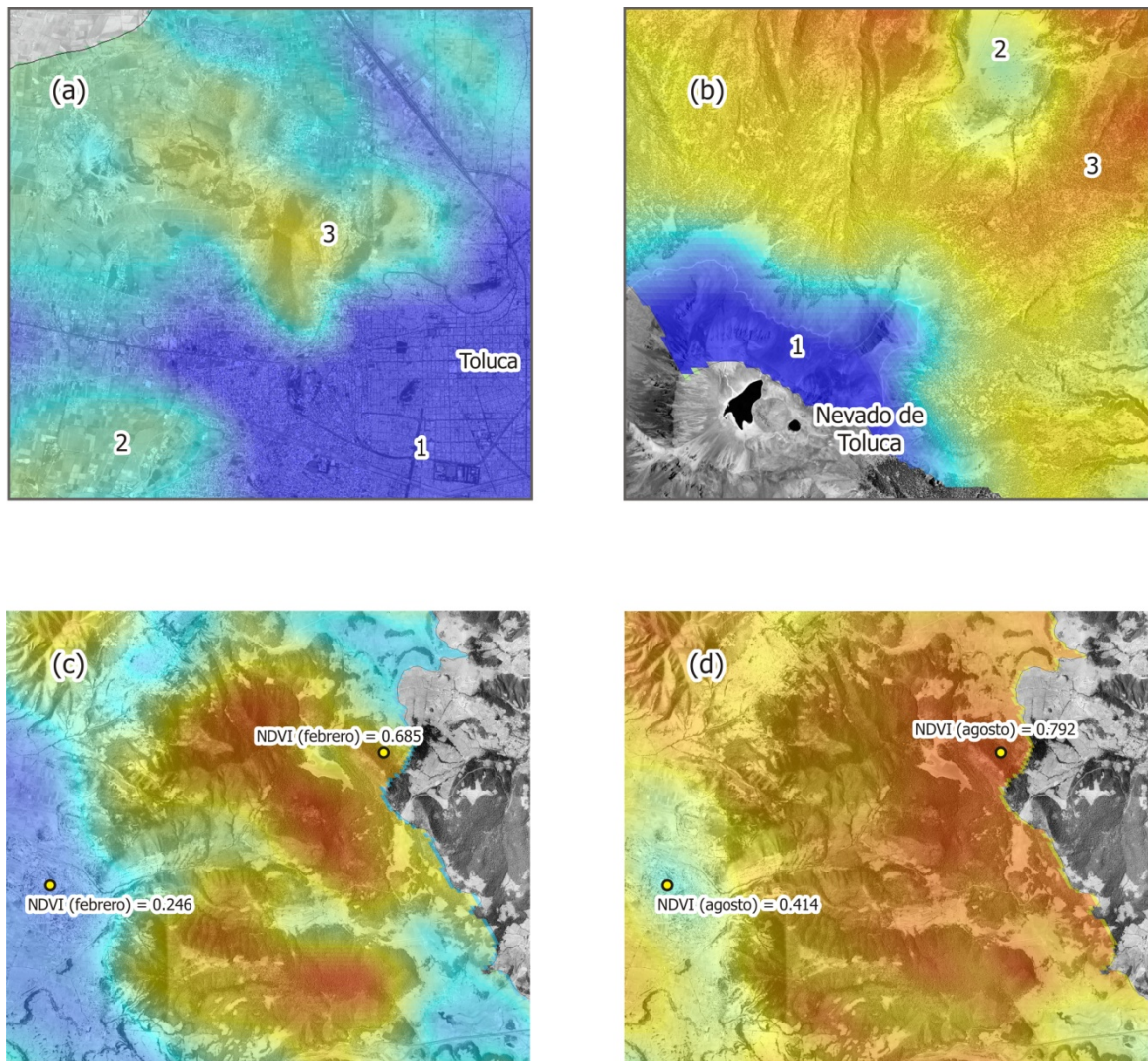


Figura 5.26 Amplificaciones del Índice de Vegetación Diferencial Normalizado, NDVI, en las zonas (a) z_1 , (b) z_2 y (c), (d) z_3 de la Figura 5.25 Fuente: elaboración propia.

Tabla 5.8 *Rásters de NDVI empleados en el cálculo del ráster promedio ponderado mostrado en las Figuras 5.25 y 5.26.*

| Día | Archivos empleados en el cálculo del NDVI promedio | | | | | | | | | Ráster |
|-----|--|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|--------|
| | 2002 | 2003 | 2004 | 2005 | 2006 | 2007 | 2008 | 2009 | 2010 | |
| 9 | | A2003009 | A2004009 | A2005009 | A2006009 | A2007009 | A2008009 | A2009009 | A2010009 | B009 |
| 25 | | A2003025 | A2004025 | A2005025 | A2006025 | A2007025 | A2008025 | A2009025 | A2010025 | B025 |
| 41 | | A2003041 | A2004041 | A2005041 | A2006041 | A2007041 | A2008041 | A2009041 | A2010041 | B041 |
| 57 | | A2003057 | A2004057 | A2005057 | A2006057 | A2007057 | A2008057 | A2009057 | A2010057 | B057 |
| 73 | | A2003073 | A2004073 | A2005073 | A2006073 | A2007073 | A2008073 | A2009073 | A2010073 | B073 |
| 89 | | A2003089 | A2004089 | A2005089 | A2006089 | A2007089 | A2008089 | | A2010089 | B089 |
| 105 | | A2003105 | A2004105 | A2005105 | A2006105 | A2007105 | A2008105 | A2009105 | A2010105 | B105 |
| 121 | | A2003121 | A2004121 | A2005121 | A2006121 | A2007121 | A2008121 | A2009121 | A2010121 | B121 |
| 137 | | A2003137 | A2004137 | A2005137 | A2006137 | A2007137 | A2008137 | A2009137 | A2010137 | B137 |
| 153 | | | | A2005153 | | A2007153 | A2008153 | A2009153 | A2010153 | B153 |
| 169 | | | A2004169 | | A2006169 | A2007169 | A2008169 | | | B169 |
| 185 | A2002185 | A2003185 | A2004185 | | | A2007185 | A2008185 | A2009185 | | B185 |
| 201 | A2002201 | A2003201 | A2004201 | A2005201 | | A2007201 | A2008201 | A2009201 | | B201 |
| 217 | A2002217 | A2003217 | A2004217 | | A2006217 | A2007217 | A2008217 | A2009217 | | B217 |
| 233 | | A2003233 | A2004233 | A2005233 | | | | A2009233 | | B233 |
| 249 | A2002249 | A2003249 | | A2005249 | A2006249 | A2007249 | | | | B249 |
| 265 | A2002265 | | A2004265 | A2005265 | A2006265 | A2007265 | A2008265 | A2009265 | | B265 |
| 281 | A2002281 | A2003281 | A2004281 | A2005281 | A2006281 | A2007281 | A2008281 | A2009281 | | B281 |
| 297 | A2002297 | A2003297 | A2004297 | A2005297 | A2006297 | A2007297 | A2008297 | A2009297 | | B297 |
| 313 | A2002313 | A2003313 | A2004313 | A2005313 | A2006313 | A2007313 | A2008313 | A2009313 | | B313 |
| 329 | A2002329 | A2003329 | A2004329 | A2005329 | A2006329 | A2007329 | A2008329 | A2009329 | | B329 |
| 345 | A2002345 | A2003345 | A2004345 | A2005345 | A2006345 | A2007345 | A2008345 | A2009345 | | B345 |
| 361 | A2002361 | A2003361 | A2004361 | A2005361 | A2006361 | A2007361 | A2008361 | A2009361 | | B361 |

En el Apéndice G se incluyen los rásters correspondientes a la última columna de la Tabla 5.8. Se puede acceder a esta carpeta pulsando los vínculos de los apéndices en la versión electrónica de de esta tesis, o bien, en la ruta: [Unidad de DVD]:\Apendices\SIG_Data\NDVI.

En la Figura 5.27 se presentan los resultados de la radiación neta solar calculados a partir de los datos de localización y temperatura con el programa *ETo calculator* (FAO, 2012). Se puede observar que los valores mayores, en torno a de R_n se presentan al norte de la ciudad de Toluca; mientras que los menores se presentan en Xonacatlán, en la vecindad de las estaciones meteorológicas 15057, 15304 y 15312 y en el Nevado de Toluca. Esto se debe a que entre los factores asociados a R_n es la temperatura y la altitud. El promedio 11.56 es $MJ \cdot m^2 \cdot día^{-1}$ mientras que su mínimo es $10 MJ \cdot m^2 \cdot día^{-1}$ y su máximo es $12 MJ \cdot m^2 \cdot día^{-1}$.

En lo que respecta la magnitud de sus valores, al compararlos con otros trabajos se halló que están dentro de un rango aceptable. Cabe señalar que, en la mayoría de las investigaciones que cuantifican R_n , ésta se expresa con las unidades $W \cdot m^{-2}$, mientras que en esta tesis se sigue la convención de la FAO (Allen, 2008) y de Wang *et al.* (2007) de expresarlas en $MJ \cdot m^2 \cdot día^{-1}$, para que sea compatible con la Ecuación 5.14. La equivalencia entre unidades es $1 W \cdot m^{-2} = 0.0864 MJ \cdot m^2 \cdot día^{-1}$. Otra forma de expresar las magnitudes de radiación es en *Langleys/día* ($ly/día$) ($1 ly/día = 0.041841 MJ \cdot m^2 \cdot día^{-1}$).

Por citar dos ejemplos comparativos, Campos-Aranda (2006) presenta un cuadro con valores de R_n a partir de los datos de 54 observatorios meteorológicos y 123 estaciones climatológicas en la República Mexicana en el que el promedio anual para la ciudad de Toluca es de $256.9 ly/día = 10.71 MJ \cdot m^2 \cdot día^{-1}$. Una segunda referencia para comparación se encuentra en Sozzi *et al.* (1999) en la que se presentan mediciones de R_n con una resolución temporal de un minuto durante 9 días en el mes de mayo de 1992 y once días en el mes de septiembre de 1993 en el Distrito Federal, que colinda al este de la zona de estudio. El rango de R_n en dicho trabajo para el primer período fluctúa entre 0 y $650 W \cdot m^{-2}$ (0 y $56 MJ \cdot m^2 \cdot día^{-1}$),

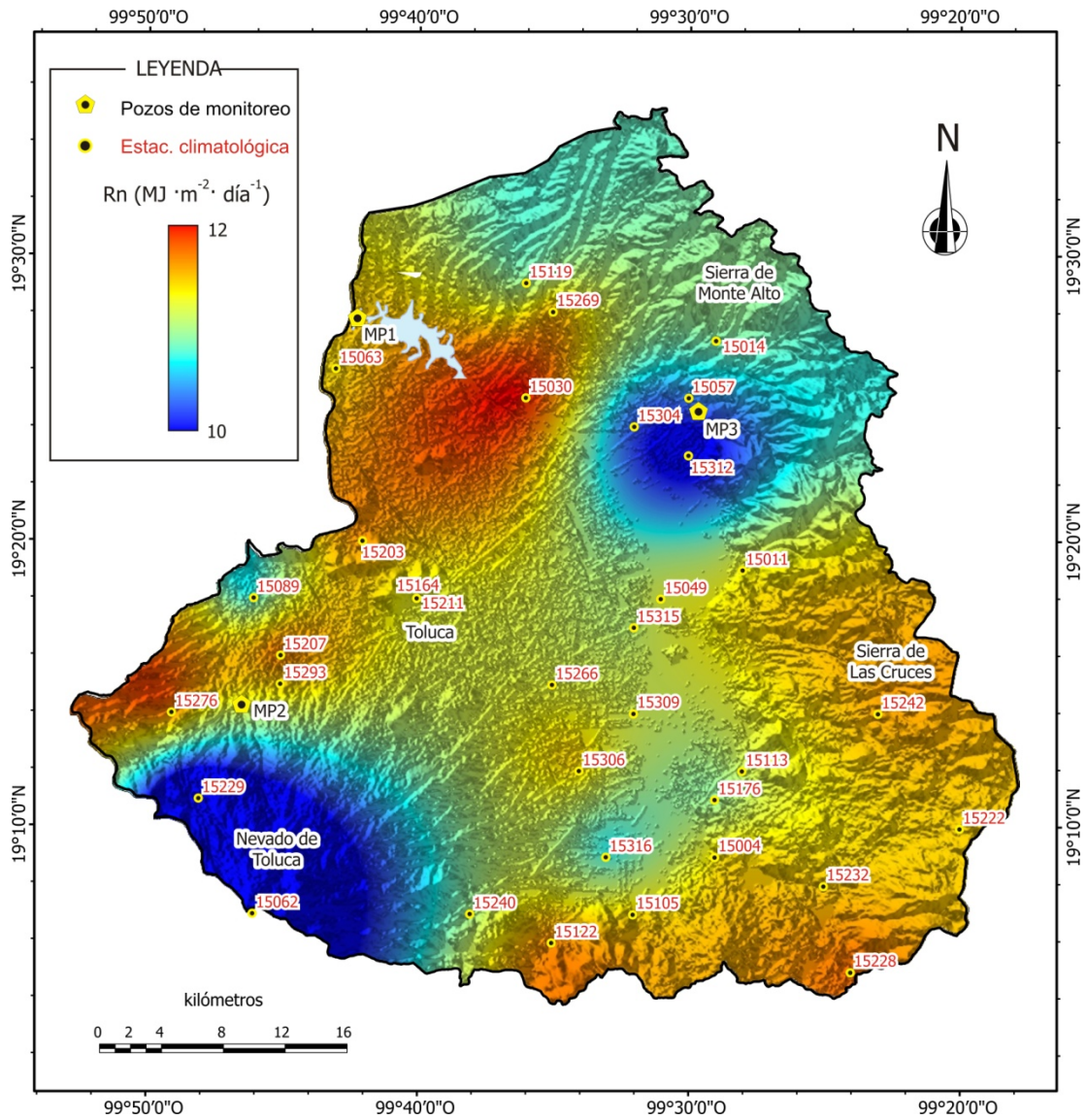


Figura 5.27 Distribución espacial de la radiación solar neta, R_n , promedio anual generada a partir de la interpolación de los valores de R_n mensuales en las estaciones meteorológicas mostradas usando el programa informático ETo calculator (FAO, 2012) para el período de 2002 a 2010. Fuente: elaboración propia.

con un promedio de $160 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($13.82 \text{ MJ} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{día}^{-1}$). El promedio ponderado de R_n para el valle de Toluca en esta tesis, correspondiente al mes de mayo, fue de $14.68 \text{ MJ} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{día}^{-1}$.

Para el segundo período el intervalo de valores de Sozzi *et al.* (1999) es aproximadamente de 0 a $500 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (0 y $43.2 \text{ MJ} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{día}^{-1}$) con un promedio de $94 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($8.12 \text{ MJ} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{día}^{-1}$); mientras que para el valle de Toluca, en esta tesis, su cálculo fue de $11.68 \text{ MJ} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{día}^{-1}$. Al comparar los resultados de esta parte es necesario considerar que aunque la R_n está relacionada con la radiación solar, son parámetros distintos.

Como se mencionó antes, la Ecuación 5.14 que define la *ETR* calculada en esta tesis contiene, además de los parámetros ya examinados, tres constantes que deben ser calibradas con datos provenientes del campo. Según se expuso en la sección 5.3.2.2, los valores de dichas constantes se determinaron a partir de la calibración del modelo numérico con el contenido de humedad medido en los tres pozos de monitoreo, resultando en los valores: $a_0 = 0.1308$, $a_1 = 0.432$ y $a_2 = 0.0036$. De este modo, se tienen todos los datos para aplicar la Ecuación 5.14 en la determinación de *ETR* en toda la cuenca del valle de Toluca, cuya distribución espacial se muestra en la Figura 5.28. Al comparar los resultados obtenidos en este estudio con el trabajo de Wang *et al.* (2007), se puede observar la semejanza en los valores de a_0 , a_1 y a_2 . Para dicho trabajo, los valores reportados de estas constantes fueron: $a_0 = 0.106$, $a_1 = 0.49$ y $a_2 = 0.0039$. En ambos casos se puede notar que el *NDVI* tiene una mayor ponderación sobre *ETR*.

En la *ETR* mostrada en la Figura 5.28 se puede apreciar que en las zonas urbanas la *ETR* es menor que en el resto del valle central; lo cual es una consecuencia de la menor densidad de vegetación que transpire el agua. Por el contrario, en la parte noroeste de la cuenca, en la periferia del parteaguas, la *ETR* es mayor, a pesar de que la temperatura es menor. Si bien es cierto que en dicha zona la evaporación es menor, el valor neto de esta variable se compensa al considerar que la transpiración es mayor, como consecuencia de la densidad vegetal de las regiones boscosas.

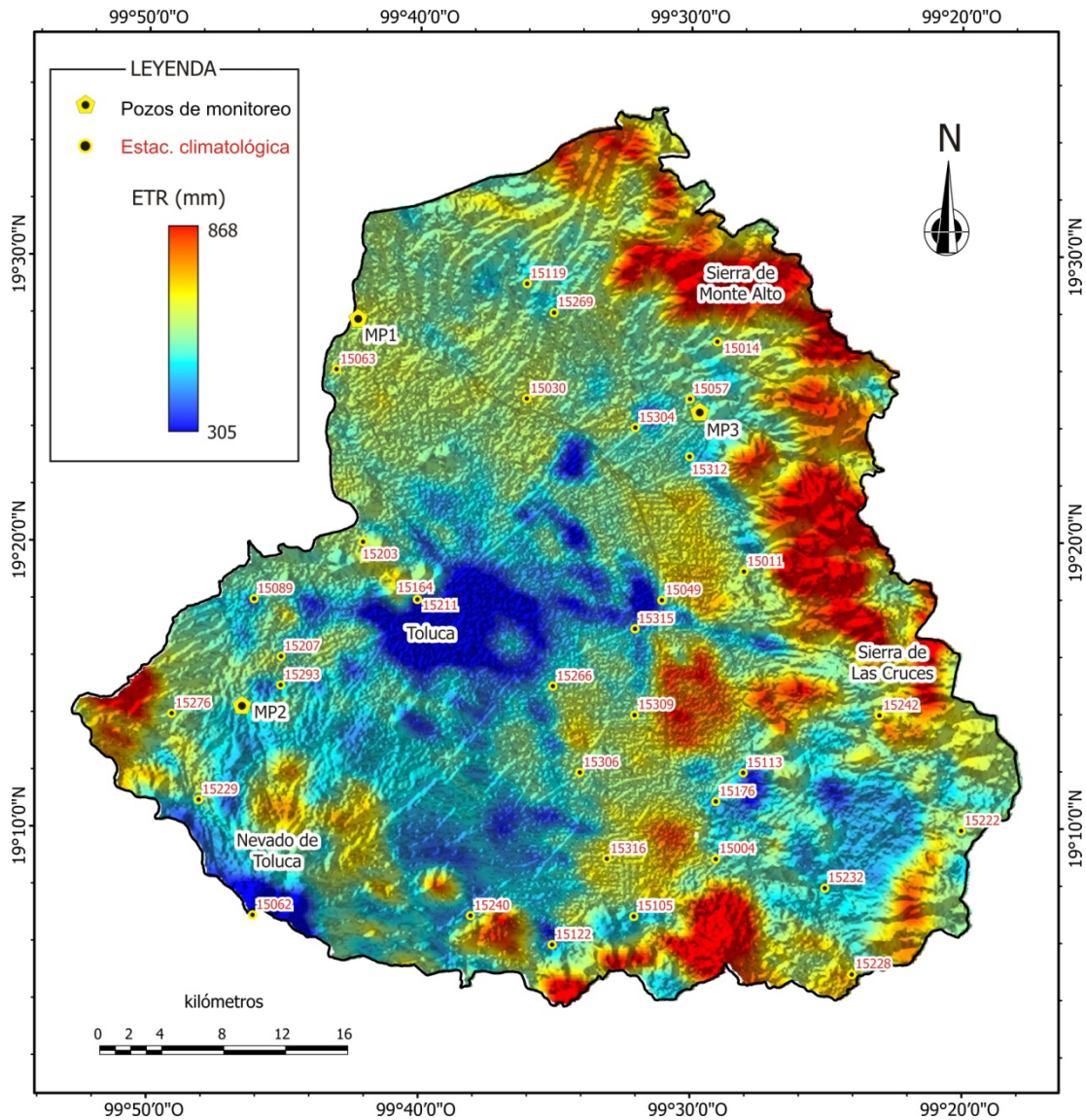


Figura 5.28 Distribución de la evapotranspiración real, ETR, en el valle de Toluca calculado a partir de la Ecuación 5.14 cuyos coeficientes de ajuste, a_0 , a_1 y a_2 , se calibraron a partir de las mediciones de los instrumentos en los tres pozos de monitoreo de este trabajo. Fuente: elaboración propia.

5.3.3.3 Estimación de la escorrentía Superficial, Q

En la búsqueda de estaciones cercanas a los pozos de monitoreo se localizaron dos estaciones hidrométricas, cuyos números de identificación son: 12543, cercana al pozo Nevado y la 12373, cercana al pozo Zolotepec. En la Figura 5.29 se presenta su ubicación, además, se señalan las áreas de captura correspondientes a las dos estaciones seleccionadas. Puesto que entre los factores determinantes en la tasa de escurrimiento superficial son la cobertura y el uso del suelo, también se indican estos de acuerdo a la CONABIO (2002). En la leyenda se observa que se clasifican en 7 tipos, entre los cuales destacan por su extensión las áreas agrícolas, con $1,197.7 \text{ km}^2$, lo que representa un 56.85 % del área total de la cuenca ($2,116.8 \text{ km}^2$). Los demás porcentajes, así como sus respectivos valores de K (Ecuación 5.19), se presentan en la última columna de la Tabla 5.9.

Al analizar las series de datos del caudal en las estaciones hidrométricas, se encontró que carecían de una gran cantidad de datos. A pesar de esto, se halló que uno de los años con registros completos en ambas estaciones fue el año hidrológico comprendido entre 1964 y 1965. Al calcular sus proporciones de precipitación-escorrentía, resultó que la escorrentía superficial, Q , representa un 21 % de la precipitación en el área de captura asociada al pozo Nevado; mientras que para el área de captura que contiene al pozo Zolotepec, se tiene un porcentaje de escorrentía del 13 %. Con estos valores, se calibraron los valores de K consignados en la Tabla 5.9; resultando en un 17 % de escorrentía en la zona del pozo de Zolotepec y en un 11% para el pozo del Nevado. No fue posible obtener exactamente los mismos porcentajes porque ambas zonas comparten coberturas vegetales similares. Asimismo, es necesario respetar los rangos para cada valor impuestos por la *NOM-CNA-2000*.

Además de que la cobertura vegetal ha cambiado en desde que se tomaron esas lecturas, existe otra razón por la que cabe esperar que los porcentajes de escorrentía sean ligeramente distintos: la relación entre precipitación y escorrentía no es lineal, como se ilustra en la Figura 5.30.

Al comparar las gráficas resultantes de aplicar el método del número de curva SCS (1985) (Ecuaciones 5.20 a 5.22), se observa que dicho modelo no es aplicable para

reproducir el régimen de precipitación-escorrentía en las zonas de captura identificadas en la Figura 5.29. A fin de unificar las unidades de medida, en dichas gráficas se han convertido los resultados de las Ecuaciones 5.20 a 5.22 para expresarlos en *mm*, en lugar de *in*. Dada la variabilidad de la relación precipitación - escorrentía manifiesta en ambas zonas, es lógico esperar que existan variaciones para diferentes años hidrológicos.

Al emplear el principio del método de la NOM-CNA-2000 (DOF, 2002) con los valores de *K* de la Tabla 5.9, se obtuvo la distribución espacial de la escorrentía como se ilustra en la Figura 5.31. Se puede apreciar que alcanza sus valores máximos en suelos cuya cobertura corresponde a “zonas urbanas” y a “Pastizal - área agrícola”. En este punto conviene indicar que la escala de la carta de uso de suelo empleada para estos resultados tiene una escala de 1 a 250 000 (CONABIO, 2002) y que no está actualizada. Sin embargo, de existir una actualización de dicha carta, la metodología para su cálculo sería exactamente la misma que el procesamiento que se usó en esta.

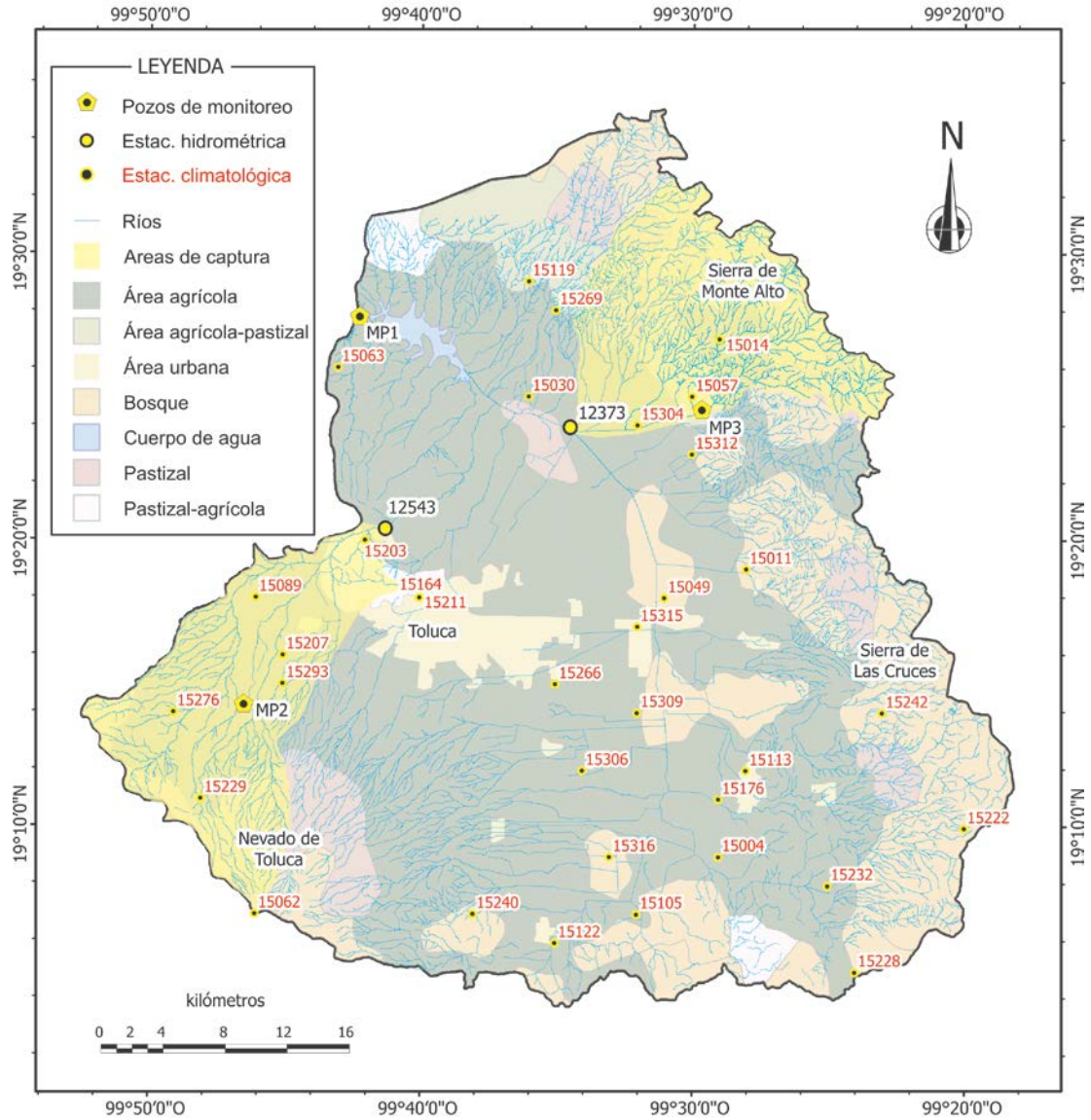


Figura 5.29 *Uso del suelo en la cuenca del valle de Toluca. Además, se indica la ubicación de los pozos de monitoreo de este proyecto, así como las estaciones hidrométricas en los puntos de salida de sus respectivas áreas de captura identificadas en amarillo. Fuente: elaboración propia.*

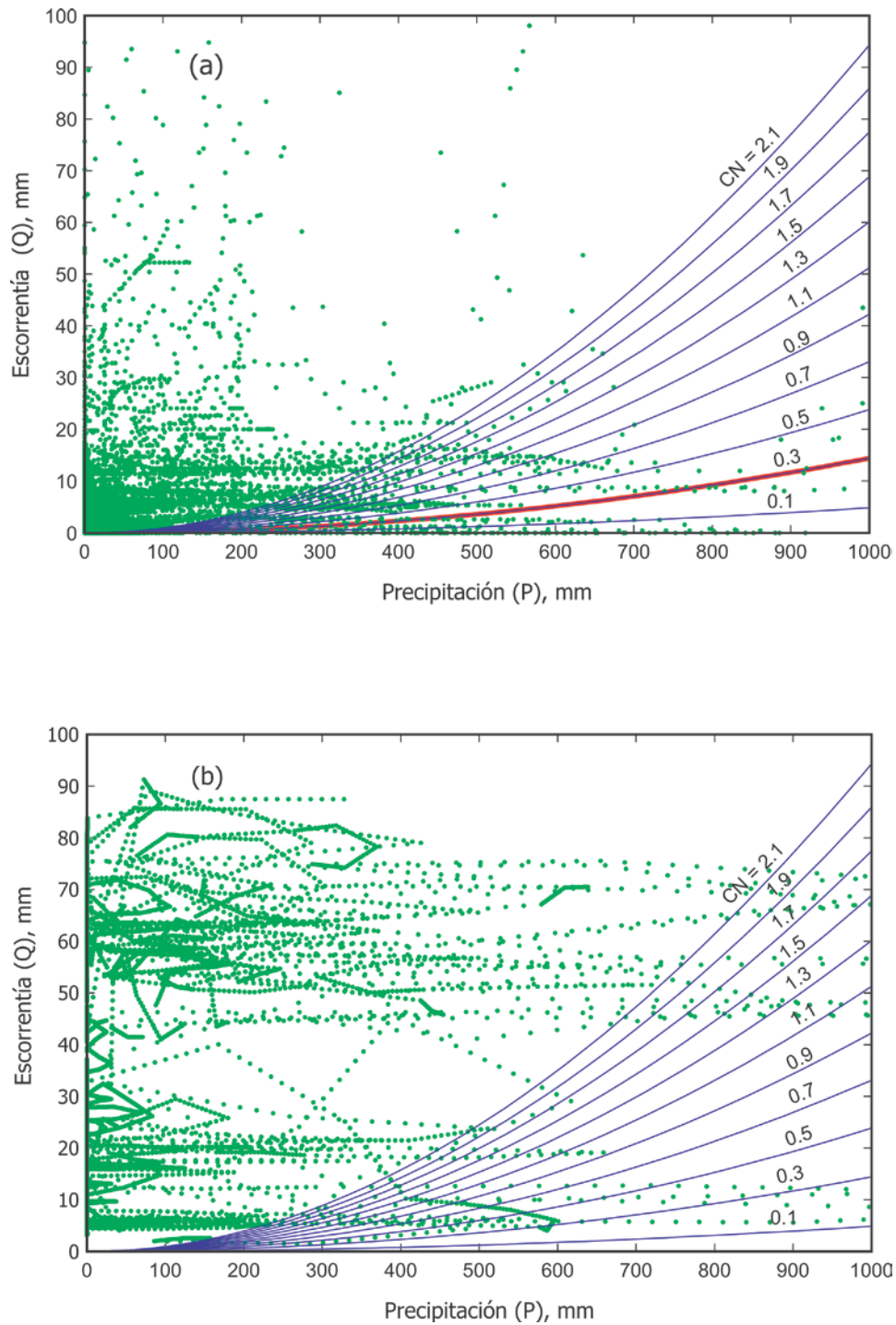


Figura 5.30 Relación entre la escorrentía, Q , versus la precipitación, P , en las estaciones hidrométricas (a) 12543 y (b) 12373 desde octubre del año 1964 hasta septiembre de 1965. Además, se superponen las gráficas resultantes de aplicar el método del número de curva SCS (1985) (Ecuaciones 5.20 a 5.22). Fuente: elaboración propia.

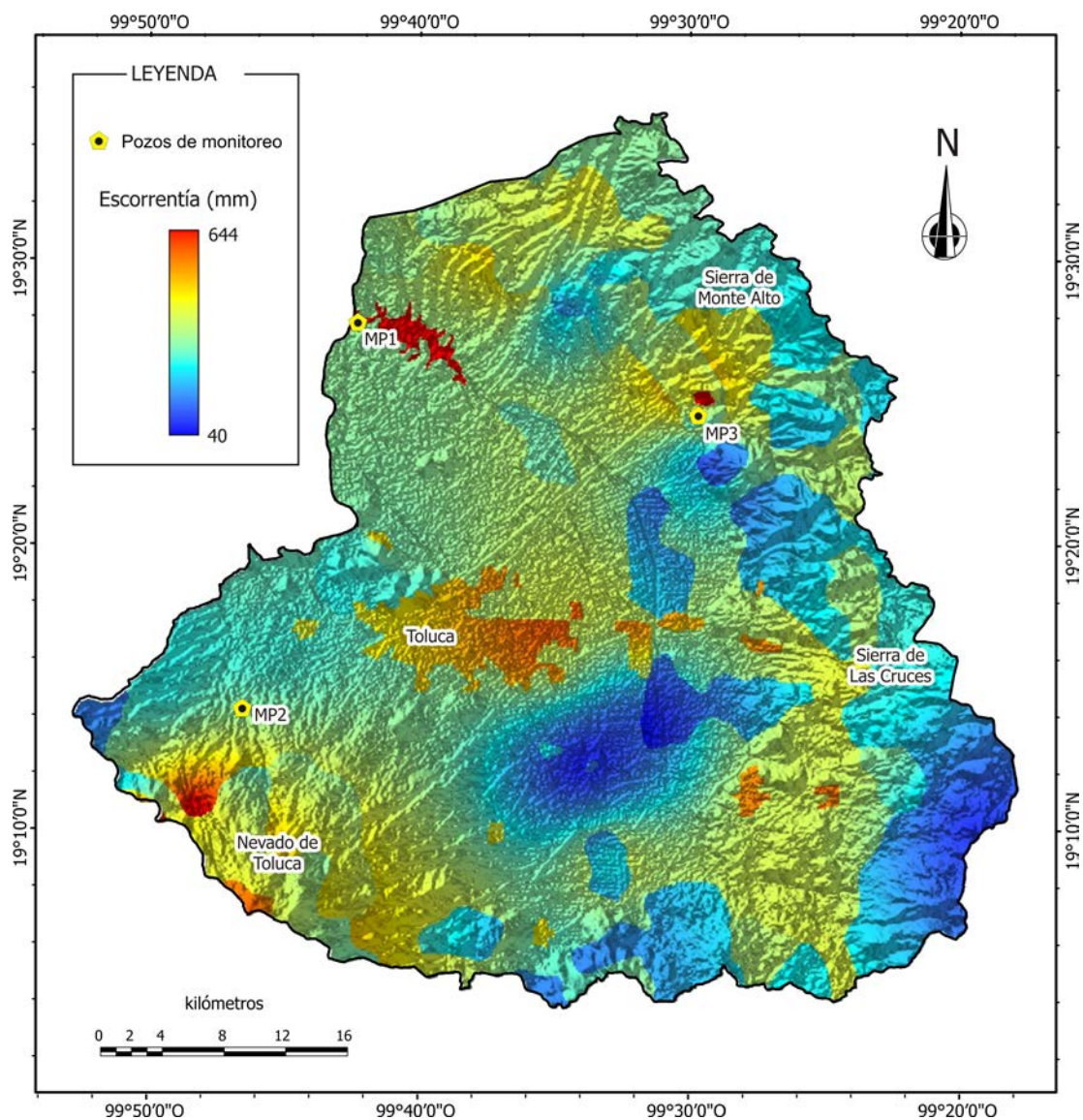


Figura 5.31 Distribución de la escorrentía promedio anual, Q , en el valle de Toluca indicando la localización de los pozos de monitoreo. Fuente: elaboración propia.

Tabla 5.9 Coeficientes empleados para el cálculo de la escorrentía por el método de la NOM-CNA-2000.

| Uso Suelo | Area, km^2 | % cuenca | K |
|--------------------------|--------------|----------|------|
| Área agrícola | 1,197.7 | 56.85 | 0.27 |
| Bosque | 553.9 | 26.29 | 0.22 |
| Pastizal | 143.8 | 6.83 | 0.25 |
| Área urbana | 80.8 | 3.84 | 0.33 |
| Área agrícola - pastizal | 79.2 | 3.76 | 0.24 |
| Pastizal - área agrícola | 52.0 | 2.47 | 0.26 |
| Cuerpo de agua | 9.3 | 0.44 | 1 |
| Todos | 2,116.8 | 100 | |

5.3.3.4 Determinación de la recarga potencial en la cuenca del valle de Toluca, R

En la Figura 5.32 se presentan los resultados de la recarga potencial en el valle de Toluca, calculado a partir de las componentes de la Ecuación 5.12 que se han expuesto en este capítulo. Para su discusión, se ha superpuesto como una transparencia a una ortofoto del INEGI. Además, se incluye la distribución de los pozos de extracción del agua que se emplea en la cuenca del valle de Toluca, así como los del Sistema Cutzamala que bombean agua al Distrito Federal que se localizan al oeste del valle de Toluca.

El promedio de la lámina de recarga de la Figura 5.32 es de $103 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$, que al multiplicarse por el área de la zona de estudio, $2,116.76 \text{ km}^2$, resulta en $218.03 \text{ Mm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. En esta figura se puede apreciar que las zonas predominantes de recarga ocurren, en orden descendente de magnitud, en la Sierra de Monte Alto, el Nevado de Toluca y en la Sierra de las Cruces. Además, los valores menores de recarga tienen lugar en el valle.

Sin embargo, al observar con detenimiento las magnitudes de la recarga en la parte central del valle (Figura 5.32), se aprecian algunas zonas al noroeste de la ciudad de Toluca que, al compararlas con la ortofoto que está debajo de esas zonas, corresponden con

poblaciones que no tienen la misma extensión que en la carta de uso de suelo (Figura 5.29). Esta discrepancia afecta a dos componentes de la Ecuación 5.12: ETR y Q . En el caso de la ETR , el parámetro relacionado con esta contradicción es $NDVI$; que sí es capaz de detectar las poblaciones mencionadas. En consecuencia, el cálculo de ETR indica que en esas zonas hay una menor evapotranspiración, dada su ausencia de vegetación, lo cual es correcto. Sin embargo, en el cálculo de la escurrentía, Q , se asume que esas zonas son de uso agrícola, donde en realidad existen asentamientos de poblaciones rurales o urbanas. Esta discrepancia tiene como consecuencia una sobreestimación local de la recarga, con una magnitud que oscila entre 80 y 145 mm.

Aunque no se empleó como un parámetro de calibración o de ajuste, la distribución de los pozos de extracción de agua potable (Figura 5.32) ratifica que los resultados son consistentes. Se puede apreciar que la mayor densidad de pozos de extracción del Sistema Cutzamala, coinciden con las zonas de recarga, al oeste del valle. En las zonas de recarga que se encuentran en la zona montañosa no se advierte la presencia de pozos de extracción, debido a que la profundidad del nivel freático es mucho mayor que en el valle. Por ejemplo, en el pozo Nevado, el nivel freático más cercano a la superficie del suelo se encuentra a unos 70 metros de profundidad.

Al comparar los resultados de este trabajo con otros similares, se puede ver que las magnitudes están dentro de un rango de coincidencia aceptable. Por ejemplo, la tendencia general, en la que la recarga ocurre principalmente en la periferia de la cuenca, es la misma que la observada en la Figura 5.3, de Calderhead *et. al* (2012). En el citado estudio, en el cálculo de la recarga se empleó el programa informático *Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP3)* (Schroeder *et al.*, 1994), que estima la recarga potencial total en una cuenca mediante la suma de la recarga de zonas homogéneas. En cuanto a los parámetros de entrada al modelo, incluyen datos meteorológicos, propiedades del suelo y de cobertura vegetal. A pesar de que consideró la distribución espacial de los parámetros anteriores, la calibración del modelo de Calderhead *et. al* (2012) se realizó mediante un proceso de prueba y error. En el mismo artículo, se reconoce la dificultad de la estimación de la escurrentía, y por ende de la recarga, por otros métodos, dada la heterogeneidad climática, espacial, de cobertura vegetal y en los tipos de suelo.

En ese mismo trabajo, se presenta un resumen de los cálculos de la recarga reportados oficialmente por la CONAGUA. En éstos, el rango de la recarga *total*, durante el período comprendido entre los años 1970 y 1999, oscila de $270 \text{ Mm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ a $470 \text{ Mm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$, con un promedio de $376.2 \text{ Mm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. Puesto que lo que se calcula en este trabajo no es la recarga *total*, sino la recarga potencial, es razonable que su magnitud sea menor, con un promedio de $218.03 \text{ Mm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$, para el período comprendido entre los años 2002 y 2010. La diferencia de $158.17 \text{ Mm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ puede explicarse si se considera que en la recarga total se deben considerar, además de la recarga potencial, las fugas en las redes de distribución de agua potable, la recarga artificial y otras componentes, como la recarga horizontal. Otra razón que explica que el cálculo de la recarga de este trabajo sea menor que para el reportado por la CONAGUA (2009), es la diferencia en las áreas consideradas. Como se explicó en el capítulo uno, en el polígono oficial del límite del acuífero, se considera un área de $2,738 \text{ km}^2$; mientras que el área de estudio de este trabajo es de $2,116.76 \text{ km}^2$. Esta diferencia en los límites obedece a que en esta tesis se empleó el parteaguas natural de la cuenca con base a los datos de elevación del terreno, en lugar de limitar la zona de acuerdo a criterios legales. Además, se debe tomar en cuenta que la recarga es un fenómeno que responde a la precipitación; misma que presenta variaciones en todos los años, como se ilustra con los resultados de la Tabla 5.7.

Otros factores que hay que considerar al comparar la recarga determinada en este trabajo respecto a la de otros estudios, es analizar el método por el cual se calculan. Por ejemplo, en las determinaciones de la disponibilidad media anual realizadas por la CONAGUA en el valle de Toluca basadas en la NOM-CNA-2000 (DOF, 2002), emplean una ecuación de balance hídrico aplicado al agua subterránea definida como:

$$\text{Entradas} - \text{Salidas} = \Delta S \quad (5.24)$$

En donde el cambio en el almacenamiento, ΔS , incluye como una de sus componentes la extracción por bombeo, el coeficiente de almacenamiento y el cambio en el nivel freático. En lo que respecta al bombeo, debe emplear el volumen de agua concesionado para extracción de los pozos incluidos en el Registro Público de Derechos de Agua (REPDA);

por lo que este ejercicio se convierte en una estimación legal, no en el cálculo de la extracción real.

A este respecto, en el periódico mexicano Portal (20 de noviembre de 2011), se reportó que “la Comisión Permanente del Congreso de la Unión solicitó a la CONAGUA información detallada sobre cuántas tomas y pozos irregulares existen en el país, su estatus y las acciones que se están realizando para erradicar este problema”, pues hasta la fecha del reportaje se afirmó que “ninguna autoridad en todo el país cuenta con datos precisos sobre el agua potable que se consume en la República Mexicana, debido a que un gran porcentaje del agua proviene de tomas y pozos instalados de manera clandestina”. La magnitud de esos pozos clandestinos es significativa, pues, tan solo en el Distrito Federal, se estima que resulta en pérdidas de hasta 460 millones de pesos anuales, según precisó la misma fuente. Puesto que la recarga es la incógnita que se resuelve al final de la ecuación del balance como componente de la variable *Entradas* de la Ecuación 5.24, para mantener la igualdad, si el bombeo está subestimado, eso implica que la recarga está sobrestimada.

Más aún, la complejidad del acuífero del valle de Toluca no permite aplicar un solo coeficiente de almacenamiento. Sin embargo, en el informe de la CONAGUA (2009) más reciente al momento de escribir esta tesis (2012), se calcula el cambio en el almacenamiento de la siguiente manera: “para el período 1985-1990 se determinó una evolución media de 14 *m* en el período y para 1984-1996 de 12 *m*, que aplicados al área de unos 1,900 *km*², resulta un volumen drenado de 1,900 millones de *m*³ anuales, con un coeficiente de almacenamiento de 0.045, el volumen proveniente a costa del almacenamiento es de 85.5 *Mm*³ anuales.”. En vista de las consideraciones anteriores, ha de ejercerse precaución al considerar la validez de las estimaciones de los reportes oficiales estimados con tales simplificaciones.

Para los detalles de las componentes del balance aquí expuestas, en el Apéndice G se incluyen en formato *SIG* los rásters mensuales, producto de los cálculos aquí descritos para que el lector pueda hacer las consultas o los análisis que considere pertinentes.

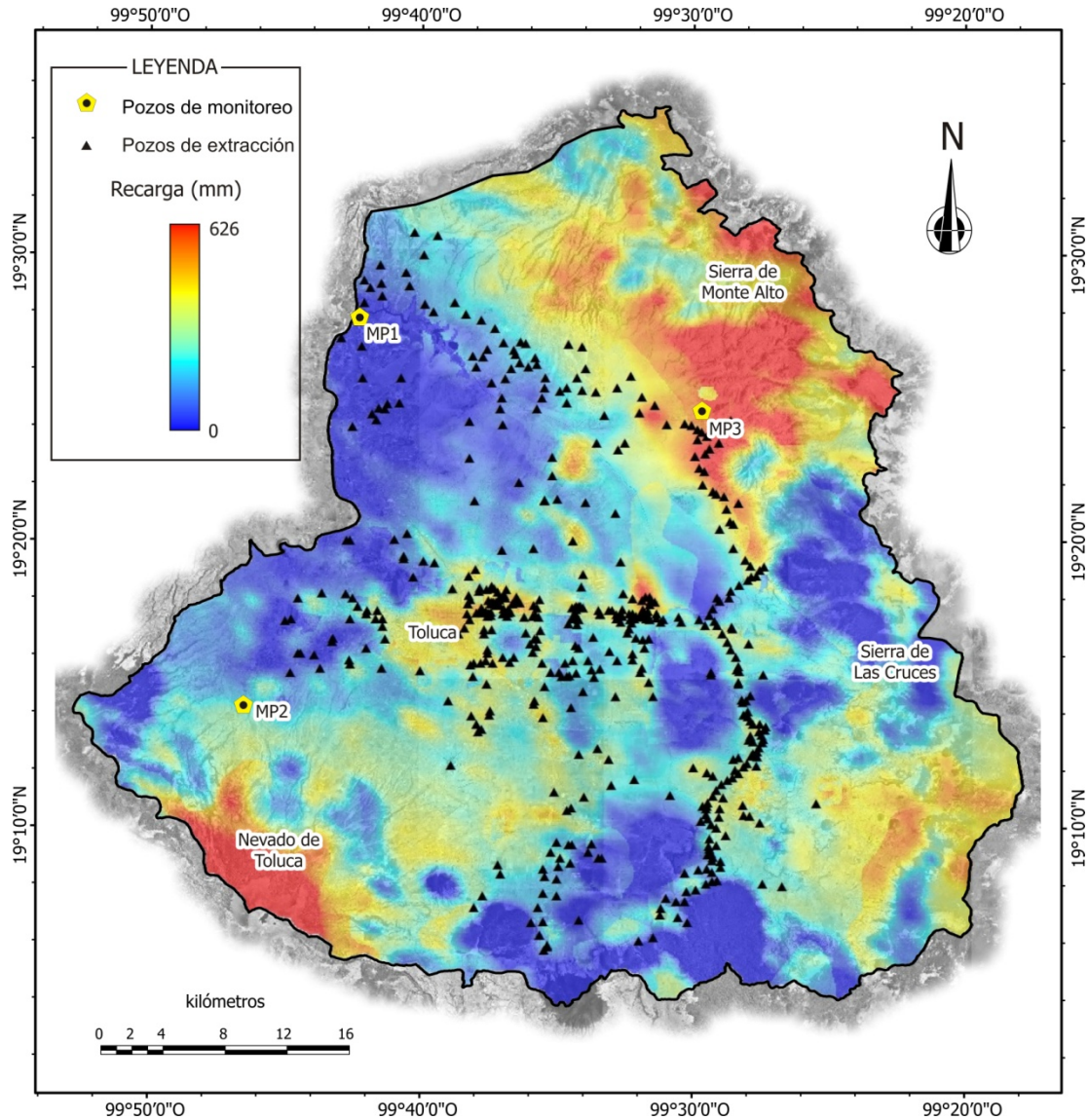


Figura 5.32 Distribución de la Recarga promedio anual, R , en el valle de Toluca calculado a partir de las componentes de la Ecuación 5.12 determinadas a partir de las mediciones de los instrumentos en los tres pozos de monitoreo de este trabajo, sus correspondientes modelos de flujo en la zona vadosa, de datos hidrometeorológicos históricos y del NDVI medido por el satélite TERRA. También se muestra la distribución de los pozos de extracción. Fuente: elaboración propia.

5.4 CONCLUSIONES

Al comparar los resultados obtenidos puntualmente, empleando los resultados de la recarga a partir de pozos de monitoreo, con el método de balance hídrico en todo el valle de Toluca, se advierte que ambos resultados concuerdan entre sí. En lugar de considerarlas como dos metodologías por separado, es necesario ver cómo se complementan entre sí.

Las mediciones de los equipos instalados en los tres pozos de monitoreo, permitieron calibrar algunos parámetros puntuales, cuya aplicación se extendió espacialmente al resto del valle de Toluca. Un ejemplo representativo se ilustra en las constantes empleadas para el cálculo de la *ETR* a partir del *NDVI*. Esta aplicación permite aprovechar los recursos tecnológicos, así como obtener las ventajas que ofrece el monitoreo remoto realizado por satélites, a través de la calibración con datos locales. Esta armonía entre datos puntuales y regionales extiende las posibilidades que ofrece el monitoreo remoto.

Las lecturas almacenadas en la memoria de los equipos instalados en tres pozos del valle de Toluca mostraron una consistencia puntual entre sí en las distintas profundidades en las que fueron instalados. Su capacidad para transferir sus datos mediante un enlace de telefonía celular a Internet, optimiza significativamente los costos logísticos inherentes a las campañas de medición en el campo.

Desde una perspectiva académica, los datos aportados por los equipos desarrollados en esta tesis, incorporados en un modelo numérico de flujo de agua desarrollado en *Hydrus-ID*, permitieron verificar cuantitativamente la suposición de un gradiente de carga unitario. Se verificó, mediante la simulación del flujo de agua en los tres pozos de monitoreo, que la suposición de un gradiente de carga unitario, empleada en numerosos trabajos, aporta un entendimiento cualitativo de la tendencia del sistema a experimentar un decremento de la influencia del gradiente de presión a medida que la profundidad aumenta; sin embargo, cuantitativamente no aporta indicio a partir del cual se pueda determinar desde qué profundidad esa suposición es correcta. Esto refuerza la necesidad de contar con instrumentación como la que se describió en este trabajo para medir las variables involucradas en el proceso de flujo de agua en la zona no saturada.

Lo anterior plantea la necesidad de actualizar la reglamentación para el cálculo de la disponibilidad de agua subterránea, de tal modo que los cálculos de sus componentes no sean un ejercicio legal, sino un reflejo más preciso de la realidad. Dada la heterogeneidad del acuífero del valle de Toluca, y de otros sistemas similares en la República Mexicana, se recomienda realizar estudios para determinar la localización y densidad de estaciones de monitoreo geohidrológico de tal modo que resulte posible obtener datos de la zona vadosa con la suficiente resolución espacial y temporal.

REFERENCIAS

- Alam M. y Rogers D. H., 1997, Irrigation Management series, Tensiometer use in scheduling irrigation. Kansas State University: KSTATE.
- Allen R. G., Pereira L. S., Raes D. y Smith M., 1998, Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*,(56),300.
- Beldring S., 2002, Multi-criteria validation of a precipitation-runoff model, *Journal of Hydrology*,257 (2002),189-211.
- Boer E. P. J., de Beurs K. M. y Hartkamp A. D., 2001, Kriging and thin plate splines for mapping climate variables, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*,2001 (2),146-154.
- Boulet G., Chehbouni A., Braud I., Vauclin M., Haverkamp R. y Zammit C., 2000, A simple water and energy balance model designed for regionalization and remote sensing data utilization, *Agricultural and Forest Meteorology*,105 (1-3),117-132.
- Calderhead A. I., Martel R., Garfias J., Rivera A. y Therrien R., 2012, Pumping dry: an increasing groundwater budget deficit induced by urbanization, industrialization, and climate change in an over-exploited volcanic aquifer, *Environ Earth Sci*,66 1753-1767.
- Campos-Aranda D. F., 2006, Aplicación del cociente de sequedad en la República Mexicana, *Tlálloc AMH*,36 (1),13-23.
- Celia M. A. y Binning P., 1992, A mass conservative numerical solution for two-phase flow in porous media with application to unsaturated flow, *Water Resour. Res.*,28 (10),2819-2828.
- Cherkauer D. S., 2004, Quantifying Ground Water Recharge at Multiple Scales Using PRMS and GIS, *Ground Water*,42 (1),97-110.

- Cherkauer D. S. y Ansari S. A., 2005, Estimating ground water recharge from topography, hydrogeology, and land cover, *Ground Water*, 43 (1),102-112.
- Chiocchini U., Castaldi F., Barbieri M. y Eulilli V., 2010, A stratigraphic and geophysical approach to studying the deep-circulating groundwater and thermal springs, and their recharge areas, in Cimini Mountains–Viterbo area, central Italy, *Hydrogeology Journal*,18 (6),1319-1341.
- CONABIO. 2002. Uso de suelo y vegetación de INEGI agrupado por CONABIO, Escala 1:250,000. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.
- CONAGUA, 2009, Actualización de la disponibilidad media anual de aguas subterránea. Acuífero (1501) Valle de Toluca. Comisión Nacional del Agua. Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas.
- Coutagne, A. 1954. Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. *La Houille Blanche*, 360-369.
- de Boor C., 1978, *A Practical Guide to Splines*, Springer-Verlag.
- Dehghani Sanij, HD., Yamamoto, T., Velu, R. 2003. Assessment of evapotranspiration estimation model for use in semi-arid environment. *Agric Water Manag*, 64 (2), pp. 91-106.
- Delin G. N., Healy R. W., Lorenz D. L. y Nimmo J. R., 2007, Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA, *Journal of Hydrology*,334 (1-2),231-249.
- DOF, 2002, NORMA Oficial Mexicana NOM-011- CNA-2000, Conservación del recurso agua que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales. *Diario Oficial de la Federación*.
- Doorrenbos y Pruitt. 1977. Guidelines of predicting crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper No. 24*. Food and Agricultural Organization of United Nations, Rome, Italy. 143 p.
- Esteller M. V. y Andreu J. M., 2005, Anthropogenic effects on hydrochemical characteristics of the Valle de Toluca aquifer (central Mexico), *Hydrogeology Journal*, 13 (2),378-390.
- FAO, 2012, The ETo Calculator. Evapotranspiration from a reference surface. Reference Manual Version 3.2 September, 2012. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Land and Water Division. FAO, Via delle Terme di Caracalla, 00153 Rome, Italy.

- Hancox J., Gárfias J., Aravena R. y Rudolph D., 2010, Assessing the vulnerability of over-exploited volcanic aquifer systems using multi-parameter analysis, Toluca Basin, Mexico, *Environmental Earth Sciences*, 59 (8),1643-1660.
- Harmel R. D. y Smith P. K., 2007, Consideration of measurement uncertainty in the evaluation of goodness-of-fit in hydrologic and water quality modeling, *Journal of hydrology*, 337 326-336.
- Healy R. W. y Cook P. G., 2002, Using groundwater levels to estimate recharge, *Hydrogeology Journal*, 10 (1), 91-109.
- INEGI. 2000. Conjunto de datos vectoriales - Geología, Escala 1:250,000. Formato: shape. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- INEGI. 2009. Mexico Orto. WMS service. http://antares.inegi.gob.mx/cgi-bin/map4/mapserv_orto?
- Krause P., Boyle D. P. y Bäse F., 2005, Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment, *Adv. Geosci.*,5 89-97.
- Lappala, E. G.; Healy, R. W. y Weeks, E. P., 1987. Documentation computer program VS2D to solve the equations of fluid flow variably saturated porous media: U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report 83-4099.
- Legates D. y McCabe G. J., 1999, Evaluating the use measures in hydrologic and hydroclimatic model validation, *Water Resources Research*,35 (1), 233-241.
- Nagler P. L., Glenn E. P., Hinojosa-Huerta O., Zamora F. y Howard K., 2008, Riparian vegetation dynamics and evapotranspiration in the riparian corridor in the delta of the Colorado River, Mexico, *Journal of Environmental Management*, 88 (4),864-874.
- Maidment, D.R. 1992, *Handbook of Hydrology*. Mc Graw-Hill, New York.
- MacMillan G., 2007, Comment on the report “Significance of enhanced infiltration due to groundwater extraction on the disappearance of a headwater lagoon system: Toluca Basin, Mexico” by D.L. Rudolph, R. Sultan, J. Garfias, R.G. McLaren. *Hydrogeology Journal* (2006) 14(1–2):115–130, *Hydrogeology Journal*,15 (4), 823-826.
- Misstear B. D. R., Brown L. y Johnston P. M., 2009, Estimation of groundwater recharge in a major sand and gravel aquifer in Ireland using multiple approaches, *Hydrogeology Journal*,17 (3),693-706.
- Monteith, S.L. 1965. *Evaporation and Environment*. Symp. Soc. Exp. Biol. 19, 205-224.
- Monteith, J.L. 1973. *Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold, London.

- Nimmo J., Healy R. y Stonestrom, 2005, Aquifer Recharge, Encyclopedia of Hydrological Sciences. Anderson, M.G. p.2237-2238.
- Richards, L. A., 1931, Capillary Conduction of Liquids Through Porous Medium: Journal of Physics, 1:318-333.
- Rimon Y., Dahan O., Nativ R. y Geyer S., 2007, Water percolation through the deep vadose zone and groundwater recharge: Preliminary results based on a new vadose zone monitoring system, Water Resources Research, 43 (5),
- Romano E. y Giudici M., 2007, Experimental and modeling study of the soil-atmosphere interaction and unsaturated water flow to estimate the recharge of a phreatic aquifer, Journal of Hydrologic Engineering, 12 (6), 573-584.
- Rushton K. R., Eilers V. H. M. y Carter R. C., 2006, Improved soil moisture balance methodology for recharge estimation, Journal of Hydrology, 318 (1-4), 379-399.
- Scanlon B. R., Healy R. W. y Cook P. G., 2002, Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge, Hydrogeology Journal, 10 (1), 18-39.
- Scanlon B. R., Keese K. E., Flint A. L., Flint L. E., Gaye C. B., Edmunds W. M. y Simmers I., 2006, Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions, Hydrological Processes, 20 (15), 3335-3370.
- SCS, 1985, National Engineering Handbook. Section 4-Hydrology. Washington, D.C.
- Schaap M. G., Leij F. J. y van Genuchten M. T., 2001, Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions, Journal of Hydrology, 251 (3-4), 163-176.
- Schwartz B. F. y Schreiber M. E., 2009, Quantifying potential recharge in mantled sinkholes using ERT, Ground Water, 47 (3), 370-381.
- Schroeder P. R., Dozier T. S., Zappi P. A., B.M M., Sjostrom J. W. y Peyton R. L., 1994, The hydrologic evaluation of landfill performance (HELP3) model: engineering documentation for version 3. Environmental Protection Agency (EPA).
- Šimůnek J. y Hopmans J. W., 2009, Modeling compensated root water and nutrient uptake, Ecological Modelling, 220 (4), 505-521.
- Singandhupe R. B. y Sethi R. R., 2005, Estimation of reference evapotranspiration and crop coefficient in wheat under semi-arid environment in India, Archives of Agronomy and Soil Science, 51 (6), 619-631.
- SMN, 2012, Climatología/Temperatura y precipitación., anual. http://smn.cna.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=12&Itemid=77: Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

- Sozzi R., Salcido A., Flores R. S. y Georgiadis T., 1999, Daytime net radiation parameterisation for Mexico City suburban areas, *Atmospheric Research*,50 (1),53-68.
- Stahl K., Moore R. D., Floyer J. A., Asplin M. G. y McKendry I. G., 2006, Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density, *Agricultural and Forest Meteorology*,139 (3-4),224-236.
- Stoer J. y Bulirsch R., 2002, *Introduction to Numerical Analysis*, Springer Verlag, New York.
- Tan S. B. K., Shuy E. B. y Chua L. H. C., 2007, Regression method for estimating rainfall recharge at unconfined sandy aquifers with an equatorial climate, *Hydrological Processes*,21 (25),3514-3526.
- Teegavarapu R. S. V. y Chandramouli V., 2005, Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records, *Journal of Hydrology*,312 (1-4),191-206.
- Turc, L. 1962. Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: A simple climatic formula evolved up to date. *Ann. Agron.*, 12, 13-49.
- USDA, 2004, *Soil Survey Laboratory Methods Manual*, 4 ed. Soil Survey Laboratory Investigations Report: United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service.
- van Genuchten M. T., 1980, Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, *Soil Science Society of America Journal*,44 (5),892-898.
- Wang K., Wang P., Li Z., Cribb M. y Sparrow M., 2007, A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of net radiation, vegetation index, and temperature, *J. Geophys. Res.*,112 (D15),1-14.
- Wendland E., Barreto C. y Gomes L. H., 2007, Water balance in the Guarani Aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring, *Journal of Hydrology*,342 (3-4),261-269.
- Xiong, J., B.N. Wenny, A. Wu, W.L. Barnes, y V.V. Salomonson. 2009. Aqua MODIS Thermal Emissive Band On-Orbit Calibration, Characterization, and Performance *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 47(3), 803-814.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El conocimiento del ciclo hidrológico es un requisito indispensable para la evaluación, planificación y el desarrollo de los recursos hídricos. Por esta razón, los estudios sobre los mecanismos del ciclo hidrológico, y sobre los balances hídricos de los acuíferos, han sido siempre uno de los temas esenciales de los programas de gestión de proyectos relacionados con la utilización, la conservación y la protección del agua. Aunque en general los planificadores tienen a menudo en cuenta la interacción de los diferentes procesos que componen el ciclo hidrológico, cuantificar la relación entre las mismas es tarea compleja que muchas veces lleva a grandes simplificaciones.

Por lo tanto, con el objeto de estimar la recarga potencial a partir de los datos procedentes del conjunto de equipos de monitoreo geohidrológico diseñados, construidos, instalados y operados en el marco de la presente investigación; esta tesis muestra el desarrollo metodológico que permite mejorar el conocimiento de los procesos que componen el ciclo hidrológico, así como el modo de describir más adecuadamente tales procesos, al mismo tiempo que presenta una propuesta tecnológica de bajo costo que puede ser implementada en casi cualquier país. En este sentido, de los resultados obtenidos durante el transcurso del estudio resultan las siguientes conclusiones y recomendaciones.

La instrumentación desarrollada a escala de laboratorio fue capaz de reproducir distintas condiciones del medio natural, de modo que presenta una solución a algunas de las necesidades actuales de la hidrogeología. Entre algunas de ellas se pueden citar: contar con instrumentación de bajo costo que permita la determinación de parámetros del medio a

estudiar, evitando así la incertidumbre inherente de emplear valores de la literatura; así como automatizar tareas que consumen mucho tiempo.

La calibración de los sensores de conductividad eléctrica y de los bloques de yeso de los equipos desarrollados en este trabajo, mostró una coincidencia similar a la de otros estudios, y las diferencias pueden ser atribuidas a algunos factores del proceso de manufactura. Los bloques de yeso, una vez calibrados, no requieren mantenimiento o recalibración en condiciones bajas de saturación de agua. La respuesta de los lisímetros mostró ser consistente con respecto a los datos de los bloques de yeso en las dos pruebas de infiltración que se reportaron en el capítulo 2 para mostrar las funciones de la columna de pruebas. Particularmente, en el segundo experimento reportado, la columna de pruebas mostró su capacidad para medir el contenido de agua, el potencial de succión y el flujo en condiciones de no saturación incorporados en el modelo *Hydrus-1D*. Los cinco indicadores de ajuste calculados mostraron una razonable concordancia entre los valores observados y los simulados.

De esta manera, se desarrolló una herramienta con un bajo costo, menor de 400 dólares, útil en el monitoreo del flujo en condiciones de no saturación. Entre algunos de los beneficios que aporta, son significativos los siguientes: incrementar la eficiencia de los modelos al emplear datos medidos, aumentar la resolución temporal de las mediciones, el mejor aprovechamiento del tiempo de los usuarios, así como disminuir los errores de medición que dependen de la experiencia o la subjetividad del investigador.

Una característica que distingue especialmente a los equipos desarrollados en esta tesis respecto a los comerciales, y a equipos similares empleados en otras investigaciones, tiene que ver con su capacidad para enviar los datos medidos a Internet. Algunos equipos costosos permiten al usuario descargar los datos en el campo de forma inalámbrica, pero exigen que una persona se traslade al campo para descargar los datos. En contraste con este esquema, los dispositivos de esta investigación permiten que el investigador desde cualquier parte del mundo pueda tener acceso a los datos medidos, prácticamente en tiempo real, lo que disminuye considerablemente los costos logísticos inherentes a cualquier campaña de medición.

Otro aporte técnico de los equipos de este trabajo consiste en que, durante la calibración de los bloques de yeso, se incluyó una compensación del efecto de la temperatura. Así, la variación en la conductividad eléctrica en los bloques de yeso no sólo incluyó el efecto del contenido de humedad, como lo hacen algunos dispositivos comerciales.

Las mediciones de los equipos instalados en los tres pozos de monitoreo, permitieron calibrar algunos parámetros puntuales, cuya aplicación se extendió espacialmente al resto del valle de Toluca. Un ejemplo representativo se ilustra en las constantes empleadas para el cálculo de la *ETR* a partir del *NDVI*. Esta aplicación permite aprovechar los recursos tecnológicos, así como obtener las ventajas que ofrece el monitoreo remoto realizado por satélites, a través de la calibración con datos locales. De este modo, este trabajo contribuye a la armonía complementaria entre datos puntuales y regionales, extendiendo así las posibilidades que ofrece el monitoreo remoto.

Desde una perspectiva académica, los datos aportados por los equipos desarrollados en esta tesis, incorporados en un modelo numérico de flujo de agua desarrollado en *Hydrus-ID*, permitieron verificar cuantitativamente la suposición de un gradiente de carga unitario. Se verificó, mediante la simulación del flujo de agua en los tres pozos de monitoreo, que la suposición del gradiente unitario, empleada en numerosos trabajos, aporta un entendimiento cualitativo de la tendencia del sistema a experimentar un decremento de la influencia del gradiente de presión a medida que la profundidad aumenta; sin embargo, cuantitativamente no aporta indicio alguno que indique a partir de qué profundidad es correcta esta suposición. Esto enfatiza la necesidad de contar con instrumentación como la que se describió en este trabajo para medir las variables involucradas en el proceso de flujo de agua en la zona no saturada, en lugar de hacer simplificaciones en las ecuaciones que rigen los procesos de la zona no saturada, producto de suposiciones que podrían carecer de validez en la realidad.

Lo anterior plantea la necesidad de actualizar la reglamentación para el cálculo de la disponibilidad de agua subterránea, de tal modo que los cálculos de sus componentes no sean un ejercicio legal, sino un reflejo más preciso de la realidad. Dada la heterogeneidad del acuífero del valle de Toluca, y de otros sistemas similares en la República Mexicana, se

recomienda realizar estudios para determinar la localización y densidad de estaciones de monitoreo geohidrológico de tal modo que resulte posible obtener datos de la zona vadosa con la suficiente resolución espacial y temporal para el cálculo de la disponibilidad del agua subterránea.

A nivel mundial se reconoce la importancia de contar con estaciones automáticas de monitoreo de parámetros meteorológicos. Sin embargo, también es patente la carencia de datos provenientes del subsuelo. En esta tesis se abordó con especial énfasis la cuantificación de un proceso que ocurre en la zona vadosa: la recarga. El esquema metodológico presentado mostró una forma de determinar su distribución espacial, sin embargo, en el futuro se puede refinar aún más su cálculo, mediante el uso de sistemas de teledetección para la estimación de algunas componentes de la ecuación del balance hídrico, tales como la precipitación y la radiación neta. De seguir esta línea de investigación, sigue siendo indispensable el uso de la instrumentación instalada en el campo, como la desarrollada en esta tesis, para calibrar los datos de teledetección.

Además, siguen en pie cuestiones que merecen consideración: ¿por qué seguir calculando la recarga indirectamente? ¿Por qué considerar a la zona vadosa como una caja negra? En la medida que se determinen *in situ* parámetros de la zona no saturada, mejorará el entendimiento de los procesos que la rigen, con la meta de aprovecharlos mejor, en aras de un manejo sustentable, no en detrimento de una de las fuentes de abastecimiento de agua potable más importantes: el agua subterránea.