Escola de Camins
Escola Tècnica Superior d'Enginyeria de Camins, Canals i Ports
UPC BARCELONATECH

TRABAJO FINAL DE MÀSTER

ANÁLISIS ESPECTRAL DEL CONTENIDO DE AGUA EN SUELOS NO SATURADOS

Trabajo realizado por:

Mario Candanedo Gomez

Dirigido por:

Jean Vaunat

Yeudy Vargas Alzate

Máster en:

Ingeniería del Terreno

Barcelona, Julio 2023

Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental

Agradecimientos

Al finalizar un trabajo tan arduo y de gran esfuerzo como es el estudio e investigación de temas de gran importancia en la geotecnia, es inevitable sentir un gran orgullo que te lleva a centrarse en su mayor parte del mérito en el aporte que se ha realizado. Sin embargo, el análisis objetivo demuestra que este aporte no hubiera sido posible sin la participación de personas que han facilitado las cosas para que este trabajo llegue a un final adecuado.

Primeramente, quiero expresar mi agradecimiento a los profesores Jean Vaunat y Yeudy Vargas, por aceptarme para realizar este trabajo bajo su guía y mostrarme las posibilidades de investigación y aún más por el apoyo en el desarrollo de esta tesis. En segundo lugar, quiero agradecer a mi familia, en especial a mi esposa, que siempre me ha apoyado desde la distancia, que ha estado en todos los altos y bajos momentos que he tenido. A mi madre que siempre me ha apoyado en todas las etapas de mi vida. A mi pueblo de Panamá, por invertir en la educación continua de su gente. A los diferentes profesores, de quienes he recibido conocimientos actuales y relevantes. Y a mis pocos, pero grandes amigos que sin su apoyo constante e incondicional no hubiese hecho posible este proceso de investigación.

Resumen

La cantidad de agua presente en los suelos no saturados experimenta variaciones significativas a lo largo del tiempo debido. Esta variación obedece a los flujos entrantes y salientes, ya sea por escorrentía, lluvias o drenajes, afectando la probabilidad de deslizamientos superficiales. Predecir estas variaciones puede resultar en cálculos computaciones muy costosos, particularmente si se quieren abordar extensas áreas y periodos de tiempo. En este trabajo de investigación se busca resolver el problema de la predicción del contenido de agua en suelos no saturados a partir de métodos espectrales, los cuales omiten la variable temporal reduciendo así el esfuerzo computacional. Se han analizado 4 puntos de control en un talud, en los cuales se monitorizaron dos profundidades. Para realizar este estudio se han empleado dos metodologías, la primera busca simular el flujo de agua, desde la superficie a la profundidad, a partir de una solución analítica y, en la segunda, se ha buscado desarrollar funciones de transferencia, a partir de las transformaciones de Fourier de los datos observados. Se ha concluido que ambas metodologías resultan en estimaciones aceptables, pero los resultados del primer método resultan más adecuados. No obstante, al analizar el segundo método, esta tesis abre nuevas líneas de investigación ya que, por ejemplo, los resultados observados pueden mejorarse si se tratan las señales usando filtros enfocados a eliminar componentes relacionadas con la incertidumbre aleatoria intrínseca a procesos físicos de alta no linealidad, como lo es el flujo de agua en suelos no saturados.

Palabras claves: Suelo no saturado, predicción del contenido de agua, variables ambientales, modelización numérica, análisis espectral, series temporales.

Abstract

The amount of water present in unsaturated soils experiences significant variations over time. This variation is due to incoming and outgoing flows, whether due to runoff, rain or drainage, affecting the probability of surface landslides. Predicting these variations can result in very expensive computations, particularly if covering large areas and periods of time. This research work seeks to solve the problem of predicting water content in unsaturated soils using spectral methods, which omit the temporal variable, thus reducing the computational effort. 4 control points on a slope have been analyzed, in which two depths were monitored. To carry out this study, two methodologies have been used, the first seeks to simulate the flow of water, from the surface to the depth, from an analytical solution and, in the second, it has sought to develop transfer functions, from the Fourier transformations of the observed data. It has been concluded that both methodologies result in acceptable estimates, but the results of the first method are more adequate. However, when analyzing the second method, this thesis opens up new lines of research since, for example, the observed results can be improved if the signals are treated using filters focused on eliminating components related to random uncertainty intrinsic to highly nonlinear physical processes, as is the flow of water in unsaturated soils.

Keywords: Unsaturated soil, water content prediction, environmental variables, numerical modeling, spectral analysis, temporal series.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS 8
ÍNDICE DE TABLA 9
1. INTRODUCCIÓN 10
1.1. Introducción 10
1.2. Objetivo 12
1.2.1. Objetivos específicos 12
1.3. Metodología 12
2. MARCO TEÓRICO 14
2.1. Introducción 14
2.2. Suelo no saturado 15
2.2.1. Antecedentes 15
2.2.2. Fases de un suelo no saturado 16
2.2.2.1. Fase sólida 16
2.2.2.2. Fase líquida 17
2.2.2.3. Fase gaseosa 17
2.2.3. Relación masa-volumen 17
2.2.4. Contenido de agua en el suelo 20
2.2.5. Ley de Darcy 21
2.2.6. Balance de masa de agua 23
2.2.7. Curva de retención 26
2.2.8. Ecuación de Richard 29
2.3. Modelo de orden reducido 29
3. METODOLOGÍA PARA ESTIMACIÓN DEL CONTENIDO DE AGUA 31
3.1. Área de estudio. 31
3.2. Procesamiento de datos 32
3.3. Método 1. Determinación de la función de transferencia del suelo en función de la solución analítica 33
3.4. Método 2. Determinación para estimar el contenido de agua con la SFT 36
4. RESULTADOS DE LA ESTIMACIÓN DEL CONTENIDO DE AGUA 41
4.1. Registros de contenido de agua en Bagergue 44
4.2. Estimación de las variaciones del contenido de agua en función de la solución analítica 46

4.3. Estimación de las variaciones de contenido de agua con SFT 52
5. CONCLUSIONES 55
6. REFERENCIAS 57

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Subdivisiones de la zona de suelo no saturado (zona vadosa) e interacciones con procesos de interacción suelo-atmósfera a nivel local y regional. (Modificado de, Fredlund, 2006). 14
Figura 2. Inestabilidad en el pie del talud en el área de estudio. (Arantec Enginheria, 2020). 15
Figura 3. Fases de un suelo parcialmente saturado. (Barrera & Garnica, 2002). 16
Figura 4. Fases de un suelo parcialmente saturado. (Modificado de, Fredlund, 2006).. 18
Figura 5. Verificación experimental de la ley de Darcy para flujo de agua en suelos no saturados. (Modificado de, Childs & Collis, 1950). 23
Figura 6. Flujo de agua unidimensional a través de un suelo no saturado. (Modificado de, Fredlund, 2006). 24
Figura 7. Curva de retención para diferentes tipos de suelo. (Pérez, 2008). 27
Figura 8. Regiones características de la curva de retención del suelo. (Modificado de, Fredlund., 2006). 28
Figura 9. Ubicación de las estaciones meteorológicas y de humedad del suelo. (Modificado de, Arantec Enginheria, 2020). 31
Figura 10. Sensores de medidas de humedad del suelo a 10 y 40 centímetros. (Modificado de, Arantec Enginheria, 2020). 32
Figura 11. Esquema del problema de flujo unidimensional. 34
Figura 12. Relación de la serie temporal en términos de entrada y salida. 39
Figura 13. Diagrama de flujo para la estimación del contenido de agua en el suelo. 40
Figura 14. Lectura de humedad de la zona de estudio en el tiempo. 41
Figura 15. Lectura de temperatura de la zona de estudio en el tiempo. 42
Figura 16. Lectura de precipitación de la zona de estudio en el tiempo..... 42
Figura 17. Lectura del contenido de agua del suelo del punto de control inferior. 43
Figura 18. Lectura del contenido de agua del suelo del punto de control intermedio inferior. 43
Figura 19. Lectura del contenido de agua del suelo del punto de control intermedio superior. 44
Figura 20. Lectura del contenido de agua del suelo del punto de control superior. 44
Figura 21. Espectro de amplitud en el tiempo para las mediciones. 45

Figura 22. Variabilidad de los parámetros en función del número de puntos y armónicos analizados. a) Número de puntos: 100 y número de armónicos: 100 b) Número de puntos: 1000 y número de armónicos: 100 47
Figura 23. Contenido de agua del suelo, combinación de 100 número de puntos y 10 armónicos. 48
Figura 24. Contenido de agua del suelo, combinación de 100 número de puntos y 100 armónicos. 48
Figura 25. Contenido de agua del suelo, combinación de 100 número de puntos y 1000 armónicos. 49
Figura 26. Contenido de agua del suelo, combinación de 100 número de puntos y 5000 armónicos. 49
Figura 27. Contenido de agua del suelo, combinación de 1000 número de puntos y 10 armónicos. 50
Figura 28. Contenido de agua del suelo, combinación de 1000 número de puntos y 100 armónicos. 50
Figura 29. Contenido de agua del suelo, combinación de 1000 número de puntos y 1000 armónicos. 51
Figura 30. Representación aproximada del flujo en base a los resultados de Lzp obtenidos. 51
Figura 31. Contenido de agua estimado del punto de control intermedio superior a partir de la SFT. 52
Figura 32. Contenido de agua estimado del punto de control superior a partir de la SFT. 53
Figura 33. Aplicación de filtro al contenido de agua del perfil intermedio superior a partir de la SFT. 54
Figura 34. Aplicación de filtro al contenido de agua del punto de control superior a partir de la SFT. 54

ÍNDICE DE TABLA

Tabla 1. Ventajas y desventajas de los parámetros que definen el contenido de agua en suelos parcialmente saturados. (Modificado de, Fredlund & Rahardjo, 1993). 21

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción

A lo largo de la historia se han propuesto diversos modelos geotécnicos para simular el comportamiento de los suelos saturados, algunas veces restando importancia a los suelos parcialmente saturados. No obstante, es muy común que los emplazamientos donde se localizan las estructuras civiles contengan este tipo de suelos. Como indica Soto (2008), esto se pudo deber a que, cuando se realizaron las principales investigaciones y aportaciones geotécnicas, el comportamiento del suelo saturado representaba una situación crítica para muchas obras. También señala este autor que puede deberse a la simplificación inherente de los modelos de suelos saturados.

En la actualidad, el cambio climático juega un papel importante en las variaciones meteorológicas, lo que potencialmente afectará el comportamiento de los suelos parcialmente saturados. Por ejemplo, las deformaciones volumétricas varían cuando se modifica el grado de saturación o contenido de agua en los suelos, derivando en deslizamientos, arrastre de materiales, entre otros problemas. Como indica Sabogal (2014), las características mecánicas de un talud (caso de estudio en esta investigación) sufren grandes cambios debido al contenido de agua, especialmente cuando se presentan periodos de lluvias, interactuando los parámetros de precipitación, evaporación e infiltración.

Como menciona Li et al. (2007), modelizar el comportamiento de los suelos no saturados implica cálculos computacionales de series temporales, los cuales tienden a ser muy costosos, especialmente si se abordan grandes áreas. En este trabajo, se busca modelizar, desde una perspectiva simplificada, el flujo desde la superficie a la profundidad del suelo con base en el tratamiento de datos temporales asociados con variables climáticas y contenido de agua en suelos para un talud. Dicha simplificación tiene su base en el estudio del contenido frecuencial de las variables temporales analizadas. Dos enfoques metodológicos serán considerados. En el primero, a partir de una solución analítica en el dominio espectral, de una ecuación para estimar el contenido de agua en la profundidad, se hace una predicción a partir del contenido de agua en superficie. En el segundo caso, se desarrollan funciones de transferencia a partir de los espectros de amplitudes de Fourier de señales temporales en superficie y en profundidad,

las cuales se utilizan para predecir el contenido de agua en profundidad dado un nuevo registro temporal del contenido de agua superficial.

En estudios anteriores se aplicó un enfoque similar al del presente trabajo considerando un terreno horizontal. En ese caso, no sólo se contaba con series temporales más extensas, sino que además había datos de 10 sensores que recopilaban información del contenido de agua a lo largo de un perfil de suelo. En el presente trabajo de investigación se adaptan algunos desarrollos del método al estudio actual de un talud, que cuenta con cuatro puntos de control, pero sólo dos sensores en cada uno de ellos. El más superficial se localiza a 10 cm de profundidad mientras que el más profundo a 40 cm. En este caso, por la inclinación del talud, la compatibilidad entre valores simulados y medidos resulta más complicada debido a la influencia del flujo de agua lateral a largo de la ladera y las condiciones climáticas a través de los años. Cabe destacar que el contenido volumétrico de agua a lo largo del talud presentó variaciones de 0.03 a 0.45 (m^3/m^3).

Como se menciona anteriormente, se presentan dos metodologías para estimar el contenido de agua en suelos, basadas en el análisis del contenido frecuencial de registros temporales. En la primera se usa una función de transferencia determinista, desarrollada a partir de la solución analítica del problema de infiltración unidimensional. Cuestiones particulares de este desarrollo se presentan en el capítulo 3 del presente trabajo. Esta solución analítica depende de diferentes parámetros, los cuales se calibran a partir de los datos observados en campo. El objetivo es lograr predicciones confiables, las cuales se identifican a partir del análisis del error entre datos observados y simulados. Este análisis de sensibilidad se lleva a cabo mediante diferentes pruebas numéricas que consideran variable el número de puntos de la serie y la cantidad de armónicos necesaria para minimizar de manera óptima el error. Este análisis indica que mientras más datos y más armónicos se analicen, mejores serán los resultados de las predicciones. Cabe destacar que, así como crece el número de datos y armónicos, crece el número de iteraciones, lo cual incrementa el tiempo de cálculo.

El segundo método consiste en desarrollar una función de transferencia del suelo como la relación de los espectros de amplitudes de Fourier de las series de interés. El fundamento de esta hipótesis radica en la correlación observada que hay entre el contenido de agua en superficie y a una profundidad específica de la columna de suelo,

una vez se delimita el periodo de la serie temporal. Esta función de transferencia se utiliza para estimar el contenido de agua en profundidad, usando como input el espectro de amplitudes de Fourier de una nueva señal.

1.2. Objetivo

El objetivo general de esta tesis es presentar dos metodologías de cálculo para la predicción del contenido del agua en suelos, a partir del análisis espectral de series temporales. Estas series contienen registros del contenido de agua, variable que puede relacionarse potencialmente con el cambio climático. Se buscará comprobar la eficiencia de las predicciones basadas en funciones de transferencia obtenidas a partir de dos enfoques. Para esto, se proponen los siguientes objetivos específicos.

1.2.1. Objetivos específicos

- Tratamiento de los datos de contenido de agua en suelo y variables climáticas
- Análisis espectral de las señales temporales
- Cálculo de los espectros de amplitudes de Fourier de las señales analizadas
- Desarrollo de las funciones de transferencia de suelo: estadística y determinística
- Comparar las funciones de transferencia
- Hacer predicciones y evaluar la eficiencia

1.3. Metodología

En el desarrollo de este trabajo de investigación fue necesario partir de fundamentos básicos e ir avanzando gradualmente hasta abarcar ideas más complejas. A continuación, se presenta la metodología empelada en esta tesis.

Inicialmente se realizó una recopilación y procesamiento de información de diferentes publicaciones relacionadas con el estudio de suelos no saturados; principalmente cuestiones que abordan el flujo de agua a través de este tipo de suelo. Simultáneamente se realizó una recopilación de datos de la humedad del suelo y de parámetros ambientales, proporcionados por la empresa Arantec Enginheria, S.L. Las estaciones de medición y

sensores se encuentran en el barranco “Es Mijaus” en Bagergue, Municipio de Naut Aran, provincia de Lleida.

Posteriormente se realizó un tratamiento de la información extraída de la plataforma generada para tal fin. Después, usando programas computacionales desarrollados en Matlab, se corrigieron algunas inconsistencias observadas en los datos crudos. A partir de los datos corregidos, se aplica el primer método de análisis, el cual consiste en calcular la función de transferencia del suelo usando la solución analítica de la ecuación de infiltración de agua unidimensional, para luego lograr estimar el contenido de agua en profundidad. Dicha ecuación representa el flujo de agua a través del suelo con base en el balance de agua, ley de Darcy y la curva de retención.

Una vez obtenidos los resultados con la metodología 1, se empleó el segundo enfoque de predicción, el cual tiene su base en el desarrollo de funciones de transferencia obtenidas de los datos monitorizados. La base de este método es la correlación observada entre los datos de contenido de agua en los dos puntos de medición. Por último, las funciones de transferencia del suelo estadísticas se comparan con las resultantes de la solución analítica de la ecuación de infiltración.

El principal atractivo del presente estudio es la significativa reducción del costo computacional. ya que podrían analizarse cuestiones asociadas al carácter aleatorio de las propiedades del suelo, abarcar mayores áreas para analizar la influencia a gran escala del cambio climático, etc. Los resultados obtenidos buscan demostrar que el enfoque espectral es una alternativa viable para estimar de forma precisa el contenido de agua en suelos parcialmente saturados.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Introducción

Es común que las superficies de suelo tiendan a perder estabilidad y presentar deslizamientos a causa de modificaciones en su contenido de agua en función de variaciones atmosféricas en su entorno. Al momento de predecir estos eventos, existe un alto grado de incertidumbre, pero es posible lograrlo en base a datos históricos del área de estudio y su correcto análisis. El contenido de agua presente en los suelos, como indica Pachés (2019), experimenta variaciones continúas debidas a la presencia de lluvia, riego, infiltraciones y salidas por escorrentías o drenajes. Predecir las variaciones de contenido, así como los flujos de agua en perfiles de suelo es de gran importancia para determinar su respuesta hidro-mecánica. En ese proceso, establecer relaciones entre los procesos de interacción suelo-atmósfera y la respuesta hidráulica del terreno en la zona no saturada es de gran importancia. La Figura 1 muestra las principales interacciones entre la atmósfera y la zona no saturada del terreno.

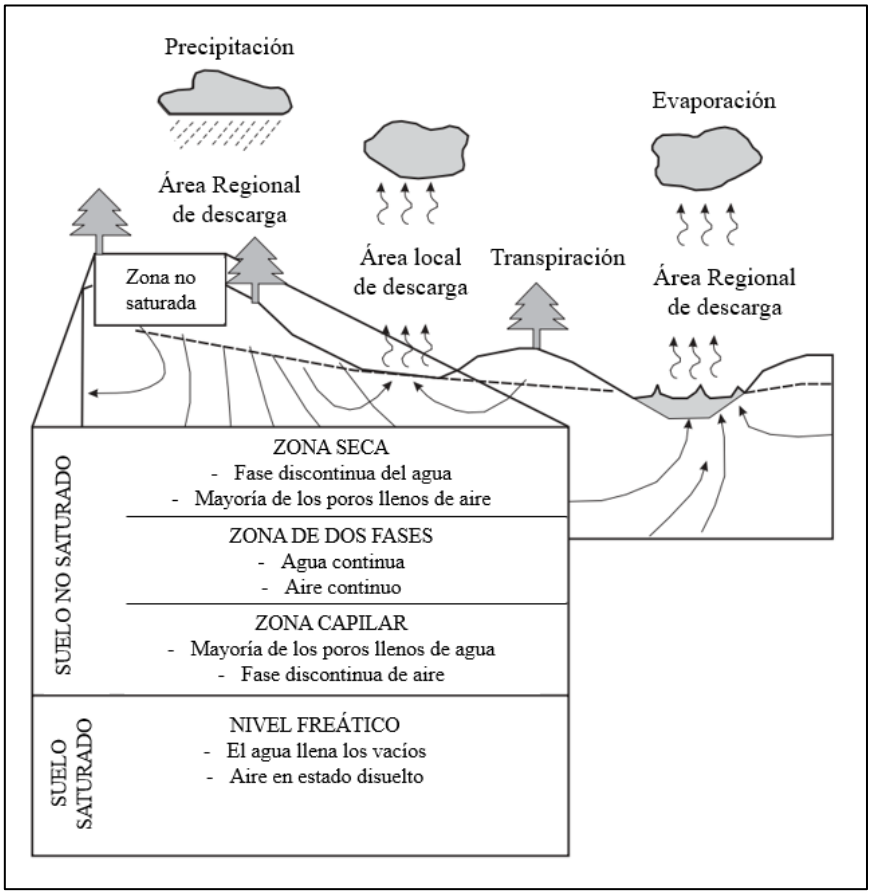

Figura 1. Subdivisiones de la zona de suelo no saturado (zona vadosa) e interacciones con procesos de interacción suelo-atmósfera a nivel local y regional. (Modificado de, Fredlund, 2006).

La infiltración es uno de los procesos más susceptibles de afectar el fenómeno de erosión. Taboada-Castro et al. (1999) mencionan en su estudio la redistribución del agua en la zona vadosa hasta su saturación como factor desencadenante de inestabilidad y posterior deslizamiento. La Figura 2 muestra una inestabilidad ocurrida en la ladera frontal al talud que se analiza en esta investigación como consecuencia de un proceso de infiltración.

En este capítulo se presentan los conceptos relacionados con flujo de agua en zona no saturada con tal de desarrollar la ecuación de balance de masa de agua que servirá de base al concepto de función de transferencia determinística posteriormente usada para predecir cambios de contenido de agua.

Figura 2. Inestabilidad en el pie del talud en el área de estudio. (Arantec Enginheria, 2020).

2.2. Suelo no saturado

2.2.1. Antecedentes

A lo largo de la historia, la mecánica de suelos no saturados ha ganado mucha importancia debida a la amplia presencia de los suelos parcialmente saturados en el mundo. Soto (2008) menciona en sus estudios que muchos de estos suelos presentan

características particulares, como los suelos colapsables que sufren deformaciones volumétricas importantes durante humedecimiento o arcillas expansivas plásticas que presentan acumulaciones de deformaciones de expansión y retracción durante ciclos de mojado y secado. Estos problemas se han estudiado y tratado de sufragar, tal como señalan Alonso & Lloret (1985). Los comportamientos más comunes de los suelos no saturados se relacionan en gran parte a las deformaciones volumétricas que varían al ser modificado el grado de saturación.

2.2.2. Fases de un suelo no saturado

La estructura de un suelo parcialmente saturado presenta un sistema trifásico compuesto por una fase líquida, constituida por el agua en el suelo, otra fase sólida, formada por las partículas y una tercera fase gaseosa, formada por el aire (o a veces otro gas). En la Figura 3 se ilustra de forma más detallada la estructura de un suelo no saturado.

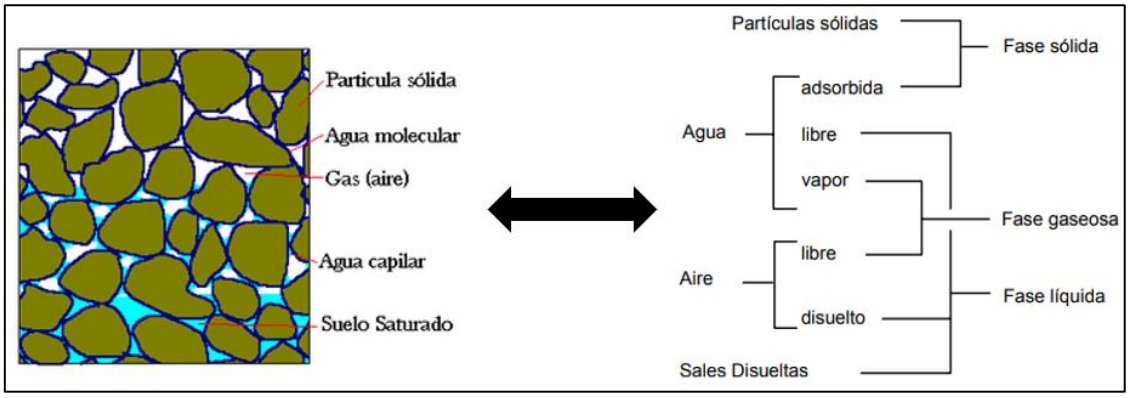

Figura 3. Fases de un suelo parcialmente saturado. (Barrera & Garnica, 2002).

2.2.2.1. Fase sólida

La fase sólida está constituida por los granos del suelo, acomodados en un arreglo geométrico mayormente conocido como micro-estructura del suelo y que generalmente definen el comportamiento del material. Como indican Barrera & Garnica (2002), la micro-estructura del suelo cobra importancia al momento de tratar de predecir su respuesta hidro-mecánica y la transición suelo no saturado - saturado.

2.2.2.2. Fase líquida

Esta fase se compone mayormente por agua y las sales disueltas en ella, por lo general, la procedencia de este líquido viene dada por las lluvias o de mantos freáticos elevados, esta fase circula a través del espacio poroso y en el caso de estos suelos no saturados está en constante competencia con la fase gaseosa. El porcentaje de esta fase puede variar gracias a las variables climáticas por lo cual en algunas estaciones puede ser que el suelo que una vez estaba parcialmente saturado pase a estar saturado.

2.2.2.3. Fase gaseosa

Por último, se encuentra la fase gaseosa constituida básicamente por aire y vapor de agua. Diversos estudios señalan que las condiciones de éste dependen en gran parte al contenido de agua o grado de saturación, y a su vez, presenta variaciones en función de la temperatura y presión al cual está sometido.

2.2.3. Relación masa-volumen

La mecánica de suelos relaciona la masa y el volumen de las distintas fases que lo componen. La Figura 4 muestra un esquema de las tres fases y en base a este esquema se logran establecer las relaciones fundamentales de la teoría de los suelos no saturados.

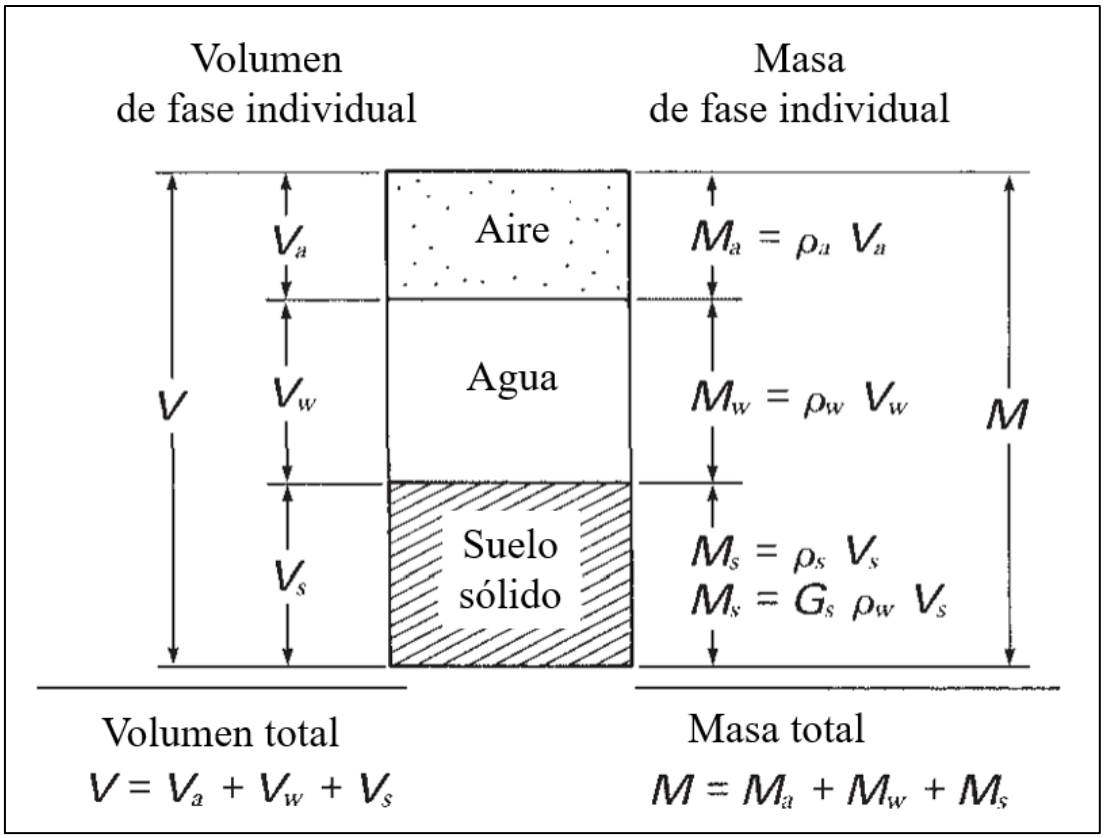

Figura 4. Fases de un suelo parcialmente saturado. (Modificado de, Fredlund, 2006).

Donde,

- M_w : Masa del agua
- M_s : Masa de sólidos del suelo
- M_a : Masa de aire
- M : Masa total
- V_w : Volumen de agua
- V_s : Volumen de partículas sólidas
- V_a : Volumen de aire
- V_v : Volumen de vacío
- V : Volumen total

Por lo general la masa del aire es insignificante por lo que se puede dar la masa total del suelo como la suma de la masa de agua más la masa de sólidos del suelo. En la ingeniería geotécnica se utilizan principalmente cuatro relaciones de fase (Padilla, 2012):

1. Relación de vacíos, es la relación entre el volumen de vacíos y el volumen de sólidos que se expresa como.

$$e = \frac{V_v}{V_s} \tag{1}$$

2. Porosidad, es la relación entre el volumen de vacíos y el volumen total de la muestra de suelo analizada.

$$n(\%) = \frac{V_v}{V} x100 \tag{2}$$

3. Grado de saturación, representa el porcentaje de agua que existe en los vacíos del suelo, dada como la relación entre el volumen de agua y el volumen de vacíos del suelo (Ecuación 3).

$$S_r(\%) = \frac{V_w}{V_v} x100 \tag{3}$$

El grado de saturación permite subdividir el suelo en tres grupos, donde el suelo seco es representado con un grado de saturación de 0%, un suelo saturado con un grado de saturación del 100% y el suelo no saturado con una oscilación entre 0% y 100% (Das, 2015).

4. Por último, el contenido de agua o humedad. Es la relación entre la masa del agua y la masa de sólido de la muestra de suelo y se expresa como.

$$w(\%) = \frac{M_w}{M_s} x100 \tag{4}$$

En cuanto a la densidad, la misma se define como la masa dividida entre el volumen, haciendo uso del esquema presentado en la Figura 4, se puede definir la densidad de las fases de la siguiente forma.

$$\rho_a = \frac{M_a}{\mathrm{V}_a} \tag{5}$$

$$\rho_w = \frac{M_w}{\mathrm{V}_w} \tag{6}$$

$$\rho_s = \frac{M_s}{\mathrm{V}_s} \tag{7}$$

La densidad del aire en ingeniería geotécnica se supone despreciable ya que representa un valor demasiado pequeño para poder ser significativo además de presentar una gran incertidumbre (Santiago & González, 2001).

2.2.4. Contenido de agua en el suelo

El parámetro más habitual para definir el contenido de agua en un suelo no saturado es el contenido de agua volumétrico (Hillel, 1971), éste representa un concepto diferente a lo convencional en la mecánica de suelos clásica. Básicamente este concepto se interpreta debido a los cambios volumétricos que experimentan estos suelos, dando como resultados una mayor facilidad al momento de comparar o predecir las variaciones que sufre el suelo con respecto al contenido de agua.

Comúnmente el contenido de agua en el suelo se puede lograr definir por tres parámetros, el contenido de agua volumétrico (θ_w), gravimétrico (W) y el grado de saturación (S_r). Cada uno de estos parámetros puede presentar ventajas y desventajas, tal como se muestra en la Tabla 1 (Fredlund, 1993).

Tabla 1. Ventajas y desventajas de los parámetros que definen el contenido de agua en suelos parcialmente saturados. (Modificado de, Fredlund & Rahardjo, 1993).

Parámetro	Ventajas	Desventajas
Contenido de agua volumétrico	Es el término base en el origen de los análisis de flujo transitorio y almacenamiento de agua en suelos no saturados. Generalmente se utiliza en disciplinas relacionadas al suelo como, por ejemplo, la agronomía.	Requiere medidas de volumen. Requiere ser medido rigurosamente para diferentes valores de succión.
Contenido de agua gravimétrico	Normalmente es el más utilizado en la mecánica de suelos clásica. Comúnmente medido en laboratorio. No requiere medidas de volumen. Como se expresa en unidades de masa, se mantiene constante.	No hace distinción entre el cambio de grado de saturación y de volumen. No proporciona el valor correcto de entrada de aire en el suelo.
Grado de saturación	Logra definir de manera clara el valor de entrada de aire en la curva característica. Representa una de las variables que influye en gran medida en las propiedades de los suelos no saturados.	Requiere medidas de volumen. Aunque se midan los volúmenes, este parámetro no logra cuantificar todos los cambios volumétricos que se presentan.

2.2.5. Ley de Darcy

La ley de Darcy rige el análisis de flujo de agua en medios saturados. Las investigaciones realizadas por diferentes autores (Childs & Collis-George, 1950; Schiava & Etse, 2002) han demostrado que esta ley también se puede aplicar para suelos no saturados, considerando que la conductividad hidráulica presenta variaciones en función del contenido de agua.

Los suelos están constituidos por partículas de suelos y poros por los cuales fluye el agua libremente, el agua fluirá de zonas de alta presión a baja presión, de acuerdo con la ecuación de Bernoulli, la carga en un punto se da por la sumatoria de presión, cargas de elevación y velocidad, como se muestra en la ecuación 8.

$$h = z + \frac{u}{\gamma_w} + \frac{V^2}{2g} \tag{8}$$

Donde,

- h : Carga hidráulica total
- z : Carga de elevación
- u : Presión
- V : Velocidad
- g : Aceleración de la gravedad
- γ_w : Peso específico del agua

Al aplicar esta ecuación al flujo de agua en suelos, se desprecia en general el término $V^2/2g$ por ser pequeña la velocidad de infiltración. Por lo tanto, la ecuación queda expresada como.

$$h = z + \frac{u}{\gamma_w} = z + \frac{u}{\rho_w g} \tag{9}$$

Y la ley de Darcy se expresa de la siguiente forma.

$$\overrightarrow{q_w} = -k_{wz}\overrightarrow{\nabla\left(z + \frac{u}{\rho_w g}\right)} \tag{10}$$

Donde,

- q_w : Flujo de agua
- k_{wz} : Coeficiente de permeabilidad en dirección z
- z : Distancia de referencia para la cabeza piezométrica
- u : Presión de agua
- ρ_w : Densidad del agua
- g : Aceleración de la gravedad

El signo negativo de la ecuación 10 indica que el flujo de agua se desplaza de un punto de mayor a un punto de menor carga hidráulica. Cabe destacar que el coeficiente de permeabilidad en suelos no saturados se puede considerar constante si se controla el contenido de agua y la presión, y que la velocidad de flujo es directamente proporcional al gradiente como ocurre en suelos saturados. En la Figura 5, se muestra cómo varía el coeficiente de permeabilidad en función del contenido de agua volumétrico.

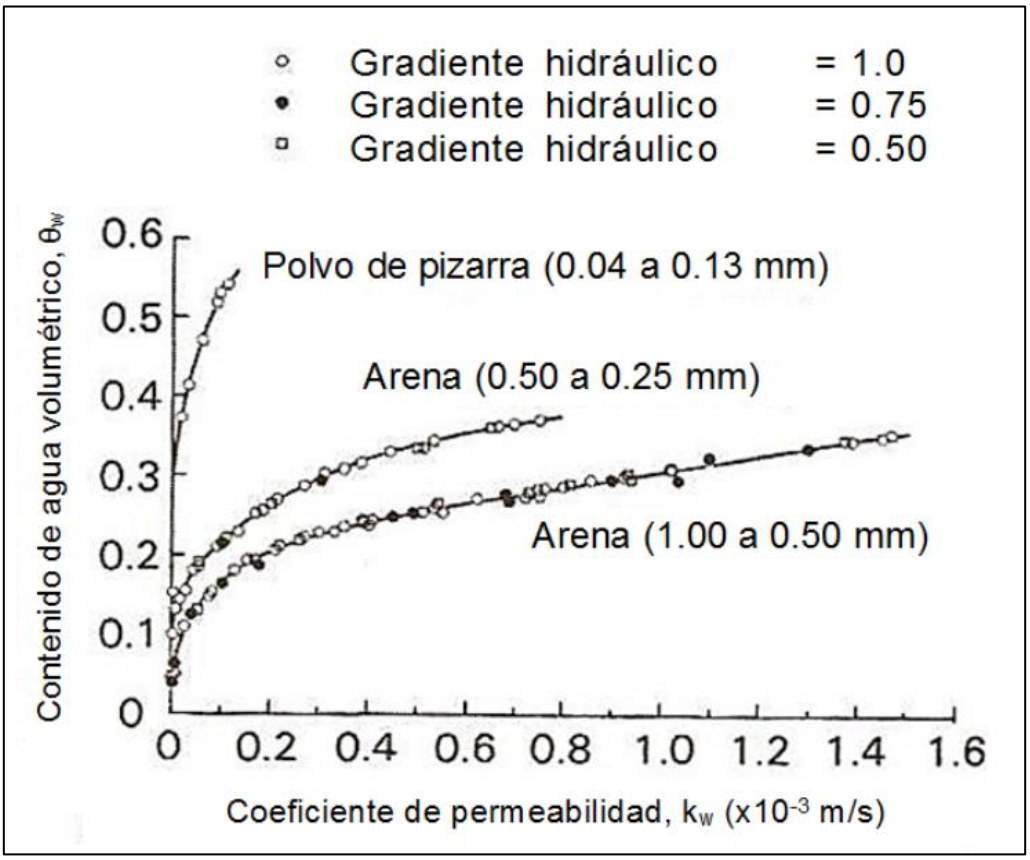

Figura 5. Verificación experimental de la ley de Darcy para flujo de agua en suelos no saturados. (Modificado de, Childs & Collis, 1950).

2.2.6. Balance de masa de agua

El flujo de agua a través de los suelos es un tema fundamental en la ingeniería geotécnica, diversos estudios señalan la importancia del análisis de este proceso. En base a la ley de continuidad de la masa de agua, se puede expresar la variación de la presión de agua o del contenido de agua con el tiempo. Este análisis se puede realizar de forma unidimensional, bidimensional y tridimensional.

En la Figura 6 se puede observar una muestra de suelo con dimensiones *dx*, *dy* y *dz*, la cual está sujeta a un flujo ascendente en dirección y, tomando en cuenta la ley de continuidad de masa de agua, considerando la densidad del agua constante, se obtiene la ecuación 11.

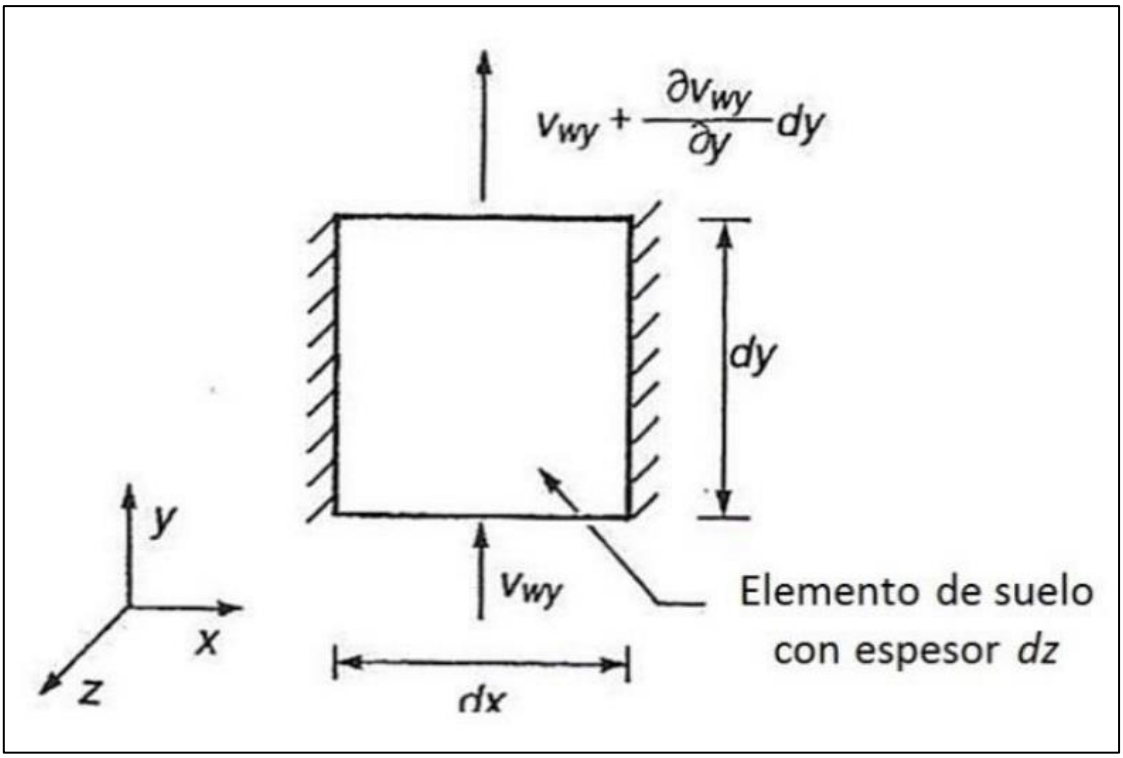

Figura 6. Flujo de agua unidimensional a través de un suelo no saturado. (Modificado de, Fredlund, 2006).

$$\left(v_{wx} + \frac{dv_{wx}}{dx}\right) dydz - v_{wx} dydz + \left(v_{wy} + \frac{dv_{wy}}{dy}\right) dxdz - v_{wz} dxdy + \left(v_{wz} + \frac{dv_{wy}}{dz}\right) dydz - v_{wz} dydz = \frac{\partial \left(\frac{V_w}{V_0}\right)}{\partial t} \quad (11)$$

Donde,

- v_{wy} : Tasa de flujo de agua a través de una unidad de área del suelo en dirección y
- *dx*, *dy*, *dz* : Dimensiones en los ejes x, y y z respectivamente.
- V_w : Volumen de agua en el elemento
- V_0 : Volumen total inicial del elemento

- $\frac{\partial\left(\frac{V_w}{V_0}\right)}{\partial t}$: Tasa de cambio en el volumen de agua del elemento con respecto al volumen inicial.

En condiciones unidimensionales, y suponiendo en el análisis que no hay cambios de tensión, el flujo neto de agua a través de una muestra de suelo parcialmente saturado en dirección z, se puede calcular con la siguiente expresión:

$$\frac{\partial(\theta_w)}{\partial t} = \frac{\partial v_{wz}}{\partial_z} \tag{12}$$

Donde,

- θ_w : Contenido de agua del medio.

La variación del grado de saturación con la presión de agua se puede representar mediante la curva de retención en términos del contenido de agua volumétrico o en término del grado de saturación S_r, dato que $\theta_w = nS_r$.

La ley de Darcy no muestra una relación entre la velocidad del agua a través del medio poroso y el área real por donde está pasando el flujo, por lo tanto, es necesario determinar esta relación considerando el área real por donde pasa el flujo de agua, como se expresa de la siguiente forma.

$$\overrightarrow{q_w} = A_r \overrightarrow{v_r} \tag{13}$$

Donde,

- A_r : Área real por donde pasa el flujo de agua.
- $\overrightarrow{v_r}$: Velocidad real del flujo de agua a través del suelo.

Con ayuda de la caracterización de las fases del suelo parcialmente saturado en base a la porosidad y grado de saturación se puede definir lo siguiente.

$$\overrightarrow{q_w} = nS_r\overrightarrow{v_w} \tag{14}$$

Al combinar las ecuaciones 12 y 14 se puede expresar la ecuación de masa de agua en términos de flujo como se muestra a continuación.

$$\frac{\partial(nS_r)}{dt} + \nabla(\overrightarrow{q_w}) = 0 \tag{15}$$

Y de igual forma se puede expresar esta ecuación en función de las propiedades del suelo y queda expresada en caso unidimensional:

$$\frac{\partial(nS_r)}{dt} - \nabla\left(k_{wz}\nabla\left(z + \frac{u}{\rho_w g}\right)\right) = 0 \tag{16}$$

2.2.7. Curva de retención

La curva de retención de la humedad del suelo se define como la relación entre el contenido de humedad y su potencial matricial (Casanova, 2018). Este concepto está directamente asociado a la composición granulométrica (Pérez, 2008). La Figura 7 describe por ejemplo cómo varía el grado de saturación vs succión en función de los diferentes tipos de suelos.

Se puede observar también que como en el caso de suelos finos, la pérdida de agua se da de forma gradual mientras que en suelos gruesos esta pérdida ocurre de forma más rápida. Dicho de otra forma, la curva de retención no es más que una representación de la capacidad del suelo para retener agua bajo cierto valor de succión aplicado.

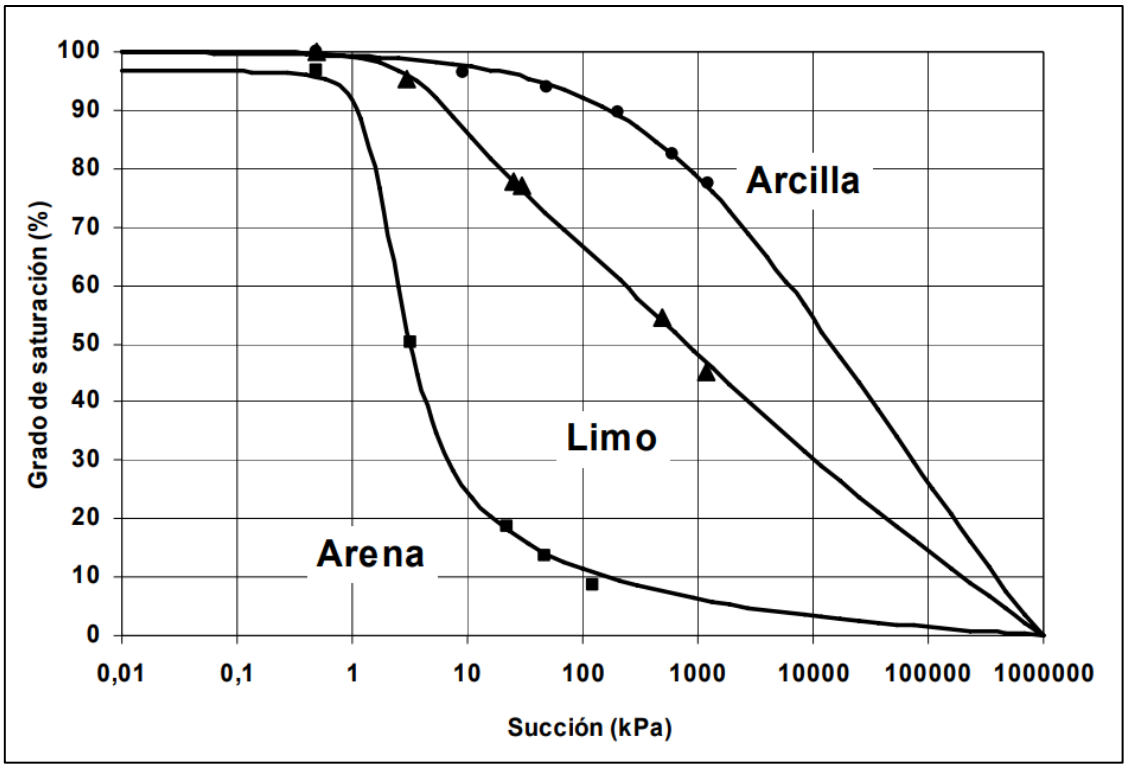

Figura 7. Curva de retención para diferentes tipos de suelo. (Pérez, 2008).

En base a lo anterior, este concepto es de gran importancia para describir el comportamiento de los suelos no saturados (Fredlund & Rahardjo, 1993). La curva de retención está compuesta por tres zonas como se muestra en la Figura 8, la zona capilar, de transición o desaturación y la zona residual.

La zona capilar es aquella donde el suelo se mantiene en un estado saturado y la misma termina con el valor de entrada de aire (Fredlund, 2006), el mismo se define como el valor que debe exceder la succión matricial antes del ingreso de aire en los macroporos del suelo.

En la zona de transición o desaturación, el agua se desplaza por el ingreso de aire en los poros y la misma termina con el contenido de agua residual, donde el agua en los poros se vuelve discontinua y el coeficiente de permeabilidad se reduce considerablemente.

Por último, está la zona residual donde los incrementos de succión no producen cambios significativos en el contenido de agua y se caracteriza por succiones muy altas.

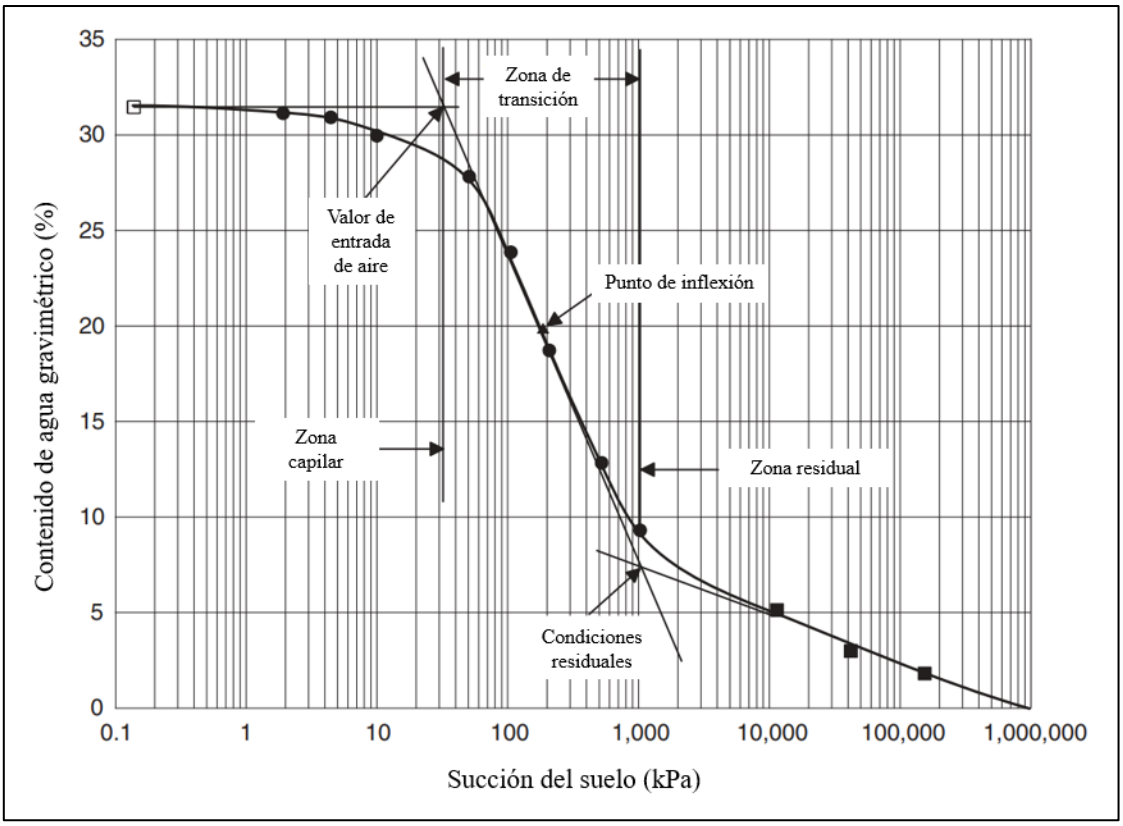

Figura 8. Regiones características de la curva de retención del suelo. (Modificado de, Fredlund., 2006).

En base a la Figura 8, se puede presentar el grado de saturación como la pendiente de una función lineal de la curva de retención como indica la siguiente expresión.

$$S_r = \frac{u_a - u_w}{a d u_w} \tag{17}$$

El grado de saturación posterior a utilizar la ley de Darcy, se pueden representar en términos de la curva de retención utilizando la siguiente expresión en función de la presión de agua (kPa). El término "a" es menor a 0 y es la pendiente de la curva de retención en un punto tangente de la función.

$$a = \frac{dS_r}{du_w} \tag{18}$$

2.2.8. Ecuación de Richard

En base a lo planteado por Richard (1931), es posible sustituir el contenido de agua en lugar de la succión en la ecuación de balance de masa por lo que lleva a la ecuación de Richard.

$$\nabla\left(k_{wz}\nabla\left(z+\frac{u}{\rho_w g}\right)\right)=\frac{\partial\theta_w}{\partial_t} \tag{19}$$

Conforme a lo anterior, considerando la ley de Darcy en términos de contenido de agua y asumiendo una conductividad hidráulica constante, la ecuación de la teoría de Richards queda como.

$$\frac{\partial\theta_w}{\partial_t}-\kappa^2\frac{\partial^2\theta_w}{\partial Z^2} \tag{20}$$

De igual forma, la "κ" como coeficiente de difusión para la PDE se define como.

$$\kappa^2=\frac{k_{wz}}{na} \tag{21}$$

2.3. Modelo de orden reducido

Al emplear modelos numéricos, se logra reducir los tiempos experimentales al tratar de identificar los diferentes parámetros a los que están sometido los estudios geotécnicos. Como menciona Li et al. (2007), estos cálculos pueden representar un coste computacional elevado, por lo tanto, mediante el empleo de técnicas que utilizan el modelo de orden reducido no solo se logra acortar los tiempos de ensayo sino también rebajar el coste computacional.

En base a lo mencionado anteriormente, la implementación de este modelo en esta investigación se hace necesaria ya que el coste computacional que requeriría sería alto, además, este estudio requiere un gran número de operaciones para cada iteración y a su vez, el número de iteraciones debe ser realizada para cada paso de tiempo.

Sainz de la Maza (2018), indica que la reducción no depende de los parámetros escogidos para el modelo, ya que, al momento de construir el modelo de orden reducido se debe contar con información previa del modelo completo, los cuales representan los datos de lectura se los sensores del área de estudio. En otras palabras, la implementación de este modelo necesita de información previa con suficiente tiempo de lecturas para lograr suficientes iteraciones, para poder lograr de forma significativa reducir el tiempo, el coste computacional y obtener resultados favorables.

3. METODOLOGÍA PARA ESTIMACIÓN DEL CONTENIDO DE AGUA

3.1. Área de estudio.

El área de estudio está ubicada en las coordenadas Lat: 42°43’60” N y Lon: 0°55’21.31” E, concretamente en la ladera del barranco “Es Mijaus” en Bagergue, Municipio de Naut Aran, provincia de Lleida, los datos proporcionados pertenecen a un proyecto de red de sensores inalámbricos de monitorización de humedad del suelo y parámetros ambientales. En la Figura 9 se puede observar la ubicación del sitio y las estaciones que lo componen.

El área de estudio presenta un suelo granular con una geología compuesta principalmente por arenisca y lutita, información que fue obtenida del Instituto Cartográfico y Geológico de Cataluña.

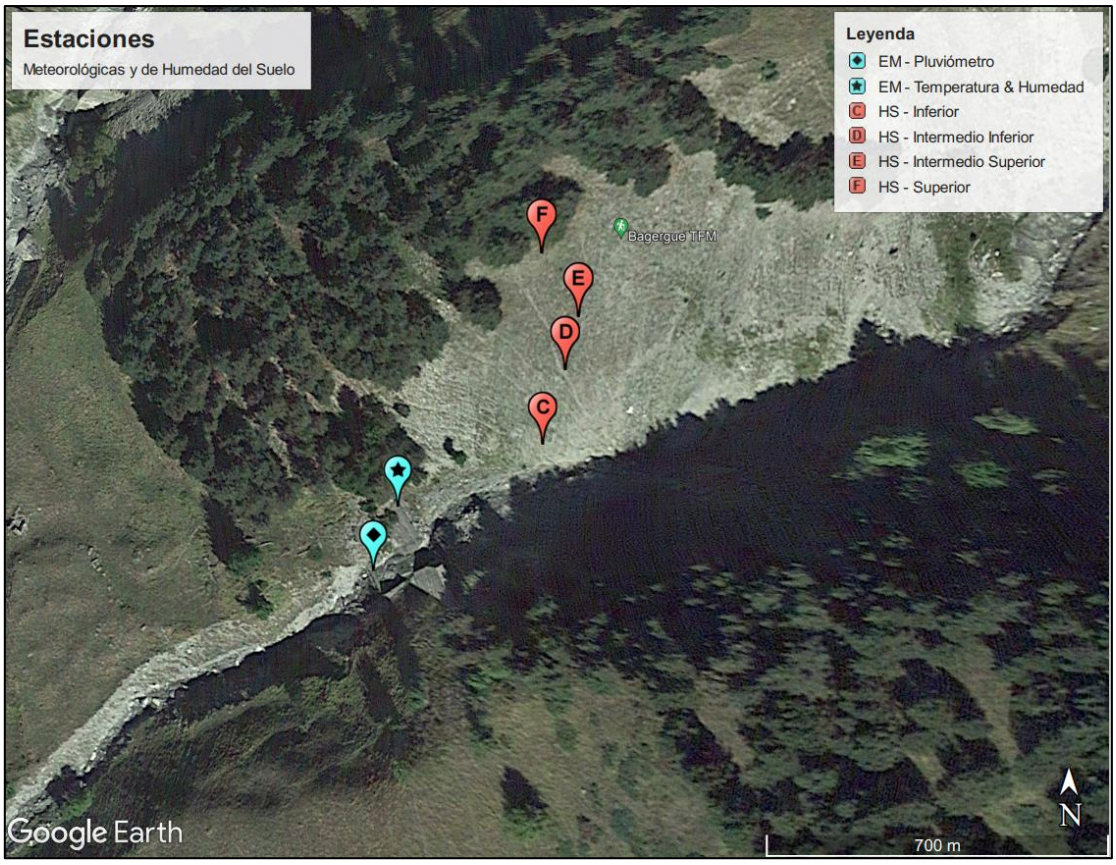

Figura 9. Ubicación de las estaciones meteorológicas y de humedad del suelo. (Modificado de, Arantec Enginheria, 2020).

3.2. Procesamiento de datos

Los sensores de temperatura y humedad ambiental cuentan con una frecuencia de muestreo de 15 minutos mientras que el del pluviómetro es de 5 minutos. En cuanto a la humedad del suelo se cuenta con 4 puntos de control que se dividen de acuerdo con su ubicación en la ladera, que van de inferior, intermedio inferior, intermedio superior y superior (Ver Figura 9), estos cuatro puntos cuentan con sensores a 10 y 40 centímetros de profundidad como se muestra en la Figura 10, las mediciones de contenido de agua del suelo tienen una frecuencia de muestreo de 15 minutos.

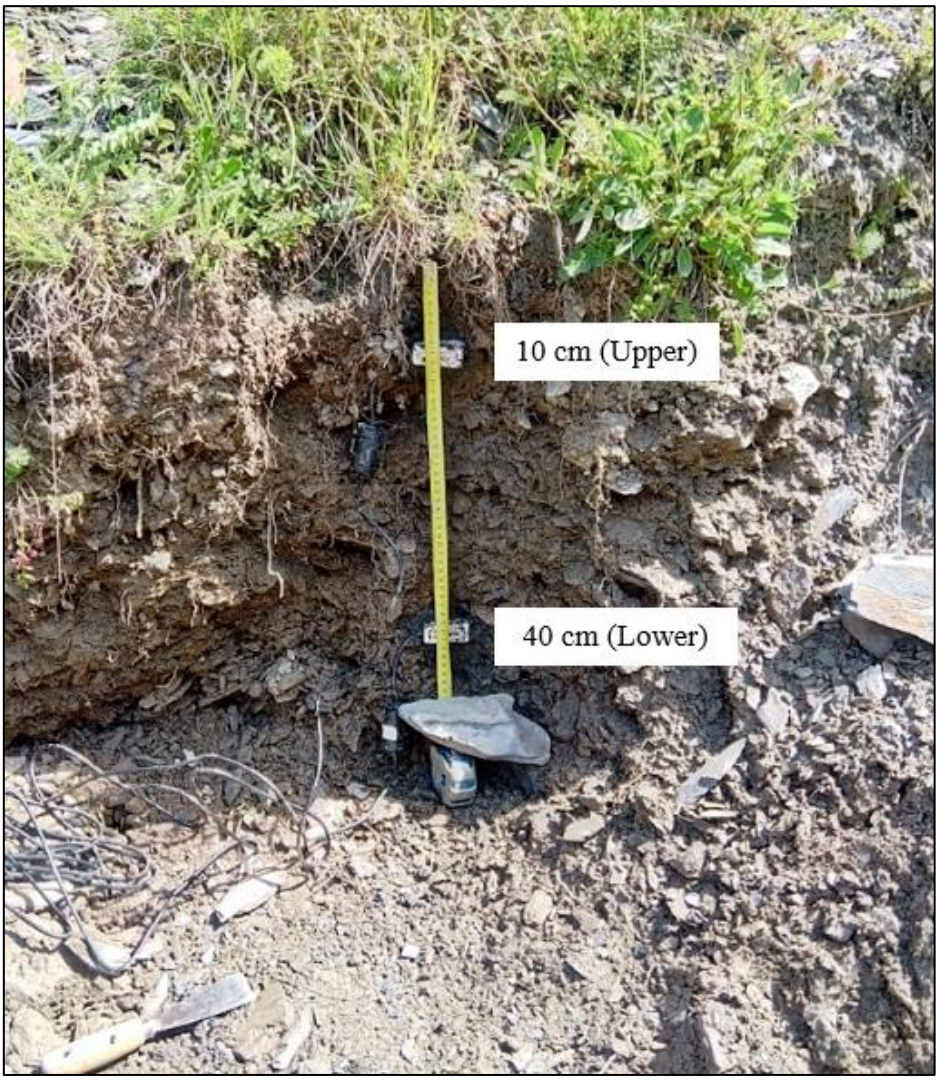

Figura 10. Sensores de medidas de humedad del suelo a 10 y 40 centímetros. (Modificado de, Arantec Enginheria, 2020).

Esta empresa recomienda realizar las calibraciones de suelo mineral dando como resultado el contenido de agua volumétrico en m^3/m^3, esto se realiza ya que las lecturas de humedad del suelo al momento de la salida de datos están en mV. Para llevar a cabo esta calibración se utiliza la ecuación 22, siendo de tercer orden por que proporciona mejores resultados de contenido de agua volumétrico en el rango de suelos minerales, obteniendo datos en una escala de 0 a 1.0 m^3/m^3.

$$\theta_w\left(\frac{m^3}{m^3}\right) = (4.824x10^{-10} * mV^3) - (2.278x10^{-6} * mV^2) + (3.898x10^{-3} * mV) - 2.154 \quad (22)$$

Como paso inicial para lograr la estimación del contenido de agua volumétrico se procedió a realizar la recopilación de datos proporcionados por la web “Smarty Planet”, de la empresa que realiza estas mediciones los cuales, para la temperatura, humedad, precipitación y dos de los cuatro puntos de control de humedad del suelo que corresponden a la estación intermedio superior y superior, presentaron datos correspondientes a dos años, los puntos de control inferior e intermedio inferior solo presentan datos a un año ya que por situaciones ambientales dichos puntos quedaron inhabilitados por un periodo de tiempo considerable y no se pudo obtener por completo la información del segundo año.

Con el primer año se realizan las estimaciones del contenido de agua siendo así los cuatro puntos de control de humedad del suelo viables para el estudio, con los otros dos que sí presentan el segundo año de lectura se podrá realizar una validación de estas predicciones.

3.3. Método 1. Determinación de la función de transferencia del suelo en función de la solución analítica

Este método consiste en calcular la función de transferencia del suelo usando la solución analítica de la ecuación de infiltración de agua unidimensional. Tomando en cuenta la permeabilidad y el coeficiente de almacenamiento constante, la ecuación de infiltración de agua se reduce a la ecuación de difusión clásica, como se expresa a continuación.

$$\frac{\partial \theta_w}{\partial_t} - \kappa^2 \frac{\partial^2 \theta_w}{\partial x^2} \tag{23}$$

Con,

$$\theta_w = 0 \qquad para\ x = 0\ y\ \forall\ t$$

$$\theta_w = A_k \sin\left(w_k t + \varphi_k\right) \qquad para\ x = L\ y\ \forall\ t$$

$$\theta_w = f(x) \qquad \forall\ x\ y\ para\ t = 0$$

Donde θ_w es el contenido de agua (θ_w). Este problema corresponde a un perfil de suelo unidimensional bajo condiciones de frontera periódicas y nivel freático fijo a L metros de profundidad como se puede observar en la Figura 11. Cabe destacar que la condición de frontera periódica está representada por una función con amplitud A_k, frecuencia angular w_k y fase φ_k.

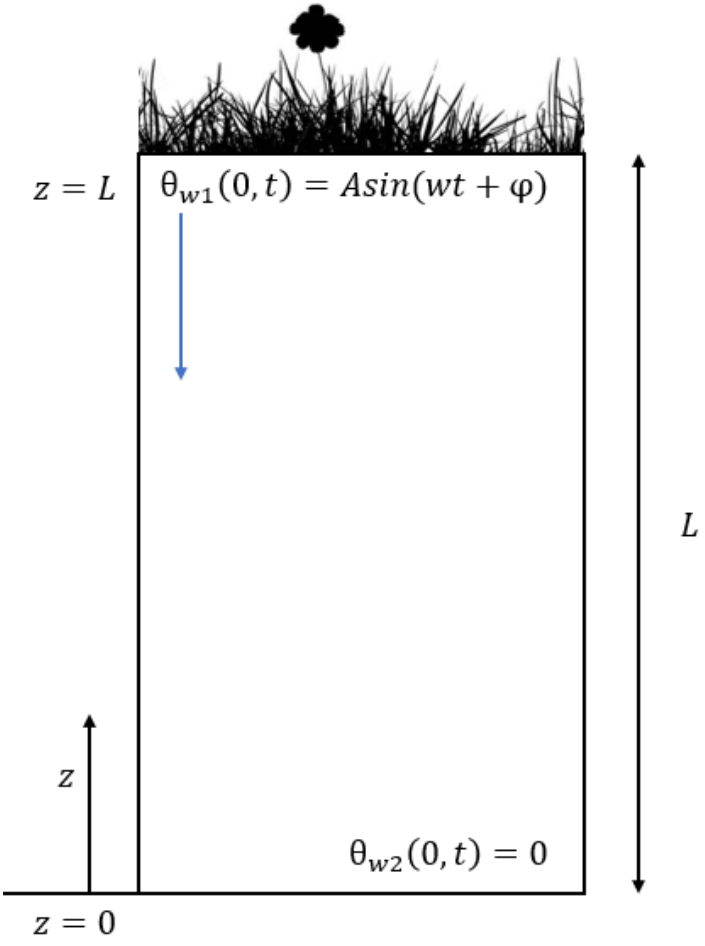

Figura 11. Esquema del problema de flujo unidimensional.

Considerando una distribución del contenido de agua que presenta variación linealmente desde θ_{w1} con posición 0 hasta θ_{w2} en x = L, se presenta la siguiente ecuación.

$$f(x) = \theta_{w1}\left(1 - \frac{x}{L}\right) + \theta_{w2}\frac{x}{L} \tag{24}$$

La solución para este problema incluye un término transitorio y un término que se debe a la acción periódica en el perfil.

$$\theta_w(x,t) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n \, sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) e^{-\kappa\left(\frac{n\pi}{L}\right)^2 t} + A_k \frac{(e^{\alpha_k \pi} - e^{-\alpha_k \pi})}{(e^{\alpha_k L} - e^{-\alpha_k L})}[sin(w_k t + \varphi + \alpha_k(x - L))] \tag{25}$$

Donde,

$$A_n = \int_0^L f(x) sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) dx \tag{26}$$

$$\alpha_k = \sqrt{\frac{w_k}{2\kappa}} \tag{27}$$

Se puede analizar para una condición que involucre N modos k, donde la solución sería.

$$\theta_w(x,t) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n \, sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) e^{-\kappa\left(\frac{n\pi}{L}\right)^2 t} + \sum_{k=1}^{N} A_k \frac{(e^{\alpha_k \pi} - e^{-\alpha_k \pi})}{(e^{\alpha_k L} - e^{-\alpha_k L})}\left[sin\left(w_k t + \varphi_k + \alpha_k(x - L)\right)\right] \tag{28}$$

En base a la ecuación 28, las funciones de transferencia para una entrada estacionaria son:

$$SFT_A: A_k(w_k, x) = \frac{(e^{\alpha_k x} - e^{-\alpha_k x})}{(e^{\alpha_k L} - e^{-\alpha_k L})} \tag{29}$$

$$SFT_{\varphi}: w_k \rightarrow \varphi_k(w_k, x) = \varphi_k + \alpha_k(x - L) \quad (30)$$

Las funciones de transferencia del suelo se utilizan para predecir la respuesta en profundidad a partir de la respuesta en superficie, calculando los espectros de amplitud y fase en superficie utilizando la transformada rápida de Fourier para posteriormente aplicar las funciones de transferencia en cada paso y por último aplicar la transformada inversa de Fourier para obtener la respuesta en el dominio del tiempo.

Si se conocen los parámetros κ y L_{zp}, se puede aplicar este procedimiento directamente a la serie de entrada, pero en vista de que estos parámetros no son conocidos, el procedimiento se puede aplicar en un conjunto parcial de series monitoreadas para obtener estos parámetros que minimizan el error entre los datos calculados y medidos.

Esto se puede aplicar cuando se cuenta con diferentes puntos de lectura de datos a lo largo de la columna, pero cuando solo se cuenta con dos puntos este procedimiento de monitoreo tanto para κ y L_{zp} puede resultar menos preciso por lo tanto se debe fijar la κ, el cual es una propiedad del suelo y obtener L_{zp} en función de esta para lograr así resultados más precisos.

3.4. Método 2. Determinación para estimar el contenido de agua con la SFT

En este método, la función de transferencia del suelo se determina sobre un periodo limitado de la serie temporal, aquí se utiliza la descomposición de la serie de Fourier, por lo tanto, el periodo se selecciona de manera en que la serie temporal de entrada y de salida sean estacionarias durante el periodo. Como primer paso, con la siguiente expresión se presenta la descomposición espectral de la serie temporal a lo largo de la profundidad z la cual representaría la salida.

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{N} [a_n \cos(w_n t) + b_n \sin(w_n t)]$$
$$= \frac{A_0}{2} + \sum_{n=1}^{N} A_n \cos(w_n t + \varphi_n) = \frac{A_0}{2} \quad (31)$$
$$+ \sum_{n=1}^{N} A_n \sin\left(w_n t + \varphi_n + \frac{\pi}{2}\right)$$

Con,

$$A_0 = \frac{a_0}{2}$$

$$A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}$$

$$\varphi_n = tan^{-1} \frac{b_n}{a_n}$$

Donde,

- A_0 = Valor medio de *f(t,z)*
- A_n = Amplitud armónica
- φ_n = Cambio de fase
- w_n = Frecuencia angular armónica (Hz)

Cada uno de estos términos están representados en la profundidad z. Luego, se determinan los espectros A_n y θ_n. Posterior a esto se realiza la descomposición espectral de la serie temporal monitoreada en la superficie del suelo, la cual representa la entrada.

$$f_0(t) = \frac{A_{00}}{2} + \sum_{n=1}^{N} A_{0n} \sin\left(w_{0n} t + \varphi_{0n} + \frac{\pi}{2}\right) \quad (32)$$

Donde, los siguientes términos están representados en la superficie del suelo.

- A_{00} = Valor medio de *f(t,z)*
- A_{0n} = Amplitud armónica

- φ_{0n} = Cambio de fase
- w_{0n} = Frecuencia angular armónica (Hz)

De igual forma se determinan los espectros $A_{0n}(\omega_n)$ y $\varphi_{0n}(\omega_n)$. Luego, se determinan las funciones de transferencia del suelo para la amplitud y frecuencia como la relación entre los espectros de entrada y salida.

$$SFT_{A_n} = \frac{A_n(\omega_n)}{A_{0n}(\omega_n)} \tag{33}$$

$$SFT_{\theta_n} = \frac{\varphi_n(\omega_n)}{\varphi_{0n}(\omega_n)} \tag{34}$$

Con estas ecuaciones de la función de transferencia del suelo (SFT, por sus siglas en inglés), se establece la relación entre la superficie y la profundidad z de la columna de suelo, donde ω_n es la frecuencia del modo armónico n.

Este método se ilustra con los datos recopilados del área de estudio en Bagergue, donde se lleva a cabo la predicción del contenido de agua con la función de transferencia del suelo gracias a la utilización de Matlab donde se realizó un código de programación en el cual como primer paso es leer la entrada de datos tanto en superficie como en profundidad cumpliendo como requisito que el punto de control que se utiliza para realizar esta estimación contenga al menos dos años de lectura.

Posterior a esto, se dividen los datos por año para cada profundidad que en este caso son dos, a 10 cm y 40 cm (Ver Figura 10). El dato de entrada (input) corresponderá al contenido de agua a la menor profundidad que está a 10 cm de la superficie y la salida (output) será la serie temporal a la profundidad de 40 cm, esto se puede observar en la Figura 12.

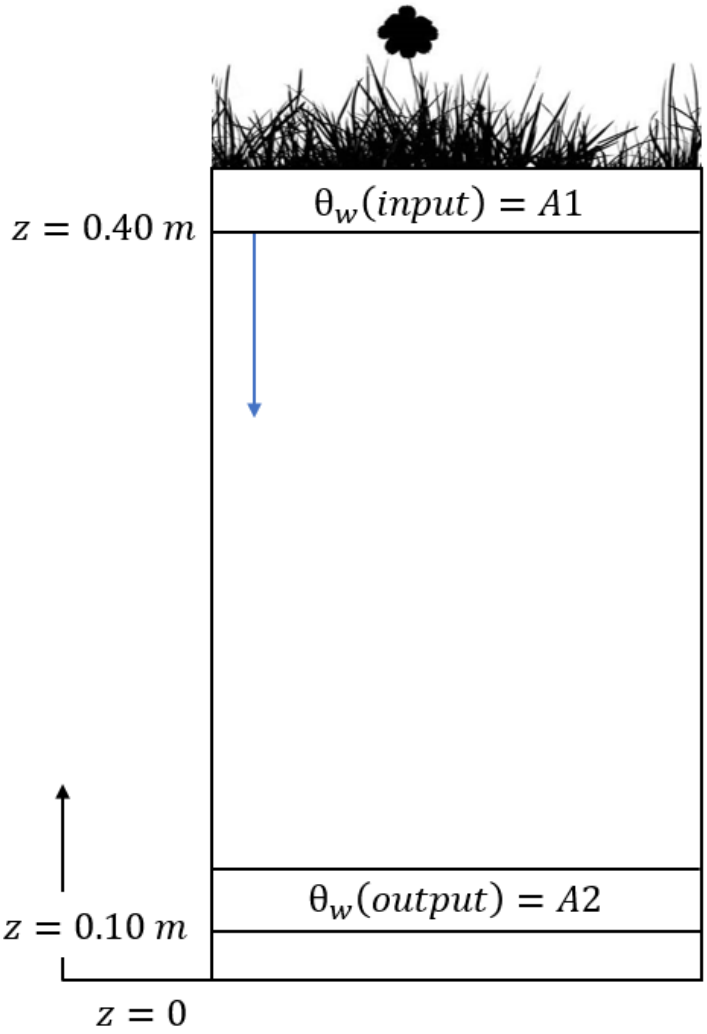

Figura 12. Relación de la serie temporal en términos de entrada y salida.

Luego se aplica la transformada rápida de Fourier para obtener los espectros de amplitud y fase en cada profundidad para el primer año de datos. Para posteriormente calcular la SFT del primer año y en base a la correlación que existe entre superficie y profundidad se procede a calcular la estimación del contenido de agua en profundidad para el segundo año, aplicando una transformada rápida de Fourier inversa del resultado que se obtiene de la multiplicación entre la transformada rápida de Fourier en superficie para el segundo año y la SFT obtenida del primer año.

Este proceso de algoritmo se puede observar se forma más detallada en la Figura 13.

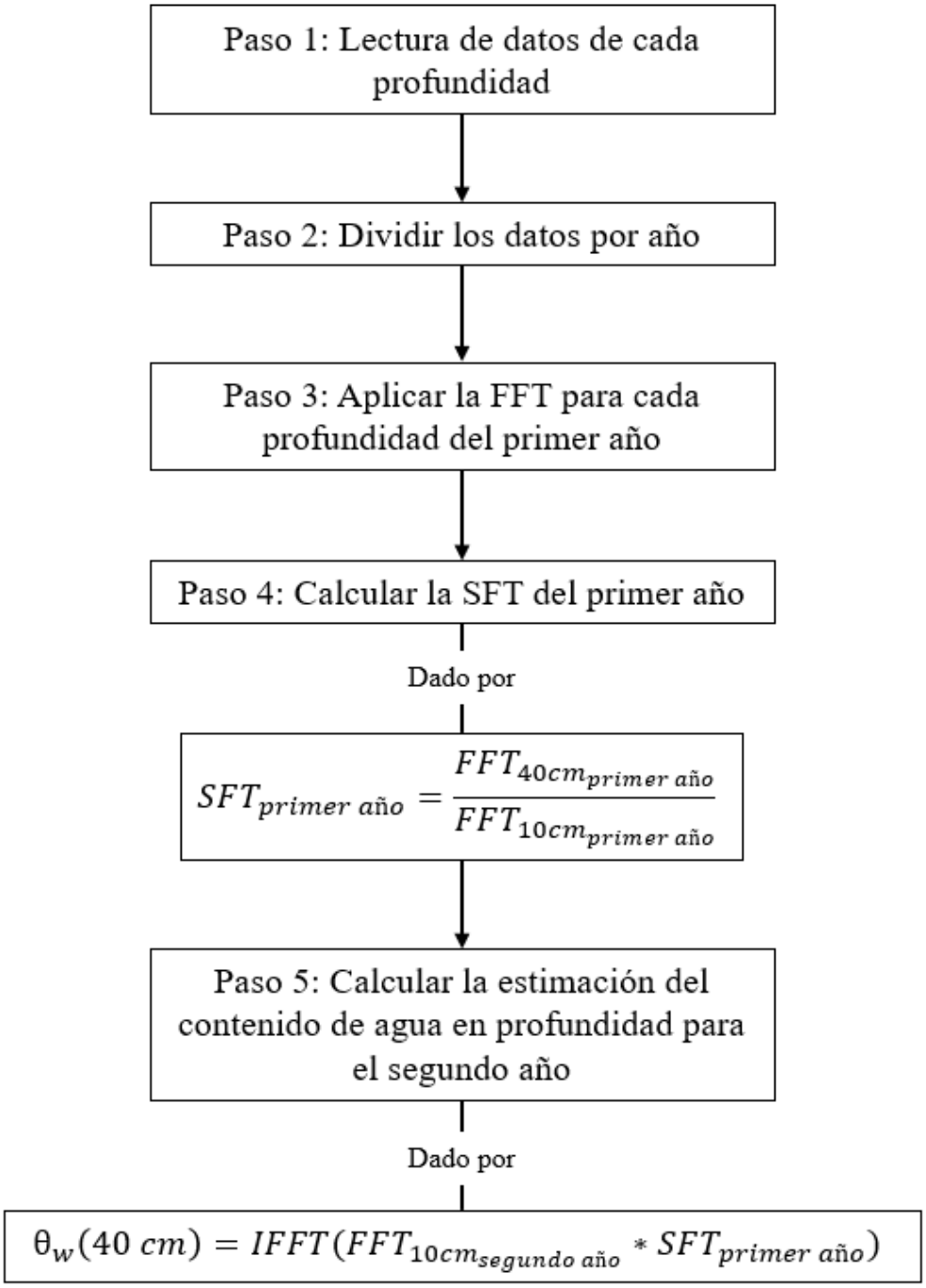

Figura 13. Diagrama de flujo para la estimación del contenido de agua en el suelo.

Este método solo fue realizado para los puntos de control intermedio superior y superior ya que son los que presentan lecturas para dos años, el cual es el rango mínimo para lograr la predicción del contenido de agua por este método, con menos lecturas sería imposible identificar los armónicos prominentes de la serie y estos dos años como mínimo hacen posible esta estimación.

4. RESULTADOS DE LA ESTIMACIÓN DEL CONTENIDO DE AGUA

A partir de los dos enfoques planteados en el capítulo 3, en el presente apartado se busca predecir y comparar la evolución del contenido de agua en los puntos analizados. Inicialmente, se procede a graficar los datos con los que se cuenta en los puntos de medición. Por tanto, de la Figura 14 a la Figura 16 se muestran los registros de las variables ambientales por año; de la Figura 17 a la Figura 20 se muestran los registros de contenido de agua volumétrico en los puntos de análisis y para las profundidades, Upper (10 cm) y Lower (40 cm), las cuales representan la parte superior y más baja de la columna de suelo, respectivamente.

Cabe destacar que los puntos de control inferior e intermedio inferior solo recopilan lecturas significativas hasta inicios del año 2022, por lo que estos dos perfiles solo serán viables para realizar la estimación del contenido de agua en función de la solución analítica, es decir el primer método. Por el contrario, para la aplicación del segundo método, solo los puntos de control intermedio superior y superior son viables ya que cuentan con lecturas durante al menos dos años.

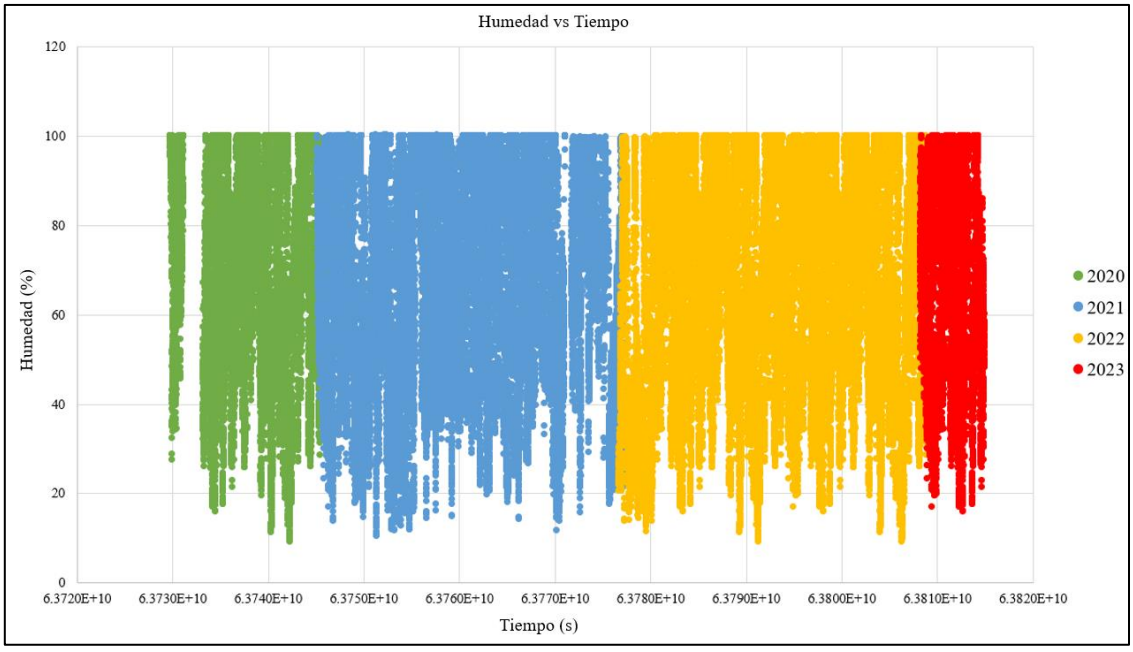

Figura 14. Lectura de humedad de la zona de estudio en el tiempo.

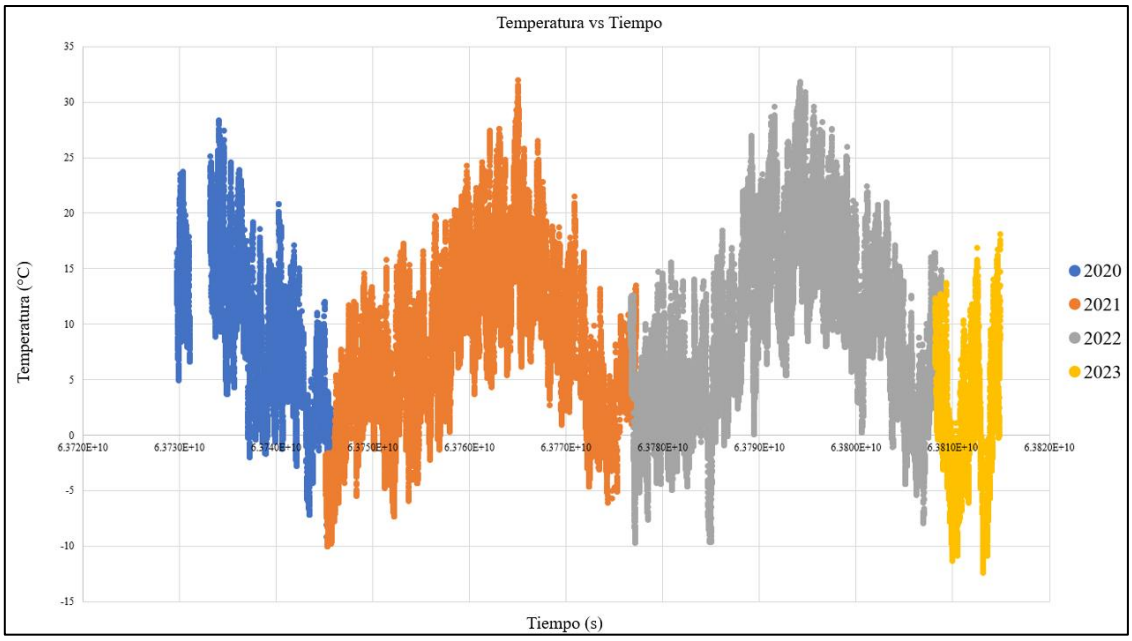

Figura 15. Lectura de temperatura de la zona de estudio en el tiempo.

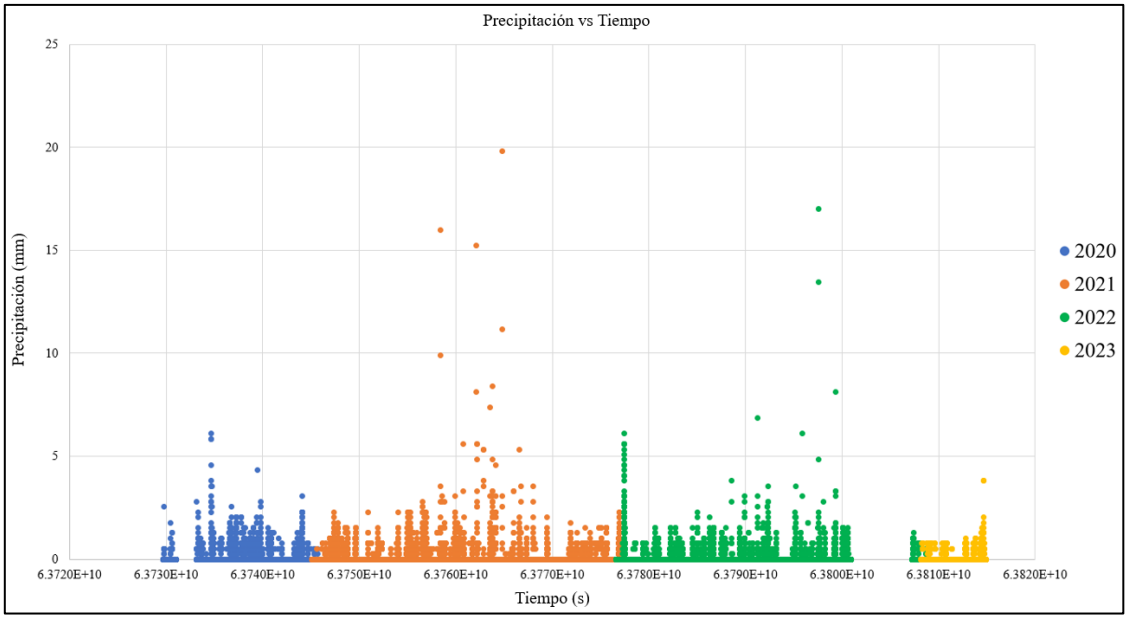

Figura 16. Lectura de precipitación de la zona de estudio en el tiempo.

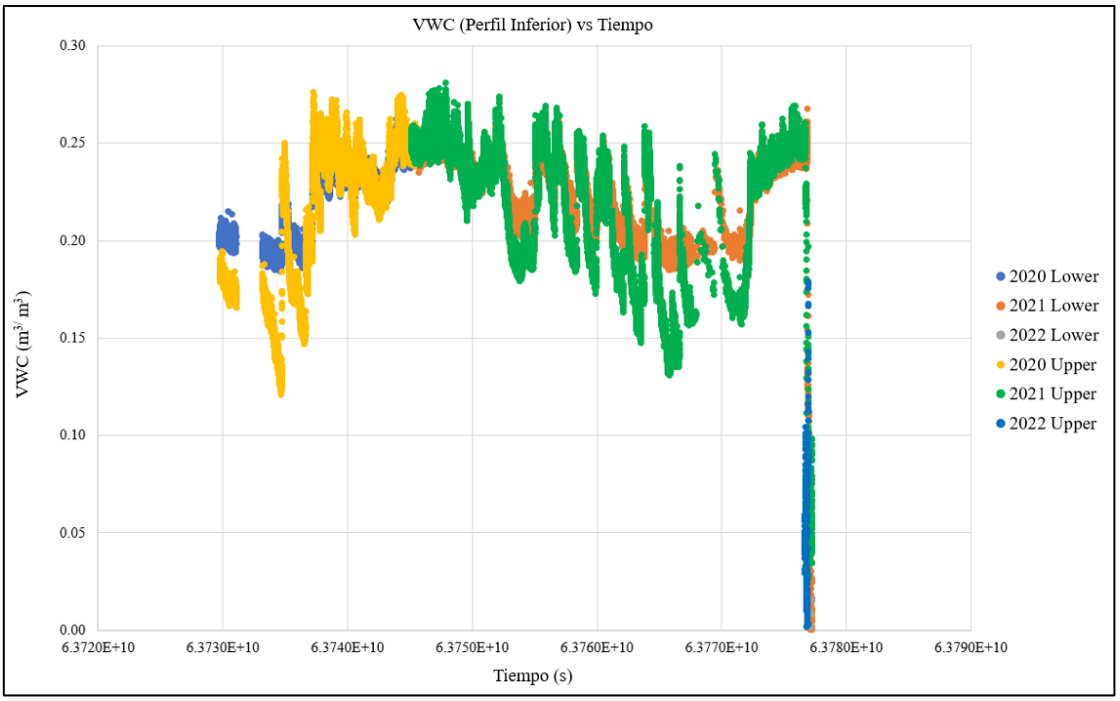

Figura 17. Lectura del contenido de agua del suelo del punto de control inferior.

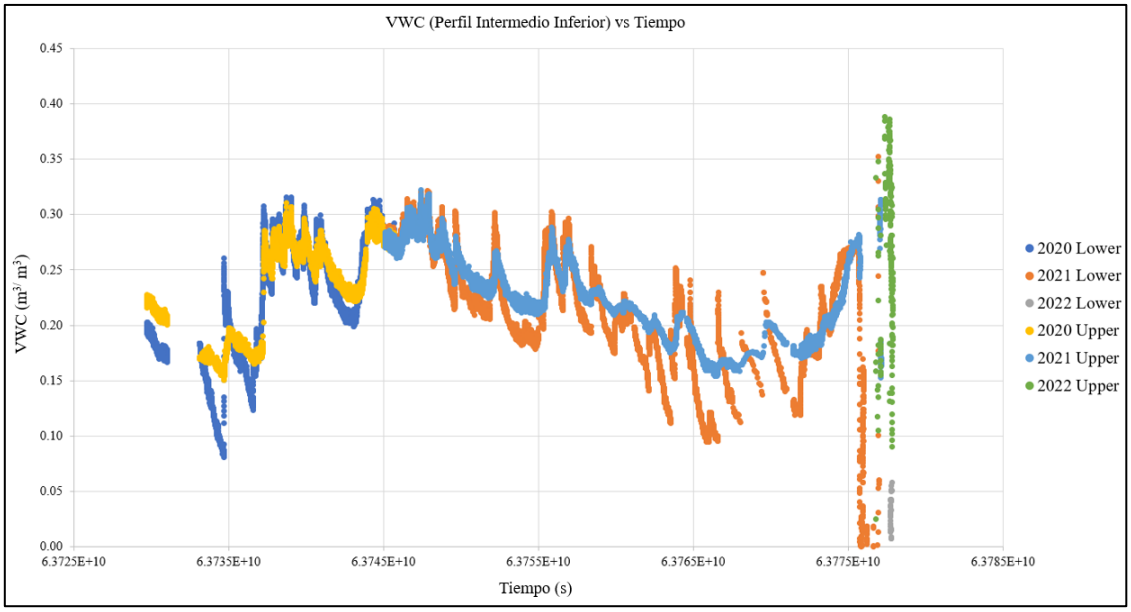

Figura 18. Lectura del contenido de agua del suelo del punto de control intermedio inferior.

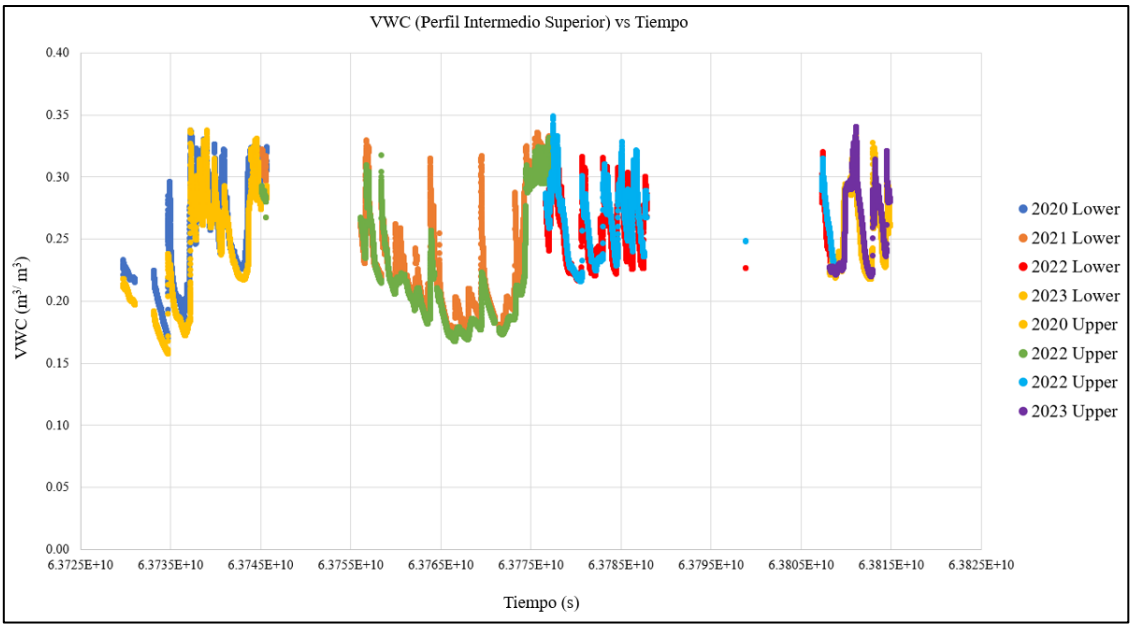

Figura 19. Lectura del contenido de agua del suelo del punto de control intermedio superior.

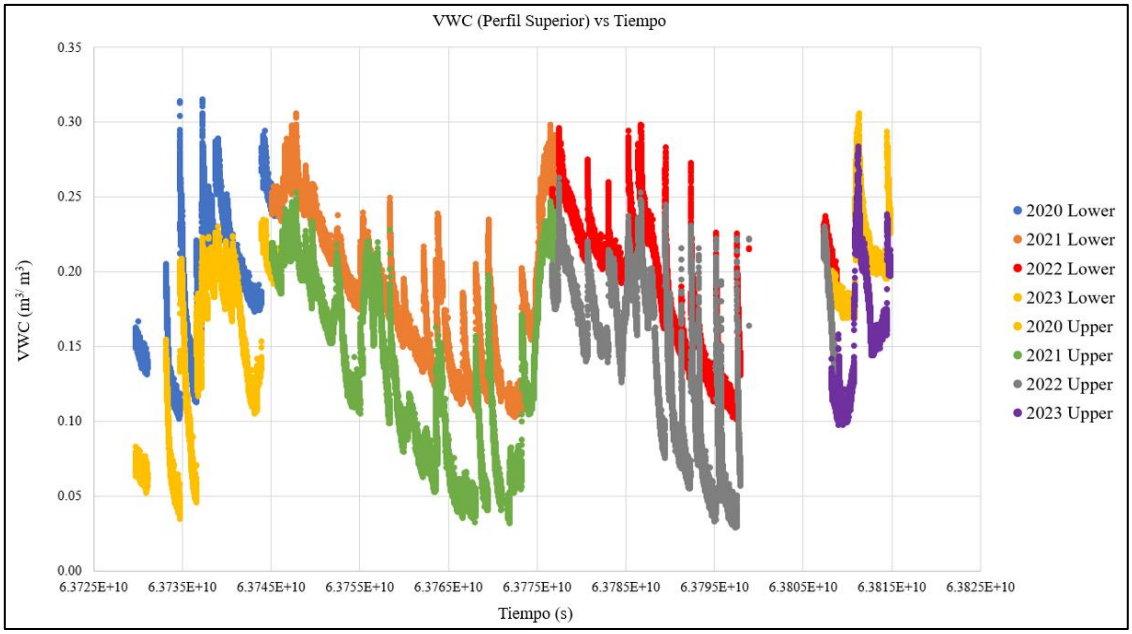

Figura 20. Lectura del contenido de agua del suelo del punto de control superior.

4.1. Registros de contenido de agua en Bagergue

Se pudo observar en las figuras de los registros de contenido de agua un patrón periódico a lo largo del punto de control del suelo. En el caso que se contara con registros para una mayor cantidad de años, se podría observar mejor esta característica.

También se puede resaltar que el contenido de agua, en lecturas cerca de la superficie, es dependiente de los diferentes procesos ambientales a los que se ve sometida la zona de estudio. Por lo tanto, a mayor profundidad, la influencia de estos procesos ambientales es menor. Esto indica que, a mayor profundidad, la respuesta se puede estimar usando menos armónicos en la serie de Fourier con respecto a las lecturas en superficie.

El contenido de agua por lo general sufre un retraso en el tiempo a lo largo de la profundidad. No obstante, este retraso no afecta la identificación de las frecuencias que dominan la respuesta, como puede verse en los espectros de amplitudes para los cuatro puntos de control y para ambas profundidades de lectura (ver Figura 21). Se puede observar que, en cada serie, el armónico principal tiene un periodo fundamental de exactamente 8760 horas, es decir un año. Esto muestra la influencia de las estaciones en la estimación del contenido de agua en suelos parcialmente saturados.

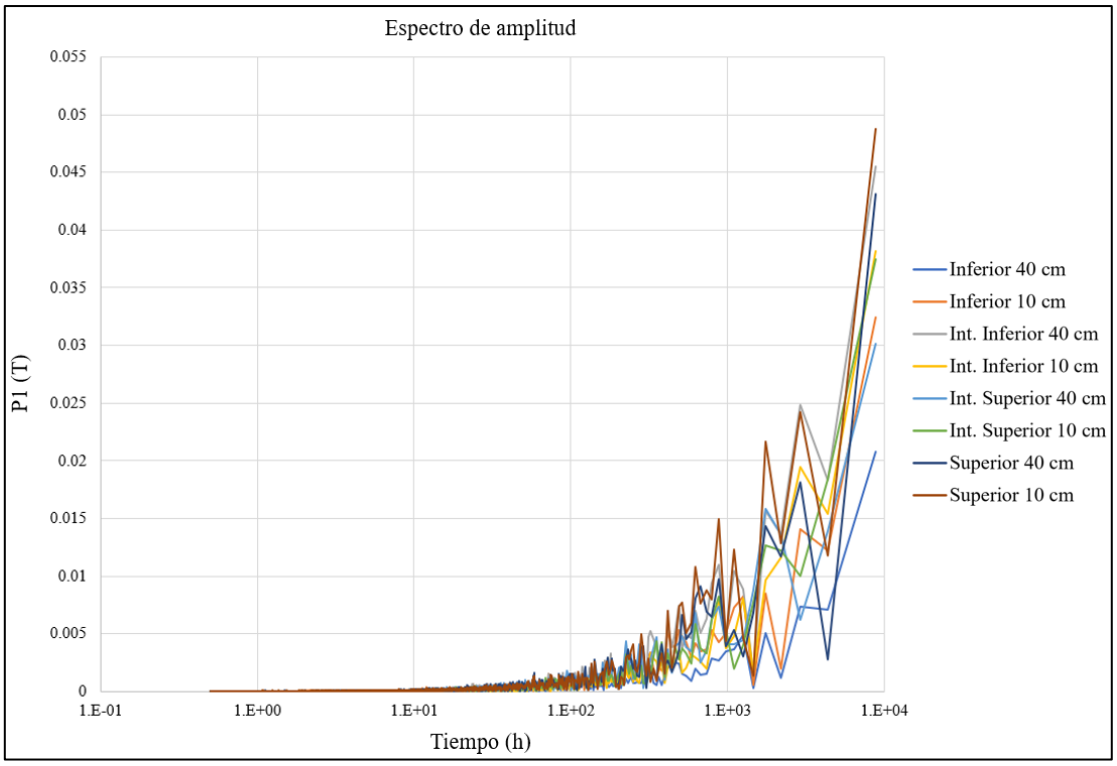

Figura 21. Espectro de amplitud en el tiempo para las mediciones.

4.2. Estimación de las variaciones del contenido de agua en función de la solución analítica

Para lograr las estimaciones en función de la solución analítica, se realizó en Matlab un código que permite simular valores de κ, valor intrínseco del suelo, y L_{zp}, el cual sirve para controlar el valor medio del contenido de agua a lo largo del perfil. Cabe destacar que debido a que la solución analítica empleada considera que en la profundidad máxima el contenido de agua es cero, se necesita encontrar una longitud equivalente, es decir L_{zp}, en cuyo extremo el contenido de agua es cero, pero no en los puntos intermedios.

Como resultado de este análisis se pudo observar la dependencia entre las variables κ y L_{zp} de las soluciones óptimas. Por tanto, se propuso fijar el valor de κ como característica del suelo y variar L_{zp} en cada localización. No obstante, las estimaciones iniciales, en las que se variaban tanto κ como L_{zp}, mostraron que el κ óptimo fluctuaba en el rango de 0.006 a 0.11 y para L_{zp} el rango iba de 0.2 a 0.6 metros. Estos valores dependen de la cantidad de puntos y número de armónicos que se analicen.

A partir de distintas simulaciones probabilistas para estimar κ y L_{zp}, en la Figura 22 se puede observar la relación que exhiben estas variables en las soluciones óptimas. Cabe destacar que los puntos de control C, D, E y F corresponden al punto inferior, intermedio inferior, intermedio superior y superior, respectivamente. Por otra parte, se puede observar en la Figura 22 (a) que con solo 100 puntos y 100 armónicos la variabilidad de los parámetros es elevada, lo que conllevaría a estimas más imprecisas del contenido de agua. Por el contrario, en la Figura 22 (b), en la cual se realizan 1000 iteraciones y 100 armónicos, se observa una menor variabilidad de los datos óptimos, lo que implica una mayor precisión de los resultados. La conclusión principal de este análisis es que conviene considerar mayores realizaciones probabilistas que número de armónicos.

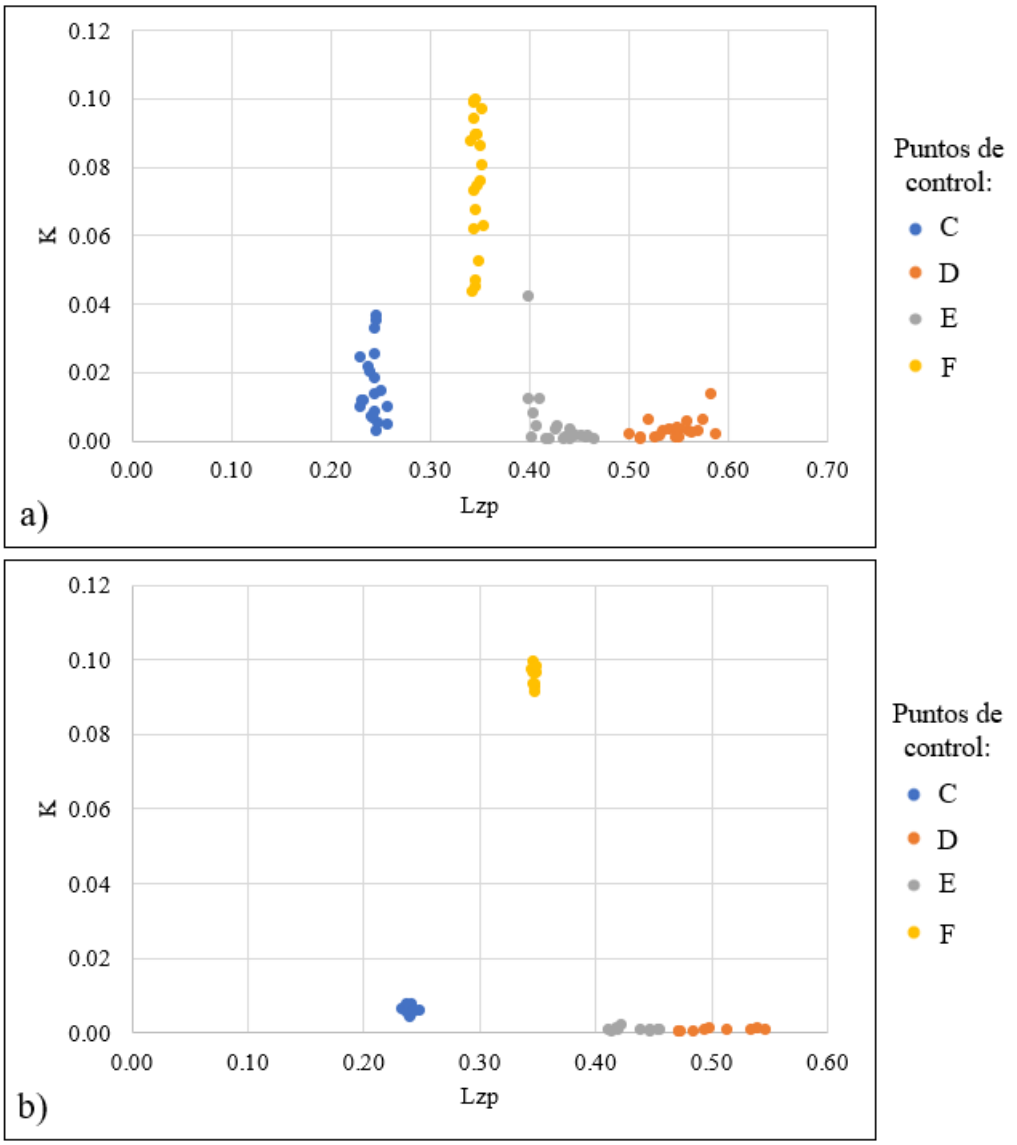

Figura 22. Variabilidad de los parámetros en función del número de puntos y armónicos analizados. a) Número de puntos: 100 y número de armónicos: 100 b) Número de puntos: 1000 y número de armónicos: 100

En la Figura 23 a la Figura 29 se presenta la estimación del contenido de agua para distintos números de armónicos y realizaciones probabilistas. Resulta importante mencionar que las líneas de color azul representan el contenido de agua estimado a partir de la función de transferencia y la línea de color naranja el contenido de agua medido in situ.

Con base en los resultados obtenidos, la combinación para lograr la mejor estimación posible fue la que se presenta en la Figura 29, en la cual se analizan 1000 realizaciones probabilistas y 1000 armónicos. También la combinación donde se utilizan 100

realizaciones y 5000 armónicos (Ver Figura 26) presentó una buena estimación. No obstante, el tiempo de cálculo es mucho mayor y, como se mostró anteriormente, es más significativo analizar un número mayor de realizaciones que sumar nuevos armónicos a la serie (Ver Figura 22).

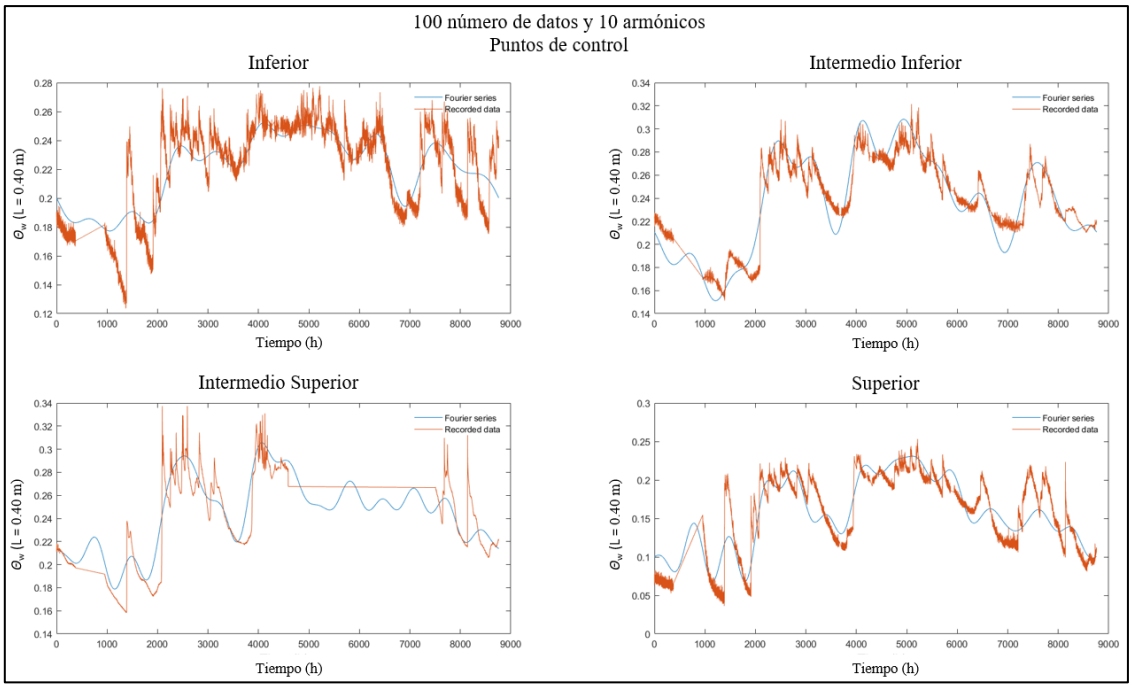

Figura 23. Contenido de agua del suelo, combinación de 100 número de puntos y 10 armónicos.

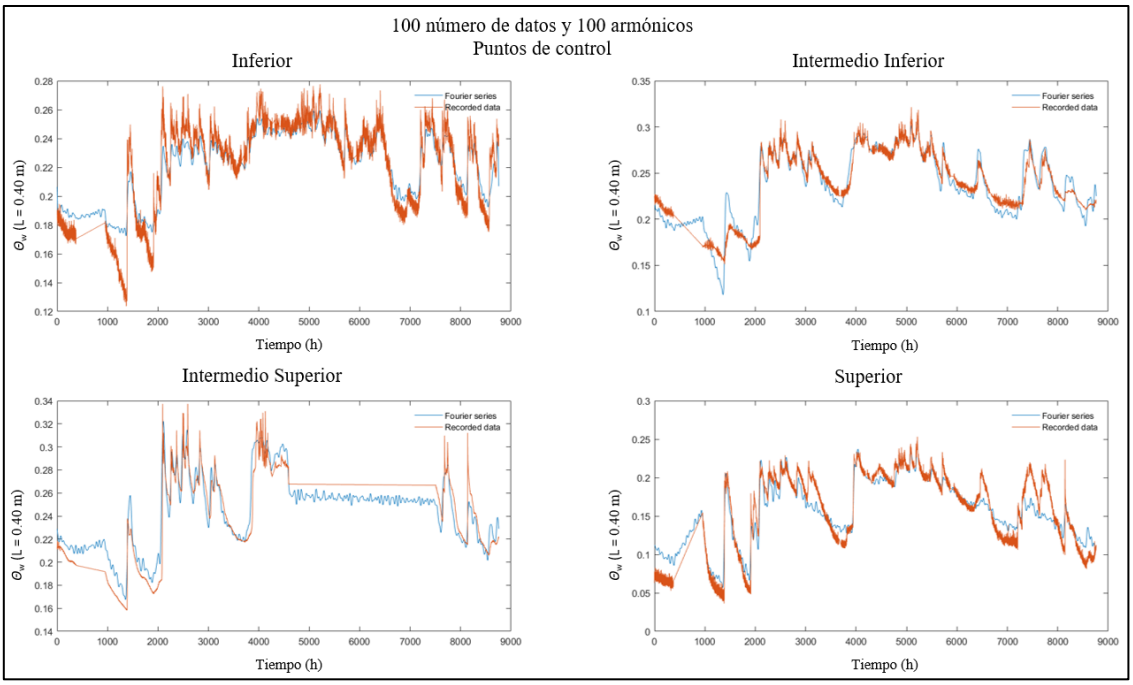

Figura 24. Contenido de agua del suelo, combinación de 100 número de puntos y 100 armónicos.

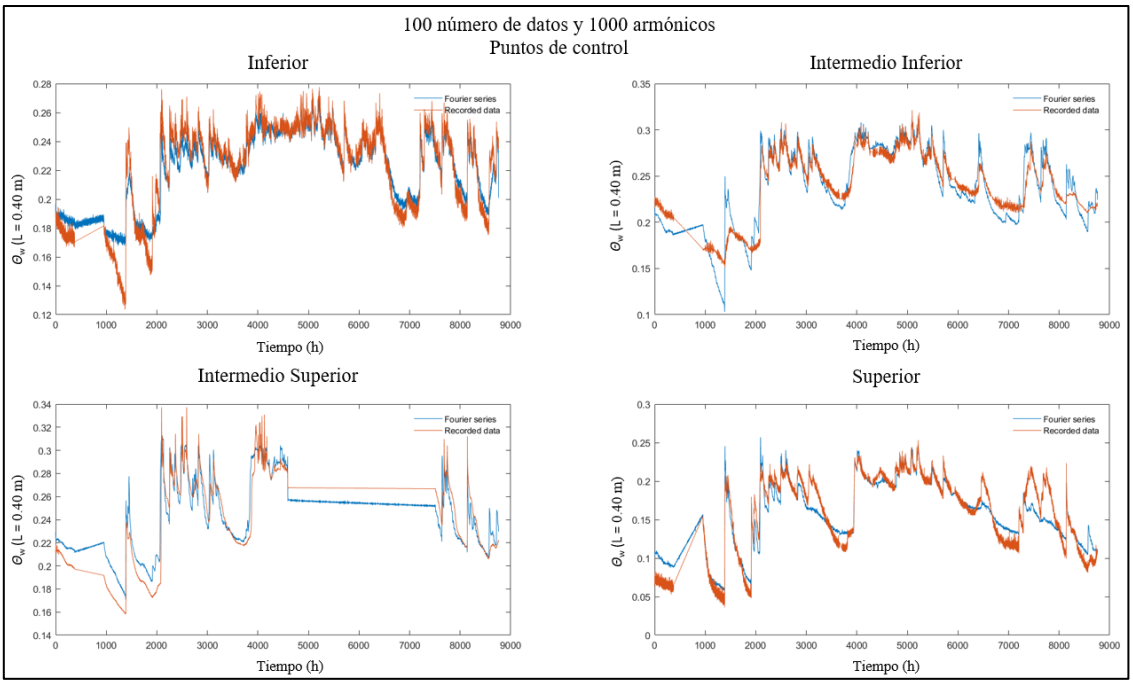

Figura 25. Contenido de agua del suelo, combinación de 100 número de puntos y 1000 armónicos.

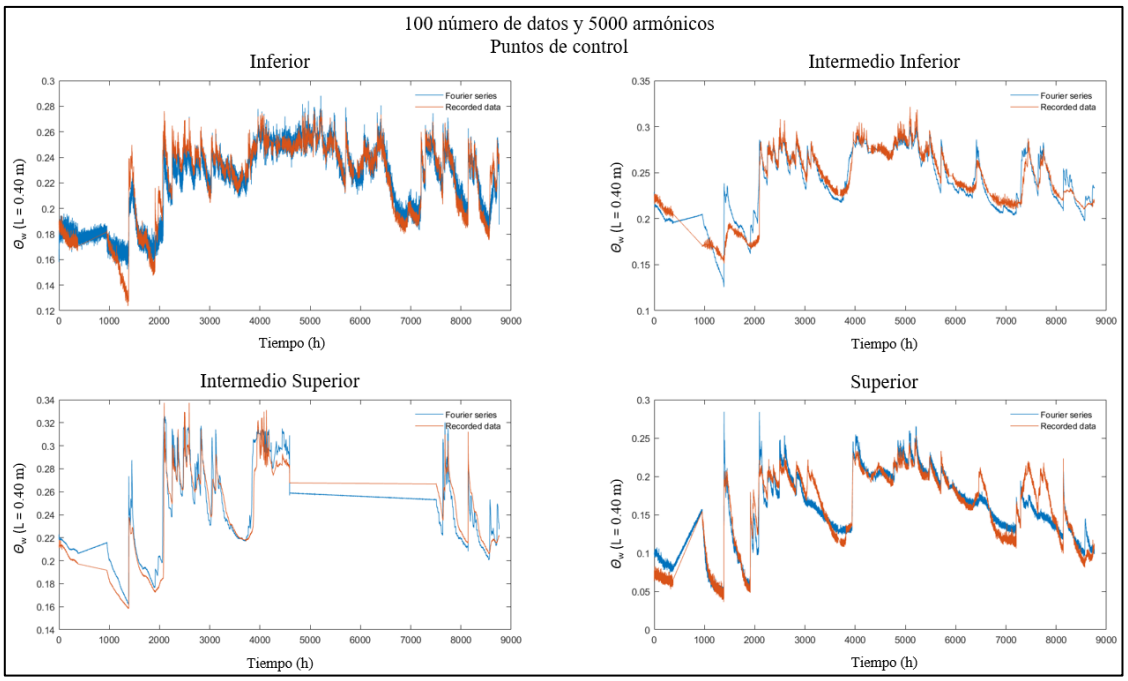

Figura 26. Contenido de agua del suelo, combinación de 100 número de puntos y 5000 armónicos.

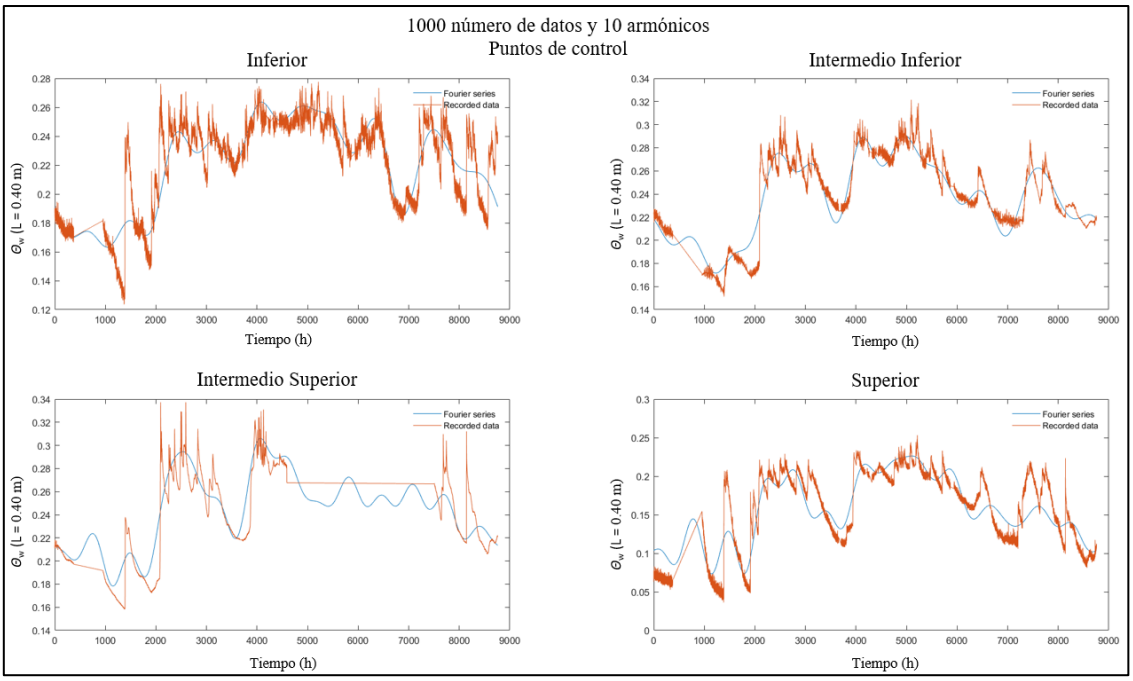

Figura 27. Contenido de agua del suelo, combinación de 1000 número de puntos y 10 armónicos.

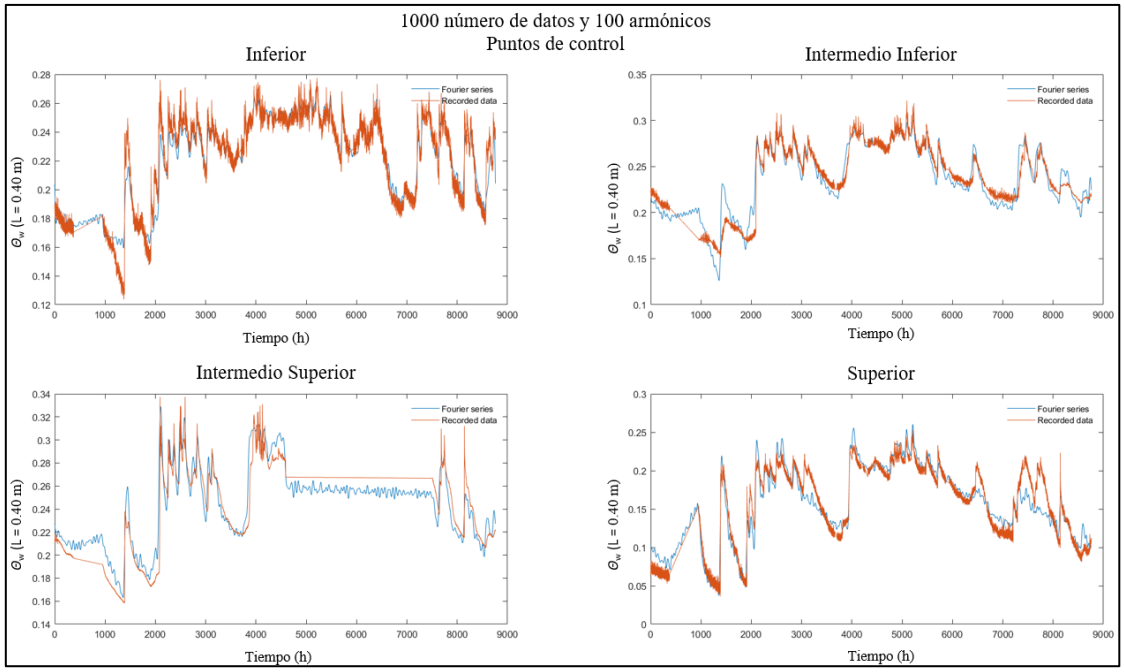

Figura 28. Contenido de agua del suelo, combinación de 1000 número de puntos y 100 armónicos.

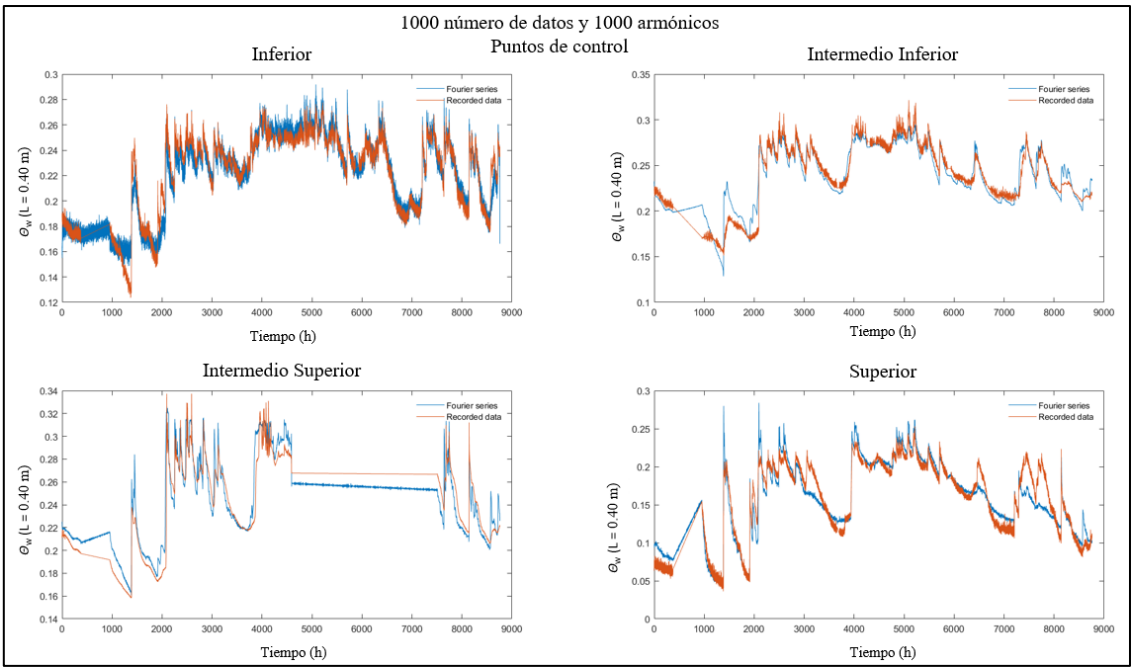

Figura 29. Contenido de agua del suelo, combinación de 1000 número de puntos y 1000 armónicos.

En la Figura 30 se presenta de forma aproximada cómo se comportaría el flujo de agua en base a los resultados de L_{zp} obtenidos para cada punto de control. Se puede observar cómo al pie del talud se estima que habrá un flujo ascendente. Este resultado es reflejo de diferentes pruebas de cálculo para lograr estimar los parámetros κ y L_{zp} de forma que cuenten con una confiabilidad adecuada.

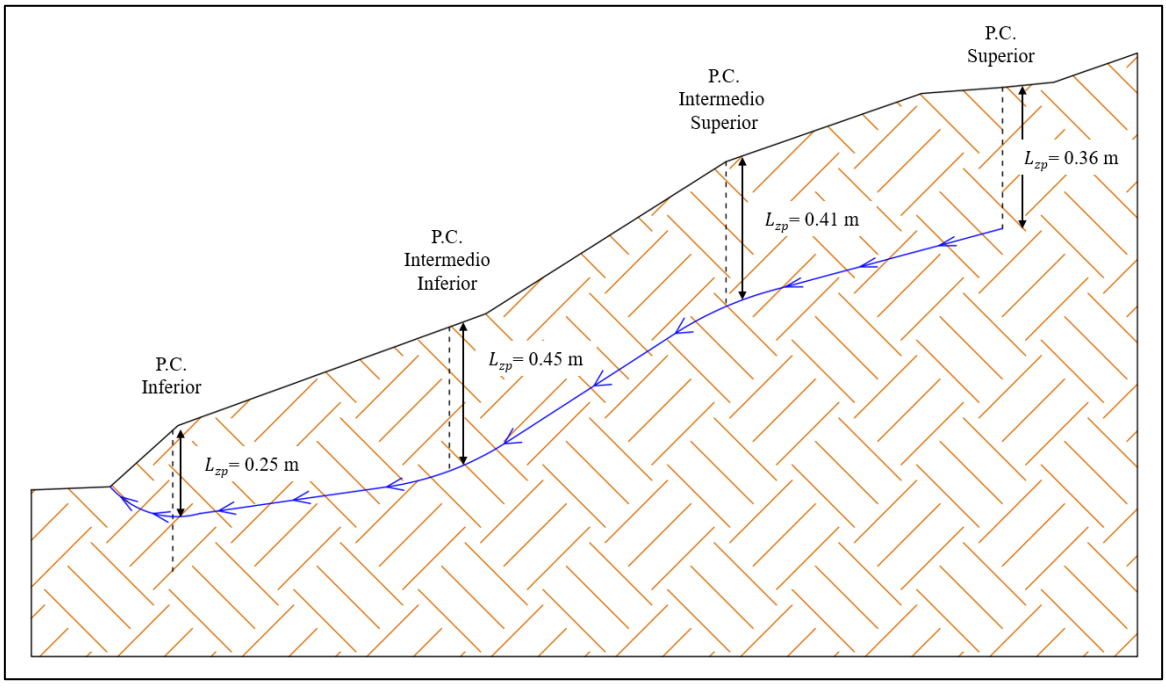

Figura 30. Representación aproximada del flujo en base a los resultados de Lzp obtenidos.

4.3.Estimación de las variaciones de contenido de agua con SFT

Tal y como se presentó en la sección 3.4, donde se explica la metodología para lograr la estimación del contenido de agua por funciones de transferencia generadas a partir de los registros temporales, fue necesario seleccionar los puntos de control que presentan al menos dos años de lectura. Por tanto, solo los puntos intermedio superior y superior eran susceptibles a la aplicación de este método. De esta manera, los puntos con dos años de lectura se dividen en dos subconjuntos. La primera mitad recoge los datos del primer año, el cual se utiliza para calcular la función de transferencia del suelo a partir de la relación entre la FFT en profundidad y la FFT en superficie. A partir de esta función de transferencia, se procede a predecir el contenido de agua del suelo en profundidad para la segunda mitad de los datos, es decir el segundo año.

Con base en el diagrama de flujo presentado anteriormente (Ver Figura 13), se muestra en la Figura 31 y Figura 32 la estimación del contenido de agua para los puntos de control intermedio superior y superior, respectivamente. La línea azul representa los datos medidos in situ y la línea naranja es la predicción.

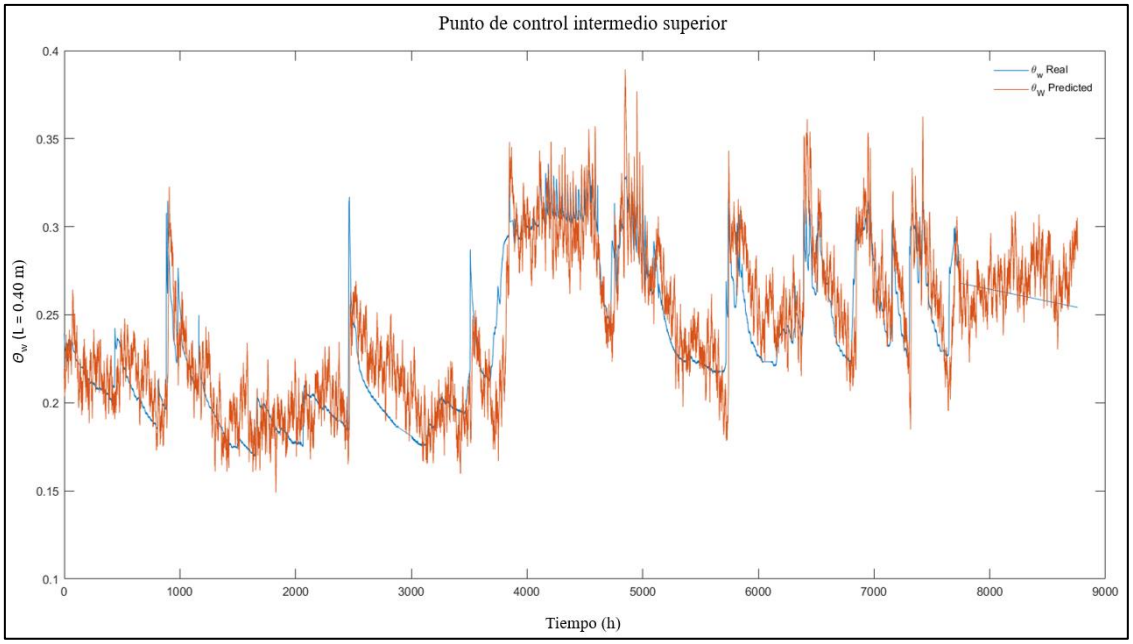

Figura 31. Contenido de agua estimado del punto de control intermedio superior a partir de la SFT.

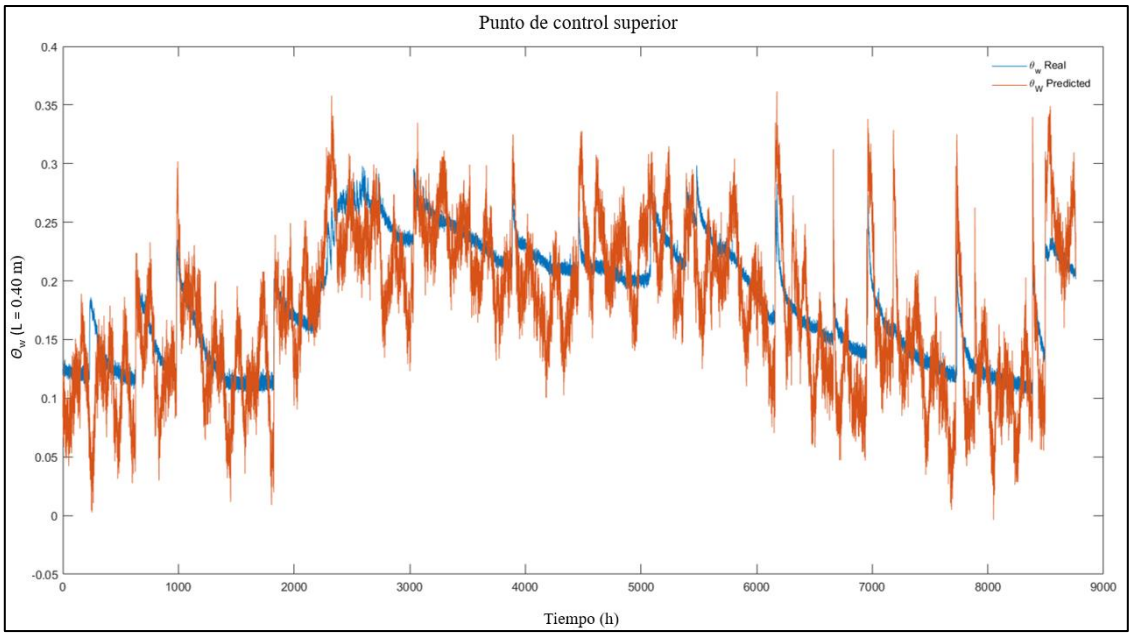

Figura 32. Contenido de agua estimado del punto de control superior a partir de la SFT.

Se puede observar cómo, si se suavizaran los resultados mostrarían una buena estimación de la media. Sin embargo, se presenta un inconveniente relacionado con las altas frecuencias, las cuales hacen que los valores extremos no sean correctamente predecibles. En el futuro se podría estudiar cómo solucionar este tipo de problemas aplicando filtros en intervalos de frecuencia específicos. Como ejemplo, en las Figura 33 y Figura 34 se presentan las predicciones después de aplicar un filtro 'pasa bajas' donde se busca transmitir con atenuación despreciable señales cuyas frecuencias sean inferiores a un valor denominado frecuencia de corte. Es decir, las componentes de la señal cuyas frecuencias superan a la frecuencia de corte se verán mitigadas.

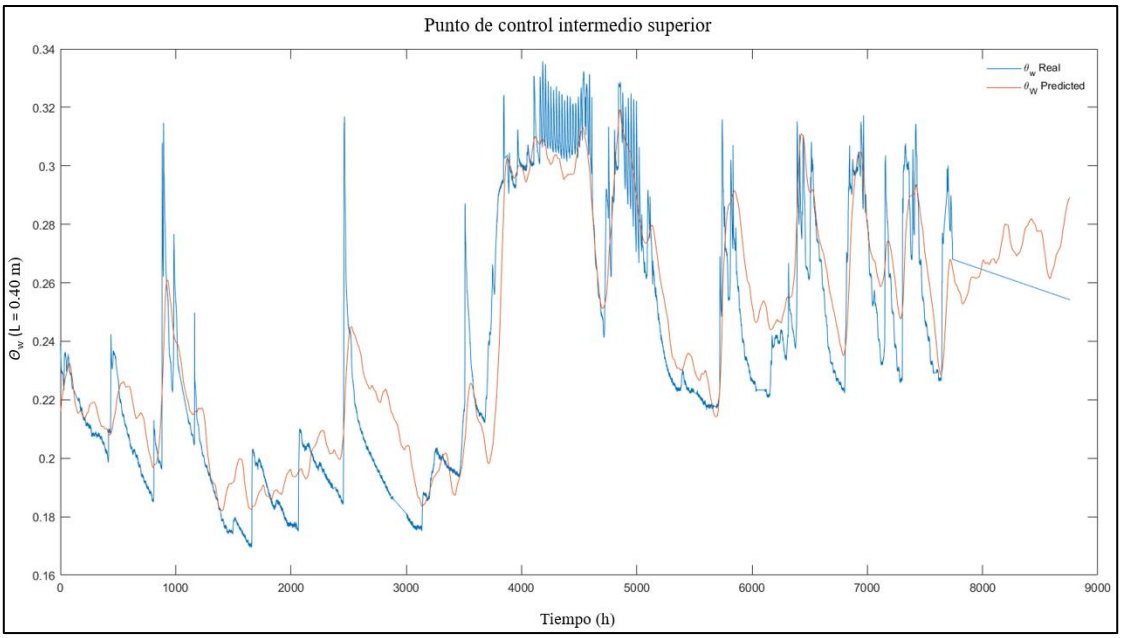

Figura 33. Aplicación de filtro al contenido de agua del perfil intermedio superior a partir de la SFT.

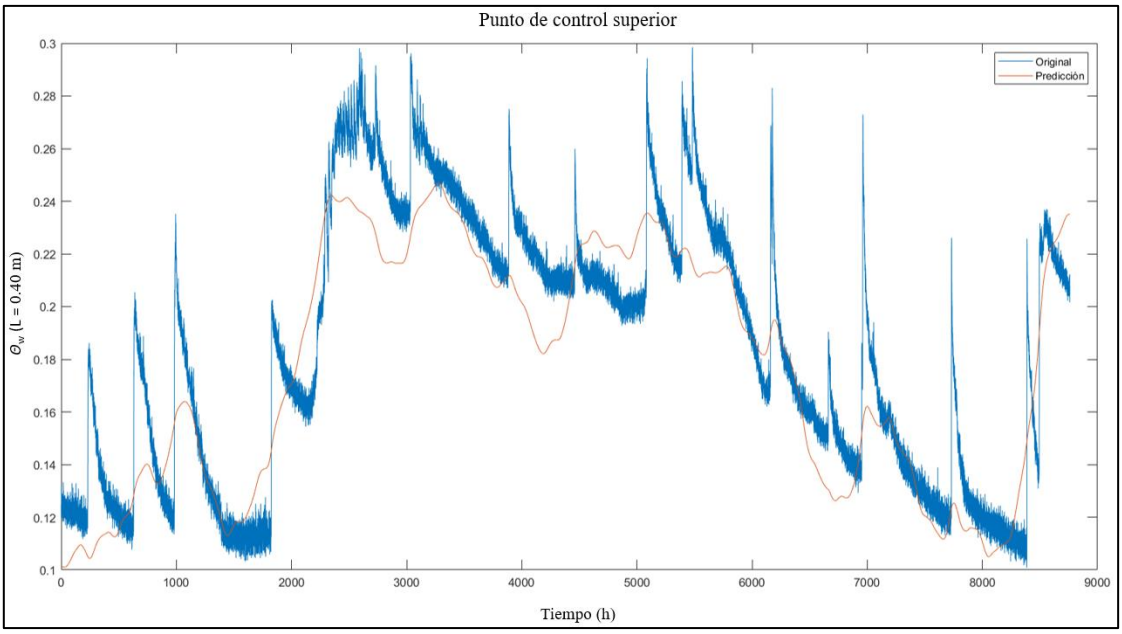

Figura 34. Aplicación de filtro al contenido de agua del punto de control superior a partir de la SFT.

5. CONCLUSIONES

Las condiciones climáticas a la que están expuestos los suelos no saturados resultan de gran importancia para entender ciertas inestabilidades en superficie. Por esta razón resulta importante estudiar métodos simplificados que permitan estimar de manera precisa el contenido de agua en suelos. En línea con lo anterior, en el presente trabajo, se analizaron dos métodos que consideran la distribución frecuencial de las fluctuaciones del contenido de agua en suelos. El primer método de análisis espectral consistió en derivar la función de transferencia del suelo basada en la solución analítica de infiltración de agua unidimensional. Se consideró un coeficiente de difusión constante para los cuatro perfiles de suelo y un contenido de agua nulo en la parte inferior de una columna de suelo alargada. Este método mostró que si se fijaba el valor de κ, los valores de longitud de columna equivalente eran similares en los cuatro puntos de control. Es decir, si se realizaba el análisis del error cuadrático medio de forma que se variara tanto κ como L_{zp}, se observaron variaciones significativas que resultaron en estimaciones del contenido de agua no muy confiables. Como ya se mencionó, fijar el coeficiente de difusión (κ), permitió la mejor estima del contenido de agua

De igual forma, se realizó un análisis de la sensibilidad considerando la cantidad de realizaciones y armónicos que se simulan para estimar el coeficiente de difusión óptimo, para los cuatro puntos de control (κ = 0.0151). Como resultado, la longitud corregida (L_{zp}) fue 0.25, 0.45, 0.41 y 0.35 metros para el punto de control inferior, intermedio inferior, intermedio superior y superior, respectivamente. Aplicando diferentes combinaciones se pudo observar que es más importante considerar mayores realizaciones que armónicos que se sumen a la serie. Como resultado la mejor combinación observada, para un tiempo de cálculo razonable, fueron 1000 realizaciones y 1000 armónicos. Bien es cierto que entre más puntos se analicen mejor podrían ser los resultados, pero el costo computacional puede crecer desproporcionadamente sin variar significativamente el error.

El segundo método consistió en calcular una función de transferencia del suelo con base en la correlación observada entre la variación del contenido de agua a profundidad y en superficie, para el primer año de los datos. Dicha función de transferencia se utilizó

para estimar el contenido de agua en profundidad (L=40 cm) para el segundo año. Como se menciona anteriormente, se necesitan al menos dos años de lecturas para poder aplicar este método, por lo tanto, solo pudo ser posible para dos de los cuatros puntos de control (el intermedio superior y superior). De ahí la importancia de contar con suficientes sensores para que se pueda identificar de manera óptima los armónicos dominantes de la serie de datos.

Es importante mencionar que los resultados del método dos abren una línea de investigación ya que, si bien es cierto que los resultados observados son relativamente buenos, presentan picos no deseados en la predicción que se podrían modular con filtros, tal y como se muestra en las Figura 33 y Figura 34. Nótese la mejora sustancial de las estimas al aplicar un filtro paso bajas.

Con base en el análisis y los resultados presentados en este trabajo de investigación, se concluye que es factible realizar predicciones confiables del contenido de agua en suelos a partir de ambos métodos. No obstante, los resultados que mostraron una mejor estimación del contenido de agua en suelos se relacionan con el primer método, el cual se basa en la solución analítica de la ecuación de infiltración de agua unidimensional a partir de los valores κ y L_{zp}. Cabe destacar que, en el segundo método, debido a la complejidad de los datos, y por solo contar con dos sensores en la columna de suelo, era esperable una disminución de la precisión en la estimación del contenido de agua, especialmente si se compara con estudios anteriores. Futuros estudios considerando datos más extensos podrían arrojar nuevas conclusiones que permitan reducir el esfuerzo computacional, principal objetivo del presente trabajo.

6. REFERENCIAS

1. Alonso Pérez de Agreda, E., & Lloret Morancho, A. (1985). Comportamiento de suelos parcialmente saturados. Revista de obras públicas, 132(3280), 435-461.
2. Arantec Enginheria, S.L. (2020). Red de sensores inalámbricos para el proyecto PYRMOVE de monitorización de humedad del suelo.
3. Barrera Bucio, M., & Garnica Anguas, P. (2002). Introducción a la mecánica de suelos no saturados en vías terrestres. Publicación técnica, (198).
4. Casanova Muñoz, J. E. (2018). Modelación elastoplástica de la curva de retención de agua en suelos parcialmente saturados (Master's thesis, Universitat Politècnica de Catalunya).
5. Childs, E. C., & Collis-George, N. (1950). The permeability of porous materials. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences, 201(1066), 392-405.
6. Das, B. M. (2015). Fundamentos de ingeniería geotécnica (Cuarta edición ed.). Mexico: CENGAGE Learning.
7. Fredlund, D. G. (2006). Unsaturated soil mechanics in engineering practice. Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering, 132(3), 286-321.
8. Fredlund, D. G., & Rahardjo, H. (1993). Soil mechanics for unsaturated soils. John Wiley & Sons.
9. Hillel, D. (1971). Soil and Water, Physical Principles and Processes. Academic Press. U.S.A, U.S.A.
10. Li, Y., Chen, D., White, R. E., Zhu, A., & Zhang, J. (2007). Estimating soil hydraulic properties of Fengqiu County soils in the North China Plain using pedo-transfer functions. Geoderma, 138(3-4), 261-271.
11. Pachés Giner, M. A. V. (2019). El agua en el suelo. Fuerzas de retención.
12. Padilla, R. R. (2012). Relaciones de fase en la ingeniería geotécnica moderna.
13. Pérez García, N. (2008). Determinación de curvas características en suelos no saturados con celdas de presión. Publicación técnica, (313).
14. Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics, 1(5), 318-333.
15. Sabogal, I. D. A. (2014). Impacto del cambio climático en la remoción en masa del municipio de Villavicencio. Cap&Cua, 11(1), 2-8.

16. Sainz de la Maza Martín, F. J. (2018). Identificación de parámetros de celdas de batería de litio de electrolito sólido empleando modelado de orden reducido.
17. Santiago, L. O. B., & González, M. E. G. (2001). Estimación de la incertidumbre en la determinación de la densidad del aire. Centro.
18. Schiava, R., & Etse, G. (2002). Analisis flujo-mecanico de suelos parcialmente saturados. Mecánica Computacional, (1), 841-853.
19. Soto, M. A. A. (2008). Geotecnia en suelos no saturados. Revista acadêmica.
20. Taboada-Castro, M. M., Lado, M., Diéguez Villar, A., & Paz González, A. (1999). Evolución temporal de la infiltración superficial a escala de parcela.