

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE ZACATECAS

*“FRANCISCO GARCÍA SALINAS”*

UNIDAD ACADÉMICA DE INGENIERÍA

ELÉCTRICA

DOCTORADO EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA  
(DOCII)



**DESARROLLO DE UNA METODOLOGÍA Y DE UN DISPOSITIVO  
PARA LA DETERMINACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD  
HIDRÁULICA SATURADA DE UN MEDIO POROSO USANDO EL  
CALOR COMO UN TRAZADOR NATURAL.**

**T E S I S**

QUE COMO PARTE DE LOS REQUISITOS PARA OBTENER EL GRADO DE:

**DOCTOR EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA**

P R E S E N T A :

**M. en C. PEDRO RODRÍGUEZ JUÁREZ**

DIRECTOR:  
Dr. HUGO ENRIQUE JÚNEZ FERREIRA

CO-DIRECTOR:  
Dr. JULIÁN GONZÁLEZ TRINIDAD

ZACATECAS, ZACATECAS. AGOSTO DEL 2019

*“En el mundo no hay nada más sumiso y débil  
que el agua. Sin embargo, para atacar lo que es  
duro y fuerte nada puede superarla.”*

*Lao-Tse  
Filósofo Chino  
(VI a.C.)*

# Resumen

---

Entender con claridad el fenómeno de la infiltración a través de un medio poroso es un reto para la ciencia, diferentes teorías han abordado este tema de carácter hidrodinámico utilizando ciertos indicadores del comportamiento de la humedad en el suelo; tradicionalmente, las pruebas de infiltración se realizan utilizando dispositivos manuales tales como infiltrometros de doble anillo, los cuales registran la infiltración en función del tiempo; sin embargo, este método involucra mucho trabajo y tiempo, así como ciertas incertidumbres en sus mediciones.

En este trabajo se describe el desarrollo de una metodología y de un dispositivo para la determinación de la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) de un medio poroso homogéneo en laboratorio, bajo condiciones controladas usando el calor como un trazador natural. Dicho parámetro ( $K_s$ ), es clave para entender el movimiento del agua a través de un medio poroso.

Se presentan los fundamentos teóricos que respaldan el uso del calor, el estado del arte de las investigaciones en el tema, así como los procesos de diseño, calibración y prueba de un nuevo dispositivo denominado Infiltrómetro Automatizado de Laboratorio (ALI), acrónimo de Automated Laboratory Infiltrometer, por sus siglas en inglés.

El ALI combina la ventaja de tres diferentes métodos: mide la infiltración vertical en una columna de prueba, mide los volúmenes reales de agua verticalmente drenados y finalmente usa el calor como un trazador natural para determinar las tasas de infiltración a través del medio poroso; todos estos parámetros son usados para determinar la conductividad hidráulica saturada.

El ALI ha sido desarrollado usando la muy popular tarjeta Arduino así como sensores disponibles en el mercado lo cual le da un bajo costo a todo el sistema. Los datos generados por el ALI son registrados en una memoria microSD y pueden ser leídos fácilmente por cualquier hoja de cálculo, lo cual permite reducir tiempo y errores en el proceso de toma de datos.

El desempeño del ALI ha sido evaluado y una excelente correlación entre los tres métodos utilizados ha sido encontrada (peor correlación:  $R^2 = 0.9826$  and  $NRMSD = 0.94\%$ ). La eficacia del dispositivo se demostró toda vez que la conductividad hidráulica saturada para el suelo analizado determinada para los tres métodos se encuentra dentro de los rangos establecidos por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA, por sus siglas en inglés).

# Abstract

---

A proper understanding of the infiltration process through a porous medium is a challenge for science, different theories have been developed about this hydrodynamic phenomenon using certain soil moisture indicators; traditionally, infiltration tests are performed using manual devices such as double ring infiltrometer, which records the infiltration as a function of time; however, this method involves a lot of work and time, as well as uncertainties in their measurements.

This work describes the development of a methodology and a device for the determination of the saturated hydraulic conductivity ( $K_s$ ) of a homogeneous porous medium in the laboratory, under controlled conditions that use heat as a natural tracer. The saturated hydraulic conductivity is key parameter to understand the movement of water through a porous medium.

The fundamental theories of the use of heat as a natural tracer, its state of the art, as well as the processes of design, calibration and testing of a new device called Automated Laboratory Infiltrometer (ALI) are also described.

The ALI combines the advantages of three different approaches: measures vertical infiltration rates in a soil column, measures the actual volumes of vertically drained water through the soil column, and finally, uses heat as a natural tracer to determinate water flux rates through the porous medium; all those parameters are used to determinate the saturated hydraulic conductivity.

The ALI was developed using the popular Arduino microcontroller board and commercially available sensors that give the whole system a low cost. Data from the ALI are recorded in a microSD memory so they can be easily read from any spreadsheet software helping to reduce time consuming and avoiding reading errors.

The performance of the developed device was evaluated by comparing the water flow rates determined by the three approaches for which is designed; an excellent correlation among them was observed (worst correlation:  $R^2 = 0.9826$  and NRMSD = 0.94%). The saturated hydraulic conductivity determined for the three methods falls inside the ranges established by the United States Department of Agriculture (USDA) for the analyzed soil, which proved its efficiency.

# Agradecimientos

---

A mi familia...	Por ser el motivo
Al CONACYT...	Por el apoyo otorgado
A mis maestros...	Por su guía
Al DOCII...	Por recibirme
A la UAZ...	Por darme la oportunidad
A mi...	Por el esfuerzo y el temple

# ÍNDICE GENERAL

---

Resumen .....	i
Abstract .....	ii
Agradecimientos .....	iii
ÍNDICE GENERAL.....	iv
ÍNDICE DE TABLAS .....	vi
ÍNDICE DE FIGURAS .....	vii
Capítulo 1.....	1
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Antecedentes .....	2
1.2. Planteamiento del problema.....	4
1.3. Hipótesis y Objetivos.....	5
1.3.1. Hipótesis .....	5
1.3.2. Objetivo general.....	6
1.3.3. Objetivos específicos.....	6
1.4. Estructura de la tesis .....	6
Capítulo 2.....	7
MARCO TEÓRICO.....	7
2.1. Métodos y modelos para determinar la infiltración.....	7
2.2. El flujo del agua subterránea a través de un medio poroso.....	10
2.3. El Calor.....	12
2.4. Ventajas del uso del calor como trazador .....	16
2.5. Ecuación de transporte de calor en un flujo .....	18
Capítulo 3.....	22
MATERIALES Y MÉTODOS .....	22
3.1. El Infiltrómetro Automatizado de Laboratorio (ALI).....	24
3.2. Sistema de adquisición de datos.....	29
3.3. Determinación de las tasas de flujo vertical mediante la medición de las tasas de agua drenadas .....	29
3.3.1. Filtrado de datos .....	31

3.4.	Determinación de la tasa de flujo vertical mediante la medición de las tasas de infiltración ...	32
3.4.1.	Filtrado de los datos de las tasa de infiltración .....	33
3.5.	Procesamiento de las series de tiempo de temperatura .....	33
3.5.1.	Regresión Harmónica Dinámica (DHR) .....	35
3.5.2.	Calibración del modelo.....	36
3.6.	Caracterización del suelo.....	36
3.7.	Validación del modelo.....	39
3.8.	Análisis estadístico .....	39
3.8.1.	Coefficiente de determinación $R^2$ .....	40
3.8.2.	Desviación cuadrática media (RMSD).....	40
3.8.3.	Desviación cuadrática media normalizada (NRMSD) .....	40
Capítulo 4.....		41
RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....		41
4.1.	Preparación para la prueba .....	41
4.2.	Registro de datos .....	42
4.3.	Procesamiento de los datos hidráulicos.....	42
4.4.	Procesamiento de los datos de temperatura .....	43
4.5.	Comparación entre las tres tasas de flujo vertical de agua.....	45
4.6.	Determinación de la conductividad hidráulica saturada.....	48
4.7.	Discusión .....	49
Capítulo 5.....		50
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....		50
REFERENCIAS.....		53
APÉNDICE A.....		62
PROCEDIMIENTO PARA EJECUTAR VFLUX DESDE MATLAB .....		62
APÉNDICE B.....		66
TRABAJOS PUBLICADOS.....		66
APÉNDICE C.....		67
CITAS.....		67
ANEXOS.....		68

# ÍNDICE DE TABLAS

---

<b>Tabla 2-1</b> Diferentes clasificaciones para los métodos y modelos utilizados para la determinación de los niveles de infiltración y recarga. ....	8
<b>Tabla 2-2</b> Estado del arte del uso del calor como un trazador natural para estimar la infiltración vertical a través de un medio poroso. ....	13
<b>Tabla 2-3</b> Clasificación de los métodos y dispositivos utilizados para determinar la conductividad hidráulica saturada de acuerdo con Rodríguez et al. [66]. ....	17
<b>Tabla 3-1</b> Principales especificaciones técnicas de las tarjetas Arduino Mega y UNO [90]. ....	23
<b>Tabla 4-1</b> Porcentajes de arena, arcilla y limo en la muestra de suelo determinados mediante la técnica de Bouyoucos. ....	41
<b>Tabla 4-2</b> Parámetros físicos y térmicos del suelo y del agua utilizados para la determinación de las tasas de flujo vertical utilizando la solución analítica de Hatch et al. ....	41
<b>Tabla 4-3</b> Valores promedio de la conductividad hidráulica saturada determinada por los tres métodos y rango de valores reportados por el USDA [102] para suelos con textura arenosa. <sup>a</sup> Ks determinada usando el calor como trazador y la solución analítica de Hatch et al. [84]. <sup>b</sup> Ks determinada midiendo las tasas de infiltración. <sup>c</sup> Ks determinada midiendo las tasas de agua drenada por el extremo inferior de la columna. <sup>d</sup> Rango de valores de Ks para suelos con textura arenosa reportada por el departamento de agricultura de los Estados Unidos (USDA). ....	48
<b>Tabla 4-4</b> Valores obtenidos de R <sup>2</sup> y NRMSD durante el análisis de correlación entre los resultados de las tasas de flujo vertical determinadas por cada uno de los tres métodos utilizados por el ALI. ....	49



# ÍNDICE DE FIGURAS

---

<b>Figura 2-1</b> Flujo de calor por conducción (líneas grises) y por convección (línea negra) [50].	12
<b>Figura 2-2</b> Condiciones de frontera para el modelo conceptual de Bredehoeft y Papadopoulos, 1965 [83].	20
<b>Figura 3-1</b> Tarjeta Arduino Mega (izquierda), tarjeta UNO (derecha).	23
<b>Figura 3-2</b> Diagrama a bloques del desarrollo del modelo.	24
<b>Figura 3-3</b> Diagrama esquemático del infiltrómetro automatizado de laboratorio.	25
<b>Figura 3-4</b> Ciclos de calentamiento y enfriamiento del agua en el contendor A.	26
<b>Figura 3-5</b> Instalación de los sensores de temperatura en el ALI.	27
<b>Figura 3-6</b> Prototipo del Infiltrómetro Automatizado de Laboratorio.	28
<b>Figura 3-7</b> a) Celda de carga, b) Montaje de la celda de carga, c) La báscula digital.	30
<b>Figura 3-8</b> Calibración de la báscula digital aplicando una carga constante durante 12 horas.	31
<b>Figura 3-9</b> Sensor de proximidad por ultrasonido HC-SR04.	32
<b>Figura 3-10</b> Calibración del sensor de proximidad por ultrasonido.	33
<b>Figura 3-11</b> Representación gráfica de $A_r$ y $\Delta t$ de dos series hipotéticas de temperatura.	34
<b>Figura 3-12</b> Hidrómetro de Bouyoucos.	37
<b>Figura 3-13</b> Balanza digital utilizada para la determinación de la densidad.	38
<b>Figura 3-14</b> Calorímetro de cobre de doble pared y termómetro digital.	38
<b>Figura 4-1</b> Ejemplo de los datos del ultrasonido, masa y temperatura registrados por el ALI en la memoria microSD.	42
<b>Figura 4-2</b> Series de tiempo de temperatura sin procesar de ocho sensores instalados a diferentes profundidades y muestreados cada 5 minutos.	43
<b>Figura 4-3</b> Series de tiempo de temperatura re-muestreadas a 48 muestras por ciclo fundamental (24 h).	44
<b>Figura 4-4</b> Series de tiempo de temperatura re-muestreadas y filtradas.	44
<b>Figura 4-5</b> Comparación de las tasas de flujo vertical de agua determinadas por tres distintos métodos: Hatch (determinada en forma analítica usando el calor como trazador), Infiltrada (midiendo las tasas de infiltración) y Drenada (midiendo las tasas de agua drenada).	45
<b>Figura 4-6</b> Puntos donde se determinó el valor de $q$ por cada uno de los tres métodos.	46
<b>Figura 4-7</b> Correlación entre las tasas de flujo vertical determinadas analíticamente (Hatch) y midiendo las tasas de agua drenada (Drenada).	47
<b>Figura 4-8</b> Correlación entre las tasas de flujo vertical determinadas midiendo las tasas de infiltración (Infiltrada) y analíticamente (Hatch).	47
<b>Figura 4-9</b> Correlación entre las tasas de flujo vertical determinadas midiendo las tasas de infiltración (Infiltrada) y midiendo las tasas de agua drenada (Drenada).	48

# Capítulo 1

## INTRODUCCIÓN

---

Aún y cuando el 75% de la superficie terrestre está cubierta por agua y su disponibilidad promedio anual en el mundo es de aproximadamente 1,386 millones de  $\text{km}^3$  [1], el 97.5% lo constituye agua salada y solo el 2.5% es agua dulce; de esta última, el 70% no está disponible para consumo humano debido a que se encuentra en forma de glaciares o nieve, menos del 1% se encuentra disponible en forma superficial (lagos, ríos, etc.) y el resto (29%) en acuíferos ubicados a diferentes profundidades [2]. En México, se estima que la disponibilidad natural media total de agua es de 462,583 millones de  $\text{m}^3 \text{año}^{-1}$  [3].

El elevado incremento poblacional que se ha presentado a nivel mundial (casi 423 millones de habitantes en los últimos 5 años) [4] ha traído como consecuencia la necesidad de mayor producción de alimentos; este hecho, en especial la producción agrícola, tiene un gran impacto en los volúmenes de extracción de agua subterránea, ya que la mayoría de ella se utiliza en los sistemas de riego. Por ejemplo, a nivel mundial el 70% del agua extraída es utilizada en producción agrícola, sin embargo, países como China rebasan esta media utilizando el 90.4% para tal efecto; México le dedica el 76% del volumen total extraído y es el séptimo país con mayor extracción de agua a nivel mundial [5]. Esta situación en conjunto con los altos índices de contaminación de las aguas superficiales y subterráneas han propiciado una reducción considerable en la disponibilidad del agua; mundialmente se estima un agotamiento del agua subterránea (GW por sus siglas en inglés) de  $204 \pm 30 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$  [6]. Esta condición tiene varios efectos negativos como descenso acelerado de los niveles del agua subterránea (por ejemplo, en Brasil el nivel piezométrico se ha reducido hasta 100 m en algunos puntos) [7], intrusión de agua salina a los acuíferos en regiones costeras, afectación de ríos, manantiales y humedales que dependen de suministros de agua subterránea, hundimientos de suelo debido a la reducción de la presión de poros [8,9] y cambios climáticos [10].

En México la situación no es muy diferente, de acuerdo con datos oficiales, varios acuíferos han sido reportados como sobreexplotados, es decir en condiciones en las cuales las recargas estimadas son menores a las descargas; tal es el caso del estado de Zacatecas en donde 14 de los 34 acuíferos han sido reportados en esa situación [11]; sin embargo, se requiere un estudio más profundo para determinar las condiciones reales de dichos acuíferos.

## 1.1. Antecedentes

Los volúmenes de recarga son un dato muy importante y en base al cual se realizan las concesiones y se toman decisiones estratégicas. En México estos datos son obtenidos mediante la norma mexicana NOM-011CONAGUA-2015 [12, 13], utilizando el método del balance de aguas o hidrológico, sin embargo, este método no es fiable ya que se basa en algunas estimaciones sin dar importancia a la zona vadosa porque no existe una metodología que permita establecer con mejor precisión las tasas de infiltración y por ende los volúmenes estimados de recarga.

El modelo del balance hidrológico se basa en estimaciones y se ha demostrado que tiene limitaciones para ser aplicada en todos los tipos de clima, especialmente en las zonas áridas y semiáridas [14]. La precisión de la recarga depende primeramente de la precisión de los estimados de la evapotranspiración, escurrimientos, extracciones de agua subterránea, etc., los cuales son determinados de forma indirecta y con alto grado de incertidumbre. Además, los cálculos del balance raramente diferencian entre los componentes específicos del escurrimiento superficial, inter-flujos y recargas subterráneas [15].

En particular, la ecuación del balance de agua subterránea proporciona resultados poco confiables cuando las componentes de flujo vertical en el subsuelo son ignoradas o no pueden ser evaluadas en forma correcta; por ejemplo, la presencia de fallas regionales y las extracciones pueden favorecer el flujo vertical [16].

Otra limitante de la ecuación de balance de agua subterránea es que generalmente es analizada como un modelo agrupado y esto produce severas restricciones; por ejemplo, una precipitación de  $30 \text{ mm mes}^{-1}$  en términos reales (opuesto a lo modelado) puede no tener el mismo efecto en las otras variables de la ecuación de balance si los 30 mm de lluvia cayeron a lo largo de un mes o en algunos días, afectando el escurrimiento y la evapotranspiración, por lo que anualmente producirá una incertidumbre significativa[17].

Una opción más robusta al método del balance hidrológico es la Teoría de los Sistemas de Flujo (TSF) del agua subterránea, la cual permite desarrollar un modelo conceptual más robusto y completo en comparación con el desarrollado por el balance hidrológico. Así mismo, los datos recabados por el modelo alimentan al modelo numérico proporcionando un panorama más real de los procesos de carga y descarga, así como de las condiciones reales del acuífero.

### **Teoría de los sistemas de flujo de agua subterránea**

El concepto de acuífero ha sido complementado por la teoría de los sistemas de flujo de agua subterránea, donde el funcionamiento del agua subterránea es explicado mediante la definición de sistemas de flujo locales, intermedios y regionales.

De acuerdo con Carrillo y Cardona (2012) [18], la teoría de los sistemas de flujo considera que:

- a) El agua subterránea pueda viajar de un acuífero a otro (o más) localizados arriba y debajo de la formación.
- b) El agua en los sistemas de flujo locales tarda meses o años para viajar desde una zona de recarga a una de descarga.
- c) Los sistemas de flujos intermedios y regionales pueden viajar desde una región o país a otro, tomándoles décadas o siglos desplazarse desde sus puntos de recarga hacia los de descarga.

La teoría de los sistemas de flujo de agua subterránea es un enfoque más integral que el de balance del agua [18]. Contempla evidencias directas e indirectas que incluyen la caracterización hidráulica del agua subterránea (por ejemplo conductividad hidráulica, porosidad y coeficiente de almacenamiento) así como estudios de la caracterización del agua subterránea desde perspectivas físicas (isótopos, temperatura, pH) y químicas (elementos mayores, menores y trazadores), así como los elementos geológicos, del suelo, de la vegetación y el factor humano [19], por lo que representa una mejor alternativa para la toma de decisiones de manejo de un acuífero que el balance de agua.

En algunos países, el modelo del balance hidrológico ha sido remplazado por la teoría de los sistemas de flujo de agua subterránea, tal es caso de Australia [20], Hungría [21] y Sudáfrica [22], entre otros.

### **Modelos numéricos.**

Debido a la alta complejidad de los procesos de interacción entre la superficie y el agua subterránea ha sido necesario el desarrollo de modelos. En forma general estos pueden ser clasificados en físicos (tanques de arena o columnas de prueba), eléctricos análogos y matemáticos [23]. Con el desarrollo de la tecnología surgieron los modelos numéricos. Estos últimos son medios ambientes virtuales que mediante operaciones matemáticas pronostican el comportamiento de los distintos parámetros del sistema. Los modelos numéricos pueden ser una alternativa a las pruebas de campo para la estimación de comportamientos futuros de los procesos de infiltración y del agua subterránea [24].

Un modelo numérico parte primeramente de un modelo físico o conceptual, en base a ello se desarrolla un modelo numérico incluyendo todas las ecuaciones que rigen el comportamiento del sistema. Posteriormente, se lleva a cabo un proceso de calibración (o ajuste de parámetros) el cual puede ser manual (por prueba y error) o automático (modelado inverso); el último paso es la validación en el cual se comparan los resultados obtenidos experimentalmente con los obtenidos mediante el modelado, un análisis estadístico determinará el grado de similitud entre lo real y lo pronosticado por el modelo [24].

## **1.2. Planteamiento del problema**

La conductividad hidráulica es un parámetro muy importante dentro del campo de la hidrología para definir la facilidad con la cual el agua subterránea puede fluir a través de un medio poroso [25], es fundamental para explicar el movimiento del agua en la zona no saturada, los procesos de carga y descarga en la zona vadosa, el transporte de contaminantes, etc. Los valores de la conductividad hidráulica dependen de varios factores tales la densidad del fluido y su viscosidad, el tamaño de los gránulos del material, la conexión entre poros, entre otros.

En la zona vadosa, los valores de la conductividad hidráulica dependen adicionalmente de otros parámetros tales como los contenidos iniciales de humedad y de presión de carga entre otros; es

por eso que su caracterización en esta zona es una tarea muy complicada debido a su alta variabilidad espacial y temporal [26]. En condiciones de saturación se emplea el valor de la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ), y debido a los cambios menores asumidos en estas zonas de un acuífero los valores son usualmente considerados constantes a lo largo del tiempo.

En los últimos años se ha dado una mayor importancia al estudio de las aguas subterráneas debido a la necesidad de utilizarlas para cubrir la creciente demanda de agua en el desarrollo de actividades agrícolas, industriales y de consumo humano, sobre todo en las regiones áridas o semiáridas en las cuales representa prácticamente la única opción (tal es el caso del estado de Zacatecas). En México, poco más de la tercera parte de la superficie total irrigada depende del agua subterránea [27].

Para alcanzar una adecuada planeación, administración y uso del agua subterránea es necesario entender de mejor manera su funcionamiento. Para los hidrogeólogos, es de vital importancia la formulación de modelos de funcionamiento del agua subterránea confiables, lo cual requiere, entre otras cosas, el estudio cualitativo y cuantitativo de los procesos de infiltración en la zona vadosa y de circulación en la zona saturada. Por esta razón, se hace necesario el desarrollo de dispositivos que permitan la caracterización de los parámetros hidráulicos que intervienen en las ecuaciones que describen el flujo de agua en el subsuelo en una forma precisa, sencilla, práctica y robusta. Para este trabajo se propone una nueva metodología y el diseño de un dispositivo fácilmente reproducible que permite obtener el valor de la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) en medios porosos homogéneos, a bajo costo y con menor trabajo de laboratorio.

## **1.3. Hipótesis y Objetivos**

### **1.3.1. Hipótesis**

El desarrollo de un modelo del proceso de infiltración que utilice el calor como un trazador natural implementado en una tarjeta microcontroladora Arduino de software libre y sensores electrónicos comerciales, permitirá medir las tasas de infiltración vertical de agua a través de un medio poroso así como la determinación de la conductividad hidráulica saturada en forma precisa, a un bajo costo, sin utilización de equipos o técnicas complejas y con menor trabajo de laboratorio.

### **1.3.2. Objetivo general**

Desarrollar una metodología y un dispositivo de bajo costo que permita estimar la conductividad hidráulica saturada de un medio poroso homogéneo utilizando el calor como un trazador natural.

### **1.3.3. Objetivos específicos**

- a) Desarrollo de una metodología y de un dispositivo para determinar la conductividad hidráulica saturada a través de un medio poroso.
- b) Validar la metodología y el dispositivo desarrollado mediante su comparación con otros dos métodos: medición de volúmenes de agua drenada y medición de las tasas de infiltración.

## **1.4. Estructura de la tesis**

Capítulo 1: Introducción, en este se presenta una introducción de la problemática, se plantean las hipótesis y objetivos del trabajo.

Capítulo 2: Marco Teórico, en este se describen las teorías que rigen el flujo del agua a través de un medio poroso, el estado del arte en la utilización del calor como un trazador natural, la teoría del transporte del calor y fluido, sus ventajas, así como sus soluciones analíticas.

Capítulo 3: Materiales y métodos, en este se describe el desarrollo de la metodología y del dispositivo, sus componentes, el proceso de calibración de los mismos, el filtrado de los datos registrados mediante el uso de filtros FIR pasa-bajos. Se describen también la técnica utilizada para el procesado de las series de tiempo de temperatura (Regresión Harmónica Dinámica). Finalmente se describe también el proceso de caracterización de la muestra de suelo.

Capítulo 4: Resultados y discusión, en este se presentan y discuten los resultados obtenidos así como su validación mediante la comparación entre los tres diferentes métodos utilizados.

Capítulo 5: Conclusiones y recomendaciones, en este se presentan las conclusiones del trabajo realizado, así como las recomendaciones para trabajos futuros.

## Capítulo 2

# MARCO TEÓRICO

---

La utilización del agua subterránea se remonta a siglos atrás de nuestra era, por ejemplo, los Persas en el 800 A. C. utilizaban un rudimentario método para extraer agua, los Kanats, los cuales aún hoy en día siguen en uso en el sudoeste de Asia y Afganistán [28]. Sin embargo, aún en el siglo XVII, seguía la interrogante: ¿De dónde se alimentan los ríos y lagos? Los trabajos de los franceses Pierre Perrault (1611-1680) y Edmé Mariotte (1620-1684) y del inglés Edmond Halley (1656-1742) crearon las bases de la Hidrología moderna [29]. El trabajo de Perrault brindó una primera aproximación para el entendimiento del ciclo hidrológico, ya que en 1674 en su libro *De l'origine des fontaines* (El origen de los manantiales), demostró que el agua de lluvia era suficiente para alimentar al flujo de los ríos mediante mediciones en el río Sena [30]; Mariotte desarrolló un análisis del proceso de infiltración hacia las aguas subterráneas reconociendo los efectos del suelo y de sus diferentes capas, demostrando experimentalmente que las fluctuaciones de los manantiales son producto de los regímenes de precipitación. Halley proporcionó avances fundamentales a la hidrología mediante sus estudios sobre evaporación y condensación demostrando empíricamente que el agua evaporada de los océanos regresa a la superficie en forma de lluvia; completando de esta manera el ciclo hidrológico. El inicio de la hidrología del agua subterránea como una ciencia cuantitativa se da en el siglo XIX con el trabajo del ingeniero francés Henry Darcy (1803-1858) [31-32]. En las últimas décadas y con el apoyo de equipos y programas de cómputo más sofisticados, se ha desarrollado la hidrología para un estudio más integral de los procesos en los que interviene el agua subterránea.

### 2.1. Métodos y modelos para determinar la infiltración

Básicamente, la infiltración puede definirse como el proceso por el cual el agua se incorpora al suelo en la superficie [33], o como el movimiento del agua desde la superficie hacia la sub-superficie [34]. La percolación se presenta toda vez que el agua infiltrada ya no puede ser aprovechada por las plantas y eventualmente se convertirá en recarga. Es un error común



considerar como recarga a toda el agua que se infiltra y que se estima alcanzará a los acuíferos. La mayor cantidad de agua se queda en la zona no saturada y solo una pequeña cantidad del agua infiltrada se convertirá en recarga. El volumen de agua infiltrada depende de muchos factores, entre ellos se encuentran las propiedades físicas del material tales como porosidad, retención y rendimiento específico, deficiencia de humedad, grado de saturación, fracturas, etc., así como de las condiciones de la superficie tales como temperatura, nivel de precipitación, materia orgánica en el suelo, etc.

Existe una gran variedad de modelos, técnicas y métodos para determinar el valor de la infiltración y la recarga, sin embargo, su selección depende de diferentes variables a considerar tales como su variabilidad espacial y temporal, confiabilidad, exactitud, cantidad de información requerida, costos de su instrumentación, etc. Diferentes investigadores se han enfocado en la comparación entre diferentes modelos [35-39] sin embargo lo que han encontrado es que cada uno de ellos tienen ventajas y desventajas y la selección del método a utilizar dependerá de las características locales del medio. En la tabla 2-1 se presenta un resumen de los métodos más comunes y su clasificación. El lector puede referirse a Rosenberry y LaBaugh [40] para una explicación detallada de los métodos más comunes.

**Tabla 2-1** Diferentes clasificaciones para los métodos y modelos utilizados para la determinación de los niveles de infiltración y recarga.

Autor (es)	Clasificación de métodos y/o modelos
Scanlon et al. [34]	Para cada una de las zonas donde circula el agua (superficial, vadosa y saturada): a) Físicos. b) Trazadores. c) Numéricos
Shanafield y Cook [35]	Métodos para zonas áridas o cuencas efímeras: a) Métodos de monitoreo del agua en los lechos de los ríos, incluyen experimentos controlados de infiltración, el monitoreo de los cambios en los contenidos de agua y el uso del calor como un trazador de infiltración. b) Métodos de monitoreo de la corriente en eventos de flujo y de mediciones en el agua subterránea para cuencas efímeras, se incluye el uso de Doppler acústico.

Mishra et al. [36]	<p>c) Métodos de movimiento del agua bajo cuencas efímeras, se incluye la determinación de la edad del agua.</p> <p>a) Físicos (teóricos o mecanicistas), basados en la ley de la conservación de la masa y en la ley de Darcy.</p> <p>b) Semi-empíricos, basados en la ecuación de continuidad e hipótesis simples de tasas de infiltración e infiltración acumulada. Estos modelos son comúnmente utilizados en la hidrología del agua superficial.</p> <p>c) Empíricos, basados en datos derivados del campo o experimentos de laboratorio.</p>
Vélez y Vásquez [41]	<p>a) Medidas directas: Incluyéndose a los lisímetros e infiltrométros.</p> <p>b) Balance hídrico: Basado en el cálculo de los flujos de entrada y de salida del sistema hídrico (comúnmente utilizados en la hidrología del agua superficial).</p> <p>c) Trazadores: Determinan fuentes de recarga y descarga, se basan en la hipótesis de que el trazador será transportado junto con la masa de agua que fluye. Entre los principales tipos se encuentran los isótopos, el cloruro, nitrato, bromuro y el calor.</p> <p>d) Aproximaciones de Darcy: Se basan en las ecuaciones de Darcy, Richards o Boussinesq.</p> <p>e) Empíricos: Consisten en el desarrollo de ecuaciones empíricas que relacionan la recarga con alguna variable como la precipitación.</p>
Salas [42]	<p>a) Directos o indirectos.</p> <p>b) Físicos, químicos o isotópicos.</p> <p>c) Basados en análisis de las entradas y salidas de agua, así como la respuesta del acuífero.</p> <p>d) Basados en la zona vadosa o en la zona saturada.</p> <p>e) Modelación numérica del flujo de agua.</p>

En México, el modelo utilizado por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) para la estimación de la infiltración y de la recarga de los acuíferos es el del balance del agua [14]. El balance del agua parte del principio de continuidad, es decir, la suma de todas las entradas  $E_T$  menos la suma de todas las salidas  $S_T$  determinará el cambio en el volumen del agua contenida en el acuífero  $\Delta V$  en función del tiempo  $\Delta t$ ,

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = \sum E_T - \sum S_T . \quad (2.1)$$

Los componentes de entrada y salida que deberán considerarse dependen del tipo de acuífero, así como sus características particulares. Basado en la ecuación de Kommadath, Cruz, 2007 [43] presentó la siguiente propuesta para un acuífero libre:

$$\Delta V = R_v + R_c + R_r + R_a + R_h - E_t - E_s - D_m - E_p, \quad (2.2)$$

Donde  $R_v$  es la recarga vertical debida a las precipitaciones,  $R_c$  es la recarga proveniente de algún canal o río,  $R_r$  es la recarga debida al riego,  $R_a$  es la recarga artificial,  $R_h$  es la recarga horizontal,  $E_t$  es la evapotranspiración,  $E_s$  es el escurrimiento superficial,  $D_m$  es la descarga al mar, ríos,  $E_p$  es la explotación del pozo y  $\Delta V$  es el cambio en el volumen de agua ( $L^3$ ). Ajustes a la ecuación (2.2), pueden realizarse en base a las condiciones generales del acuífero [44]. Debido a que los elementos incluidos en la ecuación (2.2), son basados en estimaciones, los resultados obtenidos serán también estimaciones.

## 2.2. El flujo del agua subterránea a través de un medio poroso

En 1856, Henry Darcy [45] estableció la ley que gobierna el flujo del agua subterránea en medios porosos, conocida como ley de Darcy. Esta ley establece que el flujo de agua a través de un medio poroso está en función de las cargas hidráulicas y de la conductividad hidráulica del medio,

$$Q = -K_s A \frac{\partial h}{\partial l} , \quad (2.3)$$

donde  $Q$  es el flujo por unidad de tiempo ( $L^3 T^{-1}$ ),  $K_s$  es la conductividad hidráulica saturada del medio,  $\frac{\partial h}{\partial l}$  es el gradiente hidráulico (adim),  $A$  es el área de la sección transversal ( $L^2$ ),  $\partial l$  es la distancia entre los puntos donde fue medida la carga hidráulica ( $L$ ). La descarga específica por unidad de área, también conocida como velocidad Darciana o flujo Darciano  $q$  ( $L T^{-1}$ ), puede determinarse con:

$$q = \frac{Q}{A} , \quad (2.4)$$

sustituyendo la ecuación (2.3) en (2.4) y eliminando términos semejantes se tiene:

$$q = -K_s \frac{\partial h}{\partial l} . \quad (2.5)$$

La aplicabilidad de la ley de Darcy se ve limitada a un flujo laminar en una zona homogénea, isótropa y saturada en donde es posible considerar a la conductividad hidráulica saturada del medio como constante.

En la zona vadosa, los poros contienen aire, el cual dificulta la conectividad entre los poros y por consecuencia, la conductividad hidráulica  $K$  ( $LT^{-1}$ ), estará en función del grado de saturación  $K(\theta)$ . Además, como el contenido de humedad será influenciado por la carga de presión, la conductividad hidráulica estará también en función de la carga hidráulica,  $K(\psi)$  [46], y la razón de cambio del contenido de humedad en función del cambio en la carga de presión determina la capacidad específica de humedad  $C(\psi)$  ( $L^{-1}$ ),

$$C(\psi) = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} . \quad (2.6)$$

Al combinar la ecuación de Darcy en función de la carga de presión ( $\psi$ ) con la ecuación de continuidad en función del contenido de humedad ( $\theta$ ) se llega a las ecuaciones de Richards [47] en una dimensión,

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} - K(\psi) \right], \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \right], \quad (2.8)$$

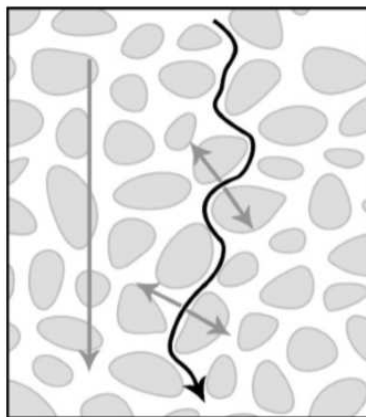
$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} - K(\psi) \right], \quad (2.9)$$

Estas ecuaciones, describen un flujo transitorio a través de un medio poroso no saturado considerando únicamente flujo de agua en estado líquido. La ecuación (2.7) está en función de la carga de presión  $\psi$ . La ecuación (2.8) en función del contenido de humedad  $\theta$ . La ecuación (2.9) conocida también como la ecuación mixta de Richards, es una combinación de la carga de presión y del contenido de humedad.

Debido a la no linealidad entre sus variables, el reto consiste en llevarla a una forma lineal, y aún y cuando existen algunas soluciones analíticas, se opta por la utilización de métodos numéricos que emplean diferentes formas de discretización. En la actualidad, existen softwares tales como el Hydrus-1D que emplean el método de diferencias finitas mediante una serie truncada de Taylor [48].

### 2.3. El Calor

Desde el inicio del siglo XX, algunos investigadores tales como Bouyoucos (1915) [49], reconocieron la transferencia de calor junto con el flujo vertical de agua a través de sedimentos y medios porosos. El calor (una energía en tránsito entre dos puntos con diferentes temperaturas) es transferido a través de la zona vadosa principalmente por conducción y advección. El termino advección es generalmente intercambiable con convección [50], el cual consiste en la transferencia de energía térmica por intercambio de masa, es decir, por el flujo de agua a través de los espacios vacíos entre los granos del sedimento, mientras que la conducción se da a través de todo el medio como se muestra en la figura 2-1.



**Figura 2-1** Flujo de calor por conducción (líneas grises) y por convección (línea negra) [50].

En forma lenta y discontinua diferentes investigadores se han dedicado a la utilización del calor en el estudio del proceso de infiltración; la tabla 2-2 presenta una breve reseña cronológica de estos trabajos, una revisión más detallada es presentada por Parlange (1998), Anderson (2005) y Halloran (2016) [50-52].

**Tabla 2-2** Estado del arte del uso del calor como un trazador natural para estimar la infiltración vertical a través de un medio poroso.

<b>Año</b>	<b>Autor (es)</b>	<b>Descripción</b>	<b>Conclusiones</b>
1956	Philip y de Vries [53]	Desarrollaron un análisis cuantitativo de cómo el calor y el agua fluyen a través de medios porosos.	Concluyeron que la teoría desarrollada predecía actividades térmicas en una gran variedad de suelos para rangos de temperatura de 0 a 75° con una gran similitud a los resultados experimentales.
1960	Susuki [54]	Desarrolló una aproximación de una fase para estimar el flujo de agua a través de un sedimento saturado usando el flujo de calor.	Concluyó que el método desarrollado proveía de mediciones satisfactorias de percolación, sin embargo no era lo suficientemente exacto, por lo que se requería mayor investigación al respecto.
1963	Stallman [55]	Desarrolló la ecuación de transporte de calor en un flujo, demostrando que el calor en conjunto con el gradiente hidráulico puede ser utilizado para determinar la conductividad hidráulica.	Concluyó que con baja conductividad térmica, grandes amplitudes de temperatura en la superficie y mediciones cuidadosas, la ecuación desarrollada puede detectar velocidades de infiltración de hasta un mínimo de 0.3 cm d <sup>-1</sup> .

1989	Lapham [56]	Utilizó la temperatura bajo los ríos para determinar las tasas de flujo vertical del agua subterránea y la conductividad hidráulica.	Concluyó que este método puede ser utilizado para estimar las tasas de flujo y las conductividades hidráulicas efectivas en zonas de carga y descarga a ríos.
2003	Stonestrom [57]	Utilizó el calor como una herramienta para determinar el movimiento del agua subterránea cerca de ríos.	Concluyó que el monitoreo del transporte de calor conduce a una mejor comprensión de las magnitudes y los mecanismos de los intercambios entre el agua superficial y el agua subterránea.
2004	Conant [58]	Utilizó la temperatura de un arroyo para delinear y cuantificar las zonas de descarga de aguas subterráneas.	Concluyó que los datos de temperatura no fueron lo suficientemente útil para determinar recargas a pequeña escala, así como flujos en el área hiporreica de un río.
2008	Constantz [59]	Utilizó el calor como un trazador natural para determinar intercambios de agua de un arroyo.	Concluyó que el despliegue de equipo de medición de temperatura en forma creativa es promisorio para predecir los diversos patrones espaciales y temporales de flujo de agua en los lechos de un río.
2009	Anibas [60]	Utilizó los valores verticales de la temperatura para cuantificar el intercambio de agua entre la superficie y	Concluyó que la solución analítica de una dimensión de la ecuación de transporte de

		los acuíferos.	calor puede ser una herramienta económica para determinar en forma precisa los intercambios de flujos entre el agua subterránea y la superficial.
2010	Duque et al. [61]	Utilizó la temperatura del agua para investigar las relaciones entre un río y un acuífero en un ambiente antropizado.	Concluyeron que las limitaciones en el uso de la temperatura para estimar recargas, especialmente en zonas semi-áridas esta relacionadas con los cambios repentinos en el agua de recarga.
2013	Onderka et al. [62]	Estimó la velocidad de infiltración mediante un análisis de los registros de temperatura utilizando la transformada Wavelet.	Concluyeron que la transformada Wavelet continua es una buena alternativa a la transformada de Fourier en el análisis de series de tiempo no estacionarias de temperatura.
2014	Bekele et al. [63]	Usó el calor como un trazador para estimar el tiempo de residencia del agua reciclada en un acuífero con recarga artificial.	Concluyeron que las velocidades promedios del flujo determinadas usando la temperatura del agua eran similares a las determinadas usando un trazador químico (bromuro).
2016	Gosselin et al. [64]	Realizó un modelo numérico de una dimensión del transporte de calor por conducción y advección.	Concluyeron que las técnicas basadas en el calor para evaluar las tasas de recarga



2017	Irving et al. [65]	Realizó una estimación del flujo de agua subterránea usando los perfiles de temperatura-profundidad.	<p>difusa de agua subterránea no son muy apropiadas para condiciones reales de campo, pero pueden ser una buena opción bajo condiciones controladas.</p> <p>Concluyeron que el uso de la temperatura puede contribuir en forma valiosa a entender los flujos verticales, especialmente en zonas donde los métodos comunes no pueden ser utilizados.</p>
2018	Rodríguez et al. [66]	Desarrolló una columna de prueba que efectuaba las funciones de un infiltrómetro de anillo sencillo para medir la tasa de infiltración y la conductividad hidráulica saturada. Los resultados los comparó con los obtenidos usando el calor como un trazador y encontró una gran similitud entre ellos, demostrando la eficacia del uso del calor además de la sencillez, la robustez y lo económico de dicho método.	<p>Concluyeron que el uso del calor como trazador para estimar la conductividad hidráulica saturada proporciona resultados similares a otros métodos basados en la ley de Darcy.</p>

## 2.4. Ventajas del uso del calor como trazador

Existen varios métodos y dispositivos para estimar la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ), Rodríguez et al. (2018) [66] los clasifica en dos formas: métodos directos e indirectos y en métodos de campo y de laboratorio (tabla 2-3).

**Tabla 2-3** Clasificación de los métodos y dispositivos utilizados para determinar la conductividad hidráulica saturada de acuerdo con Rodríguez et al. [66].

<b>Clasificación</b>	<b>Métodos y dispositivos</b>
Directos	Infiltrómetros, lisímetros, medidores de infiltración (seepagemeters), etc.
Indirectos	Trazadores (tales como isótopos y calor) y modelado numérico.
De campo	Pruebas de bombeo, slug test, infiltrómetros de anillo doble o sencillo, permeámetro de Guelph, lisímetros de campo.
De laboratorio	Permeámetros de carga constante o variable, columnas de prueba, lisímetros de laboratorio.

El infiltrómetro de anillo simple (SRI) o de anillo doble (DRI) es uno de los dispositivos más utilizados para la determinación de la tasa de infiltración y la conductividad hidráulica saturada. Varias investigaciones han usado infiltrómetros [67-71], recientemente Nestingen et al. [72] hicieron una comparación entre tres tipos de infiltrómetros (modificado de Philip-Dunne, de anillo doble y el infiltrómetro de minidisco) y encontraron que el de doble anillo era el más preciso. Con los recientes avances en la microelectrónica, telecomunicaciones y software se han hecho algunos desarrollos para automatizar el infiltrómetro [70, 73, 74] lo cual ha sido muy útil para reducir el consumo de tiempo e incrementar la precisión en las lecturas, sin embargo, el infiltrómetro tiene como desventaja que solo proporciona información desde la superficie sin considerar la posibilidad de flujos horizontales. Para compensar esto, algunos investigadores han preferido llevar a cabo pruebas de infiltración en laboratorio bajo condiciones controladas utilizando columnas de prueba, de tal manera que no solo es posible medir los flujos de entrada si no también los flujos de salida así como otros parámetros tales como contenido de humedad, temperatura, presión de succión, etc. [75, 76].

Los trazadores son usados en los estudios de agua subterránea para determinar la conductividad hidráulica y las tasas de infiltración a gran escala, intercambios entre agua superficial y subterránea entre otros. Los trazadores tales como las tintas de color, trazadores radioactivos artificiales [77], bromuro (Br) o agua tritiada (HTO) [78], bromuro de potasio (KBr) [79], fluorescencia disódica, sulfurodamina B o litio [80] pueden ser inyectados artificialmente en los acuíferos; sin embargo, los trazadores artificiales representan un potencial riesgo ambiental

debido a su alta persistencia en el medio poroso, además de que se requiere de equipos costosos para medirlos.

Por otro lado, ha sido demostrado que el uso del calor como un trazador tiene ciertas ventajas sobre otro tipo de trazadores:

- Es un fenómeno natural, por lo que no perturba el suelo ni lo contamina.
- Las propiedades térmicas del suelo tienen un rango más estrecho de variación que sus propiedades hidráulicas análogas [57] por lo que pueden tomarse directamente de la literatura introduciendo incertidumbres pequeñas en el análisis.
- Las mediciones de calor no requieren equipos costosos de laboratorio y pueden ser medidos directamente en el sitio.
- El calor como trazador es más robusto y de menor costo que los trazadores químicos.

Varios estudios han sido realizados usando series de temperatura para estimar las interacciones entre agua superficial y subterránea [57-61]. Algunos otros estudios han sido llevados a cabo en laboratorio usando el calor como un trazador para estimar las tasas de infiltración en columnas de prueba [66, 75] como se describe en la tabla 2-3, la eficacia y ventajas del calor como un trazador han sido demostradas.

## 2.5. Ecuación de transporte de calor en un flujo

En 1963, Stallman [81] definió la ecuación diferencial para un flujo anisotérmico de un fluido incompresible a través de un medio poroso homogéneo e isótropo como:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{C_w}{K_t} \left[ \frac{\partial(q_x T)}{\partial x} + \frac{\partial(q_y T)}{\partial y} + \frac{\partial(q_z T)}{\partial z} \right] = \frac{C_s}{K_t} \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (2.10)$$

donde  $K_t$  es la conductividad térmica del medio poroso saturado ( $\text{W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ );  $T$  es la temperatura ( $^\circ\text{C}$ );  $q_x$ ,  $q_y$  y  $q_z$  son el flujo de infiltración ( $\text{m s}^{-1}$ ) a lo largo de los ejes coordenados;  $C_w$  and  $C_s$  son las capacidades caloríficas volumétricas del agua y del medio poroso respectivamente ( $\text{J m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ );  $x$ ,  $y$ ,  $z$  son las distancias a lo largo de los ejes coordenados (m) y  $t$  es el tiempo transcurrido (s).

Para un flujo en estado transitorio vertical unidimensional, anisotérmico de un fluido incompresible a través de un medio poroso homogéneo e isótropo la ecuación (2.10) se reduce a:

$$K_t \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - q C_w \frac{\partial T}{\partial z} = C_s \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (2.11)$$

La ecuación para transporte de calor en un flujo estacionario unidimensional es [82]:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{q C_w}{K_t} \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (2.12)$$

Como se describe en sus hipótesis, la ecuación (2.11) es aplicable para condiciones de saturación por lo cual se utiliza un valor promedio (constante) de la conductividad hidráulica saturada ( $K_t$ ) y por eso  $K_t$  está fuera de la parte difusiva.

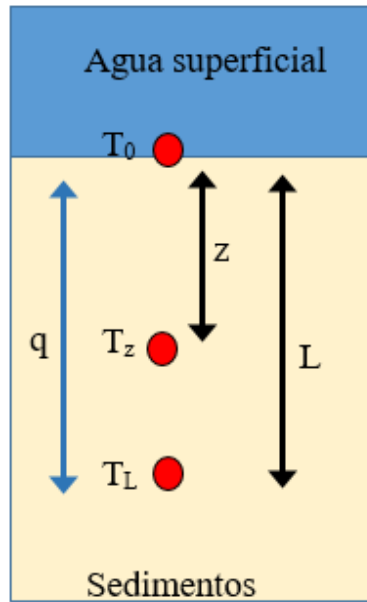
Por su parte, la ecuación mixta de Richards (2.9) si es aplicable para condiciones tanto de saturación como de no saturación, es por eso que se considera una conductividad hidráulica ( $K(\psi)$ ) variante en el eje vertical ( $z$ ). Sin embargo, cuando se alcanzan condiciones de saturación  $K(\psi) \rightarrow K_s$ , por lo que ambas ecuaciones ((2.9) y (2.11)) tenderán a proporcionar resultados similares.

### **Solución analítica para estado estacionario:**

Bredehoeft y Papadopulos, 1965 [82] desarrollaron una solución analítica (2.13) para la ecuación (2.12) considerando un estado estacionario, flujo vertical ascendente o descendente entre dos fronteras finitas de temperatura constantes:

$$\frac{T_z - T_0}{T_L - T_0} = \frac{\exp\left(\frac{-q C_w}{K_t} z\right) - 1}{\exp\left(\frac{-q C_w}{K_t} L\right) - 1}, \quad (2.13)$$

donde  $T_0$  es la temperatura en la superficie ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $T_L$  es la temperatura a la profundidad  $L$  y  $T_z$  es la temperatura a la profundidad  $z$  (figura 2-2).



**Figura 2-2** Condiciones de frontera para el modelo conceptual de Bredehoeft y Papadopoulos, 1965 [83].

**Solución analítica para estado transitorio:**

Existen algunas soluciones analíticas para la ecuación (2.11) en la literatura científica, por ejemplo, las propuestas por Hatch et al. 2006 [84], Keery et al. 2007 [85], McCallum et al. 2012 [86], Luce et al. 2013 [87]; el lector puede referirse a [88] para una descripción detallada de dichas soluciones. Las primeras dos propuestas permiten determinar  $q$  ya sea utilizando la diferencia entre amplitudes ( $A_r$ ) o los corrimientos de fase ( $\Delta t$ ); mientras que las dos últimas utilizan a ambas  $A_r$  y  $\Delta t$  para determinar  $q$ .

Todas estas soluciones están basadas en las siguientes consideraciones: entre dos sensores de temperatura el flujo es vertical, cuasi-sinusoidal y unidimensional; el medio poroso es homogéneo, los cambios en las temperaturas de las fases líquidas y sólidas (el suelo) ocurren de manera simultánea; no existe un gradiente térmico medio con la profundidad y que las propiedades térmicas no son dependientes de la temperatura. La solución analítica de Hatch et al. [84] es la más comúnmente utilizada y en este trabajo será la utilizada debido a su comportamiento más cercano al de otros métodos tales como el de un infiltrómetro.

**Solución analítica propuesta por Hatch et al. :**

$$q = \frac{c_s}{c_w} \left( \frac{2K_e}{\Delta z} \ln A_r + \sqrt{\frac{\alpha + v^2}{2}} \right), \tag{2.14}$$

$$|q| = \sqrt{\alpha - 2 \left( \frac{4\pi\Delta t K_e}{P\Delta z} \right)}, \quad (2.15)$$

donde:

$$\alpha = \sqrt{v^4 + \left( \frac{8\pi K_e}{P\Delta z} \right)^2}, \quad (2.16)$$

$$K_e = \frac{\lambda_0}{c_s} + \beta |v_f|, \quad (2.17)$$

$$v_f = \frac{q}{n_e}, \quad (2.18)$$

donde  $K_e$  es la difusividad térmica efectiva ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ),  $A_r$  y  $\Delta t$  son las relaciones de amplitud y fase (adimensional),  $v$  es la velocidad del frente húmedo ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $P$  es el período de la señal sinusoidal (s),  $\lambda_0$  es la conductividad térmica base del sedimento saturado ( $\text{J s}^{-1} \text{m}^{-1} \text{°C}^{-1}$ ),  $\beta$  es la dispersividad térmica (m),  $v_f$  es la velocidad lineal de la partícula ( $\text{m s}^{-1}$ ) y  $n_e$  es la porosidad efectiva (adimensional). Ambos,  $A_r$  y  $\Delta t$  están menos influenciados por los errores en la conductividad térmica a altas tasas de flujos, como se espera cuando la advección llega a ser más importante que el transporte de calor [89]. Como fue demostrado por Stallman [55], análisis de fluctuaciones diurnas de temperatura pueden llevar a detecciones precisas de velocidad a un mínimo de  $0.3 \text{ cm día}^{-1}$ , por lo que resulta útil para la mayoría de las texturas de suelos.

## Capítulo 3

# MATERIALES Y MÉTODOS

---

Como se mencionó en el capítulo 2, el proceso de modelado involucra necesariamente el desarrollo de un modelo conceptual o físico. En este trabajo, el modelado del proceso de infiltración parte de un modelo físico que reproduce, bajo condiciones controladas de laboratorio, los procesos involucrados durante la infiltración a través de un medio poroso. Dentro de este modelo físico se encuentra instalada una red de sensores electrónicos cuyos datos son adquiridos mediante un sistema basado en la tarjeta Arduino y procesados en MATLAB. El modelo físico desarrollado proporciona el medio en el cual se desarrollará el proceso bajo estudio. Mediante sensores electrónicos de bajo costo, buena precisión y de uso común, se miden los diferentes parámetros involucrados en el proceso tales como temperatura, masa de agua drenada, volumen infiltrado y nivel de los contenedores de agua. Los niveles del sistema se mantienen cuasi constantes mediante el uso de un sensor ultrasónico de proximidad, una bomba de agua de corriente directa de 6 volts, y un control de nivel de tipo flotador. Se utilizan dos placas Arduino; una tarjeta Arduino Mega 2560 para la adquisición, procesamiento y almacenamiento de los datos, y una Arduino UNO para manejar el circuito de potencia. Se seleccionaron las tarjetas Arduino debido a:

- a) Su bajo costo, el precio de la tarjeta original más cara no excede los \$1000 pesos, para las genéricas el costo no excede los \$400 pesos para la misma versión.
- b) Su ambiente de programación es simple y claro. El software de Arduino (IDE) es fácil para los principiantes en programación (muy útil para investigadores ajenos a la electrónica), pero también resulta suficiente para los más avanzados.
- c) Su software es abierto (open source software), con librerías de acceso abierto disponibles en el Internet, aunque también puede ser programado en C++, o integrado en el software LabVIEW de National Instruments ampliamente utilizado por ingenieros en la industria.
- d) Su hardware es abierto y extensible; los planos de las tarjetas Arduino están publicados con licencias comunes creativas (creative commons license), por lo que los diseñadores

expertos pueden hacer su propia versión mejorada de la tarjeta adaptada a sus necesidades particulares.

La tabla 3-1 resume las principales especificaciones técnicas de ambas tarjetas, para mayor información el lector puede dirigirse a la página oficial de Arduino [90]. La figura 3-1 muestra imágenes de las tarjetas Arduino utilizadas.

**Tabla 3-1** Principales especificaciones técnicas de las tarjetas Arduino Mega y UNO [90].

Especificaciones	ATmega 2560	UNO
Voltaje de operación	5 volts	5 volts
Voltaje de entrada recomendado	7 – 12 volts	7 – 12 volts
Entradas/salidas (I/O) digitales	54 (15 con salida PWM)	14 (6 con salida PWM)
Entradas analógicas	16	6
Corriente de DC para cada pin	20 mA	20 mA
Memoria Flash	256 KB (8 KB usado por el bootloader)	32 KB (0.5 KB usado por el bootloader)
SRAM	8 KB	2 KB
EEPROM	4 KB	1KB
Reloj	16 MHz	16 MHz
Dimensiones	101.52 mm x 53.3 mm	68.6 mm x 53.4 mm
Peso	37 g	25 g



**Figura 3-1** Tarjeta Arduino Mega (izquierda), tarjeta UNO (derecha).



En la figura 3-2 se presenta un diagrama a bloques de los procesos involucrados en el desarrollo del modelo.

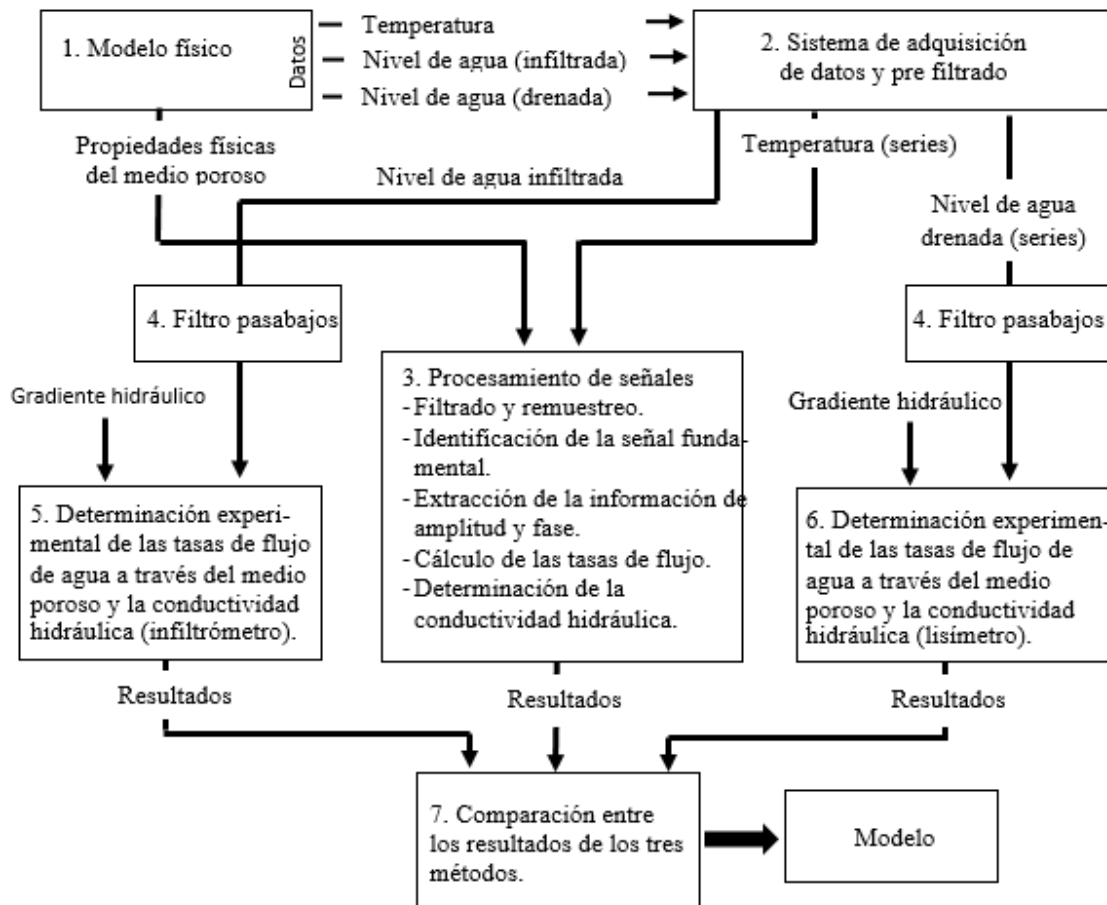


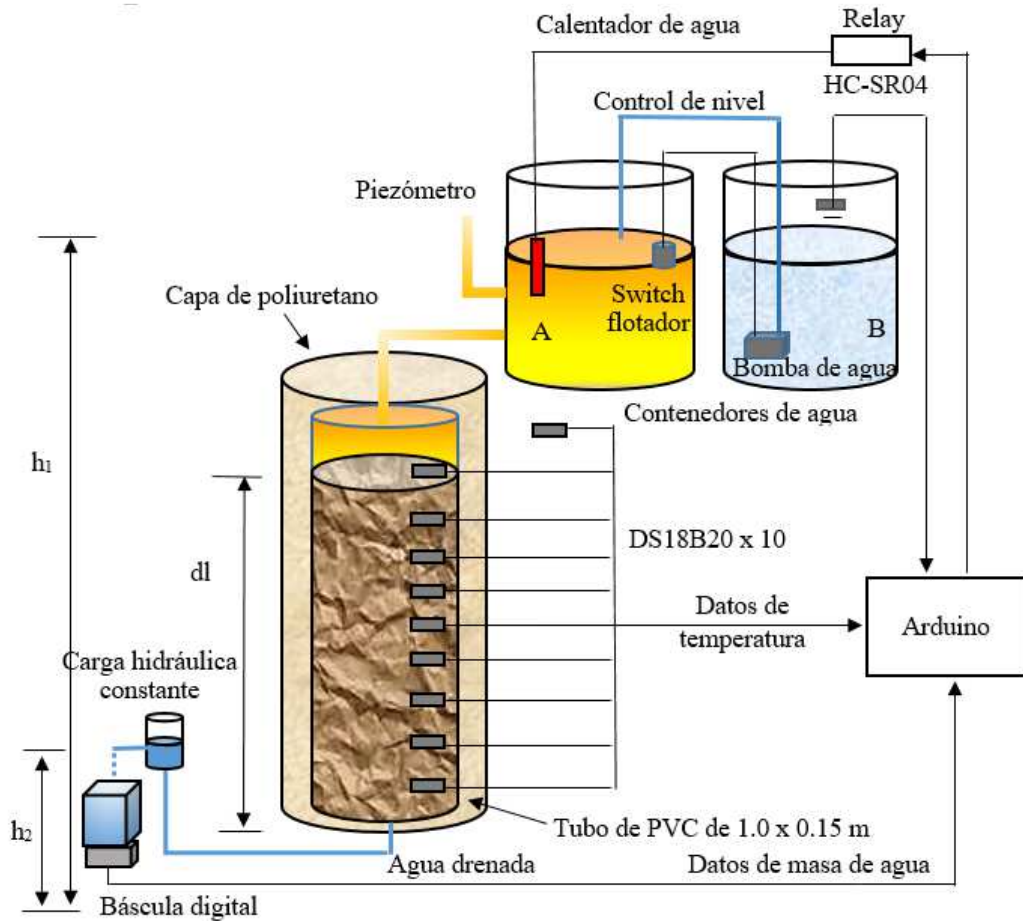
Figura 3-2 Diagrama a bloques del desarrollo del modelo.

### 3.1. El Infiltrómetro Automatizado de Laboratorio (ALI)

Dentro del campo de la hidrogeología un modelo físico es comúnmente utilizado para observar y medir los valores de las diferentes variables involucradas en el proceso, las cuales debido a su naturaleza resulta muy complicado medir en el sitio.

El ALI (figura 3-3) cuenta con un modelo físico desarrollado sobre un tubo o columna de prueba de PVC de 0.15 m de diámetro y de 1.00 m de largo. El PVC fue seleccionado debido a su baja conductividad térmica ( $0.19 \text{ W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ). El ALI puede ser llenado con cualquier muestra de suelo alterada o no alterada. Este, está envuelto con una capa de espuma de poliuretano flexible

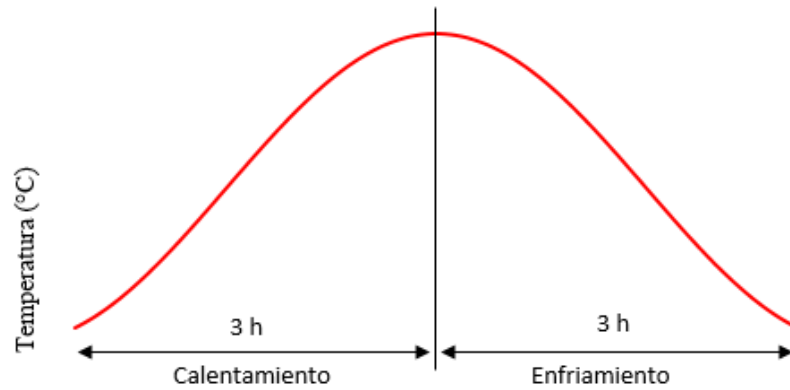
de 1 cm de espesor, la cual tiene una muy baja conductividad térmica ( $0.03 \text{ W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ) para aislarlo de la influencia del medio ambiente.



**Figura 3-3** Diagrama esquemático del infiltrómetro automatizado de laboratorio.

El extremo inferior del ALI se encuentra conectado a un embudo que drena el agua a través de una manguera transparente. Para mantener una carga hidráulica constante en la parte inferior, el extremo de la manguera está conectado al fondo de un pequeño tanque y una vez que es alcanzado el nivel deseado, el agua fluirá por la salida superior hacia el contenedor de la báscula digital.

Para estimar las tasas de flujo a través del medio poroso usando las series de tiempo de temperatura, ciclos cuasi-sinusoidales de calentamiento con período de 6 horas (figura 3-4) son inducidos en el contenedor de agua A, utilizando un calentador eléctrico sumergible. El calentador es encendido por 3 horas calentando el agua y después es apagado por otras tres horas permitiendo al agua enfriarse.



**Figura 3-4** Ciclos de calentamiento y enfriamiento del agua en el contenedor A.

Para medir la temperatura, el ALI tiene instalados cada 0.10 m a lo largo del tubo (figura 3-5) nueve sensores de temperatura resistentes al agua de la marca Dallas Semiconductors (waterproof 1-wire digital temperature sensors DS18B20) con una resolución de  $\pm 0.5$  °C y 9-12 bits de resolución [91], previamente calibrados (desviación estándar ( $\sigma$ )=0.0181 °C, coeficiente de variación (cv) = 0.0626%). Cada vez que un sensor era instalado la muestra del suelo era golpeada ligeramente para compactar el suelo. Un sensor de temperatura adicional se encuentra colocado afuera del tubo para medir la temperatura ambiente. Una vez instalados todos los sensores, se saturó la columna por 12 horas y se dejó drenar libremente por dos semanas para mejorar la compactación del suelo.

Un sensor de ultrasonido HC-SR04 con una resolución de  $3.0 \times 10^{-3}$  m [92] se encuentra instalado en lo alto del contenedor B para medir los volúmenes de infiltración.

Una celda de carga genérica con capacidad de 10 kg (con una precisión de  $\pm 0.05\%$  [93]) conectada a un módulo amplificador HX711 es usada para medir la masa de agua drenada.

La carga hidráulica es mantenida cuasi constante mediante el uso de un switch flotador genérico y una bomba sumergible de corriente directa de 6 volts.

Los datos de todos los sensores son registrados en una memoria microSD y desplegados en un display LCD de 20 caracteres y 4 líneas (20x4). El circuito de potencia es manejado mediante un relevador de un canal.

Condiciones de frontera de tipo Dirichlet (de carga hidráulica constante) y ciclos cuasi sinusoidales de calentamiento son impuestos en la parte superior de la columna (entrada del agua). El agua circula hacia abajo con drenaje libre en el fondo (salida de agua) hasta que se alcanza el estado estacionario, en ese momento, una condición de frontera de tipo Dirichlet es

impuesta en el fondo porque el nivel del agua es controlado en el contenedor que recibe la salida del agua. El ALI puede ser cambiado a la condición de carga variable mediante la eliminación del contenedor B y colocando el sensor de ultrasonido HC-SR04 directamente en el contenedor A.



**Figura 3-5** Instalación de los sensores de temperatura en el ALI.

El ALI tiene un ciclo de mantenimiento que depende del tipo de suelo bajo estudio; durante su mantenimiento, el contenedor B es rellenado, el contenedor de la báscula digital es vaciado, y el sistema es restablecido. Este ciclo puede ser aumentado incrementando la capacidad del contenedor B y de la báscula digital, reemplazando la celda de carga por una de mayor capacidad, así como pequeños cambios en el programa. El contenedor A es rellenado automáticamente por lo que no requiere ningún mantenimiento durante el experimento.

La figura 3-6 muestra una imagen real del prototipo del ALI, en él se pueden observar los diferentes componentes que lo integran.

Una explicación detallada de las principales funciones y componentes del ALI son descritas en los siguientes párrafos.



**Figura 3-6** Prototipo del Infiltrómetro Automatizado de Laboratorio.

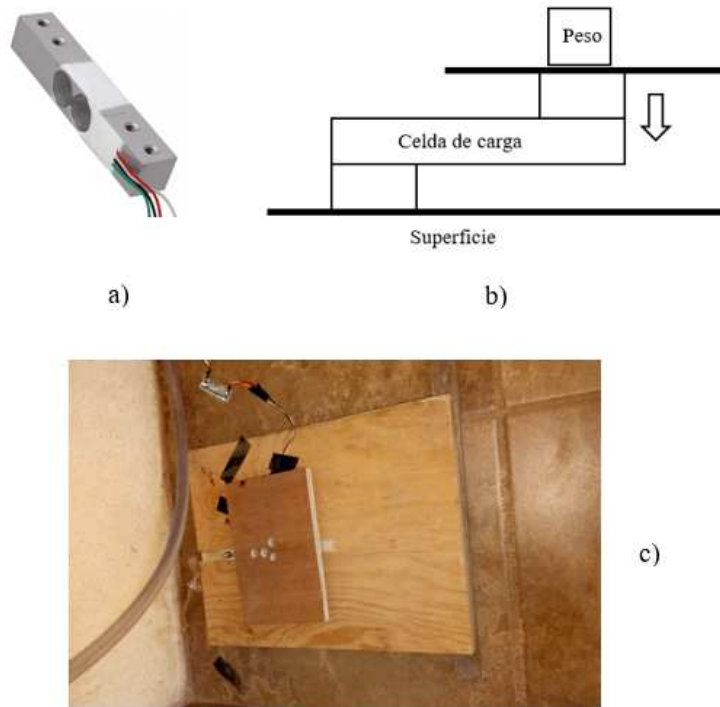
### **3.2. Sistema de adquisición de datos**

El sistema de adquisición de datos lee y registra los datos provenientes de todos los sensores del ALI en una memoria microSD cada 5 minutos; los datos son almacenados en formato de archivo de texto con extensión CSV, el cual puede ser leído fácilmente por cualquier hoja de cálculo tal como Excel de Microsoft. Este sistema controla también el proceso de generación de ciclos de calentamiento del agua y despliega la información en un display LCD de 20 caracteres por línea con cuatro líneas (20x4); el sistema está desarrollado en la popular tarjeta microcontroladora Arduino Mega 2560. El control del calentador de agua se realiza mediante un relevador de un canal para mantener aislado el circuito de potencia de la parte lógica. El sistema fue programado usando el software de acceso libre de Arduino.

La tarjeta Arduino es un sistema embebido de hardware y software abierto introducida comercialmente en el año 2005, se ha convertido en un medio muy popular para diseño electrónico en proyectos multidisciplinarios; sin embargo, ha sido muy poco utilizada en el mundo de la hidráulica y la hidrogeología, por ejemplo [70, 94-95], sin embargo es una herramienta muy útil para investigadores de áreas diferentes a la electrónica.

### **3.3. Determinación de las tasas de flujo vertical mediante la medición de las tasas de agua drenadas**

Si bien es cierto que existe una gran variedad de básculas digitales, el propósito de desarrollar una propia fue el de lograr una mejor integración con todo el sistema. La báscula digital fue desarrollada usando una celda de carga de 10 kg montada en una base de madera (figura 3-7) y conectada a un módulo HX711 el cual amplifica y convierte la señal de salida de la celda de carga en una señal digital. Una celda de carga es un transductor (compuesto por galgas extensiométricas en un arreglo tipo puente de Wheatstone) capaz de convertir una fuerza ejercida sobre uno de sus puntos en un voltaje de salida directamente proporcional a la fuerza aplicada (o deformación sufrida).



**Figura 3-7** a) Celda de carga, b) Montaje de la celda de carga, c) La báscula digital.

El programa está diseñado de tal manera que cada vez que el sistema es encendido, la báscula digital inicia una auto-calibración substrayendo el peso de la tara (contenedor del agua). La masa del agua drenada es medida cada 5 minutos y el valor previo es sustraído del nuevo valor y acumulado por hora. La masa es convertida a volumen mediante la ecuación (3.1),

$$V_w = \frac{m_w}{\rho_w}, \quad (3.1)$$

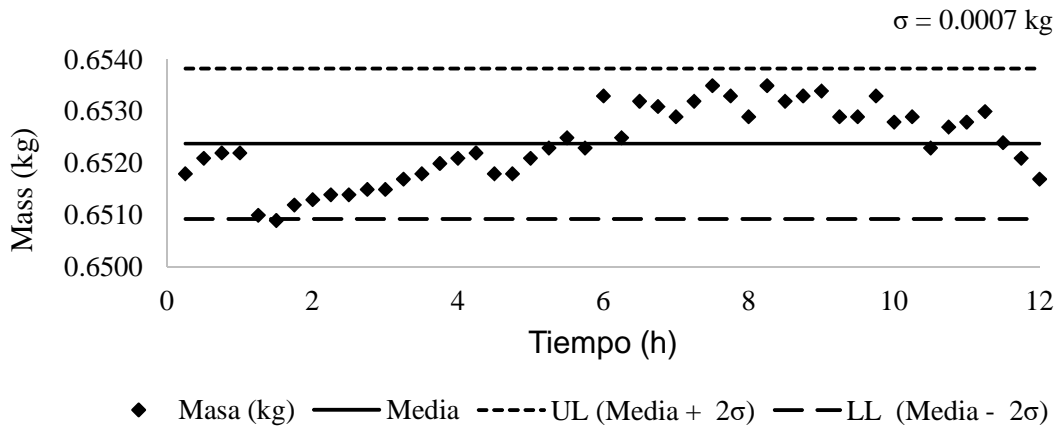
donde  $V_w$  es el volumen ( $m^3$ ),  $m_w$  es la masa del agua (kg) y  $\rho_w$  es la densidad del agua ( $kg\ m^{-3}$ ). Estos datos son utilizados para calcular la tasa de agua drenada ( $Q$ ) por unidad de tiempo ( $m^3\ h^{-1}$ ). Finalmente, las tasas de flujo vertical de agua ( $q$ ) ( $m\ h^{-1}$ ) a través del medio poroso son determinadas mediante la ecuación (3.2),

$$q = \frac{Q}{A}, \quad (3.2)$$

donde  $A$  es el área de la sección transversal de la columna ( $m^2$ ).

Para verificar la variabilidad en las mediciones a lo largo del tiempo se realizó un proceso de calibración aplicando en la báscula una carga constante por un período de 12 horas. La gráfica de

control de la figura 3-8 muestra un comportamiento estable a lo largo del tiempo, con una  $\sigma = 7.0 \times 10^{-4}$  kg y un  $cv = 0.11\%$ ; el límite superior (UL) es la suma de  $2\sigma$  y la media, el límite inferior es el resultado de la media menos  $2\sigma$ .



**Figura 3-8** Calibración de la báscula digital aplicando una carga constante durante 12 horas.

Los datos de la masa drenada son pre-filtrados determinando el valor de la mediana de un conjunto de 20 datos tomados en el mismo ciclo de muestreo. Se determina la mediana en lugar de la media ya que la mediana es mucho más robusta en presencia de datos atípicos o sesgados.

### 3.3.1. Filtrado de datos

Los datos colectados son filtrados utilizando un filtro de media móvil (MA, acrónimo de moving average). Se trata de un filtro pasa-bajos de respuesta finita al impulso (FIR, acrónimo de finite impulse response) usado para reducir ruido aleatorio, el cual es común en los sensores y dispositivos electrónicos. Este filtro es frecuentemente utilizado en el procesamiento digital de señales y es un filtro adecuado para señales codificadas en el dominio del tiempo [96]. El filtro de media móvil (3.3) opera promediando un número de  $M$  puntos de una señal de entrada  $x(i)$ , para producir cada punto en una señal de salida  $y(i)$ ,

$$y(i) = \frac{1}{M} \sum_{j=0}^{M-1} x(i+j). \quad (3.3)$$



### 3.4. Determinación de la tasa de flujo vertical mediante la medición de las tasas de infiltración

Como puede observarse en la figura 3-3, el ALI cuenta con dos contenedores de agua en la parte superior. El contenedor A es utilizado para calentar el agua suministrada a la columna y para mantener una carga hidráulica cuasi-constante. Este nivel es mantenido mediante un switch flotador de nivel con un rango de  $5 \times 10^{-3}$  m; cuando el agua llega a su nivel mínimo permitido ( $h_1 - 5 \times 10^{-3}$  m), se enciende una bomba sumergible de agua de 6 Volts hasta que el nivel del agua alcanza su valor máximo ( $h_1$ ). La tasa de infiltración es medida en el contenedor B mediante el uso de un sensor de proximidad por ultrasonido HC-SR04 (figura 3-9). Básicamente, cuando su transmisor emite un pulso ultrasónico de 40 kHz un reloj es iniciado; el pulso viaja hasta que encuentra un objeto (en este caso el agua), el agua refleja el pulso y el receptor del ultrasonido detecta el pulso reflejado y detiene el reloj; el tiempo medido por el reloj es el tiempo del viaje, el cual dividido entre dos y multiplicado por la velocidad del sonido da como resultado la distancia a la cual se encuentra el sensor de la superficie del agua. El incremento de ésta distancia multiplicado por el área de la sección transversal del contenedor B proporciona el volumen infiltrado el cual es acumulado por horas, la tasa de infiltración es calculada por unidad de tiempo ( $m h^{-1}$ ). La tasa de flujo de agua a través del medio poroso ( $q$ ) es determinada por la ecuación (3.2).

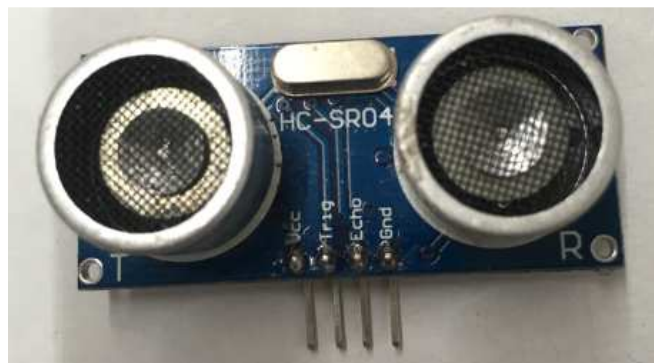
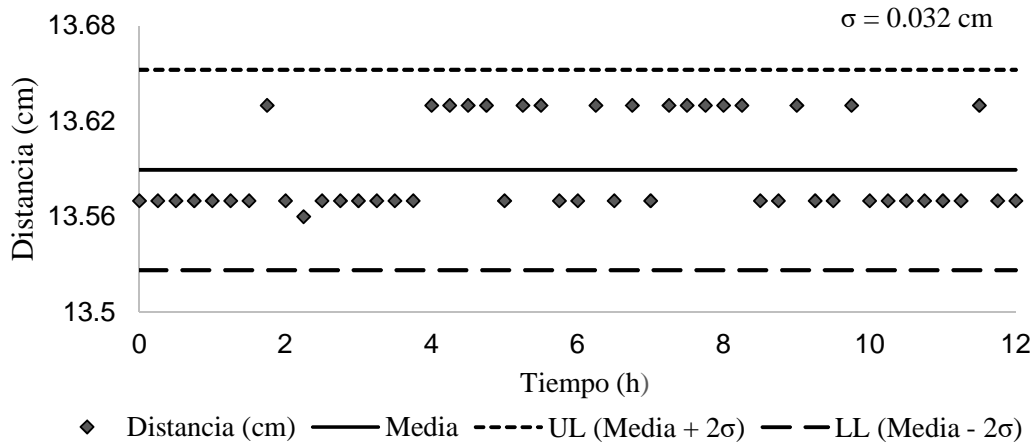


Figura 3-9 Sensor de proximidad por ultrasonido HC-SR04.

La velocidad del sonido depende de la temperatura y humedad del aire, por lo que se realizó un proceso de calibración para observar el impacto de las variaciones diarias de la temperatura y la humedad midiendo el nivel de agua en un contenedor por un período de 12 horas. La figura 3-10 presenta una gráfica de control que muestra un comportamiento estable a lo largo del tiempo, con

una  $\sigma = 3.0 \times 10^{-4}$  m y un  $cv = 0.23\%$ ; el límite superior (UL) es la suma de  $2\sigma$  y la media; el límite inferior es el resultado de la media menos  $2\sigma$ .



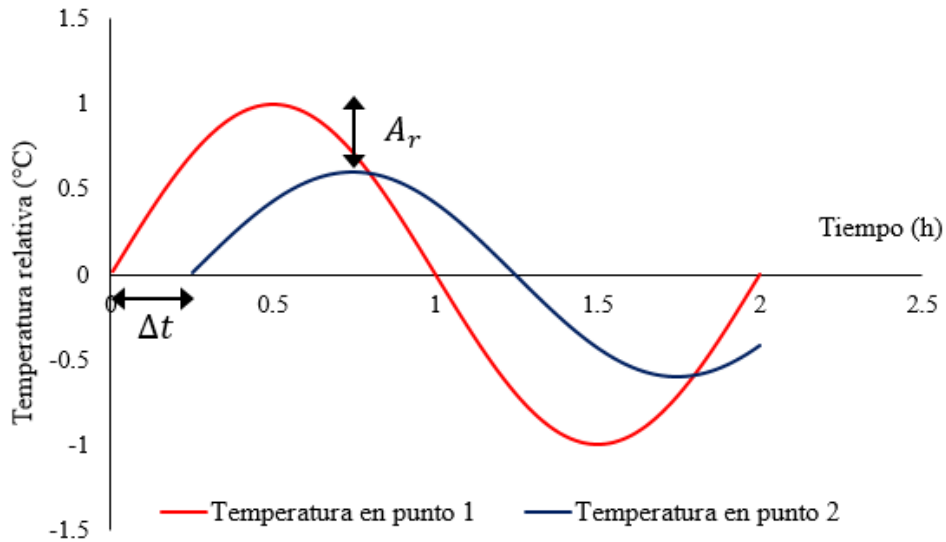
**Figura 3-10** Calibración del sensor de proximidad por ultrasonido.

### 3.4.1. Filtrado de los datos de las tasa de infiltración

Los datos colectados de las tasas de infiltración son filtrados utilizando un filtro de media móvil (MA) como se describe en el inciso 3.3.1.

## 3.5. Procesamiento de las series de tiempo de temperatura

Cuando el calor fluye en conjunto con el fluido, existen pérdidas al desplazarse de un punto a otro, es decir, las temperaturas tendrán una variación en su amplitud ( $A_r$ ). De igual manera y debido a la distancia que existe entre los puntos bajo análisis se producirá un desfaseamiento ( $\Delta t$ ) en la señal de temperatura; es decir, el tiempo en el que la temperatura alcance su valor máximo en el punto más próximo a la fuente de calor será menor a aquel que le tomará al punto más alejado alcanzar su valor máximo de temperatura. En la figura 3-11 se presenta gráficamente a  $A_r$  y  $\Delta t$  de dos series hipotéticas de temperatura.



**Figura 3-11** Representación gráfica de  $A_r$  y  $\Delta t$  de dos series hipotéticas de temperatura.

El desarrollo de nuevas herramientas de procesamiento digital de señales, métodos estadísticos y de filtrado han facilitado la extracción de las componentes sinusoidales disminuyendo el error debido al ruido y a las técnicas de medición. Tal es el caso del programa VFLUX desarrollado por Gordon et al. [97] en la plataforma MATLAB. Este programa permite analizar grandes cantidades de datos de temperatura y calcular el flujo vertical en los sistemas superficiales y sub-superficiales (como se puede ver en el Anexo A). VFLUX desarrolla los siguientes procesos para determinar las tasas de flujo de agua:

- Sincroniza las series de tiempo de temperatura a un tiempo común de muestreo; esto es útil en caso de sensores con diferentes tasas de muestreo.
- Filtra las señales de ruido de alta frecuencia (inherentes a los dispositivos electrónicos) mediante la implementación de un filtro pasa bajos de respuesta al impulso finita FIR, por sus siglas en inglés (Finite Impulse Response) diseñado con una ventana Kaiser.
- Re-muestra las series de tiempo para reducir las tasas de muestreo a aproximadamente 12 o 24 muestras por ciclo fundamental (si la tasa de muestreo original es mayor). Si las series de tiempo son sobre-muestreadas, las series de interés son comprimidas en el dominio de la frecuencia por lo que el método estándar de optimización en el dominio de la frecuencia dentro del modelo DHR (Dynamic Harmonic Regression) el cual es sensible al sobre-muestreo, puede resultar inefectivo para identificar los hiper-parámetros del modelo.

- Aísla la señal fundamental, extrae la información de amplitud y fase de cada una de las señales mediante el uso de DHR implementado mediante el toolbox CAPTAIN desarrollado en MATLAB por Taylor et al. [98].
- Determina las tasas de flujo vertical a través del medio poroso utilizando las soluciones analíticas propuestas por Hatch et al. 2006 [84], Keery et al. 2007 [85], McCallum et al. 2012 [86] y Luce et al. 2013 [87].

### 3.5.1. Regresión Harmónica Dinámica (DHR)

Los datos de temperatura recolectados son series de tiempo; en forma general los métodos para estudiar su comportamiento periódico pueden ser divididos en dos distintos grupos: i) métodos en el dominio del tiempo (por ejemplo el modelo auto-regresivo con integración de promedio móvil o ARIMA (acrónimo del inglés autoregressive integrated moving average) u otros métodos estocásticos) y en ii) métodos en el dominio de la frecuencia (por ejemplo análisis wavelet o regresión harmónica) [99]. La DHR desarrollada por Young et al. [100] es una extensión no estacionaria de la transformada discreta de Fourier o DFT (acrónimo del inglés Discrete Fourier Transform); ésta trabaja en el dominio de la frecuencia y en el del tiempo, por lo que es útil para detectar variaciones en amplitud y fase en el tiempo. DHR es particularmente útil para ajustes estacionarios y adaptables, extracción de señales e interpolación, así como para pronósticos y análisis de eventos pasados [100]; es una simplificación del modelo de componentes no observados (3.4),

$$y_t = T_t + C_t + e_t, \quad (3.4)$$

donde  $y_t$  es la serie de tiempo observada,  $T_t$  es la tendencia o la componente de frecuencia cero,  $C_t$  es la componente cíclica y  $e_t$  es una componente irregular asumida como ruido blanco gaussiano con varianza constante ( $e_t \sim N(0, \sigma_r^2)$ ). La componente cíclica (3.5) es la suma de las señales fundamentales y sus armónicas asociadas:

$$C_t = \sum_{i=1}^N [a_{i,t} \cos(\omega_i t) + b_{i,t} \sin(\omega_i t)], \quad (3.5)$$

donde  $a_{i,t}$  y  $b_{i,t}$  son los parámetros estocásticos variantes en el tiempo (TPV's) y  $\omega_1, \dots, \omega_N$  son la frecuencia fundamental ( $\omega_1$ ) y sus armónicas ( $\omega_i = i\omega_1$ ) hasta la frecuencia de Nyquist ( $\omega_N$ ).

### 3.5.2. Calibración del modelo

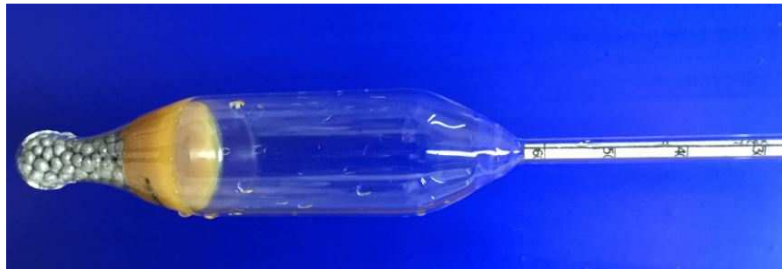
La calibración del modelo se realiza variando en forma manual los parámetros utilizados en VFLUX para la determinación de las tasas de infiltración vertical. En el apéndice A se presenta un procedimiento para la utilización de VFLUX.

## 3.6. Caracterización del suelo

Las soluciones analíticas de la ecuación de flujo y transporte de calor (2.14 - 2.18) requieren conocimientos de algunas propiedades físicas y térmicas del suelo. Una de las ventajas del uso del calor como un trazador para la determinación de las tasas de flujo a través de un medio poroso, es que las propiedades térmicas del suelo bajo estudio pueden ser determinadas ya sea en laboratorio en forma experimental o pueden ser tomadas de la literatura científica como lo proponen Munz et al. [101], esto debido a su menor grado de variación comparado con la alta variabilidad de sus propiedades físicas. En este trabajo, se utilizó el valor típico de la dispersividad térmica (termal dispersivity ( $\beta$ )) indicados por default en VFLUX ( $\beta = 0.001$  m) y posteriormente fue variado hasta alcanzar el mejor valor resultante de la desviación cuadrática media normalizada (NRMSD acrónimo de Normalized Root Mean Square Deviation), sin embargo, sus variaciones no tuvieron un impacto significativo en los valores resultantes de la NRMSD, por lo que el valor final de  $\beta$  fue tomado como 0.001 m. Los otros parámetros físicos y térmicos fueron determinados como se describe a continuación:

### Textura del suelo:

Primeramente se hace pasar la muestra de suelo a través de una malla #20 (apertura nominal de 0.884mm) con la finalidad de eliminar gravas y arenas gruesas. Posteriormente, mediante la técnica del hidrómetro de Bouyoucos (figura 3-12) se determinan los porcentajes de arena, arcilla y limo.



**Figura 3-12** Hidrómetro de Bouyoucos.

### **Porosidad:**

La porosidad ( $n$ ) es la relación entre el volumen de los espacios y el volumen de la muestra de suelo, para su determinación se utilizaron 2 probetas graduadas de 50 ml y una de 100 ml, todas ellas con  $\pm 2\%$  de error. Una de las probetas se llena con 50 ml de suelo y la otra con 50 ml de agua destilada; ambas muestras se mezclan en la probeta de 100 ml, una vez que todos los espacios vacíos han sido llenados con agua destilada (ya no surgen burbujas de la mezcla) se procede a medir el volumen final de la mezcla y se determina la porosidad mediante la ecuación (3.4).

$$n = \frac{(V_w + V_{bs}) - V_f}{V_{bs}} \quad (3.4)$$

donde  $V_w$  es el volumen de agua destilada (ml),  $V_{bs}$  es el volumen de la muestra de suelo (ml) y  $V_f$  es el volumen real final de la mezcla (ml).

### **Densidad:**

La densidad de la muestra de suelo se determina midiendo primeramente 10 veces el volumen de una muestra de suelo utilizando para ello una probeta graduada de 50 ml ( $50 \text{ cm}^3$ ) con  $\pm 2\%$  de error, posteriormente, la masa de la muestra es medida 10 veces utilizando una balanza digital (figura 3-13) con una precisión de 0.1 mg. Se obtiene la mediana de cada uno de los valores y la densidad es determinada utilizando la ecuación (3.5),

$$\rho = \frac{m}{v}, \quad (3.5)$$

donde  $\rho$  es la densidad del suelo ( $\text{g cm}^{-3}$ ),  $m$  es la masa de la muestra (g) y  $v$  es el volumen de la muestra de suelo ( $\text{cm}^3$ ).



**Figura 3-13** Balanza digital utilizada para la determinación de la densidad.

### **Calor específico:**

Es determinado utilizando un calorímetro de cobre de doble pared (figura 3-14), el cual se basa en el principio de la conservación de la energía:

$$\Delta Q_{cedido} = \Delta Q_{ganado}, \quad (3.6)$$

donde  $\Delta Q_{cedido}$  es la cantidad de calor cedido por el cuerpo más caliente y  $\Delta Q_{ganado}$  es la cantidad de calor ganado por el cuerpo más frío.



**Figura 3-14** Calorímetro de cobre de doble pared y termómetro digital.

Procedimiento para la determinación del calor específico:

- i. Se mide la masa del calorímetro.
- ii. Se colocan 50 g de agua fría dentro del calorímetro y se espera un tiempo hasta que la temperatura se estabilice.
- iii. Se agregan al calorímetro 50 gramos del suelo a temperatura ambiente (o caliente).
- iv. Se mide cada minuto la temperatura dentro del calorímetro hasta que la temperatura de la mezcla se haya estabilizado.
- v. Se determina el calor específico mediante la ecuación (3.7).

$$Ce_s = \frac{(T_f - T_i)(m_w Ce_w + m_{Cu} Ce_{Cu})}{m_s (T_{is} - T_f)}, \quad (3.7)$$

donde  $Ce_s$ ,  $Ce_w$  y  $Ce_{Cu}$  son los calores específicos del suelo, agua y cobre respectivamente ( $\text{cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $T_i$  y  $T_{is}$  son las temperaturas iniciales del calorímetro con agua y del suelo ( $^\circ\text{C}$ );  $m_w$ ,  $m_{Cu}$  y  $m_s$  son las masas del agua, del calorímetro y del suelo respectivamente (g) y  $T_f$  es la temperatura final de todo el sistema ( $^\circ\text{C}$ ).

### 3.7. Validación del modelo

La validación del modelo se realiza comparando estadísticamente los valores de las tasas de infiltración obtenidos en forma numérica mediante la solución analítica de la ecuación de flujo y transporte de calor para un medio poroso saturado contra los obtenidos en forma experimental mediante la medición de las tasas de infiltración (en la parte superior) y de la masa drenada (en la parte inferior).

### 3.8. Análisis estadístico

Para determinar la relación entre los resultados obtenidos por los tres diferentes métodos se realizó un análisis de correlación utilizando el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y la desviación cuadrática media normalizada (NRMSD).



### 3.8.1. Coeficiente de determinación $R^2$

El coeficiente de determinación ( $R^2$ ) se determina elevando al cuadrado el coeficiente de correlación de Pearson ( $R$ ) (ecuación (3.8)). El coeficiente de determinación indica la proporción de variación de una variable  $x$  debida a una variación de una variable  $y$  y viceversa, puede tomar valores entre 0 y 1, siendo el valor de  $R^2$  mejor cuanto más se acerque a 1.

$$R = \frac{\Sigma(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sqrt{\Sigma(x-\bar{x})^2 \Sigma(y-\bar{y})^2}} \quad (3.8)$$

donde  $x$  y  $y$  son las variables independientes y,  $\bar{x}$  y  $\bar{y}$  son las medias respectivas.

### 3.8.2. Desviación cuadrática media (RMSD)

La desviación cuadrática media normalizada (RMSD acrónimo de Root Mean Square Deviation) permite comparar diferencias entre dos conjuntos de datos, pero a diferencia de la RMSE (Root Mean Square Error), ninguno de los conjuntos de datos puede considerarse como estándar o pronosticado; esto es útil para comparar los resultados obtenidos por dos métodos distintos, como es el caso de este trabajo. La ecuación 3.9 permite calcular la RMSD de un conjunto de datos  $x$  y  $y$ , donde  $N$  es el número de datos de cada una de las variables.

$$RMSD = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2}{N}} \quad (3.9)$$

### 3.8.3. Desviación cuadrática media normalizada (NRMSD)

La desviación cuadrática media normalizada (3.10) se calcula dividiendo el valor de RMSD entre la media del primer conjunto de datos, aunque las diferencias entre usar el primer o segundo conjunto de datos deberán ser mínimas.

$$NRMSD = \frac{RMSD}{\bar{x}} \quad (3.10)$$

## Capítulo 4

# RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1. Preparación para la prueba

Para evaluar la eficiencia del ALI, el tubo de PVC fue llenado con una muestra alterada de suelo. Dicha muestra de suelo fue analizada de acuerdo a los procedimientos previamente descritos en el capítulo 3 para determinar su textura, así como sus propiedades físicas y térmicas.

Se definió a la textura del suelo como arenosa de acuerdo a la clasificación establecida por el departamento de agricultura de los Estados Unidos (USDA, acrónimo de United States Department of Agriculture por sus siglas en inglés). En la tabla 4-1 se presentan los porcentajes de arena, arcilla y limo de la muestra de suelo utilizada.

**Tabla 4-1** Porcentajes de arena, arcilla y limo en la muestra de suelo determinados mediante la técnica de Bouyoucos.

	Arena	Arcilla	Limo
Porcentajes	99.48%	0.52%	0%

En la tabla 4-2 se presentan los parámetros físicos y térmicos determinados de la muestra de suelo y del agua utilizada en esta prueba.

**Tabla 4-2** Parámetros físicos y térmicos del suelo y del agua utilizados para la determinación de las tasas de flujo vertical utilizando la solución analítica de Hatch et al.

Parámetros	Valores determinados	Unidades
Porosidad ( $n_e$ )	0.28	Sin unidades
Capacidad calorífica volumétrica del suelo ( $C_s$ )	0.5	Cal cm <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup>
Capacidad calorífica volumétrica del agua ( $C_w$ )	1.0	Cal cm <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup>
Dispersividad térmica ( $\beta$ )	0.001	m
Conductividad térmica base ( $\lambda_0$ )	0.0045	Cal s <sup>-1</sup> cm <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup>

Los sensores fueron instalados al mismo tiempo en que se realizaba el llenado de la columna con la muestra de suelo. Antes de instalar un sensor se golpeaba la parte exterior de la columna y se presionaba ligeramente el suelo para facilitar el acomodo y evitar dejar espacios vacíos. Una vez instalada la columna en su posición final se saturó el suelo por 12 horas y se dejó drenar libremente para mejorar la compactación del suelo.

## 4.2. Registro de datos

Los valores de los distintos sensores para una prueba de infiltración que tuvo una duración de 24 horas fueron registrados cada 5 minutos en una memoria microSD. La figura 4-1 muestra un ejemplo de los datos capturados.

A	AI	AJ	AK	AL	AM	AN	AO	AP	AQ	AR	AS	AT	AU
Tiempo (min)	dultraMedian (cm)	Masa(kg)	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T9	T10	T11 (Amb)	T12 (W)
0	2.8	0.0004	25.75	25.37	24.81	25.06	24.87	24.75	24.75	27.19	24.56	26.31	22.87
5	6.5	0.0028	24.94	25.37	25	25.12	24.87	24.75	24.75	27.25	24.56	24.81	23.01
10	6.57	0.0025	24.87	25.06	24.94	25.12	24.87	24.75	24.75	27.31	24.56	25	23.8
15	7.87	0.0021	24.94	24.62	25	25.12	24.87	24.75	24.75	27.31	24.56	25.19	24.69
20	9.59	0.206	25.75	24.56	25.12	25.31	24.94	24.87	24.75	27.25	24.56	26.06	25.21

**Figura 4-1** Ejemplo de los datos del ultrasonido, masa y temperatura registrados por el ALI en la memoria microSD.

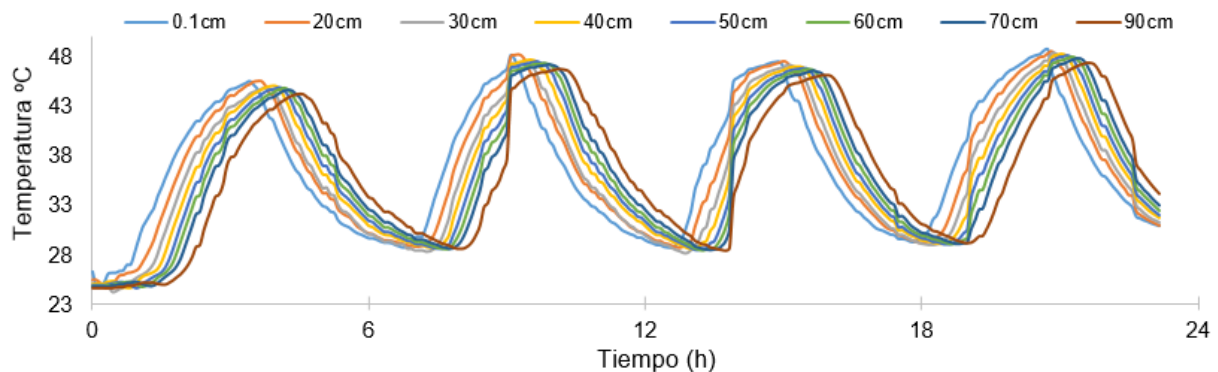
## 4.3. Procesamiento de los datos hidráulicos

En la columna de prueba se establecieron condiciones iniciales y de frontera de tipo Dirichlet. Estas consistieron en una carga hidráulica constante ( $2.050 \pm 0.003$  m) en la frontera superior y una carga hidráulica constante en la frontera inferior (0.45 m), presentándose un drenado libre. Como se describió previamente, los valores de la masa de agua drenada medidos por la báscula digital y los valores de distancia entre el sensor de ultrasonido y el nivel del agua en el contenedor B, fueron utilizados para determinar las tasas de drenado de agua (extremo inferior) y de infiltración (extremo superior). Estas tasas calculadas (de drenado e infiltración) fueron filtradas usando un filtro pasa bajos (ecuación (3.3)) y ajustadas utilizando la función de ajuste polinomial de MATLAB.

#### 4.4. Procesamiento de los datos de temperatura

Se establecieron ciclos de calentamiento cuasi-sinusoidales con período de seis horas y una amplitud de 10°C en el agua del contenedor A. Se escogieron ciclos de seis horas (componente cíclica) para distinguirla fácilmente de ciclo diario de temperatura (tendencia). Aún y cuando estudios previos habían indicado que la información determinada por el modelo de transporte de calor y fluido utilizando sub-ciclos (submúltiplos del ciclo diario de temperatura) no era confiable, Lautz (2012) [75] determinó mediante experimentación que esta información si era real y que los cambios en el flujo de sub-ciclos pueden ser observados mediante el modelo de transporte de calor.

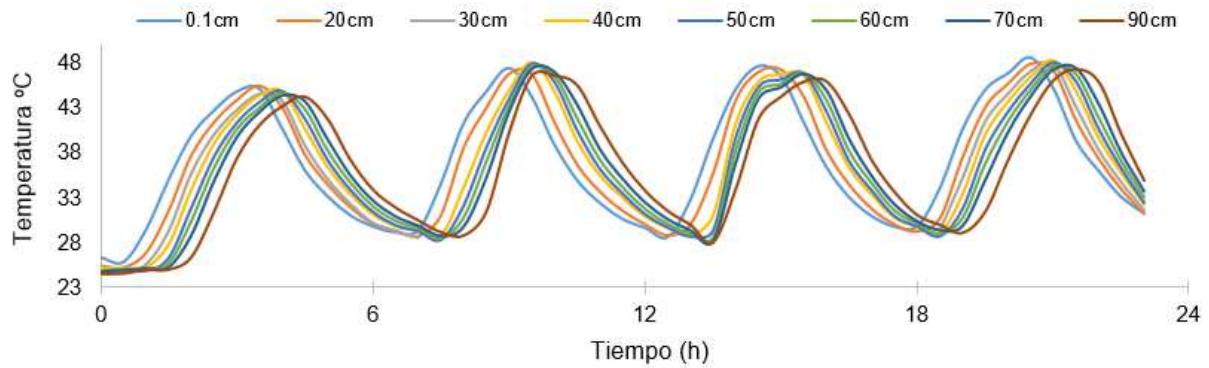
En la figura 4-2 se muestran las series de tiempo de temperatura originales (sin procesar) de ocho sensores de temperatura instalados a diferentes profundidades a lo largo del eje vertical de la columna (dos sensores presentaron fallas por lo que no fueron incluidos en la gráfica). Se pueden observar fácilmente los ciclos de seis horas inducidos artificialmente, así como la tendencia a largo plazo; las señales se observan ruidosas, las relaciones entre las amplitudes de las señales ( $A_r$ ) no se distinguen fácilmente debido a la corta separación entre los sensores; sin embargo se pueden observar los defasamientos entre señales ( $\Delta t$ ), especialmente entre los puntos 0.1 cm y 90 cm los cuales son más notorios.



**Figura 4-2** Series de tiempo de temperatura sin procesar de ocho sensores instalados a diferentes profundidades y muestreados cada 5 minutos.

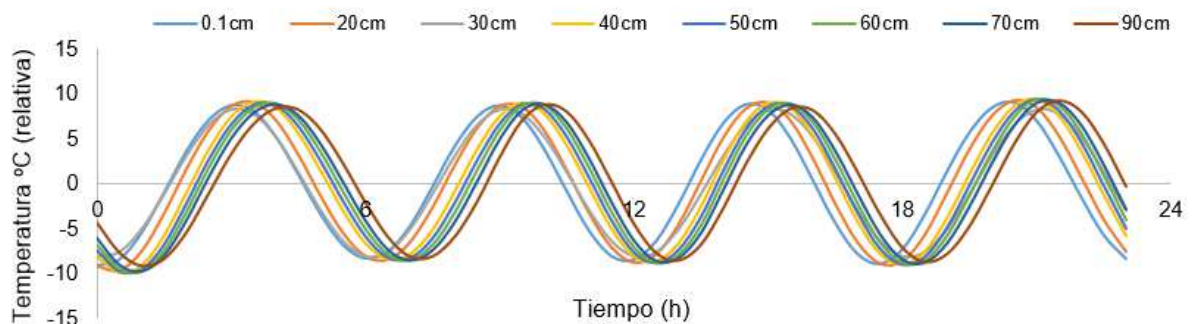
Los datos originales de temperatura fueron re-muestreados a 48 muestras por ciclo fundamental (24 h), esto se hizo para reducir el ruido en las señales. La figura 4-3 muestra las señales de temperatura después del re-muestreo; como puede observarse, el ruido fue disminuido, sin embargo aún puede observarse en las crestas y valles de las señales. Los defasamientos entre

señales son notorios, sin embargo las relaciones en las amplitudes entre señales no son observables debido a la proximidad entre los sensores de temperatura.



**Figura 4-3** Series de tiempo de temperatura re-muestreadas a 48 muestras por ciclo fundamental (24 h).

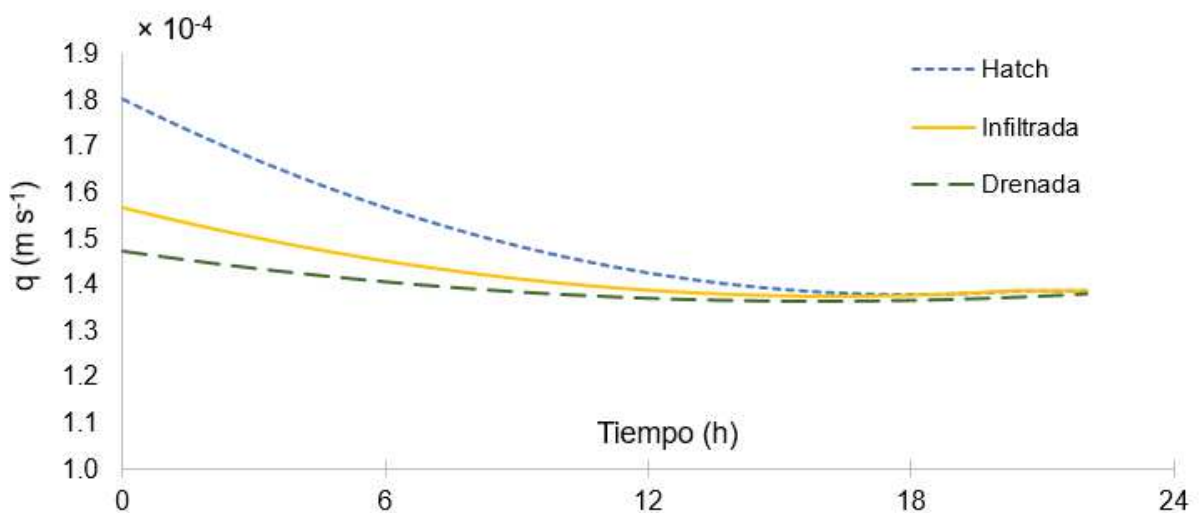
En la figura 4-4 se muestran las ocho señales de temperatura después de haber sido procesadas en MATLAB utilizando el toolbox VFLUX; se les realizó un proceso de filtrado utilizando un filtro FIR pasa bajos para remover el ruido de alta frecuencia, la tendencia de largo plazo (ciclo diario de temperatura) se removió mediante el uso de la regresión armónica dinámica (DHR) dejando sólo la componente cíclica (los ciclos de seis horas inducidos artificialmente). Ahora las señales se observan sin ruido, los cambios relativos de temperatura son claramente observables así como los defasamientos entre las señales ( $\Delta t$ ), nuevamente las relaciones entre las amplitudes de las señales ( $A_r$ ) no se distinguen fácilmente debido a las pequeñas variaciones entre ellas por lo que los cálculos de las tasas de flujo vertical de agua fueron realizados utilizando únicamente los cambios de fase (ecuación (2.15)). Las curvas de las señales fueron ajustadas utilizando la función de ajuste polinomial de MATLAB.



**Figura 4-4** Series de tiempo de temperatura re-muestreadas y filtradas.

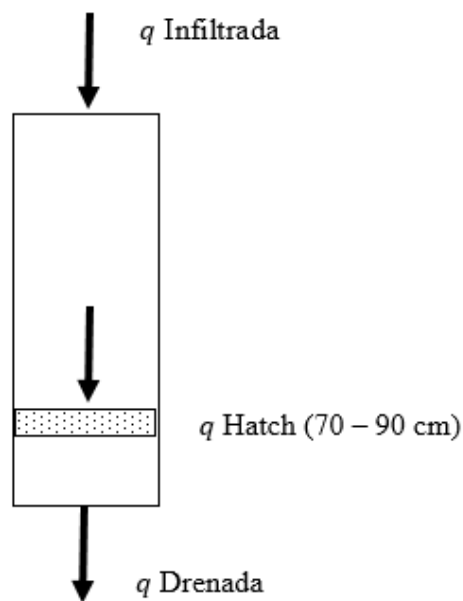
#### 4.5. Comparación entre las tres tasas de flujo vertical de agua

En la figura 4-5 se muestran las tasas de flujo vertical de agua ( $q$ ) determinadas por los tres métodos en condiciones de saturación: Infiltrada (determinada midiendo las tasas de infiltración), Drenada (determinada midiendo el agua drenada) y Hatch (calculada analíticamente utilizando VFLUX). Como puede observarse, en todas las curvas existe una clara tendencia, inician con los valores más grandes de  $q$  y posteriormente descienden hasta estabilizarse aproximadamente después de 15 horas una vez que el suelo se encuentra casi completamente saturado (las burbujas de aire atrapado previenen que la saturación sea completa). El tiempo de estabilización depende de diferentes factores tales como las propiedades físicas y las condiciones iniciales de frontera del medio poroso. Inicialmente, las tasas de flujo vertical de agua determinadas con las tasas de infiltración son mayores (Infiltrada) porque le toma más tiempo al agua llegar al extremo inferior de la columna, así como alcanzar las condiciones de flujo de estado estacionario. Por otra parte, la solución analítica propuesta por Hatch et al. [84] fue desarrollada para condiciones de saturación, por lo que las tasas de flujo vertical de agua determinadas con este método (Hatch) deberán ser consideradas una vez que se ha alcanzado el estado estacionario. Como puede observarse en la figura 4-5, las tres tasas de flujo vertical de agua son muy similares después de que se ha alcanzado la estabilización.



**Figura 4-5** Comparación de las tasas de flujo vertical de agua determinadas por tres distintos métodos: Hatch (determinada en forma analítica usando el calor como trazador), Infiltrada (midiendo las tasas de infiltración) y Drenada (midiendo las tasas de agua drenada).

En la figura 4.6 se presentan gráficamente los puntos donde fueron medidos los valores de  $q$ . Para el caso de Infiltrada, este se determinó en el extremo superior del tubo de PVC, para Drenada, este se midió en el extremo inferior, y para el caso de Hatch, a pesar de que se realizaron mediciones a lo largo del tubo, para fines de comparación sólo se está considerando la zona entre los sensores de temperatura colocados a 70 y 90 cm con respecto al extremo superior (la ecuación de Hatch determina  $q$  entre dos sensores de temperatura colocados a lo largo del eje vertical).

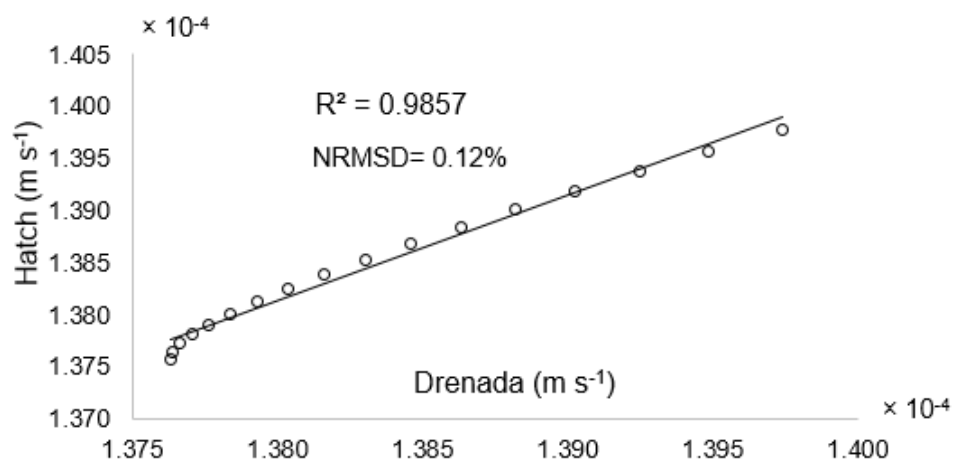


**Figura 4-6** Puntos donde se determinó el valor de  $q$  por cada uno de los tres métodos.

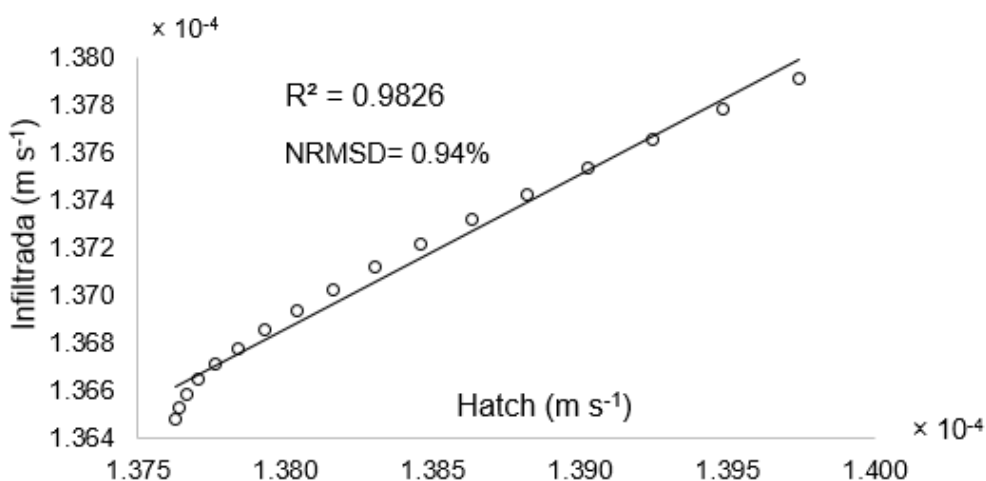
La figura 4.5 se presenta para mostrar el comportamiento del valor de  $q$  en función del tiempo. Sin embargo, es importante remarcar lo siguiente:

- a) El valor de  $q$  determinado por la solución analítica de Hatch et al. estará en función del tiempo y del punto en donde se realizó la medición de temperatura, sin embargo, una vez alcanzada la condición de saturación el valor de  $q$  será el mismo a lo largo del eje vertical de la columna.
- b) De igual manera, a lo largo de la columna, el valor de  $q$  determinado por la ecuación de Darcy tendrá valores distintos en función de su ubicación vertical y del tiempo, sin embargo, una vez alcanzadas las condiciones de saturación el valor de  $q$  será el mismo a lo largo del eje vertical de la columna.

Para evaluar estadísticamente el grado de relación entre los resultados obtenidos se utilizó la correlación. Las correlaciones entre los resultados obtenidos por los tres métodos diferentes fueron determinadas una vez que el estado estacionario había sido alcanzado (a partir de la hora 15). La figura 4-7 muestra la correlación entre los resultados obtenidos por Hatch y Drenada; la figura 4-8 muestra la correlación entre Hatch e Infiltrada y la figura 4-9 muestra la correlación entre Drenada e Infiltrada. En cada una de las gráficas se muestran también los valores calculados del coeficiente de determinación ( $R^2$ ) así como el valor de la desviación cuadrática media normalizada (NRMSD) para cada una de las gráficas.

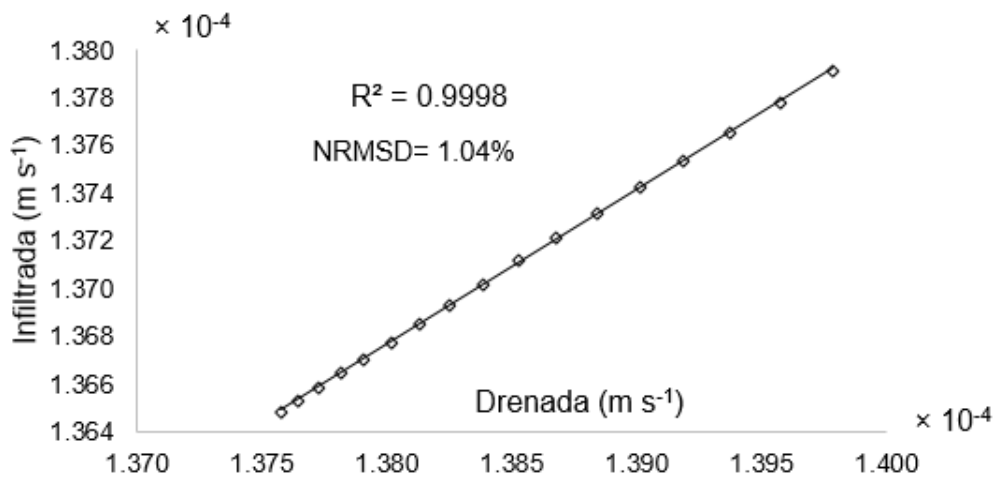


**Figura 4-7** Correlación entre las tasas de flujo vertical determinadas analíticamente (Hatch) y midiendo las tasas de agua drenada (Drenada).



**Figura 4-8** Correlación entre las tasas de flujo vertical determinadas midiendo las tasas de infiltración (Infiltrada) y analíticamente (Hatch).





**Figura 4-9** Correlación entre las tasas de flujo vertical determinadas midiendo las tasas de infiltración (Infiltrada) y midiendo las tasas de agua drenada (Drenada.)

#### 4.6. Determinación de la conductividad hidráulica saturada

La conductividad hidráulica saturada  $K_s$  fue determinada utilizando la ecuación (2.5), considerando a  $h_1 = 2.05$  m,  $h_2 = 0.45$  m,  $\partial l = 1.0$  m y el promedio de las tasas de flujo vertical de agua en estado estacionario (entre la hora 15 y la 22) de cada uno de los tres métodos. En promedio (considerando a los tres métodos), el valor de conductividad hidráulica saturada fue de  $8.61 \times 10^{-5}$  m s<sup>-1</sup>, el cual se encuentra dentro del rango de valores reportados por el USDA [102] de  $4.2 \times 10^{-5}$  a  $14.1 \times 10^{-5}$  m s<sup>-1</sup> para suelos con textura arenosa similares a los utilizados en este trabajo. La tabla 4-3 muestra un comparativo de los valores promedio determinados por cada uno de los tres métodos.

**Tabla 4-3** Valores promedio de la conductividad hidráulica saturada determinada por los tres métodos y rango de valores reportados por el USDA [102] para suelos con textura arenosa. <sup>a</sup>  $K_s$  determinada usando el calor como trazador y la solución analítica de Hatch et al. [84]. <sup>b</sup>  $K_s$  determinada midiendo las tasas de infiltración. <sup>c</sup>  $K_s$  determinada midiendo las tasas de agua drenada por el extremo inferior de la columna. <sup>d</sup> Rango de valores de  $K_s$  para suelos con textura arenosa reportada por el departamento de agricultura de los Estados Unidos (USDA).

Métodos	$K_s$ (m s <sup>-1</sup> )
Hatch, (calor como trazador) <sup>a</sup>	$8.6318 \times 10^{-5}$
Infiltrada <sup>b</sup>	$8.6384 \times 10^{-5}$
Drenada <sup>c</sup>	$8.5680 \times 10^{-5}$
USDA <sup>d</sup>	$4.2 \times 10^{-5}$ a $14.1 \times 10^{-5}$

## 4.7. Discusión

Como lo describen Loutfi et al. [103],  $R^2$  expresa la correlación entre los valores medidos y los estimados; la mejor aproximación corresponde al valor más alto de  $R^2$  (cercano a 1). Por su parte, el RMSD muestra la diferencia entre dos conjuntos de valores medidos sin necesidad de considerar a uno de ellos como medido y al otro como predicho (como en el caso del RMSE); por lo cual es útil para comparar conjuntos de datos obtenidos por dos métodos (o modelos) distintos. La RMSD indica la dispersión de los datos alrededor de una línea recta inclinada  $45^\circ$ , la aproximación es mejor si la RMSD es mínima (tiende a cero). La desviación cuadrática media normalizada (NRMSD) es calculado dividiendo el valor de la desviación cuadrática media (RMSD) entre el valor promedio de un conjunto de los datos medidos, ésta, es generalmente presentada en forma de porcentaje y es útil para comparar conjuntos de datos o modelos con diferentes escalas. Al igual que la RMSD, la aproximación es mejor cuando el valor de la NRMSD es mínimo (tiende a cero)

En la tabla 4-4 se presentan los valores obtenidos de  $R^2$  y NRMSD durante el análisis de correlación entre los resultados de las tasas de flujo vertical determinadas por cada uno de los tres métodos utilizados por el ALI. Como puede observarse, los peores valores de  $R^2$  y NRMSD se encontraron en el análisis de correlación entre Infiltrada vs Hatch e Infiltrada vs Drenada, sin embargo, aún estos valores se encuentran dentro del rango de resultados considerados como excelentes, por lo que queda estadísticamente demostrada la capacidad del Infiltrómetro de Laboratorio Automatizado (ALI) para estimar eficientemente las tasas de flujo vertical de agua a través de un medio poroso saturado, mediante tres diferentes métodos, haciendo más confiable los resultados obtenidos con este dispositivo.

**Tabla 4-4** Valores obtenidos de  $R^2$  y NRMSD durante el análisis de correlación entre los resultados de las tasas de flujo vertical determinadas por cada uno de los tres métodos utilizados por el ALI.

	Modelo de Hatch vs Drenada	Infiltrada vs Modelo de Hatch	Infiltrada vs Drenada
$R^2$	0.9857	0.9826	0.9998
NRMSD	0.12%	0.94%	1.04%

## Capítulo 5

# CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

---

La conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) es un parámetro clave para entender el movimiento del agua subterránea, la recarga natural y artificial de acuíferos, la interacción entre la zona vadosa y la zona saturada, así como otros procesos hidrológicos tales como el transporte de contaminantes, entre otros.

Existen varios métodos y dispositivos utilizados para determinar  $K_s$  para un medio poroso, en este trabajo se presentó el desarrollo de un nuevo dispositivo y la metodología necesaria para calcular  $K_s$  por tres diferentes métodos en forma simultánea.

Se desarrolló un infiltrómetro Automatizado de Laboratorio (ALI) utilizando la muy popular y de bajo costo tarjeta Arduino Mega 2560, la programación del dispositivo fue realizada utilizando el software de acceso libre de Arduino (Arduino IDE) por lo que no es necesaria la adquisición de licencias para su uso, así como sensores disponibles comercialmente, lo cual da al sistema total un costo de alrededor de 200.00 dólares americanos, dicho precio es muy bajo comparado con los sensores de grado comercial para estimar el contenido de humedad o la presión de succión del suelo utilizados normalmente para estimar la conductividad hidráulica mediante la ecuación de Richards. Por ejemplo, un sensor de humedad modelo ECHO 5-TM tiene un costo aproximado de 220.00 dólares y el costo de un sensor de presión de succión del suelo modelo Teros 21 es de alrededor de 325 dólares, los cuales necesariamente debe combinarse con otros componentes para determinar los valores de conductividad hidráulica; esto demuestra la necesidad de investigación en dispositivos más económicamente accesibles pero con la capacidad de proporcionar resultados confiables.

El ALI provee de series de temperatura, tasas de infiltración y volúmenes de agua drenada, lo cual permite a los investigadores calcular las tasas de flujo vertical a través de muestras de suelo

alteradas o sin alterar por tres diferentes métodos: un método indirecto usando el calor como un trazador natural (ecuación de Stallman) y dos métodos directos (tasas de infiltración vertical y volúmenes de agua drenada (ecuación de Darcy).

Los resultados proporcionados por el ALI pueden ser utilizados para verificar que el estado estacionario ha sido alcanzado, el cual ocurre aproximadamente en el tiempo donde coinciden las curvas de los tres métodos utilizados para calcular las tasas de flujo: el valor más confiable de  $K_s$  puede ser determinado a partir de ese momento.

Las series de temperaturas pueden ser utilizadas para determinar la conductividad hidráulica en condiciones de no saturación sin la necesidad de utilizar sensores de contenido de humedad o tensiómetros, los cuales son más caros comparados con los sensores de temperatura.

Las propiedades térmicas de los suelos determinadas en laboratorio por el ALI pueden ser utilizadas como una alternativa para determinar  $K_s$  en el campo y para medir la interacción del agua (flujos ascendentes y descendentes) en la zona vadosa en forma continua.

A largo plazo, los datos de temperatura son más sencillos y económicos de tomar que los trazadores comúnmente utilizados tales como trazadores radioactivos artificiales, bromuro (Br), agua tritiada (HTO), bromuro de potasio (KBr), fluorescencia disódica, sulfurodamina B o litio, los cuales requieren de equipo y entrenamiento más especializado.

La evaluación del ALI permitió verificar una excelente correlación entre los tres métodos utilizados para determinar  $K_s$  ( $R^2 = 0.9826$  y  $NRMSD = 0.94\%$  entre Infiltrada y Hatch;  $R^2 = 0.9857$  y  $NRMSD = 0.12\%$  entre Hatch y Drenada; y  $R^2 = 0.9998$  y  $NRMSD = 1.04\%$  entre Infiltrada y Drenada). La conductividad hidráulica saturada determinada por los tres métodos cae dentro del rango establecido por el departamento de agricultura de los Estados Unidos (USDA) para el tipo de suelo analizado, lo cual prueba la eficiencia del ALI. Sin embargo, es importante realizar experimentación con otros tipos de suelos para evaluar su desempeño con otros tipos de texturas.

## **Recomendaciones**

La metodología y el dispositivo desarrollados en este trabajo son muy útiles para medir las tasas de flujo vertical (unidimensional) de agua a través de un medio poroso homogéneo y la conductividad hidráulica en condiciones de saturación. La conductividad hidráulica saturada es

un parámetro muy importante para entender el movimiento del agua a través de un medio poroso, sin embargo, para entender en mejor manera los procesos de carga-descarga de acuíferos así como interacción entre la zona vadosa y la saturada se requiere la determinación de parámetros adicionales.

Con la finalidad de mejorar la confiabilidad del ALI y para obtener una mejor imagen de todo el proceso de infiltración (condiciones no saturadas y saturadas) se recomienda realizar las siguientes mejoras en trabajos futuros:

- Validar la precisión de los dispositivos de medida incorporados en el ALI comparándolos contra otros de alta precisión.
- Validar el desempeño del ALI comparándolo con otros dispositivos (permeámetros por ejemplo).
- Realizar un análisis de sensibilidad del ALI a las variaciones de amplitud de las señales cuasi-sinusoidales de temperatura.
- Repetir las pruebas con otros tipos de suelo para determinar el impacto que tienen la textura del suelo en el desempeño del ALI.
- Incorporar al ALI sensores de contenido de humedad y tensiómetros electrónicos; estos dispositivos adicionales proveerán de más parámetros, permitiendo utilizar, por ejemplo, la ecuación de Richards para estimar los valores de la conductividad hidráulica en condiciones de no saturación para de esta manera determinar la precisión del ALI en dichas condiciones.

# REFERENCIAS

---

- [1] CONAGUA. Numeragua. CONAGUA, 2015.
- [2] CONAGUA. Estadísticas del agua en México, edición 2011. CONAGUA, 2011.
- [3] Comisión Nacional del Agua. Atlas del Agua en México. CONAGUA, 2012.
- [4] Banco Mundial. Datos población mundial. <http://datos.bancomundial.org/indicador/SP.POP.TOTL>, consultado en septiembre 26 de 2016.
- [5] CONAGUA. Estadísticas del agua en México, edición 2018. CONAGUA, 2018. [http://sina.conagua.gob.mx/publicaciones/EAM\\_2018.pdf](http://sina.conagua.gob.mx/publicaciones/EAM_2018.pdf), consultado en abril 3 de 2019.
- [6] Taylor, R.G. Ground water and climate change. *Natural. Climate Change* 2012, 3, 322–329.
- [7] De Luna, R. M. R.; Garnés, S. J. D. A.; Cabral, J. J. D. S. P.; dos Santos, S. M. Groundwater overexploitation and soil subsidence monitoring on Recife plain (Brazil). *Nat. Hazards* 2017, 86, 1363–1376.
- [8] Custodio, E. Aquifer overexploitation: What does it mean? *Hydrogeology Journal* 2002, 10, 254–277.
- [9] Fetter, C.; Boving, T.; Kreamer, D. *Contaminant Hydrogeology*; Waveland Press Inc.: Long Grove, IL, USA, 2017; ISBN 978-14786-3279-5.
- [10] Taylor, R.G. Ground water and climate change. *Natural Climate Change* 2012, 3, 322–329.
- [11] Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Información por entidad. <http://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/zac/poblacion/dinamica.aspx?tema=mee=32>, consultado en septiembre 26 de 2016.
- [12] Diario Oficial de la Federación. 2a sección, Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. <http://www.dof.gob.mx/notadetalle.php?codigo = 5389380fecha = 20/04/2015>, consultado en septiembre 26 de 2016.
- [13] Rosas, C. Estudio para calcular la confiabilidad de datos de agua subterránea. *Revista Latino-Americana de Hidrogeología* 2016, 10, 261-264, ISSN: 1676-0999.

- [14] Diario Oficial de la Federación. Nom-011conagua-2015. <https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/94218/NOM-011-CONAGUA2015.pdf>, consultado en septiembre 26 de 2016.
- [15] Scanlon, B.; Healy, R.; Cook, P. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 2002, 10, 18-39.
- [16] Vrba, J.; Verhagen, B. *Groundwater for Emergency Situations*. UNESCO, 2011.
- [17] Carrillo-Rivera, J. J. Application of the groundwater-balance equation to indicate interbasin and vertical flow in two semi-arid drainage basins, Mexico. *Hydrogeology Journal* 2000, 8, 503-520.
- [18] Carrillo-Rivera, J. J.; Cardona, Antonio. Groundwater Flow Systems and Their Response to Climate Change: A Need for a Water-System View Approach. *American Journal of Environmental Sciences* 2012, 8 (3), 220-235.
- [19] Pérez-Villarreal, J.; Ávila-Olivera, J. A.; Israde-Alcántara, I. Análisis de los sistemas de flujo en un acuífero perturbado por la extracción de aguas subterráneas. Caso zona Morelia-Capula, Michoacán. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 2018, 70 (3), 675-688.
- [20] Groundwater Flow Systems, Glenelg Hopkins Catchment Management Authority, Report No. GHCMA 02/02, October 2002. [http://www.ccma.vic.gov.au/soilhealth/documents/outputs/education\\_and\\_training/trainin\\_g\\_manuals/documents/manuals/salinity/other\\_resources/groundwater/GHCMA\\_GFS\\_Report\\_v2.01e.pdf](http://www.ccma.vic.gov.au/soilhealth/documents/outputs/education_and_training/trainin_g_manuals/documents/manuals/salinity/other_resources/groundwater/GHCMA_GFS_Report_v2.01e.pdf), consultado en junio 30 de 2019.
- [21] Tóth, Adám. Groundwaters in Hungary, Groundwater Flow Commission of International Association of Hydrogeologists. <https://regionalgwflow.iah.org/education-research>, consultado en junio 30 de 2019.
- [22] Dennis, Ingrid; Veltman, Sonia. *The South African groundwater decision tool. Groundwater flow understanding from local to regional scale*; CRC Press: London, UK, 2008; 135-149, <https://doi.org/10.1201/9781482266115>.
- [23] Baalousha, H. Fundamentals of groundwater modeling, chapter 4, in *Groundwater: Modelling, Management and Contamination*, USA, Nova Science Publishers, Inc. 2008; ISBN: 978-1-60456-832-5.

- [24] Arbat, G.; Barragán, J.; Puig, J.; Poch, R.; Ramírez de Cartagena, F. Evaluación de los modelos numéricos de flujo de agua en el suelo Hydrus-2D y SIMDAS en riego localizado. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, 2003, 6, 279-288.
- [25] Tang, Y.; Zhou, J.; Yang, P.; Yan, J.; Zhou, N. *Groundwater Engineering*; Tongji University Press/Springer: Shanghai, China, 2016; ISBN 978-981-10-0669-2.
- [26] Mertens, J.; Madsen, H.; Feyen, L.; Jacques, D.; Feyen, J. Including prior information in the estimation of effective soil parameters in unsaturated zone modelling. *Journal of Hydrology* 2004, 294, 251–269.
- [27] Arreguín, F. El agua subterránea en México. Simposio: Las Ciencias de la Tierra en el estudio del Agua Subterránea. CONAGUA-SEMARNAT, 2011.
- [28] Vélez, M. *Hidráulica de Aguas Subterráneas*. Universidad Nacional de Colombia, 2a edición, 1999.
- [29] Hubbart, J. Origins of quantitative hydrology: Pierre Perrault, Edme Mariotte, and Edmund Halley. *Water Resources IMPACT* 2011, 13(16), 15-17.
- [30] Deming, D. Pierre Perrault, the hydrologic cycle and the scientific revolution. *Groundwater* 2014, 52, 156-162.
- [31] Fetter, Jr. C. Hydrogeology: A short history, part 2. *Groundwater* 2004, 42(6), 949-953.
- [32] Freeze, A.; Cherry, J. *Groundwater*. Prentice Hall, Inc., 1979. ISBN-10:0133653129.
- [33] Price, M. *Aguas subterráneas*. Limusa, 2003. ISBN 10: 9681855604.
- [34] Scanlon, B.; Healy, R.; Cook, P. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 2002, 10, 18-39.
- [35] Shanafield, M.; Cook, P. Transmission losses, infiltration and groundwater recharge through ephemeral and intermittent streambeds: A review of applied methods. *Journal of Hydrology* 2014, 511, 518-529.
- [36] Mishra S., Tyagi J., and V. Singh. Comparison of infiltration models. *Hydrological Process* 2003, 17, 2629–2652.
- [37] Quiroz, O.; Martínez, D.; Massone, H. Evaluación comparativa de métodos de cálculo de recarga en ambientes de llanura. La llanura interserrana Bonaerense (Argentina), como caso de estudio. *Dyna* 2012, 79(171), 239–247.
- [38] Guay, C.; Nastev, M.; Paniconi, C.; Sulis, M. Comparison of two modeling approaches for groundwater-surface interactions. *Hydrological Processes* 2013, 27, 2258-2270.



- [39] Guardiola, A.; Martos, S.; Pardo, E.; Durán, J.; Pedrera, A.; Jiménez, P.; Linán, C. Comparison of recharge estimation methods during a wet period in karst aquifer. *Groundwater* 2015, 53, 885-895.
- [40] Rosenberry, D. O.; LaBaugh, J. W. *Field Techniques for Estimating Water Fluxes between Surface Water and Ground Water*; USGS: Reston, VA, USA, 2008. Available online: <https://pubs.usgs.gov/tm/04d02/> (accessed on 7 December 2018).
- [41] Vélez, M.; Vásquez, L. Métodos para determinar la recarga en acuíferos. *Avances en Recursos Hidráulicos* 2004, 11, 51–62.
- [42] Salas J. Determinación espacial de la recarga en un acuífero mediante el diseño e instalación de instrumentación en pozos de monitoreo y un modelo numérico unidimensional de la infiltración en la zona vadosa. Tesis de doctorado, UAEM Facultad de Ingeniería, CIRA, octubre 2012.
- [43] Cruz, F. Caracterización y diagnóstico del acuífero de La Paz. Mediante estudios geofísicos y geohidrológicos. Tesis doctoral, IPN-CICIMAR, 2007.
- [44] Cruz, F.; Ramírez, A.; Vázquez, J.; Nava, R.; Hiparco, E.; Troyo, E.; Fraga, H. Estimación de la recarga y balance hidrológico del acuífero de la Paz, BCS. *México. Universidad y ciencia* 2013, 29(1), 87–100.
- [45] Freeze, A. Henry Darcy and the fountains of Dijon. *Groundwater* 1994, 32(1), 22–30.
- [46] Hiscock K. *Hydrogeology Principles and Practice*. Blackwell Publishing, 2005.
- [47] Richards L. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1931, 1, 318– 333.
- [48] Genuchten, T.; Sena, M. The HYDRUS Software Package for Simulating the Two- and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Porous Media Technical Manual version 2.0. PC-Progress, 2012. [https://www.pc-progress.com/downloads/Pgm\\_Hydrus3D/HYDRUS3D%20Technical%20Manual.pdf](https://www.pc-progress.com/downloads/Pgm_Hydrus3D/HYDRUS3D%20Technical%20Manual.pdf), consultado en febrero 28 de 2019.
- [49] Bouyoucos, G. Effects of temperature on some of the most important physical process in soils, *Mich. Coll. Ag. Tech, Bull* 2015, 24.
- [50] Halloran, L.; Rau, G.; Andersen, M. Heat as a tracer to quantify processes and properties in the vadose zone: A review. *Earth-Science Reviews* 2016, 159, 358–373.

- [51] Parlange, M. B. Cahilla, A. T.; Nielsenb, D. R.; Hopmansb, J. W.; Wendrothc, O. Review of heat and water movement in field soils. *Soil and Tillage Research* 1998, 47, 5–10.
- [52] Anderson, M. Heat as a ground water tracer. *Groundwater* 2005, 43(6), 951-959.
- [53] Phillips, J. R.; deVries, D.A. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 1956, 38, 222–232.
- [54] Suzuki, S. Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields. *Journal of Geophysical Research* 1960, 65(9), 2883-2885.
- [55] Stallman, R. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *Journal of Geophysical Research* 1965, 70, 2821–2827.
- [56] Lapham, W. Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. U.S. Geological Survey Water Supply 1989, Paper 2337:35.
- [57] Stonestrom, D.A.; Constantz, J. Heat as a Tool for Studying the Movement of Ground Water near Streams; USGS Circular 1260; USGS: Reston, VA, USA, 2003. Available online: <https://pubs.usgs.gov/circ/2003/circ1260/pdf/Circ1260.pdf> (accessed on 12 July 2018).
- [58] Conant, B. Jr. Delineating and quantifying groundwater discharge zones using streambed temperatures. *Groundwater* 2004, 2(42).
- [59] Constantz J. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources*, 44(4), 2004.
- [60] Anibas, C.; Fleckenstein, J.; Volze, N.; Buis, K.; Verhoeven, R.; Meire, P.; Okke, B.O. Transient or steady-state, using vertical temperature profiles to quantify groundwater-surface water exchange. *Hydrological Processes* 2009, 23, 2165-2177.
- [61] Duque, C.; Calvache, M.; Engesgaard, P. Investigating river-aquifer relations using water temperature in an anthropized environment (motril-salobreña aquifer). *Journal of Hydrology*, 381:121–133, 2010.
- [62] Onderka, M.; Banzhaf, S.; Scheytt, T.; Krein, A. Seepage velocities derived from thermal records using wavelet analysis. *Journal of Hydrology* 2013, 479, 64–74.
- [63] Bekele, E.; Patterson, B.; Toze, S.; Furness, A.; Higginson, S.; Shackleton, M. Aquifer residence times for recycled water estimated using chemical tracers and the propagation

- of temperature signals at a managed aquifer recharge site in Australia. *Hydrogeology Journal* 2014, 22, 1383-1401.
- [64] Gosselin, J. S.; Rivard, C.; Martel, R.; Lefebvre, R. Application limits of the interpretation of near-surface temperature time series to assess groundwater recharge. *Journal of Hydrology* 2016, 538, 96–108.
- [65] Irvine, D.; Kurylyk, B.; Cartwright, I.; Bonham, M.; Post, V.; Banks, E.; Simmons, C. Groundwater flow estimation using temperature-depth profiles in a complex environment and a changing climate. *Science of The Total Environment* 2017, 574, 272-281.
- [66] Rodríguez-Juárez, P.; Júnez-Ferreira, H. E.; González, T. J.; Zavala, M.; Burnes-Rudecino, S.; Bautista-Capetillo, C. Automated Laboratory Infiltrometer to Estimate Saturated Hydraulic Conductivity Using an Arduino Microcontroller Board. *Water* 2018, 10, 1-14.
- [67] Xu, X.; Lewis, C.; Liu, W.; Albertson, J. D.; Kiely, G. Analysis of single-ring infiltrometer data for soil hydraulic properties estimation: Comparison of BEST and Wu methods. *Agriculture Water Management* 2012, 107, 34–41.
- [68] Lai, J.; Luo, Y.; Ren, L. Numerical evaluation of depth effects of double-ring infiltrometers on soil saturated hydraulic conductivity measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2011, 76, 867–875.
- [69] Kadam, A.S. Determination of infiltration rate for site selection of artificial water recharge: An experimental study. *Int. J. Sci. Res.* 2016, 5, 699–705.
- [70] Fatehnia, M.; Paran, S.; Kish, S.; Tawfiq, K. Automating double ring infiltrometer with an Arduino microcontroller. *Geoderma* 2016, 262, 133–139.
- [71] Vand, A.S.; Sihag, P.; Singh, B.; Zand, M. Comparative evaluation of infiltration models. *KSCEJ.Civ. Eng.* 2018, 22, 4173–4184.
- [72] Nestingen, R.; Asleson, B.C.; Gulliver, J. S.; Hozalski, R.M.; Nieber, J. L. Laboratory Comparison of Field Infiltrometers. *J. Sustain. Water Built Environ.* 2018, 4, 1-6.
- [73] Arriaga, F. J.; Kornecki, T. S. K.; Balkcom, K. S. B.; Raper, R. L. A method for automating data collection from a double-ring infiltrometer under falling head conditions. *Soil Use Management* 2010, 26, 61–67.

- [74] Di Prima, S.; Lassabatere, L.; Bagarello, V.; Iovino, M.; Angulo-Jaramillo, R. Testing a new automated single ring infiltrometer for Beerkan infiltration experiments. *Geoderma* 2015, 262, 20–34.
- [75] Lautz, L. K. Observing temporal patterns of vertical flux through streambed sediments using time-series analysis of temperature records. *Journal of Hydrology* 2012, 464, 199–215.
- [76] Salas-García, J.; Garfias, J.; Martel, R.; Bibiano-Cruz, L. A low-cost automated test column to estimate soil hydraulic characteristics in unsaturated porous media. *Geofluids* 2017, 1-17.
- [77] IAEA. Use of Artificial Tracers in Hydrology IAEA-TECDOC-601; International Atomic Energy Agency: Vienna, Austria, 1991; ISSN 1011-4289.
- [78] Yeh, Y.; Lee, C.; Chen, S. A tracer method to determine hydraulic conductivity and effective porosity of saturated clays under low gradients. *Groundwater* 2000, 38, 522–529.
- [79] Hwang, H.; Jeon, S.; Suleiman, A. A.; Lee, K. Comparison of saturated hydraulic conductivity estimated by three different methods. *Water* 2017, 9, 942.
- [80] Mosthaf, K.; Brauns, B.; Fjordbøge, A.S.; Rohde, M.M.; Kern-Jespersen, H.; Bjerg, P. L.; Binning, P. J.; Broholm, M.M. Conceptualization of flow and transport in a limestone aquifer by multiple dedicated hydraulic and tracer tests. *Journal of Hydrology* 2018, 561, 532–546.
- [81] Stallman, R. Methods of collecting and interpreting ground-water data. U.S. Geological Survey Water-supply 1963, Paper 1544-H, 36–46.
- [82] Bredehoeft, J.D.; Papadopoulos, I.S. 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. *Water Resources Researches* 1965, 1(2), 325–328.
- [83] Lien, B. K; Ford, R. G. Quantifying Seepage Flux using Sediment Temperatures. United States Environmental Protection Agency 2014. EPA/600/R-15/454.
- [84] Hatch, C. E.; Fisher, A. T.; Revenaugh, J. S.; Constantz, J.; Ruehl C. Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. *Water Resources Research* 2006, 42(10), 1–14.

- [85] Keery, J.; Binley, A.; Crook, N.; Smith, J. W. N. 2007. Temporal and spatial variability of groundwater-surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series. *Journal of Hydrology* 2007, 336, 1–16.
- [86] McCallum, A.M.; Andersen, M.S.; Rau, G. C.; Acworth, R. I. A 1-D analytical method for estimating surface water-groundwater interactions and effective thermal diffusivity using temperature time series. *Water Resources Research* 2012, 48, 1–8.
- [87] Luce, C. H.; Tonina, D.; Gariglio, F.; Applebee, R. Solutions for the diurnally forced advection–diffusion equation to estimate bulk fluid velocity and diffusivity in streambeds from temperature time series. *Water Resources Research* 2013, 49(1), 488–506.
- [88] Irvine, D. J.; Briggs, M.A.; Lautz, L. K.; Gordon, R.P.; McKenzie, J. M.; Cartwright, I. Using Diurnal Temperature Signals to Infer Vertical Groundwater-Surface Water Exchange. *Groundwater* 2016, 55, 10–26.
- [89] Shanafield, M.; Hatch, C.; Pohll, G. Uncertainty in thermal time series analysis estimates of streambed water flux. *Water Resources Res.* 2011, 47, 1-7.
- [90] Página oficial de Arduino. <https://www.arduino.cc/en/Main/Products>, consultado en abril 4 de 2019.
- [91] Programmable Resolution 1-Wire Digital Thermometer. <https://datasheets.maximintegrated.com/en/ds/DS1820.pdf>, consultado en julio 12 de 2018.
- [92] Product Users Manual HC-SR04 Ultrasonic Sensor. [https://docs.google.com/document/d/1Y-yZnNhMYy7rwhAgyL\\_pfa39RsB-x2qR4vP8saG73rE/edit](https://docs.google.com/document/d/1Y-yZnNhMYy7rwhAgyL_pfa39RsB-x2qR4vP8saG73rE/edit), consultado en julio 12 de 2018.
- [93] Micro Load Cell Datasheet. <https://www.robotshop.com/media/files/pdf/datasheet3133.pdf>, consultado en julio 12 de 2018.
- [94] Kumar, M.S.; Chandra, T.R.; Kumar, D.P.; Manikandan, M.S. Monitoring moisture of soil using low cost homemade Soil moisture sensor and Arduino UNO, in: 2016 3rd International Conference on Advanced Computing and Communication Systems (ICACCS), 2016, 1–4.
- [95] Lim, W., Torres, H.K., Oppus, C.M. An agricultural telemetry system implemented using an Arduino-Android interface, in: 2014 International Conference on Humanoid, Nanotechnology, Information Technology, Communication and Control, Environment

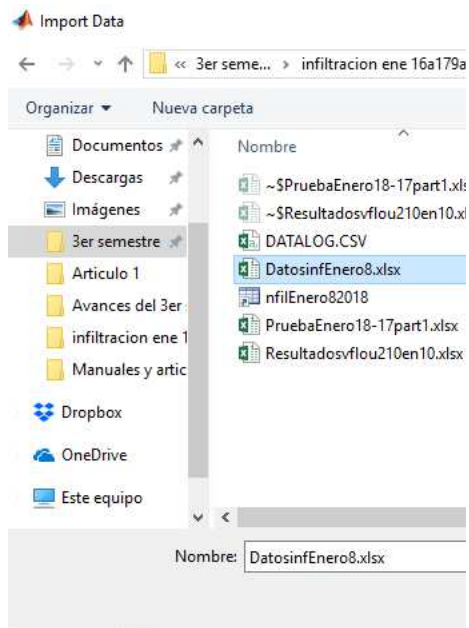
- and Management, HNICEM 2014, 7th HNICEM 2014 Joint with 6th International Symposium on Computational Intelligence and Intelligent Informatics, co-located with 10th ERDT Conference, 2014.
- [96] Smith, S.W. The Scientist and Engineer's Guide to Digital Signal Processing. DSP Guide 1997, 423–450. <http://www.dspguide.com/pdfbook.htm>, consultado en julio 12 de 2018.
- [97] Gordon, R.P.; Lautz, L. K.; Briggs, M. A.; McKenzie, J. M. Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program. *Journal of Hydrology*. 2012, 420(421), 142–158.
- [98] Taylor, C. J.; Pedregal, D. J.; Young, P.C.; Tych, W., Environmental time series analysis and forecasting with the Captain toolbox. *Environmental Modelling and Software* 2007, 22, 797-814.
- [99] Artis, M.; Clavel, J.; Hoffmann, M.; Nachane, D. Harmonic regression models: a comparative review with applications. Institute for Empirical Research in Economics University of Zurich, Working Paper No. 333, 2-3, September 2006.
- [100] Young, P.; Pedregal, D.; Tych, W. Dynamic harmonic regression. *Journal of Forecasting* 1999, 18, 369-394.
- [101] Munz, M.; Oswald, S.E.; Schmidt, C. Sand box experiments to evaluate the influence of subsurface temperature probe design on temperature based water flux calculation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, 15, 3495–3510.
- [102] Saturated Hydraulic Conductivity in Relation to Soil Texture. [https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/office/ssr10/tr/?cid=nrcs144p2\\_074846](https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/office/ssr10/tr/?cid=nrcs144p2_074846), consultado en julio 12 de 2018.
- [103] Loutfi, H.; Bernatchou, A.; Raoui, Y.; Tadili, R. Learning Processes to Predict the Hourly Global, Direct, and Diffuse Solar Irradiance from Daily Global Radiation with Artificial Neural Networks. *International Journal of Photoenergy* 2017, 2017, 1-13.

# APÉNDICE A

## PROCEDIMIENTO PARA EJECUTAR VFLUX DESDE MATLAB

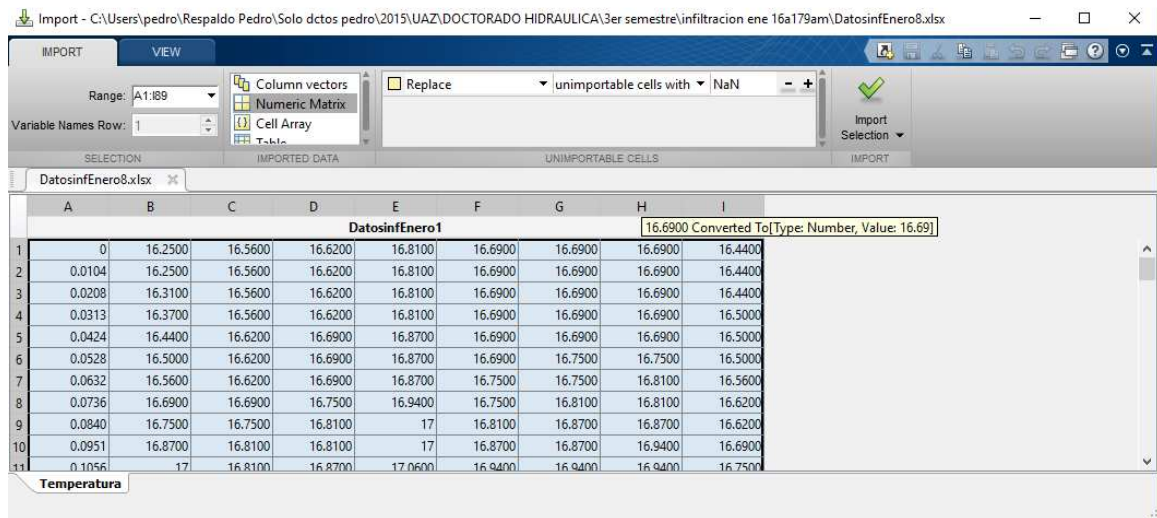
---

1. El archivo en Excel con los datos de tiempo en días y de temperatura se salvan en una hoja de Excel sin encabezados, sólo datos.
2. En MATLAB se selecciona la opción IMPORT DATA, se selecciona el archivo y se da ABRIR

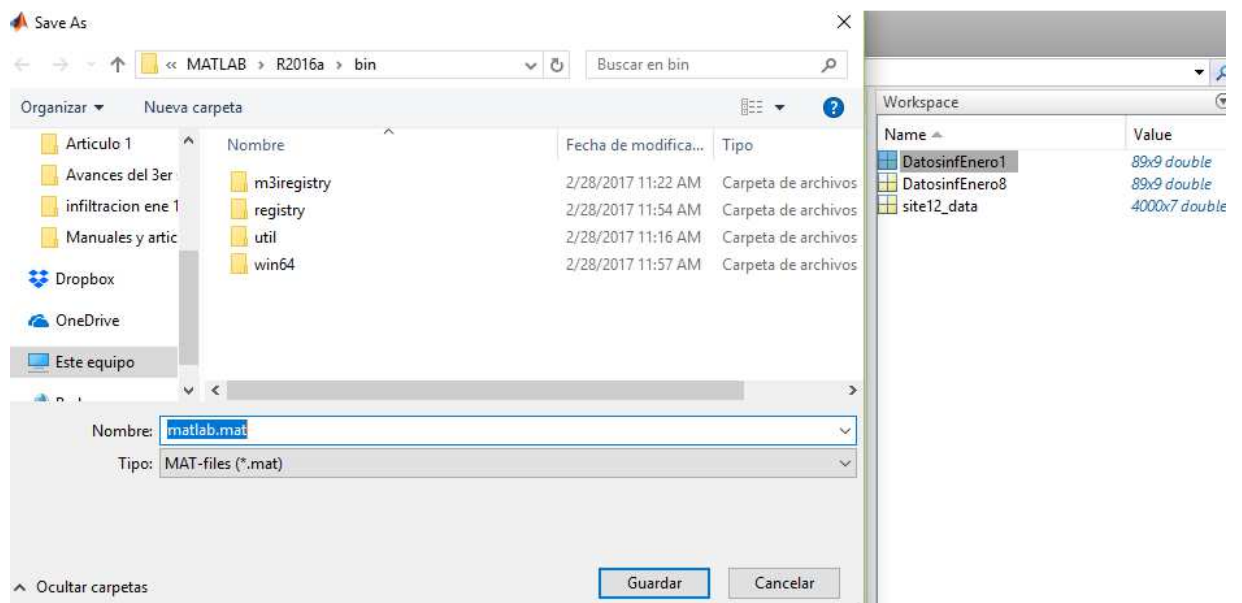


Archivo de texto con los datos de temperatura y tiempo en días

3. Se abre una ventana, se selecciona el tipo NUMERIC MATRIX



- Una vez importados, aparecerá en el lado derecho (Workspace), seleccionarlo y con botón derecho seleccionar SAVE AS, escoger el formato .MAT



- Se carga el archivo salvado con extensión .MAT
- Se da formato a la base de datos con el comando VFLUXFORMAT

Archivo destino=vfluxformat(archivo fuente(:,columna del tiempo), archivo fuente(:,columna inicial de temperatura:columna final de temperatura), [profundidad de sensor1 profundidad de sensor 2 profundidad de sensor 3 ...]);



Ejemplo:

```
>> InfilEnero8= vfluxformat(DatosinfEnero8(:,1), DatosinfEnero8(:,2:9),[0.10 0.20 0.30 0.40  
0.50 0.60 0.70 0.90]);
```

Beginning format . . .

Note: All sensors were sampled at the same times:

No interpolation was necessary. This is good.

. . . Done!

7. Se ejecuta Vflux, el comando se introduce con el siguiente formato

```
>> Archivo destino = vflux(Archivo fuente, rfactor, [Windows], Pf, n, Beta, KCal, Cscal, Cwcal);  
donde:
```

*rfactor* es el factor (número entero positivo) por el cual se reducirá la tasa de muestreo, si *rfactor* es cero no se hará ningún re-muestreo, si es 0 VFLUX calculará automáticamente el factor óptimo *Windows* es la ventana entre los sensores de temperatura, por ejemplo, si es 1, VFLUX calculará las tasas de infiltración entre cada uno de los sensores, es decir, entre 1 y 2, 2 y 3, 3 y 4, etc. Si se coloca 1 2, entonces VFLUX calculará los anteriores además de las tasas de infiltración entre los sensores 1 y 3, 2 y 4, 3 y 5, etc.

*Pf* es el período de la señal fundamental de la temperatura en días, el valor típico es 1 para un día, 0.25 indica un período de 6 horas.

*n* es la porosidad efectiva del sedimento.

*Beta* es la dispersividad en metros, con valor típico de 0.001

*Kcal* es la conductividad térmica en  $\text{cal s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$

*Cscal* es la capacidad calorífica volumétrica del sedimento en  $\text{cal cm}^{-3}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  (su valor típico es de 0.5).

*Cwcal* es la capacidad calorífica volumétrica del agua en  $\text{cal cm}^{-3}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  (su valor típico es de 1.0).

Ejemplo:

```
>> InfilEnero8 = vflux(InfilEnero8, 0, [1 2], 0.25, 0.28, 0.001, 0.0045, 0.5, 1);
```

En esta opción se va a deteniendo paso mostrando las gráficas creadas, se avanza con un ENTER.

```
>> InfilEnero8 = vflux(InfilEnero8, 0, [1 2], 0.25, 0.28, 0.001, 0.0045, 0.5, 1, 'unattended');
```

En esta opción no se muestran las gráficas y se detiene hasta que realizó todas las operaciones.

8. Para graficar después de que termine

```
vflux_post(InfilEnero8)
```

Se da la resolución del sensor (para el DS18B20 es de 0.5C)

9. Las figuras se pueden grabar una vez en la figura seleccionar el icono de FILE y después EXPORT y se selecciona JPG.

# APÉNDICE B

## **TRABAJOS PUBLICADOS**

---

Rodríguez-Juárez, P.; Júnez-Ferreira, H. E.; González, T. J.; Zavala, M.; Burnes-Rudecino, S.; Bautista-Capetillo, C. Automated Laboratory Infiltrometer to Estimate Saturated Hydraulic Conductivity Using an Arduino Microcontroller Board. *Water* 2018, 10, 1-14.

Rodríguez, P.; Júnez-Ferreira, H. E.; González, J.; de la Rosa, J. I.; Galván, C.; Burnes, S. Vadose zone hydraulic conductivity monitoring by using an Arduino data acquisition system. In *Proceedings of the 2018 International Conference on Electronics, Communications and Computers*, Cholula, Mexico, 21–23 February 2018; pp. 80–85.

# APÉNDICE C

## CITAS

---

Spinelli, G. M.; Gottesman, Z. L. A low-cost Arduino-based datalogger with cellular modem and FTP communication for irrigation water use monitoring to enable access to CropManage, *HardwareX* (2019), <https://doi.org/10.1016/j.ohx.2019.e00066>.

# ANEXOS

---