



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA QUÍMICA, BIOTECNOLOGÍA Y
MATERIALES

**DETERMINACIÓN DE VELOCIDAD DE FLUJO EN RECARGAS DE AGUA A
PARTIR DE SENSORES DE TEMPERATURA Y MODELACIÓN
MATEMÁTICA EN SISTEMA LAGUNAR**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL QUÍMICO

RENÁN ESTEBAN PULQUILLANCA ALBA

PROFESOR GUÍA:
J. CRISTIAN SALGADO HERRERA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MELANIE COLET LAGRILLE
FRANCISCO GRACIA CAROCA

Este trabajo ha sido financiado por la empresa SGA S.A.® GESTIÓN AMBIENTAL

SANTIAGO, CHILE

2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL QUÍMICO
POR: **RENÁN ESTEBAN PULQUILLANCA ALBA**
FECHA: 2020
PROFESOR GUÍA: J. CRISTIAN SALGADO HERRERA

DETERMINACIÓN DE VELOCIDAD DE FLUJO EN RECARGAS DE AGUA A PARTIR DE SENSORES DE TEMPERATURA Y MODELACIÓN MATEMÁTICA EN SISTEMA LAGUNAR

Los sistemas lagunares ubicados en las zonas áridas del norte de Chile son muy importantes como recurso superficial de agua, debido a que albergan ecosistemas únicos, de gran biodiversidad y con un alto valor ecológico. Actualmente, este tipo de lugares son monitorizados para regularizar que los niveles de agua se mantengan estables, en vista de que se emplazan en una zona de frágil equilibrio ambiental debido a la intensiva extracción de salmuera de parte del sector minero y a la escasa precipitación en la zona. Dentro de las variables hídricas que afectan las variaciones de agua en el sistema, la infiltración o intercambio de agua subsuperficial es de gran importancia y una de las variables que tiene mayor incertidumbre al momento de cuantificarla. En relación con lo anterior, el objetivo de este trabajo de título consiste en cuantificar el intercambio de agua subsuperficial en un sistema lagunar ubicado en uno de los salares más importantes de Chile mediante balances hídricos y el método de sensores de temperatura.

Para los balances hídricos, se aplica el principio de conservación de masa en un volumen de control y se recopila información mensual del año 2018 de distintas variables, tales como flujos superficiales, precipitación, tasa de evaporación, alturas y superficies de las lagunas. Por otro lado, para el método de sensores de temperatura se dispusieron 11 puntos de monitoreo con la utilización de 50 dispositivos que permitieron medir durante 7 días la temperatura del sedimento a distintas profundidades. Además, se utilizan ecuaciones analíticas que se derivan de la transferencia de calor en medio poroso, las que han sido desarrolladas por Hatch, Keery, Luce y McCallum, y, que permiten estimar la velocidad de flujo vertical.

Los resultados del balance hídrico indican que la infiltración promedio anual en el sistema lagunar es de $13[l/s]$, sobre la cual el área de la laguna es uno de los componentes más sensibles y la de mayor incertidumbre en los meses de verano. Finalmente, el método de señales de temperatura indica que existe un flux upwelling de aproximadamente $6[cm/d]$ en la zona intermedia entre dos sistemas lagunares debido a un afloramiento de agua de menor densidad en el sector. A partir de un análisis de sensibilidad del modelo se determina que los resultados de este método dependen fuertemente de las características físicas del sedimento, en especial, para las soluciones que utilizan la conductividad térmica como parámetro.

*“Aprendemos a hacer algo haciéndolo.
No existe otra manera”*

John Holt

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a mi familia por creer siempre en mí y por apoyarme sin cuestionamientos en todas las decisiones que he tomado. En especial a mi madre, que ha entregado su vida por todos sus hijos.

A mi abuelo por enseñarme a tener esa pasión por aprender cada día y por cuidarme desde cualquier lugar que estés León viejo.

A mi hermano, que ha sido mi soporte y protección desde que llegué a estudiar a Santiago.

A todos mis amig@s que conseguí durante mi periodo universitario y que me hicieron pasar buenos momentos dentro y fuera de la facultad. En especial a Fabian, Vania , Cristian, Franco, Luchín, la Vane y la Javi. Gracias por sus buenas pichangas, trotes, estudios, salidas a comer y tantas risas.

También quiero agradecer a la Eli y Alfonso por la oportunidad que me han dado para desarrollar el tema de memoria en la empresa SGA. Espero poder algún día retribuirlo de alguna manera.

Al profesor J. Cristian Salgado por aceptarme como memorista y guiarme en todo este proceso, sus comentarios han sido muy asertivos y enriquecedores para poder terminar el trabajo de título.

Finalmente, agradecer enormemente a la mujer que me ha acompañado por tantos años, la que me ha aceptado a pesar de mis mañas y pesadeces. Gracias por tu amor y por tener un corazón tan grande que has traído a la Mali y a la Lissy a nuestras vidas.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Antecedentes generales	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.2.3. Organización del trabajo de título	3
2. Antecedentes y marco teórico	4
2.1. Zona de estudio	4
2.2. Cuantificación del intercambio de agua subsuperficial mediante señales de temperatura	6
2.2.1. Principio básico	6
2.2.2. Componentes de las señales sinusoidales	9
2.2.3. Métodos basados en el radio de amplitud o ángulo de desfase	12
2.2.4. Métodos combinados: Razón de amplitud y ángulo de desfase	13
2.3. Herramientas computacionales disponibles para la estimación del flux de Darcy	15
2.4. Balance hídrico en sistema lagunar	16
2.4.1. Variables asociadas a los procesos de transferencia de agua en la laguna	16
2.4.2. Almacenamiento	16
2.4.3. Precipitación	17
2.4.4. Escorrentía Superficial	17
2.4.5. Evaporación	18
2.4.6. Infiltración	19
3. Metodología	20
3.1. Metodología general	20
3.2. Metodología específica	22
3.2.1. Señales de temperatura	22
3.2.2. Sincronización de las series de tiempo	24

3.2.3.	Filtro pasa bajos y remuestreo de las series de tiempo	25
3.2.4.	Extracción de la señal diurna fundamental	25
3.2.5.	Extracción de la componente de amplitud y ángulo de fase de las señales de temperatura	26
3.2.6.	Características físicas del sedimento	27
3.2.7.	Estimación del flux vertical	27
3.2.8.	Balances hídricos en el sistema lagunar	30
4.	Resultados y discusión	31
4.1.	Estimación del flux de Darcy a partir de señales de temperatura	31
4.1.1.	Ubicación e instalación de los sensores de temperatura	31
4.1.2.	Análisis exploratorio de los datos	32
4.1.3.	Extracción de las componentes de amplitud y ángulo de fase de las señales	36
4.1.4.	Resultados y métodos usados en la estimación del flux de Darcy	40
4.1.5.	Análisis de sensibilidad	44
4.1.6.	Errores, incertidumbres y limitaciones en la estimación del flux de Darcy	47
4.2.	Resultados del balance hídrico en el sistema lagunar	48
4.2.1.	Puntos de monitoreo en sistema lagunar	48
4.2.2.	Análisis de las variables del balance hídrico	48
4.2.3.	Resultados balance hídrico de los subsistemas	52
4.2.4.	Balance hídrico en subsistema 1	52
4.2.5.	Balance hídrico en subsistema 2	53
4.2.6.	Balance hídrico en subsistema 3	54
4.2.7.	Resultados balance hídrico global	55
5.	Conclusión	57
6.	Glosario	59
	Bibliografía	59
Anexo A.	Deducción de ecuaciones de Hatch	67
A.1.	Hatch	67
A.A.1.	Método de amplitud	67
A.A.2.	Método de ángulo de desfase	68
Anexo B.	Resultados del flux de Darcy estimados mediante los métodos de Hatch, Keery, Luce y McCallum	70
B.1.	Resultados flux, método de Hatch	71

B.2. Resultados flux, método de Keery	72
B.3. Resultados flux, método de Luce y McCallum	73

Índice de Tablas

3.1.	Profundidad de los sensores de temperatura.	23
3.2.	Parámetros térmicos del medio poroso y del fluido utilizados en la estimación del flux de Darcy.	27
4.1.	Sensores utilizados para la estimación de q	37

Índice de Ilustraciones

2.1.	Modelo hidrogeológico de la zona de estudio. La Figura (a) ha sido adaptada del trabajo de M. Marazuela [17]. En la Figura (b), Sb-1, Sb-2 y Sb-3 corresponden a los subsistemas lagunares 1, 2 y 3 respectivamente.	5
2.2.	Componentes del balance de energía en medio saturado. La componente advectiva es aquella dada por el movimiento del fluido a través del medio poroso que puede tener dirección vertical positiva o negativa (flujo de color azul). La componente de conducción es aquella que se produce por contacto entre cuerpos de distinta temperatura (flujo de color naranja).	7
2.3.	Series de tiempo para un par de sensores de temperatura ubicados a profundidades z_s y z_i	10
2.4.	Amplitud de las señales de temperatura en condiciones de flujo upwelling y downwelling. En la Figura (a) existe una menor amplitud de la temperatura a una profundidad de 0,5[m] comparada con la Figura (b) debido a la dirección del flujo de agua.	11
2.5.	Ángulo de desfase de la señal sinusoidal en función del flux de Darcy [29].	11
2.6.	Variación logarítmica de la amplitud versus el ángulo de desfase en profundidades de sedimento 1 y 2, bajo condiciones de upwelling ($q < 0$), downwelling ($q > 0$) y sin flujo de agua ($q \approx 0$) [37].	14
2.7.	Medición en la variación de los niveles mediante escalas limnométricas.	17
2.8.	Perfiles de velocidad en zona de aforo.	18
2.9.	Coefficiente adimensional de corrección de evaporación por salinidad [59].	19
3.1.	Diagrama de la metodología general adoptada para el desarrollo del trabajo de título.	21
3.2.	Estaca de PVC con sensores de temperatura ubicados a distintas profundidades.	22
3.3.	Diagrama de flujo para la estimación del flux de Darcy mediante VFLUX.	24
3.4.	Resultados regresión dinámica armónica (DHR).	29
4.1.	Ubicación espacial de los sensores de temperatura en la zona intermedia del sistema lagunar 1 y 2.	32
4.2.	Señales de temperatura ubicados en posiciones B, C, D, E y F en la estaca.	33

4.3.	Señales de temperatura ubicados en posiciones B, C, D, E y F en la estaca. . .	34
4.4.	Amplitudes promedio de las señales de temperatura para los puntos de moni- toreo. RS corresponde a la resolución del sensor de 0,125°C	36
4.5.	Amplitudes y fases de las señales de temperatura obtenidas a partir de la re- gresión dinámica hármonica. Las líneas segmentadas representan la amplitud a través del tiempo para las señales.	38
4.6.	Amplitudes y fases de las series de tiempo.	39
4.7.	Resultados del flux de Darcy para distintos puntos de medición, utilizando los métodos de Hatch(Verde), Keery(Azul) y Luce-McCallum(Rosado). Línea seg- mentada de color rojo representa límite entre zona de upwelling y downwelling.	43
4.8.	Análisis de sensibilidad sobre los parámetros térmicos utilizando el método A_r de Hatch.	46
4.9.	Puntos de monitoreo en el sistema lagunar 2.	48
4.10.	Variables de monitoreo del sistema lagunar 2.	51
4.11.	Flujos del balance hídrico en subsistema 1.	53
4.12.	Flujos de balance hídrico en subsistema 2.	54
4.13.	Flujos de balance hídrico en subsistema 3.	55
4.14.	Flujos del balance hídrico global.	56
B.1.	Flux de Darcy estimados con método de Hatch Ar.	71
B.2.	Flux de Darcy estimados con método de Keery Ar.	72
B.3.	Flux de Darcy estimados con métodos de Luce y McCallum.	73

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes generales

El agua es un componente imprescindible para la vida y la sostenibilidad de los ecosistemas, ya que constituye un recurso natural, único, finito y fundamental para todo organismo viviente, y además es articulador de una gran parte de las actividades económicas y productivas del ser humano [1]. En el planeta tierra cerca del 70% de la superficie está cubierta de agua, pero únicamente el 3% corresponde a agua dulce (ríos, lagos y acuíferos) y sólo un 0,62% se encuentra disponible para uso humano, agrícola, industrial y otros [2].

En Chile existe una marcada heterogeneidad en la distribución de los recursos hídricos a causa de las características geográficas y climáticas del territorio nacional. Por ejemplo, la zona sur dispone de una oferta más abundante del recurso hídrico dada por una mayor frecuencia en las precipitaciones, mientras que la zona norte del país presenta un menor abastecimiento de agua lluvia[1]. Además de la disparidad en la distribución del agua, se ha observado que durante las últimas décadas la demanda hídrica ha aumentado en forma relevante, lo que ha generado una mayor presión en las zonas donde la accesibilidad del recurso es limitada. Lo que sumado a una situación sostenida de sequía desde el año 2007, ha derivado a una crisis de escasez hídrica que amenaza la seguridad por la disponibilidad del agua [3].

Dicha situación se vuelve más crítica en las zonas áridas que no cuentan con amplios recursos superficiales, como es el norte de Chile, donde las aguas subterráneas representan una parte importante del caudal que se pueden abastecer las comunidades. Además, cabe destacar que estos sectores albergan ecosistemas naturales de alto valor ecológico y de gran importancia en términos de biodiversidad, pero que están en constante estrés hídrico y son vulnerables a la eventual desaparición [4, 5].

Actualmente, los sistemas lagunares ubicados en las zonas áridas del norte de Chile y que poseen algún grado de fragilidad en su equilibrio biológico, son monitoreados a través de la medición directa e indirecta de todas aquellas variables que afectan los niveles de las aguas superficiales, tales como la evaporación, precipitación, escorrentía superficial y las variaciones del almacenamiento de agua en la laguna. Además de las variables ya mencionadas, existe un intercambio subsuperficial de masa y energía entre las lagunas y las aguas subterráneas, que es muy importante debido a que impacta directamente la bioquímica, la preservación del hábitat y las características físicas de los ecosistemas acuáticos [6]. Esto es aún más crucial para los sistemas lagunares ubicados en zonas donde existe escasa precipitación, tales como los salares del norte de Chile, ya que los niveles de agua en las lagunas están directamente relacionados a estos procesos de intercambio hídrico. Por lo tanto, el monitoreo y cuantificación de este flujo es fundamental para una correcta gestión y administración de los recursos de agua, y de este modo controlar o regularizar la extracción del recurso hídrico de parte del sector industrial. Sin embargo, la estimación de este flujo de manera directa y continua representa un desafío e incertidumbre para las diferentes especialidades hidrológicas, debido a la dinámica del sistema que está influenciada por una variedad de procesos naturales de intercambio de agua que ocurren en la zona.

Con el fin de medir el intercambio de agua subsuperficial de un sistema lagunar ubicado en el norte de Chile se propone utilizar un método que se fundamenta en las variaciones diurnas de temperatura en el sedimento, como un indicador de la transferencia de calor y masa cuando existe un flujo de agua atravesando verticalmente el medio poroso. Esto debido a que es un método que no altera la zona de estudio y en el cual no se utilizan trazadores químicos que afecten la composición del medio acuático. El uso del calor como un trazador de flujo vertical de agua ha sido ampliamente utilizado durante la última década debido a que es un método robusto, no invasivo, fácil de aplicar, barato, permite el monitoreo por largos periodos de tiempo y sin la necesidad de un post análisis químico en laboratorio [7, 8, 9, 10, 11, 12, 13]. Además, es aplicable a distintos ambientes como lagos, ríos, canales, lagunas, etc [14]. Cabe señalar que al utilizar sensores de temperatura en zonas puntuales de monitoreo, se logra determinar el flux de Darcy (q) que es el flujo de agua por unidad de área que atraviesa un medio poroso. Por último, con el objetivo de estimar el intercambio hídrico del sistema lagunar completo, entre las lagunas y el núcleo del salar, se pretende realizar balances hídricos con la información de las variables monitoreadas en la zona, tales como, la evaporación, precipitación y los flujos superficiales de entrada y salida.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

El objetivo de este trabajo de título es: Estudiar y cuantificar el intercambio de agua subsuperficial en un sistema lagunar situado en el Norte de Chile.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Estudiar el sistema acuífero de un salar y determinar las principales variables que afectan las recargas de agua en la zona.
2. Determinar el flux de Darcy en el sistema lagunar para distintos puntos de monitoreo mediante el uso de sensores de temperatura y de ecuaciones analíticas derivadas de la transferencia de calor.
3. Realizar un análisis de sensibilidad sobre los parámetros térmicos del sedimento en la estimación del flux de Darcy.
4. Determinar la infiltración del sistema lagunar mediante información de las variables monitoreadas y de balances hídricos.

1.2.3. Organización del trabajo de título

En lo que sigue, el documento continúa con el capítulo 2, donde se describe la zona de estudio y los sistemas lagunares asociados. Además, se presenta el marco teórico y los principios básicos del método de señales de temperatura para el cálculo del flux vertical de agua en medio poroso. También se presentan las variables asociadas al balance hídrico y las herramientas utilizadas para el monitoreo de ellas en el sitio de estudio. El capítulo 3, corresponde a la metodología general que se ha empleado para lograr los objetivos planteados en el trabajo de título. Posteriormente, en el capítulo 4 se presentan los resultados obtenidos de la estimación del flux de Darcy a partir de la información recopilada por los sensores de temperatura en 11 puntos de monitoreo. Además, en este capítulo se incluye el análisis de sensibilidad sobre los parámetros térmicos del sedimento y la incertidumbre en los flux estimados. Como resultado final, se presentan los balances hídricos realizados en el sistema lagunar y se discute sobre los errores potenciales que se han incurrido en la estimación de la infiltración. Por último, el capítulo 8 sintetiza las conclusiones finales del trabajo de título.

Capítulo 2

Antecedentes y marco teórico

2.1. Zona de estudio

El área de estudio se encuentra en uno de los principales salares del Norte de Chile, correspondiente a una cuenca endorreica ubicada al centro oriente de la II Región de Antofagasta, con una superficie aproximada de $3.000[km^2]$. Las coordenadas geográficas y el nombre del lugar no se presentan a causa de un acuerdo de confidencialidad en los datos utilizados. Por otra parte, este lugar es uno de los depósitos salinos más grandes del mundo, poseedor de un 85 % de las reservas de litio a nivel nacional y un 25 % a nivel mundial [15].

El Salar está constituido principalmente por dos unidades hidrogeológicas: el núcleo de $1.100[km^2]$ de superficie y $900[m]$ de espesor donde la salmuera del núcleo es considerada como un recurso minero de gran interés por las concentraciones de metales disueltos, y la zona marginal Este del Salar, de unos $2.000[km^2]$ de superficie donde afloran diferentes sistemas lagunares que albergan ecosistemas con un alto valor ecológico y de gran biodiversidad [16].

Específicamente el sitio de estudio corresponde a un sistema lagunar ubicado al sureste del Salar, en que el territorio se caracteriza por un clima árido donde existe escasa precipitación y donde los fenómenos de evaporación de las aguas superficiales son importantes, ya que se originan procesos de disolución y precipitación de sales de sulfato, carbonato y nitratos que sedimentan formando las costras salinas [16].

Hidrológicamente la zona de estudio se compone de dos sistemas lagunares que se originan debido al afloramiento de aguas subterráneas, por contacto entre un acuífero confinado de agua fresca y otro acuífero de salmuera, tal como se muestra en la Figura 2.1 (a). La diferencia de densidad entre el agua fresca y el agua rica en sales disueltas resulta en una zona de mezcla que representa el equilibrio dinámico de ambos fluidos miscibles y tiene una fuerte influencia en el intercambio de agua subsuperficial en las lagunas [17].

Cabe destacar que los sistemas lagunares en estudio presentan una superficie reducida, debido a la limitación en la disponibilidad de aguas superficiales que varía tanto espacial y

temporalmente, en el que es posible observar en ciertos periodos lagunas o canales secos, y posteriormente se pueden encontrar inundados debido a la interacción entre las variables de evaporación y las precipitaciones ocurridas en el lugar[18]. En específico, la zona de estudio corresponde a el sistema lagunar 2, donde se distinguen 3 subsistemas lagunares tal como se muestra en la Figura 2.1 (b).

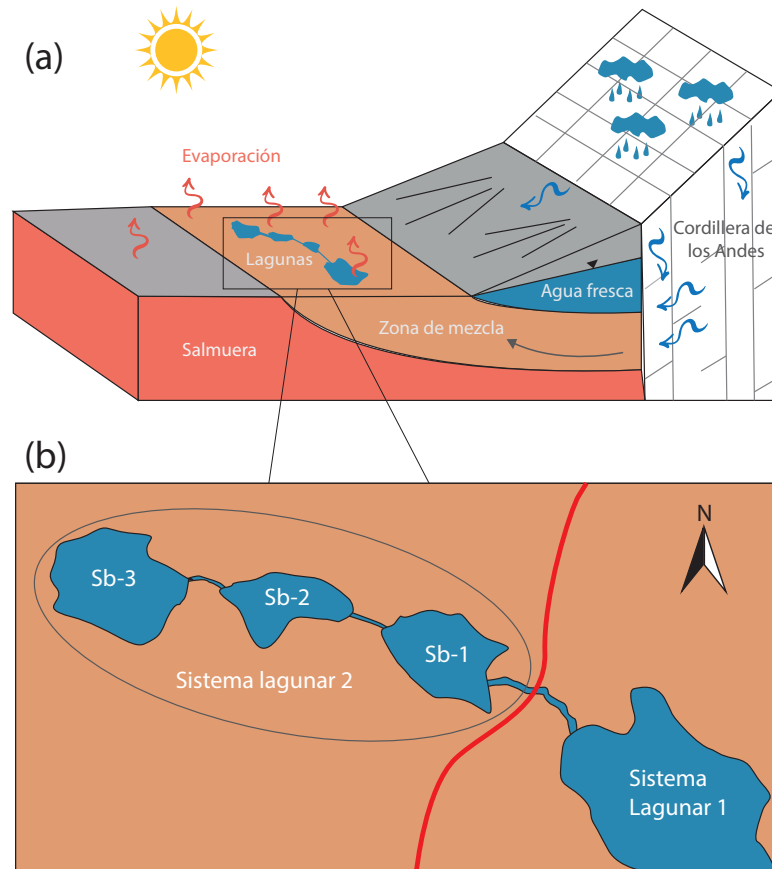


Figura 2.1: Modelo hidrogeológico de la zona de estudio. La Figura (a) ha sido adaptada del trabajo de M. Marazuela [17]. En la Figura (b), Sb-1, Sb-2 y Sb-3 corresponden a los subsistemas lagunares 1, 2 y 3 respectivamente.

Las lagunas ubicadas en el sistema lagunar 2 se diferencian principalmente por la concentración de sales disueltas en el agua y la superficie cubierta por cada una de ellas, variables que aumentan a medida que se encuentra situada más al Oeste, tomando valores aproximados de densidad de $1[\text{kg/l}]$ para el subsistema 1 (Sb-1); $1,1[\text{kg/l}]$ en el subsistema 2 (Sb-2) y $1,2[\text{kg/l}]$ para el subsistema 3 (Sb-3). Por otra parte, la superficie promedio del sistema lagunar 2 es aproximadamente de $200.000 [m^2]$ según la información obtenida de imágenes satelitales del año 2018.

Cabe señalar que entre el sistema lagunar 1 y el sistema lagunar 2, existe una zona de interfase salina que se ha representado como una línea de color rojo en la Figura 2.1 (b). Dicha interfase simboliza el límite divisorio entre el agua que recarga el núcleo del salar a

través del sistema lagunar 2 y el agua que aflora en el sistema lagunar 1. La posición y forma de la interfaz salina dependen de diversas características hidrológicas del medio, la densidad de la salmuera, las precipitaciones y la tasa de evaporación existente en el lugar[19].

En síntesis, la relevancia de esta zona de estudio recae en que está ubicado en una de las zonas más áridas del planeta y es un entorno natural que alberga un ecosistema único de especies animales y vegetales. Además, estos ecosistemas son amenazados por parte del sector minero debido a la intensiva extracción de salmuera en el núcleo del salar, la cual posee significativas concentraciones de elementos disueltos y con un alto valor comercial tal como el litio, boro, potasio, etc [20]. Por consiguiente, es relevante el estudio de este sistema lagunar, ya que representa un referente para el monitoreo y la cuantificación de los flujos subsuperficiales de las lagunas del Salar o para otros sistemas lagunares que tengan características similares de vulnerabilidad.

2.2. Cuantificación del intercambio de agua subsuperficial mediante señales de temperatura

2.2.1. Principio básico

Durante la última década el transporte de calor ha sido ampliamente utilizado como un trazador natural para cuantificar el flujo de agua que escurre verticalmente en medios porosos, siendo pioneros los trabajos de Suzuki, Stallman, Bredehoeft y Papadopulos [21, 22, 23] . El principio básico de este enfoque consiste en tomar en consideración las fluctuaciones diarias de la temperatura en un cuerpo de agua superficial (ríos, lagos, lagunas, etc.), producto de la radiación solar. En consecuencia se genera una respuesta en la temperatura del sedimento cuando existe un fluido que atraviesa el medio poroso, debido al transporte de energía mediante los mecanismos de conducción y advección tal como se muestra en la Figura 2.2.

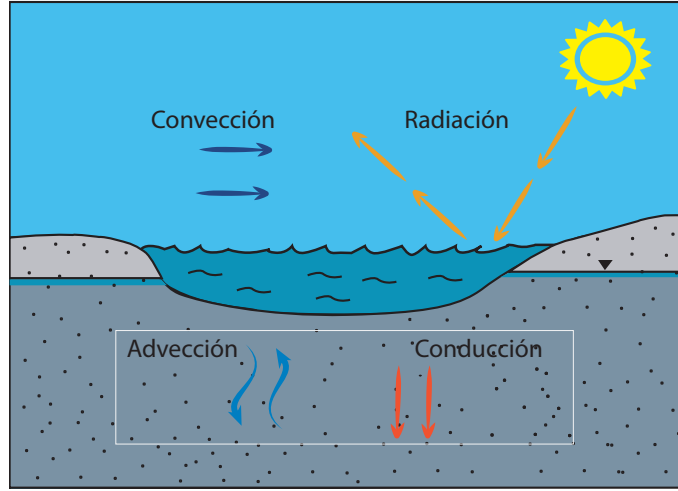


Figura 2.2: Componentes del balance de energía en medio saturado. La componente advectiva es aquella dada por el movimiento del fluido a través del medio poroso que puede tener dirección vertical positiva o negativa (flujo de color azul). La componente de conducción es aquella que se produce por contacto entre cuerpos de distinta temperatura (flujo de color naranja).

La ecuación diferencial que gobierna el transporte de calor en la componente vertical en el medio poroso deriva del principio de conservación de energía, la que es presentada en la ecuación 2.1.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_e \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - q \frac{C_w}{C} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.1)$$

Este tipo de ecuación corresponde a una ecuación diferencial parcial (EDP) de tipo parabólica. Además, los supuestos considerados para la formulación de la ecuación 2.1 son: El sedimento es homogéneo e isotrópico; el transporte del fluido ocurre en condiciones de estado estacionario; el flujo de calor está en régimen transiente y con dirección normal a la superficie. Por último, no existe generación o pérdida de calor en el elemento diferencial [22, 24, 25].

Por otra parte, el término del lado izquierdo de la ecuación 2.1 representa la componente transiente o de acumulación de energía en la vertical. El primer término del lado derecho de la ecuación 2.1 corresponde a la componente conductiva relacionada con la transferencia de calor a través del sólido por contacto directo entre los cuerpos y sin transferencia de materia. El segundo término del lado derecho, concierne a la componente advectiva asociada al transporte de calor debido al movimiento del fluido a través del medio poroso. T es la temperatura [$^{\circ}\text{C}$], t el tiempo [s], z la profundidad [m], q el flux de Darcy [ms^{-1}], κ_e es la difusividad térmica del sedimento [m^2/s], y por último, las constantes C y C_w corresponden a las capacidades volumétricas de calor del medio saturado y el agua, respectivamente¹. Cabe

1

hacer notar que C_w se determina a partir del producto entre la densidad y la capacidad específica de calor del agua ($\rho_w c_w$). Por otro lado, C se determina como $nC_w + (1 - n)C_s$, donde n corresponde a la porosidad del sedimento, y C_s es la capacidad volumétrica de calor del medio sólido ($\rho_s c_s$) [43].

Al resolver la ecuación diferencial 2.1 y considerando como condiciones de borde Dirichlet que existe un comportamiento sinusoidal de la temperatura en $z = 0$ debido al ciclo diurno y que a una profundidad $z \rightarrow \infty$ la temperatura es constante en el medio.

Condiciones de borde:

$$T(z = 0, t) = T_0 + A \sin(2\pi t/P) \quad (2.2)$$

$$T(z \rightarrow \infty, t) = T_\infty \quad (2.3)$$

Además como condición inicial se asume que la temperatura en $t = 0$ es una función dependiente de la profundidad:

$$T(z, t = 0) = \phi(z) \quad (2.4)$$

En consecuencia, se obtiene la solución analítica presentada a continuación [26]:

$$T(z, t) = A \exp\left(\frac{v_t z}{2\kappa_e} - \frac{z}{2\kappa_e} \sqrt{\frac{\alpha + v_t^2}{2}}\right) \cos\left(\frac{2\pi t}{P} - \frac{z}{2\kappa_e} \sqrt{\frac{\alpha - v_t^2}{2}}\right) \quad (2.5)$$

$$\alpha = \sqrt{v_t^2 + \left(\frac{8\pi\kappa_e}{P}\right)^2} \quad (2.6)$$

En relación a el término α , P corresponde al período de la señal diurna (1 día). Por otra parte, v_t es la velocidad advectiva térmica que se puede entender como la velocidad a la cual se transfiere el calor en el medio poroso. .

Por otra parte, el flux de Darcy se relaciona con v_t según la siguiente ecuación [44]:

$$q = \frac{C}{C_w} v_t \quad (2.7)$$

Cabe destacar que la solución general 2.5 es dependiente del término v_t en la componente de amplitud y en la componente del ángulo de fase. De este modo, es posible estimar el flux de Darcy utilizando información del comportamiento de la temperatura en el sedimento. En

efecto, existen distintos métodos para determinar el flux de Darcy (q) basados en la amplitud de la señal, el desfase o una combinación de ambas componentes, tales como las ecuaciones desarrolladas por Hatch, Keery, McCallum y Luce [27, 28, 29, 30]. Estos métodos se sustentan en los siguientes supuestos: El fluido se mueve unidimensionalmente en la componente vertical; no existe gradiente térmico con la profundidad en el sedimento; el medio poroso es homogéneo, por lo tanto, las propiedades térmicas e hidráulicas se asumen constantes; por último, el cambio de temperatura del sólido y el fluido ocurren simultáneamente [31]. Adicionalmente, para poder calcular q mediante estos métodos se requiere de series de tiempo, obtenidas a partir de sensores de temperatura que deben ser ubicados en profundidades distintas y conocidas. De estas series se extraen las componentes de radio de amplitud (A_r) y el ángulo de desfase ($\Delta\phi$) entre las señales sinusoidales, variables que se definen en la siguiente sección.

2.2.2. Componentes de las señales sinusoidales

En la Figura 2.3 (a), se ilustra una estaca situada en el sedimento, que posee distintos sensores de temperatura y están ubicados a diferentes profundidades en el sedimento. En la Figura 2.3 (b) se muestran las señales de temperatura registradas por un par de sensores que están ubicados en profundidades z_s y z_i , donde el periodo de medición es de aproximadamente 2 días. De aquí que se identifica la amplitud de la señal, componente que representa la máxima variación de la temperatura que existe en el sedimento. También se identifica el ángulo de fase de una señal a cierta profundidad, variable que simboliza el tiempo que tarda en responder el sedimento frente al cambio superficial de temperatura debido al ciclo diurno. La amplitud y ángulo de fase de la señal más cercana a la superficie se denota A_s y ϕ_s respectivamente, asimismo de la señal más alejada a la superficie se denota A_i y ϕ_i como la amplitud y el ángulo de fase en este nivel.

Por último, se define la razón de amplitud como el cuociente entre la amplitud de la señal superior e inferior, $A_r = A_i/A_s$, y el ángulo de desfase entre las series de tiempo como la diferencia entre las fases de un par de señales de temperatura, $\Delta\phi = \phi_i - \phi_s$.

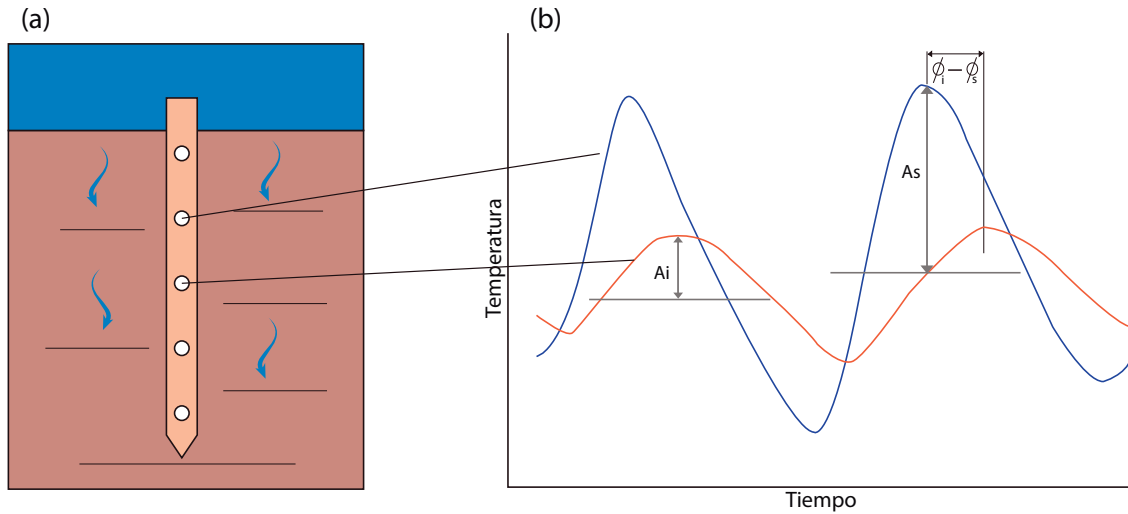
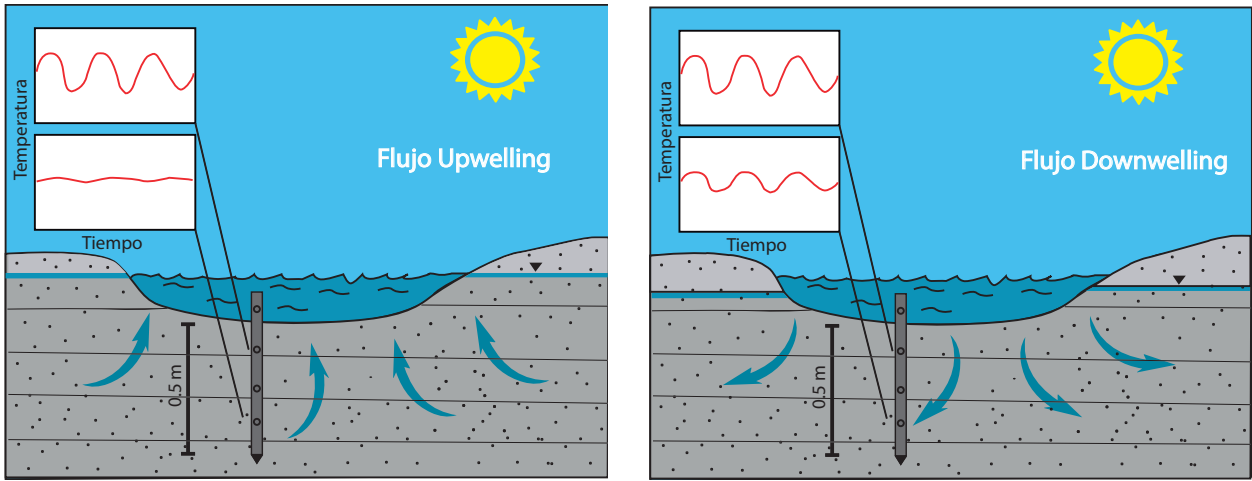


Figura 2.3: Series de tiempo para un par de sensores de temperatura ubicados a profundidades z_s y z_i .

Cabe destacar que el movimiento vertical del fluido, a través de un medio poroso, puede ocurrir en las 2 direcciones, una de ellas se produce cuando aflora una masa de agua desde niveles más profundos. Este tipo de comportamiento se denomina flujo upwelling, por el contrario, cuando existe un fluido que desciende a través del sedimento se nombra flujo downwelling. Las situaciones mencionadas se ilustran en la Figura 2.4. En consecuencia, esto conlleva que la señal sinusoidal registrada por los sensores de temperatura difieran en cada situación. Esto en la componente de amplitud y en el ángulo de fase para dispositivos que están ubicados a una misma profundidad, debido a que la componente advectiva de transferencia de calor tiene direcciones opuestas en cada estado del sistema.

Tal como se observa en la Figura 2.4, en un flujo upwelling las variaciones de la señal de temperatura se atenúan a una menor profundidad en el sedimento, mientras que en downwelling los sensores son capaces de registrar las fluctuaciones de temperatura a mayores profundidades. Esto se debe principalmente a que cuando emerge un fluido desde niveles más profundos, la temperatura del agua es relativamente constante, por lo tanto, solo variará significativamente a medida que está más próximo a la superficie (efecto de la transferencia de calor conductiva). En cambio para un flujo downwelling la señal de temperatura se propaga a una mayor profundidad debido a la infiltración del agua a través del sedimento (transferencia de calor conductiva y advectiva en la misma dirección), esto permite que las fluctuaciones de la temperatura sean apreciables a una mayor profundidad en relación a la superficie del sedimento.



(a) Flujo upwelling.

(b) Flujo downwelling

Figura 2.4: Amplitud de las señales de temperatura en condiciones de flujo upwelling y downwelling. En la Figura (a) existe una menor amplitud de la temperatura a una profundidad de 0,5[m] comparada con la Figura (b) debido a la dirección del flujo de agua.

El ángulo de desfase de las señales sinusoidales de temperatura alcanza el valor máximo para un sistema donde no existe flujo de agua atravesando verticalmente el medio poroso, es decir, cuando el sedimento está seco (transferencia de calor puramente conductiva). Por el contrario, para las situaciones en las cuales existe un flujo que atraviesa el sedimento (upwelling o downwelling), el ángulo de desfase disminuye para las señales de temperatura a medida que aumenta el flux, tal como se muestra en la Figura 2.5.

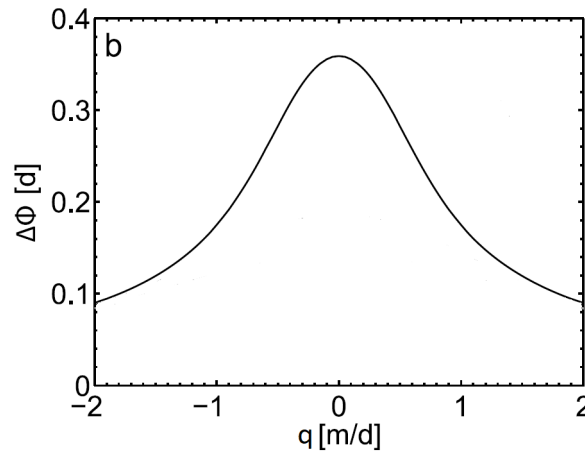


Figura 2.5: Ángulo de desfase de la señal sinusoidal en función del flux de Darcy[29].

En flujos downwelling (valores positivos de q de la Figura 2.5), al aumentar el caudal de agua que atraviesa el sedimento, el ángulo de desfase disminuye debido a que las componentes de transferencia de calor advectiva y conductiva están en la misma dirección, por lo tanto, el

transporte de calor es más rápido, en consecuencia, se reduce la diferencia entre los ángulos de fases de la señal de temperatura superior e inferior. Por otro lado, en situaciones de flujo upwelling (valores de q negativos de la Figura 2.5) se observa el mismo comportamiento debido a que en el terreno se agudiza el gradiente de temperatura con la profundidad, por lo tanto, aumenta la velocidad de fase difusiva, es decir, la transferencia de calor por conducción, y como resultado disminuye el ángulo de desfase entre las señales [32].

2.2.3. Métodos basados en el radio de amplitud o ángulo de desfase

Christine E. Hatch formuló ecuaciones para determinar el flux de Darcy (q) mediante la componente de amplitud y el ángulo de fase de la ecuación general 2.5. Para mayor detalle acerca de la deducción de las ecuaciones se invita al lector a revisar el Anexo A.1. La expresión analítica para cuantificar el flux de Darcy obtenida a partir de la razón de amplitud se denota q_{A_r} y la obtenida a partir del ángulo de desfase se escribe $q_{\Delta\phi}$.

Estas soluciones se muestran a continuación en las ecuaciones 2.8 y 2.9.

$$q_{A_r} = \frac{C}{C_w} \left(\frac{2\kappa_e}{\Delta z} \ln A_r + \sqrt{\frac{\alpha + v_t^2}{2}} \right) \quad (2.8)$$

$$|q_{\Delta\phi}| = \frac{C}{C_w} \sqrt{\alpha - 2 \left(\frac{4\pi\Delta\phi\kappa_e}{P\Delta z} \right)^2} \quad (2.9)$$

Donde $\kappa_e = \lambda_0/C + \beta|v_t|$. El parámetro λ_0 corresponde a la conductividad térmica del sedimento [$W/(mK)$] y β es la dispersividad térmica [m]. Específicamente, λ_0 corresponde a la conductividad térmica del sistema en ausencia del fluido y se puede estimar como un promedio geométrico de las conductividades térmicas entre el fluido (λ_f) y el sólido (λ_s): $\lambda_0 = \lambda_f^n \cdot \lambda_s^{(1-n)}$, donde n corresponde a la porosidad del sedimento [34, 35, 36]. Por otra parte, la dispersividad térmica es la capacidad del medio poroso para dispersar mecánicamente un fluido que circula por él, y por lo tanto, la dispersión del calor. En la cual influyen las variables de porosidad, tortuosidad y forma de los granos del medio poroso.

Cabe destacar que estas expresiones analíticas son ecuaciones trascendentales, debido a que el flux de Darcy (q) se define a partir de v_t , por lo tanto, la resolución de las ecuaciones se debe efectuar mediante algoritmos iterativos, ya que la variable de interés no se puede despejar algebraicamente[33]. Hacer notar que la ecuación 2.8 es capaz de indicar la dirección y magnitud del flux, en cambio la ecuación 2.9 solo entrega información de la magnitud de q .

Por otro lado, John Keery también formuló por su parte ecuaciones para determinar el flux de Darcy a partir del uso de la componente de amplitud y el ángulo de desfase de las señales sinusoidales. En este caso, el autor desprecia el efecto de la dispersividad térmica, es decir, $\beta = 0$, ya que para velocidades de flujo de agua relativamente bajas ($< 0,1$ m/d) no existen diferencias en las estimaciones del flux, comparadas con los resultados obtenidos de las ecuaciones de Hatch [45]. Por consiguiente, con el método del radio de amplitud y ángulo de desfase de Keery se puede calcular el flux de Darcy con las expresiones algebraicas 2.10 y 2.11, respectivamente.

$$\left(\frac{H^3 \ln A_r}{4\Delta z}\right) q_{A_r}^3 - \left(\frac{5H^2 \ln^2 A_r}{4\Delta z^2}\right) q_{A_r}^2 + \left(\frac{2H \ln^3 A_r}{\Delta z^3}\right) q_{A_r} + \left(\frac{\pi C}{\lambda_0 P}\right)^2 - \frac{\ln^4 A_r}{\Delta z^4} = 0 \quad (2.10)$$

Se define $H = C_w/\lambda_0$.

La ecuación 2.10 corresponde a un polinomio de orden 3, por ende, existen tres soluciones posibles para el flux. De estas generalmente existe solo una solución real y las otras 2 son términos con componente en el plano imaginario. En el caso de que existan 2 soluciones reales se deben descartar ambas, ya que la incertidumbre es alta para la elección de alguna de ellas [28]. Tal como la ecuación 2.8 de Hatch, este método entrega información de la magnitud y dirección del flux de Darcy. Por otro lado, la ecuación 2.11 desarrollada por Keery utiliza únicamente información del ángulo de desfase de las señales, y al igual que la ecuación 2.9 indica únicamente la magnitud y no la dirección del flux.

$$|q_{\Delta\phi}| = \sqrt{\left(\frac{C\Delta z}{\Delta\phi C_w}\right)^2 - \left(\frac{4\pi\Delta\phi\lambda_0}{P\Delta z C_w}\right)^2} \quad (2.11)$$

2.2.4. Métodos combinados: Razón de amplitud y ángulo de desfase

McCallum y Luce desarrollaron ecuaciones analíticas que utilizan simultáneamente información del radio de amplitud y el ángulo de desfase de las señales de temperatura. Las soluciones presentadas por estos autores producen idénticas estimaciones en el flux de Darcy, y la principal ventaja de estos métodos radica en que no se requieren de ciertos parámetros térmicos para estimar q , tal como, la conductividad térmica del sedimento (λ_0). Por consiguiente, al utilizar estas ecuaciones existe menor incertidumbre en la estimación del flux cuando A_r y $\Delta\phi$ se han extraído fielmente de las series de temperatura. Aunque para los casos en los cuales exista una pobre identificación de las componentes de la señal sinusoidal

(amplitud o ángulo de fase) el método lleva consigo esta incerteza en el flux calculado [31]. Los métodos de Luce y McCallum se presentan en las ecuaciones 2.12 y 2.13, respectivamente.

$$q_{A_r \Delta \phi} = \frac{C}{C_w} \left(\frac{2\pi \Delta z}{P \Delta \phi} \left(\frac{1 - \eta^2}{1 + \eta^2} \right) \right) \quad (2.12)$$

Se define $\eta = -\ln(A_r)/\Delta\phi$

$$q_{A_r \Delta \phi} = \frac{C}{C_w} \left(\frac{\Delta z (P^2 \ln^2 A_r - 4\pi^2 \Delta \phi^2)}{\Delta \phi \sqrt{(16\pi^4 \Delta \phi^4 + 8P^2 \pi^2 \Delta \phi^2 \ln^2 A_r + P^4 \ln^4 A_r)}} \right) \quad (2.13)$$

Cabe hacer notar que entre A_r y $\Delta\phi$ existe una dependencia no lineal que entrega información del comportamiento del sedimento frente a las variaciones diurnas de temperatura. Por lo tanto, el parámetro η es importante debido a que contiene información directa acerca de la dirección del flujo de agua tal como se presenta en la Figura 2.6. Se observa que para $\eta < 1$ el flux tiene comportamiento downwelling. En el caso de $\eta \approx 1$ es un indicativo que en el sedimento no existe flujo de agua en la componente vertical o está seco, ya que la transferencia de calor es puramente conductiva. Por último, si $\eta > 1$ el flux tiene dirección upwelling [30].

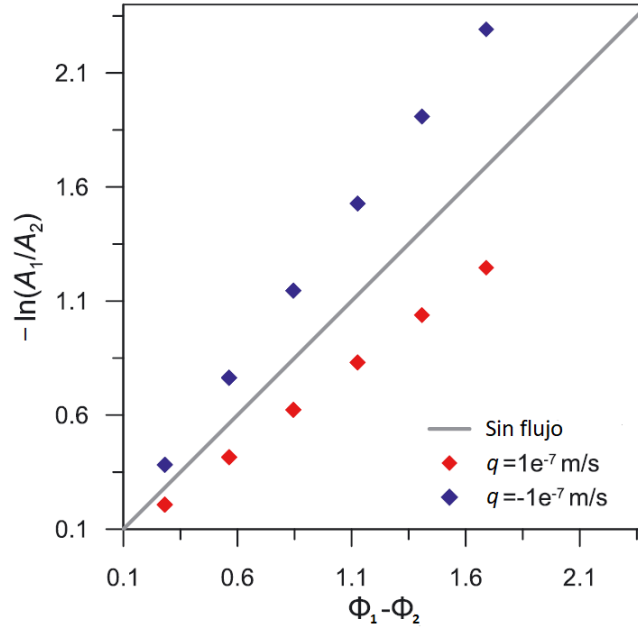


Figura 2.6: Variación logarítmica de la amplitud versus el ángulo de desfase en profundidades de sedimento 1 y 2, bajo condiciones de upwelling ($q < 0$), downwelling ($q > 0$) y sin flujo de agua ($q \approx 0$) [37].

2.3. Herramientas computacionales disponibles para la estimación del flux de Darcy

Tal como se menciona en las secciones anteriores, se requiere extraer las componentes de amplitud y el ángulo de fase de las señales de temperatura para calcular el flux de Darcy mediante los métodos propuestos por Hatch, Keery, Luce y McCallum. Para lograr este objetivo se han desarrollado diferentes programas como LPML [38], LPMLE3 [39], 1DTempProv 2 [40], VFLUX [41] y Ex-Stream [42].

Los métodos LPML y LPMLE3 están escritos en Matlab[®], los cuales resuelven la ecuación de transporte de calor con el objetivo de estimar el flux de Darcy, combinando un método polinómico para extraer información de la “función de frecuencia” de las señales de temperatura y usando un estimador de máxima verosimilitud [38, 39].

Ex-Stream, es un paquete escrito en MATLAB[®] que incluye las soluciones desarrolladas por Hatch y Keery para la estimación de q . Las componentes de amplitud y ángulo de fase se obtienen al realizar un ajuste por mínimos cuadrados de la señal de temperatura medida con una función sinusoidal [42]. La principal desventaja se debe a que no es posible observar la variación del flux de Darcy a través del tiempo, ya que el ajuste se realiza con una función sinusoidal estática, por lo tanto, solo se obtiene un valor de A_r y $\Delta\phi$ para un par de series de tiempo.

Por último, Vertical Fluid Heat Transport Solver (VFLUX) es una colección de algoritmos escritos en MATLAB[®] que automatizan el proceso de cálculo del flux de Darcy a partir de series de temperatura. El programa sincroniza las series de tiempo, realiza un remuestreo de los datos para luego usar la regresión dinámica harmónica (DHR) y obtener las componentes de amplitud y ángulo de fase de las señales sinusoidales. Por último, VFLUX realiza el cálculo de q mediante las ecuaciones 2.8, 2.9, 2.10, 2.11, 2.12 y 2.13 [31].

Como herramienta computacional se selecciona el flujo de ejecución de VFLUX con modificaciones a el programa para adaptarlo al caso de estudio y elaborar nuevas formas de visualización en los resultados mediante el paquete ggplot2 de RStudio.

2.4. Balance hídrico en sistema lagunar

2.4.1. Variables asociadas a los procesos de transferencia de agua en la laguna

El balance hídrico se basa en el principio de conservación de masa en un sistema cerrado en el cual no existe consumo ni generación de agua, donde cualquier cambio en el contenido de agua en cierto periodo de tiempo (ΔA) equivale a la diferencia entre la masa de agua que ingresa y la masa de agua que sale del volumen de control. Para el sistema lagunar en estudio las variables de entradas hídricas son la precipitación (P) y la esorrentía superficial neta (ES), que es la diferencia entre el flujo superficial de entrada y salida a la laguna. Por otro lado, las variables de salida corresponden a la evaporación (EV) y la infiltración (I) de agua a través del sedimento. Por lo tanto, la ecuación que gobierna el balance hídrico para el sistema lagunar se presenta a continuación:

$$\Delta A = P + ES - EV - I \quad (2.1)$$

2.4.2. Almacenamiento

Las variaciones en el almacenamiento de un cuerpo de agua superficial se pueden determinar mediante las diferencias entre las alturas de la superficie de la laguna en un intervalo de tiempo, con respecto a un punto de referencia. El instrumento más utilizado es la escala limnimétrica o reglilla, que mide en una escala graduada en centímetros el nivel que alcanza el agua en cierto instante de tiempo [52]. En la Figura 2.7 se muestra la disposición típica de distintas reglillas para medir la altura de la superficie superior de la laguna, las que son fijadas en el sedimento. Cabe destacar que el almacenamiento no solo varía en función del nivel de agua en la laguna, sino que también tiene dependencia en las variaciones de la superficie lagunar debido a los periodos de mayor o menor entrada de agua al sistema, lo que produce una contracción o expansión de la superficie de la laguna. En especial, en la zona de estudio los cambios superficiales de agua son muy frecuentes, ya que el sistema lagunar es dinámico y presenta variaciones en intervalos de tiempo relativamente cortos como semanas y meses [56]. Típicamente el área de las lagunas se estima mediante la utilización de imágenes satelitales, por ejemplo, las obtenidas por el satélite Sentinel 2 [53].

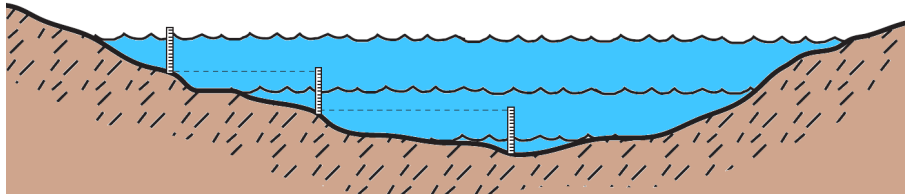


Figura 2.7: Medición en la variación de los niveles mediante escalas limnométricas.

2.4.3. Precipitación

Las precipitaciones corresponden al agua caída en forma de lluvia o de nieve y se cuantifica en estaciones meteorológicas que usan como dispositivo de medición un pluviómetro. Este aparato es un receptáculo que tiene una boca de captación para las lluvias y el correspondiente colector graduado para determinar las diferencias en el nivel de agua recogida[54]. Para el sistema lagunar en estudio, la información de esta variable es proporcionada por una estación meteorológica que se encuentra cercana a las lagunas, que por temas de confidencialidad en los datos utilizados se omite el nombre de la estación meteorológica, ya que pertenece a una empresa privada. Cabe señalar que esta variable se mide por unidad de área, por lo tanto, el flujo de entrada se debe calcular a partir de la superficie del sistema lagunar en estudio asumiendo una distribución homogénea en la caída de agua.

2.4.4. Escorrentía Superficial

El flujo de escorrentía superficial corresponde al agua aportante (o saliente) superficialmente de la laguna, la cual depende de factores meteorológicos como la temperatura, las precipitaciones y la estación del año. Para un canal se puede medir la escorrentía superficial mediante la disposición de aforos, en la que una de las técnicas ampliamente utilizadas consiste en la instalación de un molinete que es un instrumento utilizado para medir la velocidad promedio del agua en distintos puntos del canal. El principio de funcionamiento se basa en la proporcionalidad entre la velocidad del agua y la velocidad angular resultante del rotor del equipo [55]. Además, entre cada aforo existe un área transversal al canal que se debe calcular con el objetivo de obtener el caudal promedio.

En la Figura 2.8 A, se presenta un ejemplo ilustrativo del flujo de agua en un canal para 4 puntos de aforos; en la Figura 2.8 B se identifican las áreas transversales entre cada punto de medición. Por último, en la Figura 2.8 C se muestran los perfiles de velocidad de cada punto medido por el molinete.

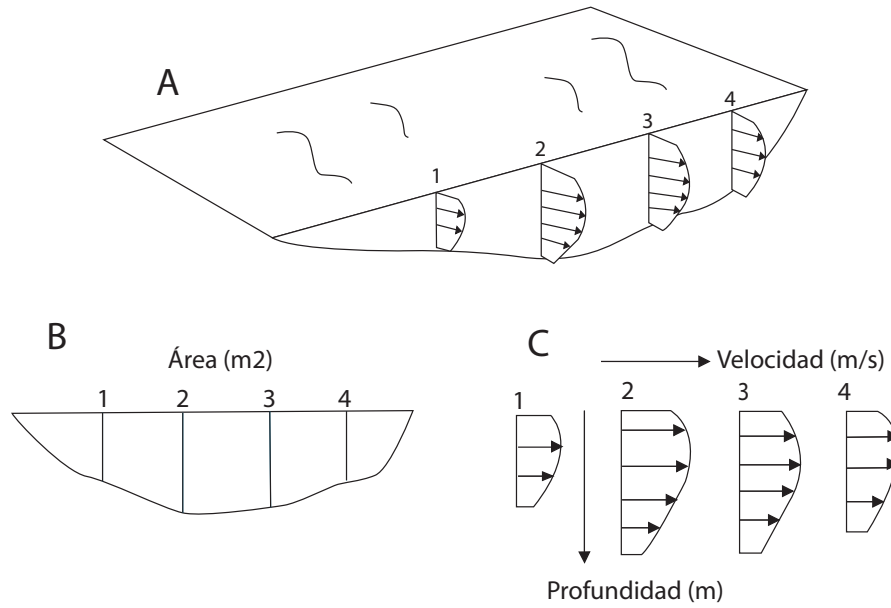


Figura 2.8: Perfiles de velocidad en zona de aforo.

2.4.5. Evaporación

La estimación de la tasa de evaporación para cuerpos de agua superficiales en zonas áridas se puede obtener mediante la fórmula propuesta por Mardones [56], donde se calcula la tasa de evaporación según la ecuación 2.2.

$$E_0 = K_e \cdot K_s \cdot E_t \quad (2.2)$$

donde E_t es la tasa de evaporación medida en un tanque evaporímetro o bandeja clase A, la que consiste en un estanque o recipiente cilíndrico de lata galvanizada de 120[cm] de diámetro y 25[cm] de altura, la cual contiene agua a un nivel conocido y se mide la variación diaria para estimar la tasa de evaporación [57]. K_e es un coeficiente adimensional que corrige la tasa de evaporación por las características del estanque y se adopta un valor de 0,7 que se determina según las singularidades de la zona de estudio. El coeficiente de bandeja (K_e) depende principalmente de las características del viento y humedad relativa del sector [57]. El valor 0,7 es tomado como referencia según las semejanzas climatológicas del Salar en estudio con otra zona ubicada en Estados Unidos [19].

Por otro lado, K_s es un coeficiente adimensional de reducción por salinidad, debido a que el agua disminuye su tasa de evaporación al aumentar la concentración de sales disueltas [58], puesto que disminuye la presión de vapor en la superficie de la laguna y dificulta el transporte molecular del agua desde la fase líquida a la fase gaseosa. Este factor se puede determinar a

través de la correlación presentada en la Figura 2.9, donde se midió la reducción por salinidad para distintas densidades del agua [59].

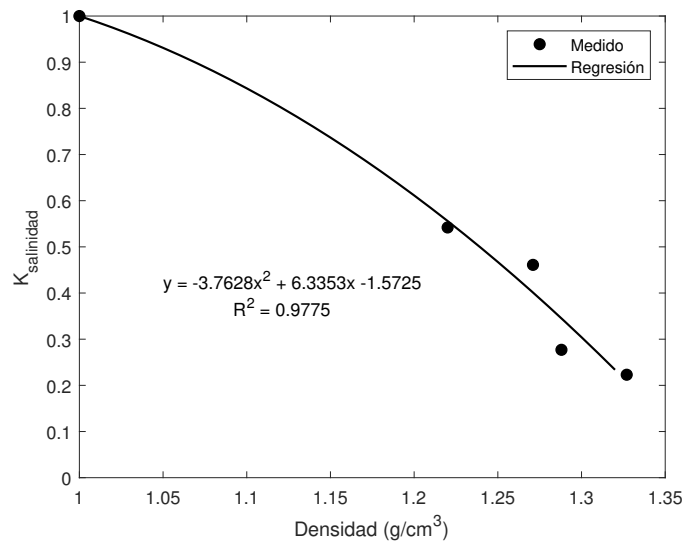


Figura 2.9: Coeficiente adimensional de corrección de evaporación por salinidad [59].

2.4.6. Infiltración

La infiltración se refiere al proceso por el cual el agua de un cuerpo superficial penetra la matriz porosa del suelo por acción de la fuerza de gravedad y la acción capilar. Es relevante resaltar que el transporte del fluido en condiciones naturales es tridimensional, pero se asume comúnmente como un flujo unidimensional con componente en la vertical. La velocidad de infiltración depende de distintas variables como el tipo de material, porosidad, conductividad hidráulica y el nivel de saturación del suelo. Cabe señalar que esta variable es compleja de cuantificar, y, por lo general se mide mediante balances hídricos donde se despeja la variable de interés I de la ecuación 2.1 siempre y cuando sea posible estimar o medir las demás variables del balance de masa.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Metodología general

En la Figura 3.1 se presenta la metodología general que se ha empleado para lograr cumplir con los objetivos propuestos en el trabajo de título. La primera etapa que se ha llevado a cabo consiste en estudiar la zona y entender las condiciones hidrogeológicas del sistema lagunar. A continuación, se procede a la revisión bibliográfica sobre la estimación del flujo subsuperficial de agua en medio poroso que se divide principalmente en dos lineamientos, uno asociado al método de señales de temperatura y el otro relacionado a los balances hídricos en sistemas lagunares. La descripción detallada de las etapas que se han realizado se presenta en la siguiente sección.

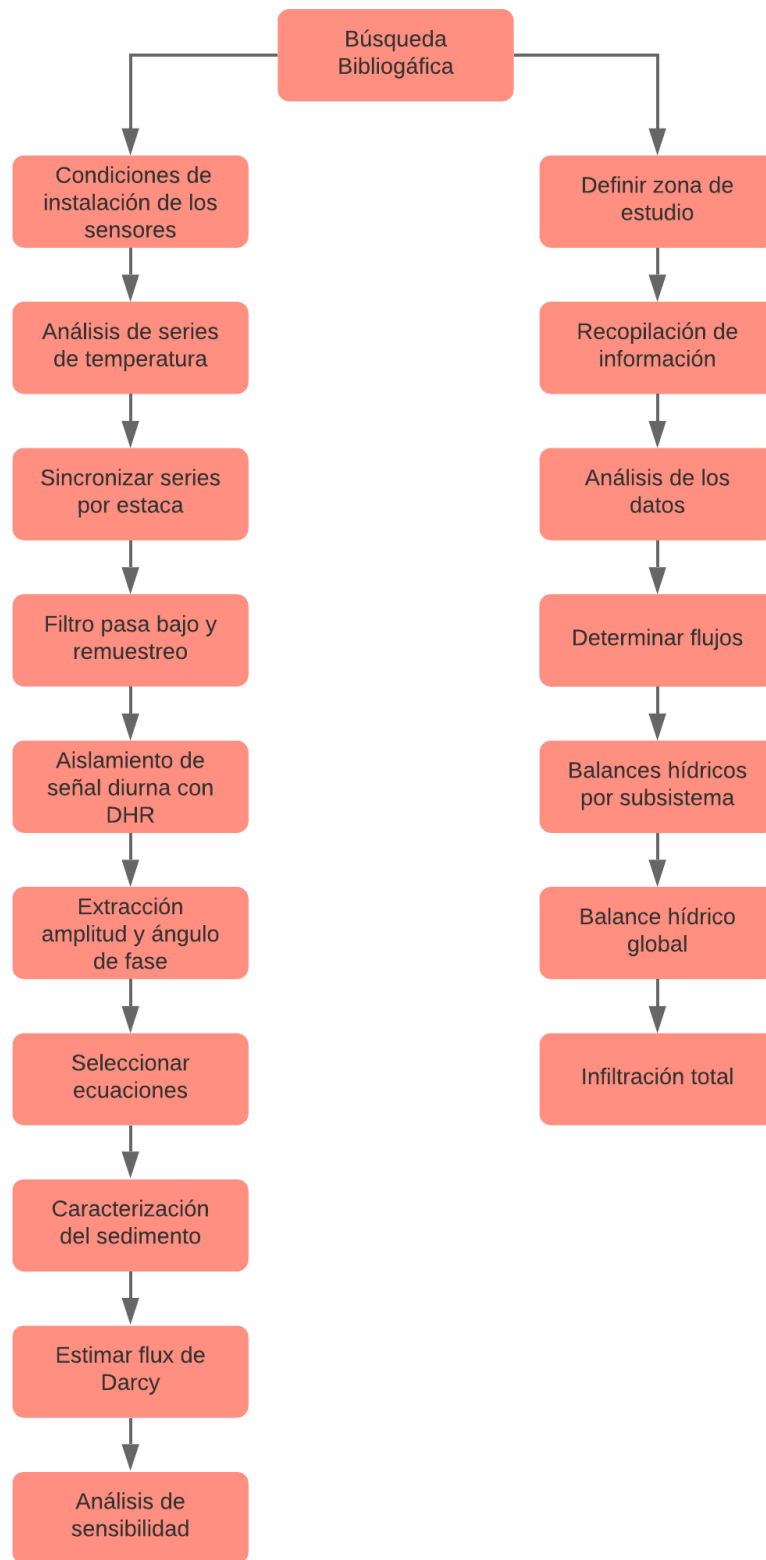


Figura 3.1: Diagrama de la metodología general adoptada para el desarrollo del trabajo de título.

3.2. Metodología específica

3.2.1. Señales de temperatura

Para el método de señales de temperatura se recoge información de 11 puntos de monitoreo ubicados entre el sistema lagunar 1 y 2 mediante sensores de temperatura. La distribución de las estacas de monitoreo se define de tal manera de estimar el flux subsuperficial en el canal de interconexión y en la zona más alejada al canal para determinar la dirección del flujo de agua en esta zona. Los sensores utilizados corresponden a dispositivos iButton, que es un chip inserto dentro de un encapsulado de acero inoxidable capaz de medir la temperatura en distintos ambientes extremos en un rango de -55 a 100 $^{\circ}\text{C}$ y con una resolución de $0,125$ $^{\circ}\text{C}$. La cantidad de muestras que se logran almacenar en cada dispositivo son 2.048, a su vez la información guardada en el aparato corresponde a la fecha, hora y la temperatura para cada instante programado.

Los iButtons fueron adheridos a un tubo de policloruro de vinilo (PVC) mediante silicona líquida, donde el conducto posee orificios que están espaciados cada 10 cm y que se distinguen desde la posición A hasta F, tal como se muestra en la Figura 3.2.

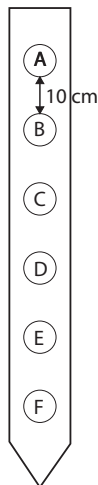


Figura 3.2: Estaca de PVC con sensores de temperatura ubicados a distintas profundidades.

En la zona de estudio los dispositivos se configuran con un intervalo de medición de 5 minutos entre cada dato, por lo tanto, se obtienen 288 muestras por día, y, dada la capacidad de memoria del sensor, es posible medir por aproximadamente 7 días la temperatura en el sedimento. En 6 puntos de medición se utilizaron 5 sensores de temperatura en cada estaca. Por otro lado, en los otros 5 puntos se utilizaron 4 sensores por estaca. El nombre de cada estaca y la posición de los dispositivos respecto al nivel del suelo se presenta en la Tabla 3.1. Cabe destacar que en el punto TS-11 se dejó un sensor fuera del sedimento y

en contacto directo con el agua para medir la temperatura en superficie del fluido, por lo tanto, la profundidad se denota con signo negativo. Téngase en cuenta que las estacas están distanciadas cada 100[m] aproximadamente para poder cubrir la zona intermedia que conecta los sistemas lagunares 1 y 2. Por otra parte, el periodo de tiempo en el cual los sensores de temperatura comienzan a registrar los datos es desde el 5 de Agosto de 2018 hasta el 11 de Agosto del mismo año.

Luego, se procede a analizar las series de temperatura de cada una de las estacas, con el objetivo de seleccionar aquellas mediciones que han sido registradas sin errores por el sensor y donde se identifican variaciones sinusoidales de la temperatura, es decir, amplitud mayor a la resolución del sensor. Las series de temperatura que se consideran con errores o inconsistencias son aquellas que no siguen el comportamiento de que la amplitud de la señal disminuya a medida que aumenta la profundidad de instalación del sensor.

Tabla 3.1: Profundidad de los sensores de temperatura.

Zona de medición	Sensores	Profundidad sensores [cm]	Intervalo medición
TS-01	B, C, D, E, F	8, 18, 28, 38, 48	5 min
TS-02	B, C, D, E	5, 15, 25, 35	5 min
TS-03	B, C, D, E, F	6, 16, 26, 36, 46	5 min
TS-04	B, C, D, E, F	6, 16, 26, 36, 46	5 min
TS-05	B, C, D, E, F	6, 16, 26, 36, 46	5 min
TS-06	B, C, D, E, F	5, 15, 25, 35, 45	5 min
TS-07	B, C, D, E, F	6, 16, 26, 36, 46	5 min
TS-08	B, C, D, E	5, 15, 25, 35	5 min
TS-09	B, C, D, E	8, 18, 28, 38	5 min
TS-10	B, C, D, E	12, 22, 32, 42	5 min
TS-11	A, B, C, D	-5, 5, 15, 25	5 min

A continuación, se procede a estimar el flux de Darcy mediante el software Matlab y el flujo de ejecución general de VFLUX presentado en la Figura 3.3 .



Figura 3.3: Diagrama de flujo para la estimación del flux de Darcy mediante VFLUX.

3.2.2. Sincronización de las series de tiempo

Las series de tiempo obtenidas por cada sensor de temperatura son independientes entre sí, puesto que cada dispositivo tiene su propia memoria para almacenar la información, por consiguiente, el tiempo de inicio y término de medición puede no coincidir entre todos los sensores. Además, en situaciones donde hayan sido configurados con distinto intervalo de monitoreo se tendrá una cantidad diferente de datos por cada ciclo diurno, lo que dificulta la aplicación directa de los métodos de señales de temperatura. Para evitar futuros inconvenientes en el posterior cálculo de A_r , $\Delta\phi$ y q , se procede a sincronizar las series de temperatura para el tiempo de inicio y término de medición, reduciendo el intervalo de fecha de los datos a el mínimo común denominador entre todos los sensores de una misma estaca e interpolando las series de temperatura cuando se requiera conocer la temperatura en un tiempo específico. Con esto se consigue una matriz de información que contiene en la primera columna el tiempo y en las demás columnas la temperatura de cada sensor ordenadas en orden creciente de profundidad.

3.2.3. Filtro pasa bajos y remuestreo de las series de tiempo

El siguiente paso consiste en reducir la tasa de muestra por cada ciclo fundamental para las situaciones en que exista un sobre muestreo debido a un intervalo de medición estrecho entre cada registro de temperatura, por ejemplo, mediciones cada 5 minutos. Esto genera una gran cantidad de información que no es necesaria debido a que las variaciones de temperatura en un entorno natural son significativas cada 30 minutos aproximadamente.

Esta etapa es importante debido a que el programa utiliza optimización en el dominio de la frecuencia dentro del método de regresión dinámica harmónica (DHR), el que es sensible al sobre muestreo y funciona preferentemente cuando la tasa de medición no es más alta que la frecuencia de oscilación de la señal [46]. A continuación, VFLUX realiza el remuestreo de cada vector de temperatura utilizando un filtro pasabajos y reduciendo el ruido de alta frecuencia que es inherente en señales de temperatura, ya sea por el ambiente natural o el dispositivo de medición[41]. Diversos autores sugieren que un rango óptimo es usar entre 12-24 [muestras/ciclo] para utilizar correctamente el método de regresión dinámica harmónica [41].

3.2.4. Extracción de la señal diurna fundamental

La etapa posterior consiste en aislar la señal fundamental diurna, la cual se logra mediante el método de regresión dinámica harmónica (DHR) desarrollado por Peter Young el año 2009, la cual se encuentra implementada en el Software MATLAB® mediante una Toolbox llamada “The Captain” [47].

El método DHR es una aproximación espectral, basado en la hipótesis de que la serie y_t está conformada por varias series temporales que se denominan componentes y cuyas varianzas están concentradas en torno a ciertas frecuencias. En consecuencia, es posible aislar las componentes principales tal como se presenta en la ecuación 3.1:

$$y_t = T_t + S_t + e_t \quad (3.1)$$

donde T_t es la tendencia, S_t el componente estacional y e_t el componente irregular. La tendencia (T_t) se asocia a las bajas frecuencias, y recoge el comportamiento de la señal a largo plazo. El componente estacional (S_t) contiene las oscilaciones cíclicas correspondiente al periodo estacional junto con sus armónicos. El componente irregular (e_t) recoge información sobre aquellas oscilaciones no sistemáticas y no incluidas en las componentes anteriores [48]. El término cíclico se puede modelar como la suma de la señal fundamental y sus harmónicos,

tal como se presenta en la ecuación 3.2.

$$S_t = \sum_{j=1}^N \{a_{j_t} \cos(\omega_j t) + b_{j_t} \sin(\omega_j t)\} \quad (3.2)$$

donde ω_j , $j \in \{1, 2, 3, \dots, N\}$ son las frecuencias de las señales. La tendencia puede ser considerada como el término de frecuencia cero (ω_0), es decir, asociado al comportamiento de la señal a largo plazo o de periodo infinito. Por otro lado, ω_1 corresponde a la frecuencia fundamental diurna $1/86.400[s^{-1}]$ y ω_N es el componente de Nyquist [48]. Los términos a_{j_t} y b_{j_t} son parámetros que varían a través del tiempo (TVPs: time-varying parameters) y recogen información de la variación de amplitud de las oscilaciones [48]. El método de regresión dinámica harmónica consiste básicamente de las siguientes etapas:

1. Se identifican los picos espectrales de la señal observada y_t .
2. Se asigna un componente DHR a cada pico espectral.
3. Se estima un hiper-parámetro para cada componente DHR que regule el ajuste espectral del modelo con la señal observada.
4. Por último, se estiman los componentes DHR mediante un filtro de Kalman y el suavizado de intervalo fijo, para obtener la tendencia, el ciclo y el componente estacional de la señal [49, 50].

La función “dhr” implementada en la Toolbox The Captain, realiza las etapas mencionadas anteriormente, así se obtiene para cada serie de tiempo las componentes separadas: La señal fundamental, tendencia, ruido y los armónicos. Además, se obtiene un espectro autoregresivo para cada serie de temperatura, permitiendo evaluar el número apropiado de armónicos identificados. A continuación, se ajusta el modelo DHR a el espectro autoregresivo mediante la optimización por mínimos cuadrados usando la Toolbox The Captain. Finalmente, el programa aísla la tendencia, la señal fundamental, los armónicos identificados y el ruido de las series de tiempo.

3.2.5. Extracción de la componente de amplitud y ángulo de fase de las señales de temperatura

La siguiente etapa corresponde al cálculo de la componente de amplitud y ángulo de fase de las señales para tiempos discretos, la cual se consigue mediante las ecuaciones 3.3 y 3.4.

$$A_{j_t} = \sqrt{a_{j_t}^2 + b_{j_t}^2} \quad (3.3)$$

$$\phi_{jt} = \tan^{-1} \left(\frac{a_{jt}}{b_{jt}} \right) \quad (3.4)$$

Los parámetros a_{jt} y b_{jt} son estimados previamente con el método DHR. Por otro lado, A_{jt} es la amplitud y ϕ_{jt} es el ángulo de fase para la componente sinusoidal de frecuencia ω_j en el tiempo t [51]. Para poder aplicar las soluciones analíticas de Hatch, Keery, Luce y McCallum se debe utilizar la componente fundamental de la señal de temperatura (ω_1) para cada sensor [43].

3.2.6. Características físicas del sedimento

Para el cálculo del flux de Darcy a partir de las ecuaciones de Hatch, Keery, Luce y McCallum se requiere información de los parámetros térmicos asociados al medio poroso y al fluido, que dada la ubicación geográfica de la zona de estudio y las características propias del terreno. Se considera que el sedimento está compuesto por una capa de sales de nitrato que se ha formado producto de la evaporación de aguas salinas en una zona árida con alta tasa de radiación solar como es el Salar. Los parámetros utilizados para la estimación de q se muestran en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2: Parámetros térmicos del medio poroso y del fluido utilizados en la estimación del flux de Darcy.

Parámetro	Unidad	Valor	Referencia
Porosidad, n	[-]	0,25	[64]
Dispersividad térmica, β	[m]	0,001	[64]
Capacidad de calor específica del sedimento, c_s	[kJ/kgK]	1,05	[65]
Capacidad de calor específica del agua, c_w	[kJ/(kgK)]	4,2	[66]
Conductividad térmica del sedimento, λ_s	[W/(mK)]	0,76	[65]
Conductividad térmica del agua, λ_w	[W/(mK)]	0,6	[67]
Densidad del sólido, ρ_s	[kg/m ³]	2.260	[68]
Densidad del agua, ρ_w	[kg/m ³]	1.000	[69]

3.2.7. Estimación del flux vertical

La etapa final corresponde a la estimación del flux de Darcy mediante las ecuaciones analíticas de Hatch, Keery, McCallum y Luce entre pares de sensores de temperatura. Para

lograr esto, se requiere determinar el radio de amplitud y ángulo de desfase utilizando la información de las etapas anteriores (A_{j_i} y ϕ_{j_i}) para cada par de series temperatura en un tiempo discreto. Cabe aclarar que para una estaca vertical con múltiples sensores y ubicados a distintas profundidades, es posible estimar una cantidad de $n(n-1)/2$ flux de Darcy, donde n es el número de sensores.

Por otro lado, el radio de amplitud entre dos señales se obtiene a partir de la ecuación 3.5.

$$A_r = \frac{A_{z+\Delta z, t+\Delta t}}{A_{z, t}} \quad (3.5)$$

donde $A_{z, t}$ es la amplitud del sensor a una profundidad z en un tiempo t , y el término $A_{z+\Delta z, t+\Delta t}$ es la amplitud del sensor a una profundidad $z + \Delta z$ a un tiempo $t + \Delta t$. Por otro lado, el desfase entre las señales de temperatura se obtiene a partir de la ecuación 3.6.

$$\Delta\phi = \frac{P}{2\pi}(\phi_{z+\Delta z, t+\Delta t} - \phi_{z, t}) \quad (3.6)$$

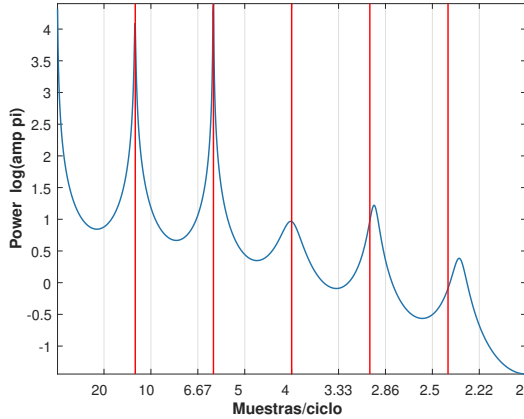
El término $\phi_{z, t}$ es el ángulo de fase de la señal a una profundidad z en un tiempo t , y $\phi_{z+\Delta z, t+\Delta t}$ corresponde al ángulo de fase del sensor a una profundidad $z + \Delta z$ en un tiempo $t + \Delta t$. Sin embargo, Δt debe ser conocido para determinar el ángulo de fase a un tiempo $t + \Delta t$, pero considerando que el ángulo de fase cambia lentamente durante el día ($\phi_{z+\Delta z, t+\Delta t} \approx \phi_{z+\Delta z, t}$), por lo tanto, se puede calcular el desfase a partir de la ecuación 3.7:

$$\Delta\phi = \frac{P}{2\pi}(\phi_{z+\Delta z, t} - \phi_{z, t}) \quad (3.7)$$

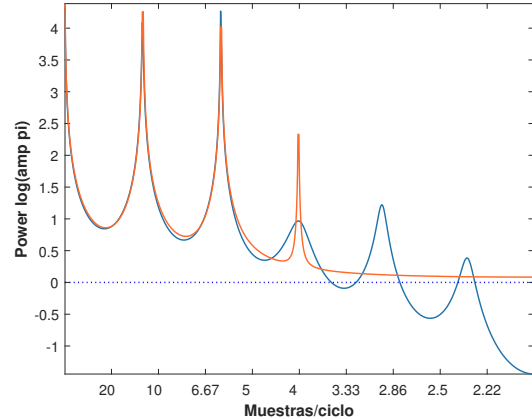
Por último, reemplazando la información de A_r y $\Delta\phi$ en las ecuaciones 2.8, 2.9, 2.10, 2.11, 2.12 y 2.13 y resolviendo iterativamente para las soluciones de Hatch, se obtiene el flux de Darcy a través del tiempo para los distintos métodos. Cabe señalar que para los métodos del ángulo de desfase ($\Delta\phi$) de Hatch y Keery junto a los métodos de Luce y McCallum solo es posible determinar el flux siempre y cuando ($\Delta\phi > 0$) entre pares de sensores de temperatura[41].

Finalmente, en la Figura 3.4 se presenta un ejemplo de la regresión dinámica harmónica para una serie de temperatura utilizando la toolbox The Captain. La Figura (a) muestra el espectro auto-regresivo de orden 12 de la señal original, y la Figura (b) corresponde al ajuste del espectro de la serie de tiempo con la señal medida (línea de color naranja). Se observa en este ejemplo que existe un correcto ajuste para la señal fundamental y los dos primeros armónicos de la serie de tiempo. Por último, en la Figura (c) se presentan las componentes de la señal sinusoidal obtenidas a partir del algoritmo DHR. Se observa que la serie de tiempo

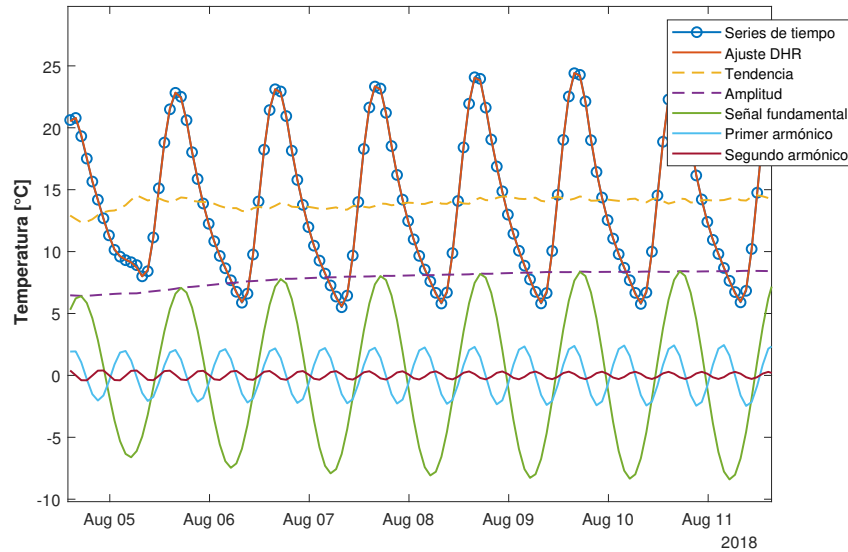
(línea de color azul) se descompone en tendencia (línea amarilla), señal fundamental (línea de color verde) y 2 harmónicos (color celeste y rojo).



(a) Espectro auto-regresivo de orden 12, correspondiente a la serie de tiempo del sensor B (8 cm de profundidad) ubicado en el punto de medición TS 1.



(b) Espectro auto-regresivo de orden 12. La línea de color azul corresponde al espectro real y la línea de color naranja corresponde al espectro ajustado mediante DHR en Captain.



(c) Componentes fundamentales de la serie de tiempo.

Figura 3.4: Resultados regresion dinámica armónica (DHR).

A continuación, de las estimaciones realizadas se eliminan aquellos flux que sean considerados como outliers mediante el criterio estadístico implementado en R del rango intercuantil, es decir, aquellos valores del flux que estén fuera del rango $Q_1 \pm 3IQR$, donde Q_1 es el primer cuartil y IQR es la distancia entre el tercer y primer cuartil ($Q_3 - Q_1$) [60]. Finalmente, se realiza un análisis de sensibilidad sobre el método de Hatch que depende fuertemente de los parámetros térmicos, con el objetivo de determinar la incertidumbre en los flux estimados e identificar el parámetro más sensible en el modelo. Los parámetros utilizados para el análisis

de sensibilidad depende de las características del medio y se hacen variar en el rango de valores posibles del sedimento.

3.2.8. Balances hídricos en el sistema lagunar

En este lineamiento, se comienza a definir la zona de estudio de interés que se caracteriza por estar conformada por 3 lagunas conectadas mediante canales. A continuación, se investigan las principales variables que impactan la dinámica de los niveles de agua en el sistema lagunar y se recopila información del año 2018 de las mediciones de flujos disponibles dentro de la empresa, tales como la tasa de evaporación, precipitaciones, flujos de escorrentías superficiales, áreas, alturas y densidades de agua en las lagunas.

La información es suministrada principalmente por una estación meteorológica de origen privado junto a información de mediciones mensuales en terreno realizada por la empresa. Luego, se analizan los datos obtenidos y se estiman los flujos de agua mediante lenguaje R versión 3.6.0. Para los flujos de evaporación se corrige mediante el factor de reducción por salinidad y de bandeja. El almacenamiento de agua se determina en función del cambio de superficie y altura de la laguna en cada periodo temporal, las variables de precipitación y escorrentías superficiales son obtenidas mediante información de la estación meteorológica que se encuentra ubicada cercana a el sistema lagunar. Con esto se realizan balances hídricos por mes en cada laguna y en el sistema lagunar completo para finalmente estimar la infiltración total.

Capítulo 4

Resultados y discusión

4.1. Estimación del flux de Darcy a partir de señales de temperatura

4.1.1. Ubicación e instalación de los sensores de temperatura

Para la obtención de las señales de temperatura se dispusieron 11 puntos de medición en la zona intermedia entre el sistema lagunar 1 y 2. La elección de situar los puntos de monitoreo en este lugar se establece debido a que no se tiene conocimiento de la dirección del flujo y del intercambio de agua subsuperficial que se produce en el área cercana a la interfase salina. La distribución espacial de las estacas se muestra en la Figura 4.1. De acuerdo a la posición de las estacas hay 6 puntos de medición que están insertos directamente en el canal y otros 5 puntos se encuentran más alejados del canal de interconexión.

En cada estaca existen sensores de temperatura que tienen un espaciamiento de 10 cm entre cada dispositivo, el cual se definió mediante sugerencias bibliográficas, ya que en el caso de tener un espaciamiento muy grande se pierde la identificación de las variaciones sinusoidales de la señal para casos en los cuales el flux es upwelling. En el caso contrario, al tener un espaciamiento muy reducido entre los sensores, las diferencias entre las señales de temperatura son imperceptibles cuando el flux es fuertemente downwelling, por lo tanto, los métodos de razón de amplitud y ángulo de desfase son incapaces de estimar el flux de Darcy confiablemente [43].

Por último, la estaca fue insertada bajo presión en el sedimento quedando a distintos niveles o profundidades, esto debido a que las condiciones del sedimento son heterogéneas e irregulares, por consiguiente, requerían de distintas profundidades para que las estacas se mantengan estables y fijas al suelo durante el periodo de monitoreo.

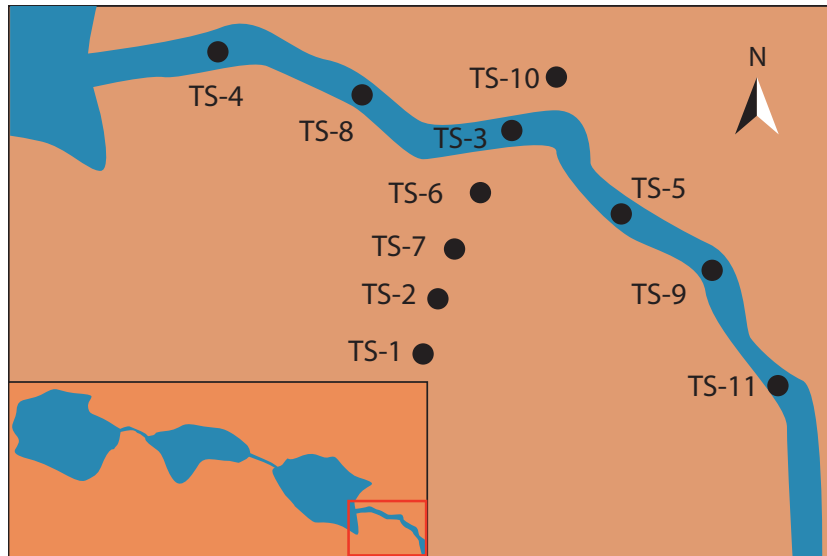


Figura 4.1: Ubicación espacial de los sensores de temperatura en la zona intermedia del sistema lagunar 1 y 2.

4.1.2. Análisis exploratorio de los datos

Las señales obtenidas por cada punto de medición se muestran en la Figuras 4.2 y 4.3, se observa que las señales de temperatura describen trayectorias oscilatorias con un periodo de oscilación aproximado de 24 horas. Se aprecia que, a medida se desciende en profundidad, la respuesta de la señal de temperatura tiene un mayor delay comparada con la señal más cercana a la superficie, esto se refleja en un desplazamiento horizontal positivo de las curvas a medida que aumenta la profundidad de ubicación de los sensores. Esto se debe a que en las capas de sedimento más profundas, la transferencia de calor por conducción y/o advección debe recorrer una mayor distancia en el medio poroso, por lo tanto, el delay se relaciona con el tiempo que demora en responder el sedimento frente a las variaciones superficiales de la temperatura. El parámetro que caracteriza este comportamiento en la señal sinusoidal es el ángulo de fase (ϕ). Cabe mencionar que ϕ tiene un valor máximo cuando la transferencia de calor es puramente conductivo, y disminuye a medida que existe un fluido saturando el medio poroso, es decir, cuando existe una componente advectiva en el sistema que permite una mayor transferencia de energía [29].

Por otro lado, se aprecia que la señal de temperatura disminuye súbitamente la amplitud a medida que se desciende en profundidad y en promedio la señal se extingue a los 32 centímetros bajo el nivel del terreno, manteniendo una temperatura constante a través del tiempo para los sensores que están ubicados a mayor profundidad. La disminución de la amplitud en las señales de temperatura a medida que se desciende en el sedimento, se debe a que la transferencia de calor disminuye con la profundidad. Además, se aprecia que el

régimen transiente de temperatura se encuentra superficialmente, y, a medida que es mayor la escala de profundidad, se observa el régimen estacionario donde las fluctuaciones diarias de la temperatura son imperceptibles.

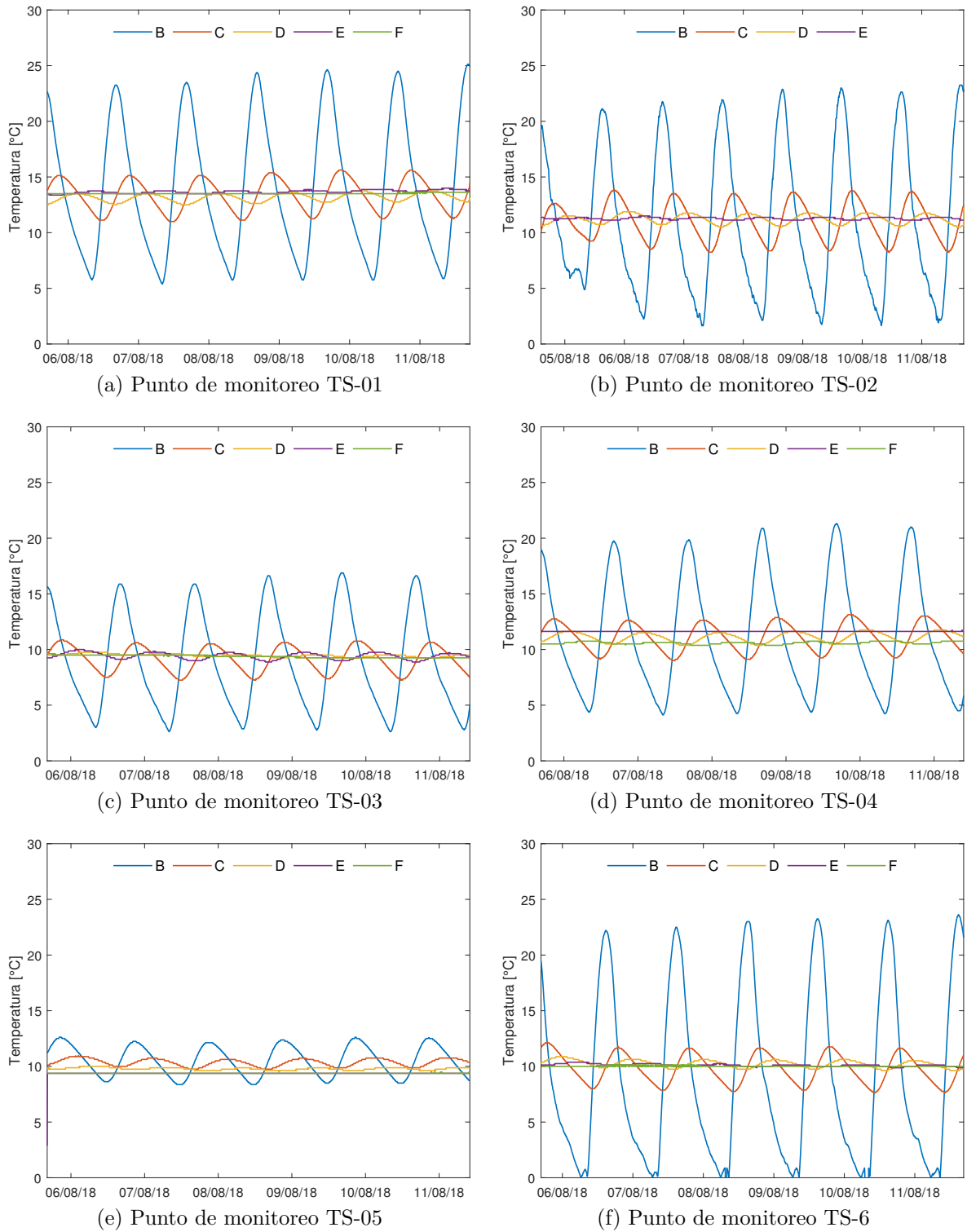


Figura 4.2: Señales de temperatura ubicados en posiciones B, C, D, E y F en la estaca.

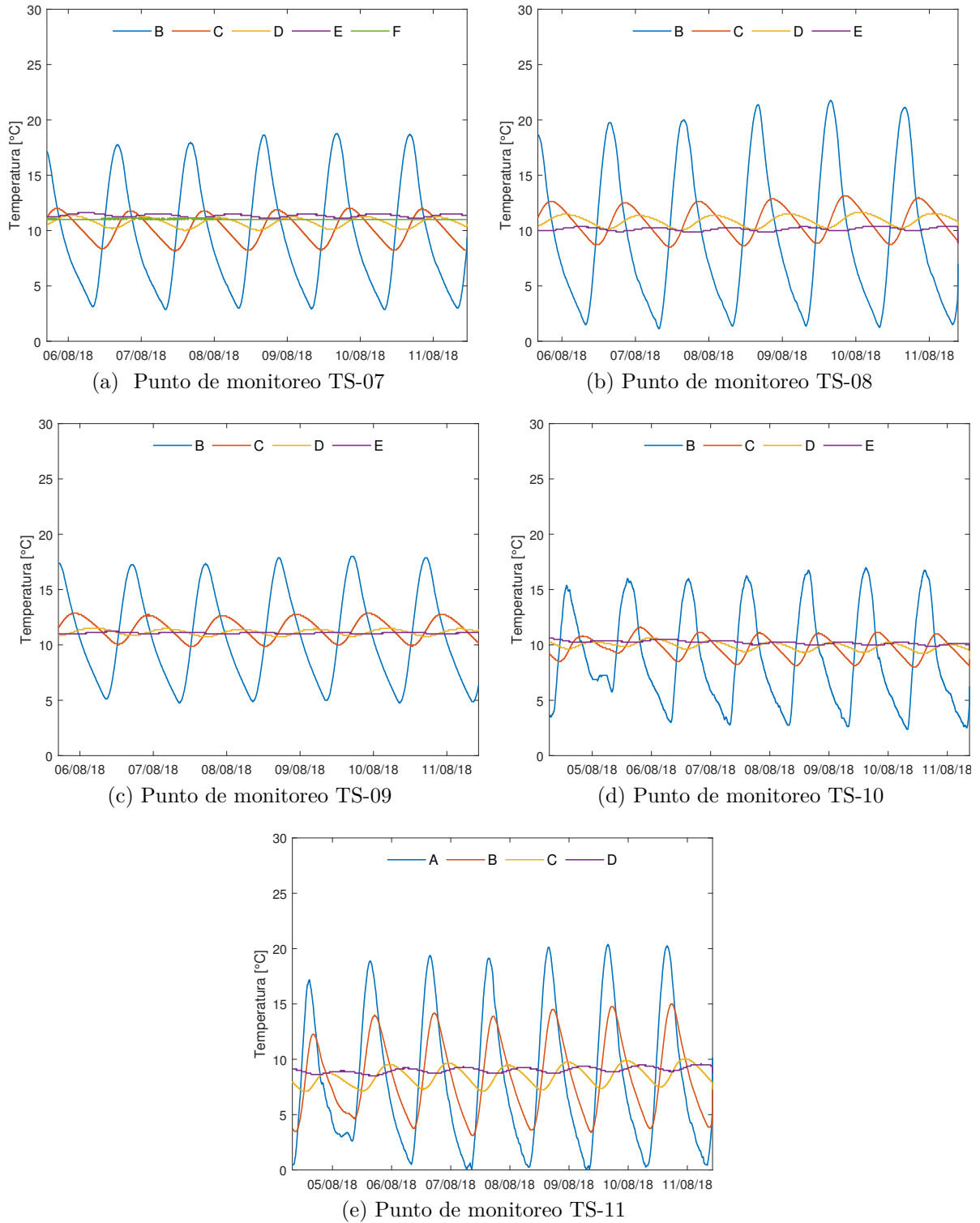


Figura 4.3: Señales de temperatura ubicados en posiciones B, C, D, E y F en la estaca.

Además, se observa que existe una leve asimetría en la forma de la señal sinusoidal, es decir, la magnitud de la pendiente con la cual aumenta la temperatura durante el día es levemente mayor comparada con la disminución de la temperatura durante la noche.

Esto tiene relación con el cambio de dirección que ocurre con la componente conductiva de transferencia de calor durante la noche, ya que durante la medianoche la capa de sedimento más cercana a la superficie alcanza una menor temperatura en relación a la capa de sedimento más profunda. En consecuencia, la conducción de calor en la fase nocturna cambia de dirección y se dirige hacia la superficie produciendo una atenuación en la tasa de disminución de la temperatura.

Cabe destacar que las señales de temperatura en los puntos de monitoreo TS-2, TS-10 y TS-11 en la madrugada del 5 de julio poseen una pequeña fluctuación que aumenta levemente la temperatura en el sedimento (Sensor B). Esto puede tener relación con la presencia de flujos laterales o a causa de llovizna en la zona, ya que en el mes de Julio de 2018 existen registros de precipitación en la zona [61]. Los demás sensores de temperatura no aparecen con registros en esta fecha debido a que se consideran los datos en los cuales todos los sensores de temperatura tengan el mismo intervalo de medición dentro de una misma estaca.

Por otro lado, el punto de monitoreo TS-05 mostrado en la Figura 4.2 (e), posee la menor amplitud comparado con las otras estacas y es un indicativo de un cambio en el tipo de sedimento comparado con las demás zonas de medición, y, en consecuencia, en los parámetros térmicos del medio, tales como la conductividad y la capacidad térmica de calor. Además, el punto TS-02 de la Figura 4.2 (b) posee la mayor amplitud en la señal de temperatura, esto se explica debido a la localización de las estacas, puesto que se puede observar que los puntos más cercanos al canal poseen una amplitud promedio menor comparado con aquellos puntos más alejados al canal. Esto se relaciona con la posición en la cual están ubicadas las estacas, ya que la transferencia de calor en el sedimento para las zonas más alejadas al canal son dominadas por la componente conductiva debido a una menor presencia de agua, y por ende, una menor saturación en el suelo.

Para realizar los cálculos del flux de Darcy mediante la información de las series de tiempo, se descartan las señales inconsistentes y sin sentido físico, este es el caso del sensor E correspondiente a la estaca TS-04, ya que los datos de temperatura en este dispositivo se mantienen constantes a lo largo del tiempo y son mayores que la temperatura del sensor D que está a una menor profundidad. Este tipo de situación es posible en zonas donde aflora un fluido hidrotermal de temperatura constante, el cual no corresponde al sitio de estudio. También es posible debido al movimiento horizontal del flujo de agua en el canal. Asimismo, el sensor E concerniente al punto de monitoreo TS-05 posee un error de lectura, ya que la serie de tiempo no registra datos para el periodo de observación.

A continuación, se analiza la amplitud promedio de las series temporales restantes, con el objetivo de descartar aquellas señales que posean una amplitud promedio bajo o muy cercana a la resolución del sensor ($0,125\text{ }^{\circ}\text{C}$). Los resultados de este análisis se muestran en la Figura 4.4. La principal causa por la que se omite la información de las señales con amplitud inferior

a la precisión del sensor es debido a que las ecuaciones analíticas desarrolladas por Hatch, Keery, Luce y McCallum para la estimación del flux de Darcy utilizan la razón de amplitud, por consiguiente, la pobre identificación de este parámetro durante el método de regresión dinámica harmónica (DHR) produce errores e inconsistencias en la estimación del q de Darcy.

Por último, el sensor A ubicado en el punto de monitoreo TS-11 también se descarta debido a que fue instalado fuera del sedimento y en contacto directo con el agua, por ende, no es factible utilizar los métodos analíticos, ya que las soluciones son únicamente aplicables a un medio poroso. De modo que, en los puntos de medición TS-1, TS-2 y TS-6 se utilizan los sensores B, C y D para la estimación del flux de Darcy y en los demás sitios de estudio se usan únicamente los sensores B y C. Este tipo de restricciones sobre los sensores seleccionados se justifica debido a que al aumentar la profundidad de los sensores se obtienen características del sedimento que pueden variar significativamente (heterogeneidad del medio poroso), por ello, es recomendable utilizar los sensores más cercanos a la superficie y más próximos entre ellos [62].

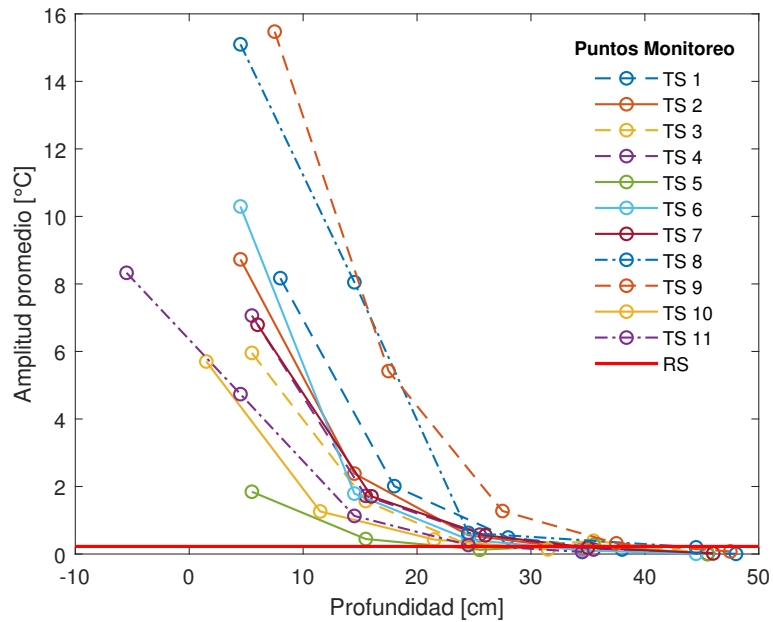


Figura 4.4: Amplitudes promedio de las señales de temperatura para los puntos de monitoreo. RS corresponde a la resolución del sensor de $0,125^{\circ}\text{C}$

4.1.3. Extracción de las componentes de amplitud y ángulo de fase de las señales

Con respecto a las series de tiempo que cumplen las restricciones mencionadas en la sección anterior, se procede a extraer las componentes de amplitud y ángulo de fase de cada

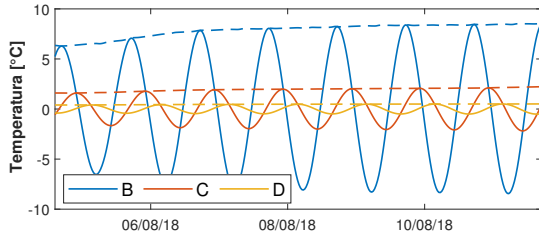
señal de temperatura. Los sensores que permiten utilizar el método de regresión dinámica harmónica (DHR) para la extracción de sus componentes se presentan en la Tabla 4.1, ya que la amplitud de las series de tiempo es mayor que la resolución del sensor.

Tabla 4.1: Sensores utilizados para la estimación de q .

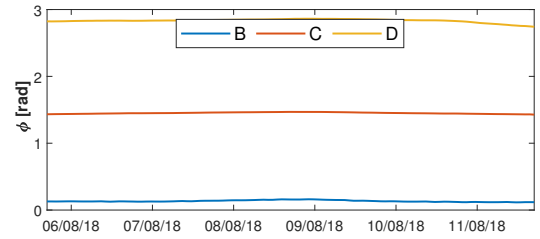
Zona de medición	Sensores	Ubicación
TS-01	B, C, D	Fuera del canal
TS-02	B, C, D	Fuera del canal
TS-03	B, C	Dentro del canal
TS-04	B, C	Dentro del canal
TS-05	B, C	Dentro del canal
TS-06	B, C, D	Fuera del canal
TS-07	B, C	Fuera del canal
TS-08	B, C	Dentro del canal
TS-09	B, C	Dentro del canal
TS-10	B, C	Fuera del canal
TS-11	B, C	Dentro del canal

Tal como se ha señalado, los sensores fueron configurados con un intervalo de medición de 5 minutos entre cada dato, lo que entrega 288 [muestras/ciclo]. Esto conlleva tener una mayor tasa de muestra de la necesaria para la identificación de la componente fundamental diurna, ya que entre 5 minutos la variación de temperatura en el sedimento es insignificante. De acuerdo a lo mencionado en la sección 3.2.3, se debe reducir la tasa de muestreo debido a que el método DHR es sensible al sobremuestreo lo que causa una ineficaz identificación de los hiper parámetros de las series de tiempo. En este estudio se ha establecido una tasa de muestreo de 18 datos por cada ciclo fundamental para la identificación de las componentes de las señales de temperatura. Esto equivale a utilizar la información de los sensores en intervalos de 1 hora aproximadamente, ya que diversos autores sugieren que un rango óptimo es usar entre 12-24 [muestras/ciclo] en el método de regresión dinámica harmónica [41].

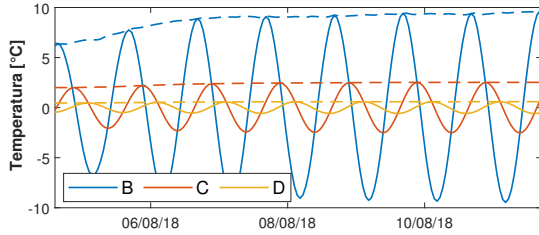
Los resultados asociados a la extracción de la amplitud y ángulo de fase de las señales de temperatura se presentan en las Figuras 4.5 y 4.6. La línea segmentada corresponde a la amplitud de las señales a través del tiempo, la cual disminuye a medida que aumenta la profundidad en la cual fue instalado el sensor. Por el contrario, el ángulo de fase de las señales de temperatura crece a medida que el sensor está ubicado más alejado de la superficie. Sumado a esto se observa que los valores de amplitud y ángulo de fase para cada estaca no varían significativamente a través del tiempo, manteniendo valores constantes durante prácticamente todo el periodo de medición.



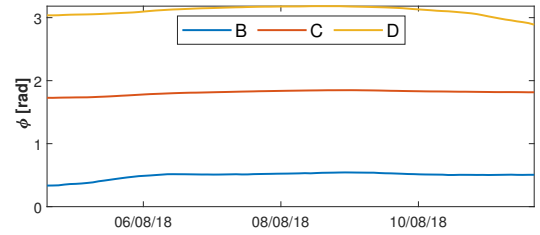
(a) Amplitud en punto de monitoreo TS-01



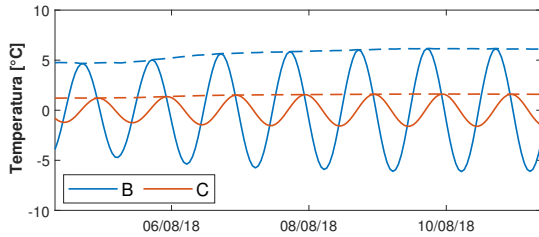
(b) Ángulos de fase TS-01



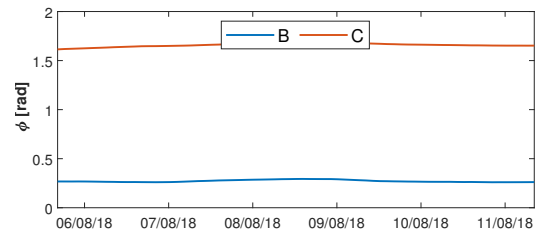
(c) Amplitud en punto de monitoreo TS-02



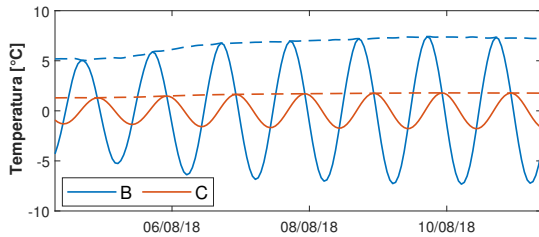
(d) Ángulos de fase TS-02



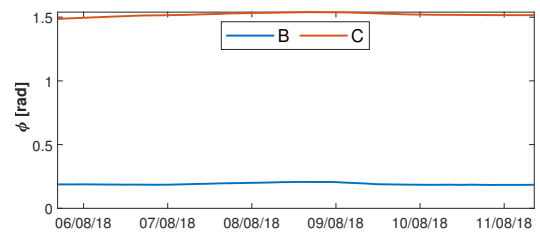
(e) Amplitud en punto de monitoreo TS-03



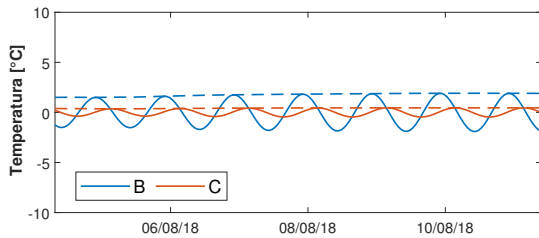
(f) Ángulos de fase TS-03



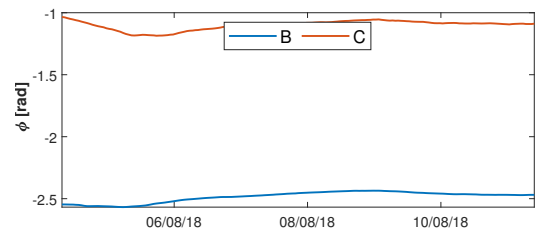
(g) Amplitud en punto de monitoreo TS-04



(h) Ángulos de fase TS-04

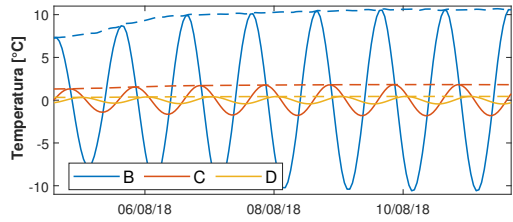


(i) Amplitud en punto de monitoreo TS-05

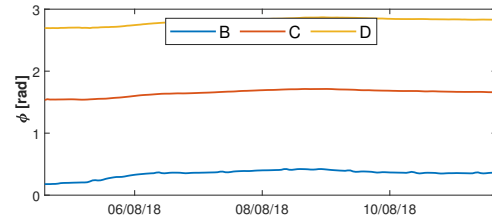


(j) Ángulos de fase TS-05

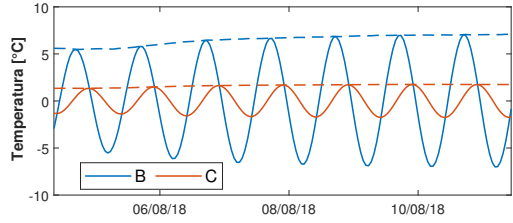
Figura 4.5: Amplitudes y fases de las señales de temperatura obtenidas a partir de la regresión dinámica hármonica. Las líneas segmentadas representan la amplitud a través del tiempo para las señales.



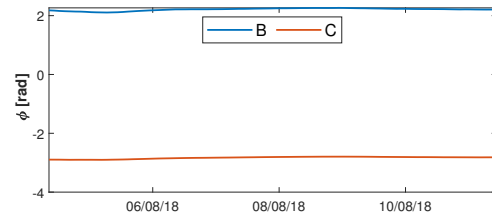
(a) Amplitud en punto de monitoreo TS-06



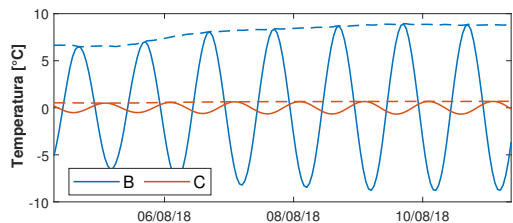
(b) Ángulos de fase TS-06



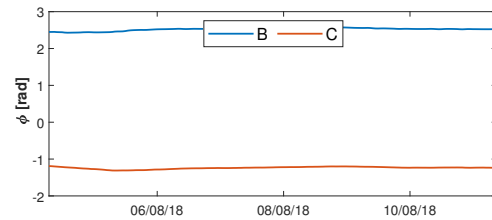
(c) Amplitud en punto de monitoreo TS-07



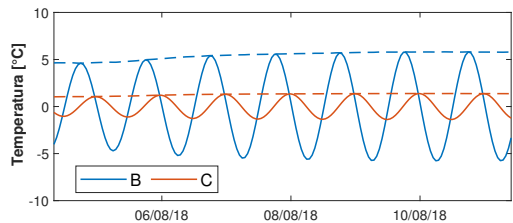
(d) Ángulos de fase TS-07



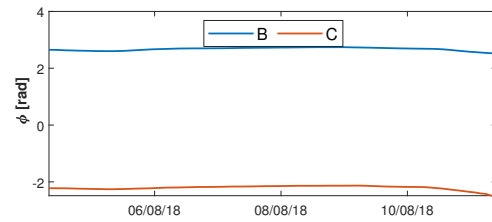
(e) Amplitud en punto de monitoreo TS-08



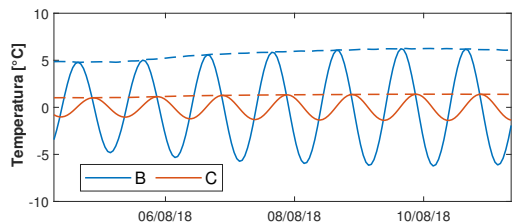
(f) Ángulos de fase TS-08



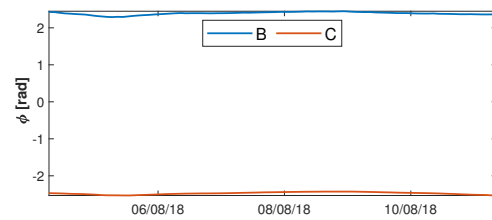
(g) Amplitud en punto de monitoreo TS-09



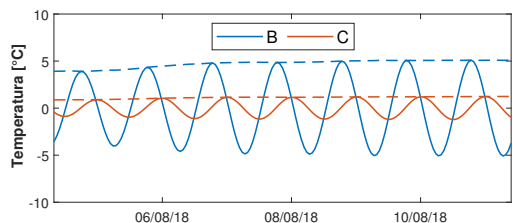
(h) Ángulos de fase TS-09



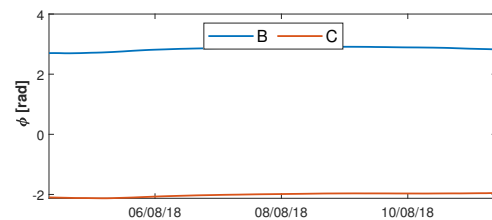
(i) Amplitud en punto de monitoreo TS-10



(j) Ángulos de fase TS-10



(k) Amplitud en punto de monitoreo TS-11



(l) Ángulos de fase TS-11

Figura 4.6: Amplitudes y fases de las series de tiempo.

4.1.4. Resultados y métodos usados en la estimación del flux de Darcy

Por simplificación en el cálculo del flux, los parámetros térmicos y las características físicas del sedimento presentadas en la Tabla 3.2, estos valores son utilizados para todos los puntos de monitoreo y para cada par de sensores de temperatura en la estaca. Cabe señalar que al existir una marcada heterogeneidad en la composición del sedimento, los métodos de Hatch y Keery son los más sensibles en la estimación de q , debido a que utilizan más parámetros térmicos, tal como, la conductividad térmica del medio poroso (λ_0).

Por otro lado, las soluciones propuestas por Luce y McCallum en la estimación del flux de Darcy (q), solo requieren información de la capacidad volumétrica de calor del medio saturado (C) y del agua (C_w), que se pueden considerar constantes para el rango de temperaturas que se registra en esta zona de estudio, lo que implica un menor error frente a la incertidumbre en la elección de los parámetros térmicos.

Por otra parte, luego de extraer las componentes de amplitud y el ángulo de fase de las señales de temperatura para todos los puntos de monitoreo, y con la información de los parámetros térmicos. Se procede a estimar el flux de Darcy con los métodos propuestos por Hatch, Keery, Luce y McCallum. En el caso de los dos primeros autores se estiman los flux de Darcy con las ecuaciones que hacen uso de la razón de amplitud entre las señales (A_r). Esto se debe principalmente a que el algoritmo DHR fue capaz de extraer fielmente esta componente para todas las series de tiempo, seleccionadas mediante el criterio que la amplitud debe ser mayor a la resolución del sensor. Por otra parte, las soluciones formuladas por estos autores (Hatch y Keery) que hacen uso del ángulo de desfase ($\Delta\phi$) se han descartado, ya que solo indican la magnitud y no la dirección del flux de Darcy, lo que limita el posterior análisis comparativo en los resultados. Otra de las causas por las cuales no se utilizan estas ecuaciones es debido a valores negativos o cercanos a cero de $\Delta\phi$ en 5 puntos de monitoreo, lo que conlleva a inconsistencias al estimar q utilizando las ecuaciones analíticas propuestas por los autores. Por último, se ha observado que para un sedimento que presenta una marcada estructura anisótropa, los métodos $\Delta\phi$ de Hatch y Keery producen los errores de mayor magnitud al estimar el flux de Darcy [62].

Además de los métodos de amplitud de Hatch y Keery, se emplean las soluciones desarrolladas por Luce y McCallum, que utilizan información de la amplitud y ángulo de desfase de las señales simultáneamente. Cabe señalar que los métodos de Luce y McCallum producen estimaciones idénticas en el q de Darcy, por ende, el resultado final que será presentado corresponde únicamente a las estimaciones obtenidas a partir del método de Luce. Cabe hacer mención que en los puntos TS-1, TS-2 y TS-3, se utilizan 3 sensores de temperatura, por ende, es posible obtener 3 flux (entre B-C, C-D y B-D). De estos, solo se calcula el flux de

Darcy entre B-C y C-D, ya que al calcular el flux entre los sensores B y D se incurre en la posibilidad de tener un mayor error, debido a una mayor probabilidad de que la composición del sedimento sea distinta entre estos dos puntos.

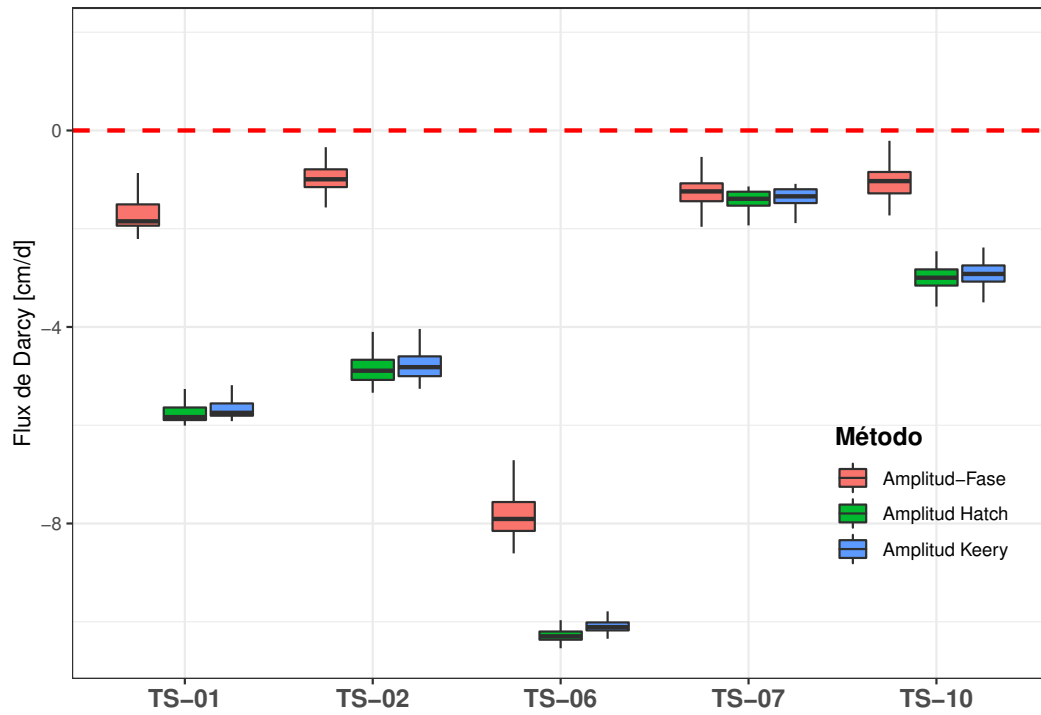
En la Figura 4.7, se muestran los resultados finales y sin outliers de la distribución del flux de Darcy para los distintos puntos de monitoreo. Para mayor detalle del flux a través del tiempo para cada método se sugiere a el lector revisar el Anexo B, donde se muestra la variación de la velocidad de flujo en los días en que se midieron las temperaturas en el sedimento. En específico, la Figura 4.7 (a) contiene los flux obtenidos de las estacas que se encuentran situadas más lejanas al canal de interconexión de las lagunas. Por otro lado, la Figura 4.7 (b) comprende aquellos flux de los sensores de temperatura que se encuentran ubicados directamente en el canal. Hacer notar que la línea segmentada de color rojo de la Figura 4.7, indica el límite divisorio entre la zona de downwelling (flux mayor a cero) y upwelling (flux menor a cero).

De acuerdo a los resultados obtenidos, se logró determinar q para los 11 puntos de medición usando los métodos que se basan en la razón de amplitud (A_r) de las señales de temperatura. Por otra parte, al utilizar el método de razón de amplitud y el ángulo de desfase simultáneamente ($A_r\Delta\phi$), se logra calcular q en 6 puntos de monitoreo (TS-1, TS-2, TS-5, TS-6, TS-7 y TS-10) debido a que en las demás estacas se obtuvo valores negativos de $\Delta\phi$ para los pares de sensores, lo que hace infactible utilizar las ecuaciones de Luce y McCallum. Es importante señalar que de esos seis puntos de monitoreo donde fue posible extraer correctamente el ángulo de desfase, es decir, $\Delta\phi > 0$, cinco están ubicados en la zona más alejada al canal. Esto se puede relacionar a que existe una dirección vertical del flujo más acentuada comparado con los sitios cercanos al canal. De los resultados mostrados en la Figura 4.7, se deriva que el flux de Darcy es negativo en la zona de estudio, lo que indica un flujo ascendente (upwelling), que es coherente con el modelo hidrogeológico del territorio, ya que en esta área de estudio existe un afloramiento de aguas subterráneas debido al contacto directo entre los dos acuíferos miscibles de distinta densidad [19].

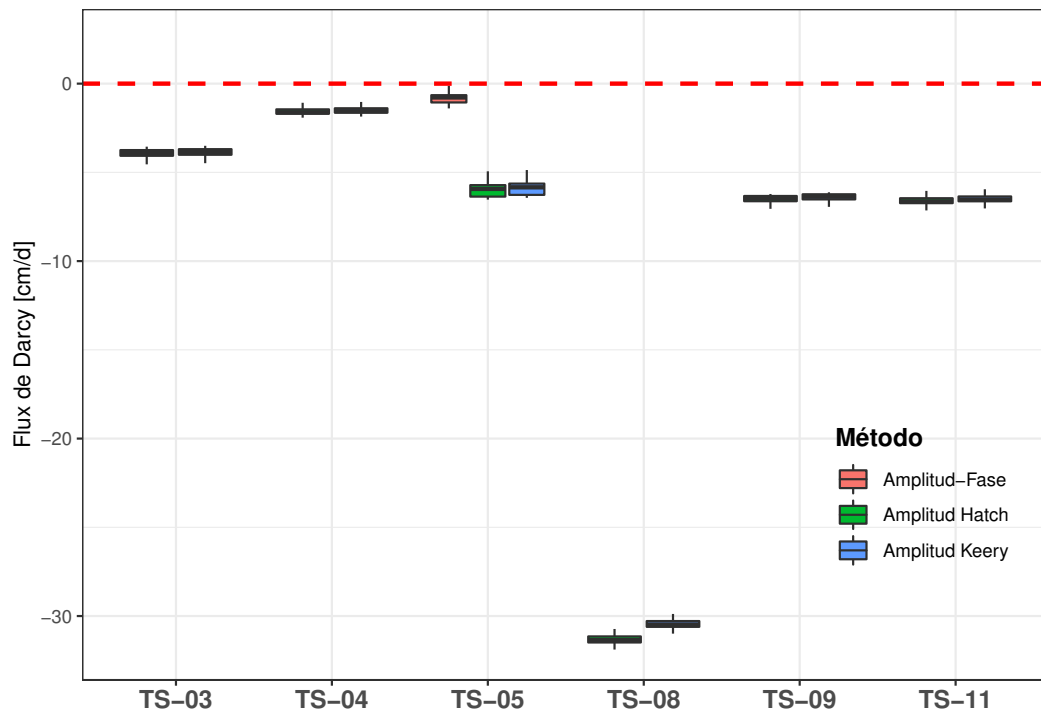
Respecto a la dispersión de los resultados mostrados en la Figura 4.7, se observa que los métodos de Hatch y Keery tienen distribuciones similares y prácticamente flux de igual magnitud en todos los puntos de monitoreo. En el caso del método $A_r\Delta\phi$ se caracteriza principalmente por ser aproximadamente un 50% de menor magnitud en los puntos TS-01, TS-02, TS-06 y TS-05 comparados con los métodos A_r de Hatch y Keery. De acuerdo a la Figura 4.7 se observa que todos los flux de Darcy tienen ordenes de magnitud de centímetros por día y la distribución es estrecha en cada punto de medición con variaciones de aproximadamente $\pm 1[cm/d]$. Además, los métodos A_r entregan estimaciones de mayor magnitud comparado con los métodos $A_r\Delta\phi$. Esto se debe a que al aumentar $\Delta\phi$, el flux de Darcy disminuye para una zona de upwelling[27]. Desde otro punto de vista, se puede atribuir las

diferencias en las estimaciones del flux como una consecuencia de los parámetros térmicos del sedimento que fueron utilizados, ya que el método de Keery y Hatch utilizan la conductividad térmica (λ_0). En cambio para las soluciones de Luce y McCallum no es necesario el uso de este parámetro para calcular q , por lo tanto, la incorrecta elección de λ_0 o debido a la heterogeneidad del sedimento, conlleva a tener diferencias de hasta un 200 % en los flux estimados entre los métodos A_r y $\Delta\phi$.

Por otro lado, la mayor magnitud en el flux de Darcy se obtuvo en el punto TS-08 cercano a los -30[cm/d], esto es coherente con el aumento de caudal que existe en esta zona, ya que el aforo-1 tiene aproximadamente un caudal 15[l/s] mayor que el aforo-0, por lo tanto, a lo largo del canal existe un intercambio de agua subsuperficial más significativo comparado con las zonas más alejadas al canal[63]. Es importante destacar que existe incertidumbre acerca del área de extensión que se puede considerar con un flux de esta magnitud, ya que en los puntos cercanos a TS-08 (TS-3 y TS-4) se observa que el flux de Darcy disminuye hasta los -5[cm/día] aproximadamente. Lo que puede indicar que el afloramiento de agua es puntual y más intensivo solo en esta zona. Es importante destacar que en los puntos TS-02 y TS-06, los flux de Darcy estimados entre el sensor B y C, y, entre el sensor C y D, difieren en cerca de un 300 % usando los métodos de Hatch y Keery, y en relación a los métodos de Luce y McCallum se diferencian en 130 % aproximadamente. Estos resultados indican que en estos puntos existe un marcado cambio en la composición del sedimento a una profundidad de 5 cm y 25 cm, donde ambas estacas se encuentran en la zona más alejada al canal.



(a) Zona más alejada del canal de interconexión entre SL1 y SL2.



(b) Estacas ubicadas en canal de interconexión SL1 y SL2.

Figura 4.7: Resultados del flux de Darcy para distintos puntos de medición, utilizando los métodos de Hatch(Verde), Keery(Azul) y Luce-McCallum(Rosado). Línea segmentada de color rojo representa límite entre zona de upwelling y downwelling.

4.1.5. Análisis de sensibilidad

A continuación, se procede a realizar un análisis de sensibilidad para evaluar la incertidumbre de los flux de Darcy estimados, como una consecuencia de la incorrecta elección de los parámetros térmicos, utilizando el método de razón de amplitud de Hatch. Cabe hacer mención que el método de Keery tiene el mismo comportamiento en los flux estimados, ya que se utilizan los mismos parámetros en el modelo, a excepción de la dispersividad térmica, donde el autor despreja el efecto de este parámetro.

Para cuantificar el impacto de los parámetros, se utilizan las series de tiempo del punto de monitoreo TS-01, en específico, se calcula el flux de Darcy con los sensores B y C de esta estaca. Los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad se hacen variar en el rango de valores posibles del sedimento, que se ha caracterizado en su composición principalmente por sales de nitrato.

En la Figura 4.8 se presentan los resultados al modificar los distintos parámetros tales como la dispersión térmica (β), porosidad (n), capacidad volumétrica de calor (C_s) y la conductividad térmica del sedimento (λ_0). Cabe señalar que de los resultados presentados en la Figura 4.8, el flux de color rojo corresponde al $q(t)$ calculado con los parámetros térmicos de la Tabla 3.2, que en adelante se nombrará caso base.

En relación a la dispersión térmica se destaca que este parámetro es desconocido para el sedimento, ya que los valores de β no son medidos en los materiales, por lo tanto, se utilizan rangos de variación encontrados en literatura. Al considerar $\beta = 0$, se obtiene un flux de Darcy estimado de igual magnitud a el conseguido con el método de Keery (A_r), en que las variaciones del flux entre el caso base ($\beta = 0,001 m$) y $\beta = 0 m$ son insignificantes debido a que el orden de magnitud de $q(t)$ es bajo en esta zona, ya que β tiene influencia significativa para fluxes mayores a 10 [cm/d] [45]. Por otro lado, al aumentar la dispersividad térmica 10 veces comparado con el caso base, se obtiene un flux estimado de mayor magnitud, alrededor de 1 [cm/d] más grande, lo que significa un incremento aproximado del 20% del flux original. Con esto se concluye que este parámetro no tiene incidencia significativa sobre la incertidumbre en los $q(t)$ estimados en la zona de estudio.

Por otra parte, en la Figura 4.8 (b) se muestran las variaciones de los flux estimados en función de un cambio en los valores de porosidad. Se observa que al aumentar la porosidad, el flux de Darcy simulado tiende a disminuir. Por el contrario, al simular el flux con una porosidad de 0,2 el flux upwelling tiende a aumentar en comparación al caso base.

Desde otra perspectiva, en las situaciones donde el flux es downwelling, se ha reportado en bibliografía que existe un comportamiento opuesto, es decir, al aumentar la porosidad, el flux tiende a incrementar y en caso de disminuir la porosidad, el flux de Darcy también tiende a reducir su magnitud. Esto se debe principalmente a que la componente advectiva de

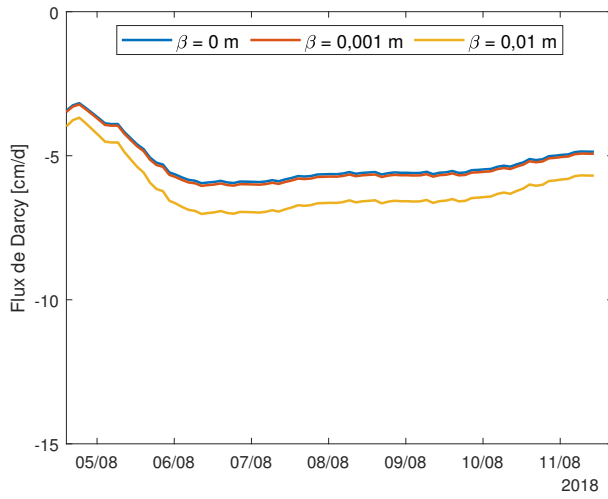
transferencia de calor tiene dirección opuesta en upwelling y downwelling. Por último, cabe destacar que las variaciones en $q(t)$ estimados son despreciables al variar la porosidad, por consiguiente, se infiere que es un parámetro que tiene poca sensibilidad en el modelo y para las condiciones del sitio de estudio.

Por otra parte, se debe tener en consideración que los parámetros térmicos de capacidad volumétrica de calor y conductividad térmica pueden sufrir variaciones dentro del sedimento debido a la salinidad del agua. Se ha reportado en literatura que al aumentar la concentración de sales disueltas en el agua, la conductividad térmica aumenta y la capacidad volumétrica de calor tiende a disminuir, por ende, tiene una directa influencia en la estimación de q [71].

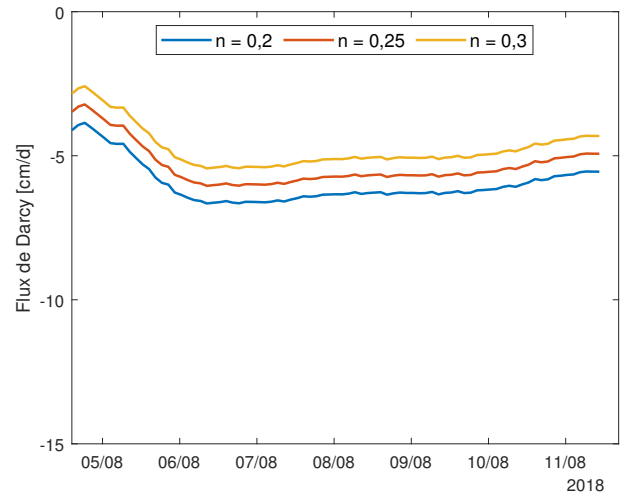
En relación con la incertidumbre en el flux de Darcy estimado debido a la variación de la capacidad volumétrica de calor del medio saturado, se observa de la Figura 4.8 (c) que al aumentar C_s disminuye $q(t)$ estimado y en el caso de aumentar este parámetro, el flux de Darcy tiende a disminuir para sistemas donde existe un flujo upwelling. Esto es debido a que la componente conductiva de transferencia de calor es dominante frente a la componente advectiva, lo que incide en obtener un flux de menor magnitud.

Por otro lado, tal como se muestra en la Figura 4.8 (d), la conductividad térmica toma un rango de valores de 0,6 a 0,9[W/(mK)]. Al disminuir la conductividad térmica en un 15 % en relación al caso base ($\lambda_0 = 0,6 W/(mK)$) se observa que los fluxs de Darcy estimados disminuyen en un 50 %. Por el contrario, al aumentar la conductividad térmica en un 15 % del caso base, el flux de Darcy crece en aproximadamente un 50 %, por lo tanto, se concluye que λ_0 es uno de los parámetros más sensibles del modelo cuando el flux es upwelling. Esto implica que para aplicar correctamente los métodos A_r de Hatch y Keery, se debe tener caracterizado fielmente el sedimento y tener un rango más estrecho de valores para la conductividad térmica, evitando así futuras desviaciones en el flux estimado frente al flux real.

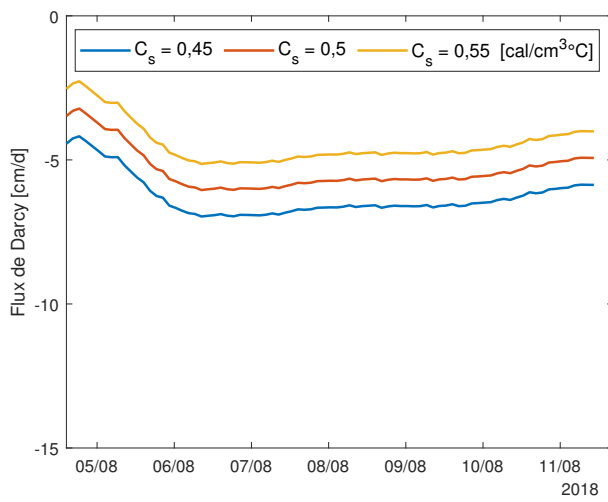
Por último, en el caso de tener más de un par de sensores de temperatura en una misma estaca y frente a la sospecha de un cambio en la composición del sedimento o debido a la variabilidad natural de λ_0 a lo largo de la estaca, se recomienda utilizar valores distintos de conductividad térmica entre cada par de sensores de temperatura. En consecuencia, la medición directa de este parámetro en la zona de estudio es muy importante para la validación de los resultados finales del flux de Darcy [72].



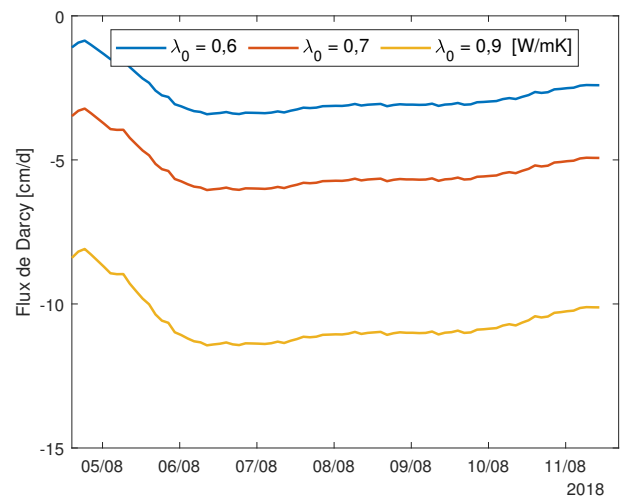
(a) Dispersividad térmica.



(b) Porosidad.



(c) Capacidad volumétrica de calor.



(d) Conductividad térmica.

Figura 4.8: Análisis de sensibilidad sobre los parámetros térmicos utilizando el método A_r de Hatch.

4.1.6. Errores, incertidumbres y limitaciones en la estimación del flux de Darcy

El método de series de temperatura como una herramienta para la estimación del flux vertical de agua puede ser aplicado a distintos escenarios y sistemas, pero se deben tener en consideración ciertos requerimientos para la efectiva validez de los resultados. El sensor de temperatura debe estar en contacto directo con el sedimento, por ello, se debe evitar cubrir el dispositivo de medición, por ejemplo, con el adhesivo utilizado en la fijación del sensor a la estaca. Esto debido a que la penetración del calor puede ser intervenida por alguna resistencia térmica ajena a las condiciones naturales del medio, lo que introduce un delay en las mediciones de temperatura con implicancias posteriores en la incorrecta identificación del ángulo de desfase de la señal o afectando la conductividad térmica del medio. Por otro lado, la resolución del dispositivo de medición es muy importante, ya que condiciona la cantidad de sensores que efectivamente pueden ser utilizados, tal como se analizó en la sección 4.1.2, donde se descarta información de 25 señales de temperatura debido a que la amplitud identificada usando el método de regresión dinámica harmónica es menor a la resolución del sensor, lo que imposibilita la utilización de los métodos que se basan en el radio de amplitud. Otra de las maneras de mitigar el impacto de descartar una gran parte de las series de tiempo, consiste en reducir el espaciamiento entre los sensores cuando el flux es upwelling, ya que así es posible utilizar mayor información y observar fielmente las variaciones de temperatura entre un punto y otro. Por otro lado, si el flux es fuertemente downwelling se sugiere aumentar el espaciamiento para diferenciar la atenuación y el desfase en las señales de temperatura.

Otra condición necesaria que se debe cumplir para una correcta aplicación del método, consiste en tener señales de temperatura con fluctuaciones sinusoidales, ya que así es posible identificar con mayor confiabilidad las componentes de amplitud y ángulo de fase de las series de tiempo. Respecto del filtrado de los datos, su efecto es difícil de cuantificar, pero aproximadamente es un 2% en las estimaciones del flux de Darcy, lo que significa un impacto no significativo en los resultados [73]. Además, se debe considerar que tanto la capacidad volumétrica de calor y la conductividad térmica del sedimento son dependientes de la temperatura, por ende, pueden sufrir variaciones entorno al 3% durante el día debido a las condiciones de la zona de estudio, lo que se puede traducir en desviaciones de aproximadamente un 5% en los flux estimados.

Por otra parte, un comportamiento multidimensional del flujo de agua conlleva un efecto importante en los resultados de q debido a que en un mismo punto de monitoreo es posible obtener valores de flux negativos y positivos para los pares de sensores de temperatura. Esto genera incertidumbres en los resultados debido a que el modelo asume que el flujo tiene un comportamiento unidimensional.

4.2. Resultados del balance hídrico en el sistema lagunar

4.2.1. Puntos de monitoreo en sistema lagunar

Tal como se mencionó en las secciones anteriores, el balance hídrico se realiza para el sistema lagunar 2, ubicado en la zona donde el afloramiento de agua es despreciable según el modelo hidrológico, es decir, en este lugar se produce una recarga de agua al núcleo del Salar producto de la infiltración de agua en las lagunas. A continuación, en la Figura 4.9 se presenta la distribución espacial de los puntos de monitoreo en el sistema lagunar 2. La medición de los niveles de agua en las lagunas se realiza mediante 3 escalas limnométricas (LM-1, LM-2 y LM-3) ubicados en los subsistemas 1, 2 y 3, respectivamente. Por otro lado, los caudales de los canales que conectan cada subsistema lagunar se miden mediante la disposición de 4 aforos (aforo 0, 1, 2 y 3).

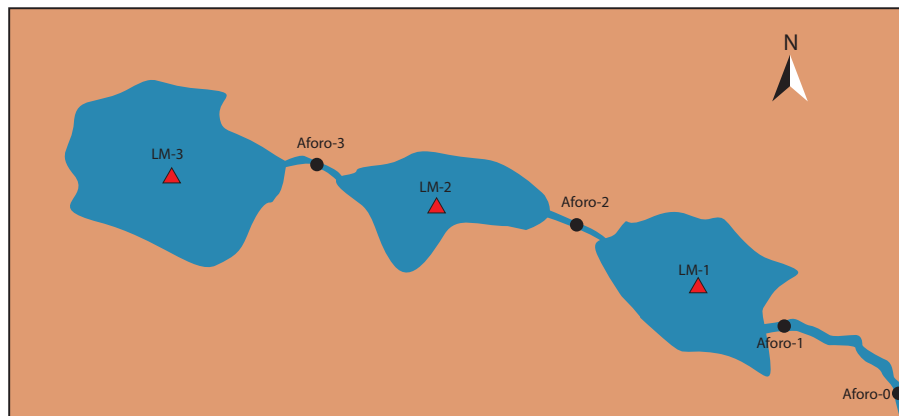


Figura 4.9: Puntos de monitoreo en el sistema lagunar 2.

4.2.2. Análisis de las variables del balance hídrico

En la Figura 4.10, se presentan las principales variables monitoreadas el año 2018 para el sistema lagunar 2 en estudio. Los datos de evaporación y precipitación mostrados en la Figura 4.10 (a) y (b) respectivamente, son suministrados por una estación meteorológica privada cercana a las lagunas, de modo que se consideran datos representativos para el área de investigación. Por temas de confidencialidad en los datos utilizados, se reserva la publicación del nombre de la estación meteorológica.

Los datos proporcionados pertenecen al año 2018 y son mensuales, por lo tanto, el balance hídrico se efectuará en el mismo espacio temporal. Además, cabe recalcar que la evaporación

es medida en bandejas de clase A donde se utiliza agua de densidad 1 [kg/l], por lo tanto, para estimar la evaporación en aguas de distinta densidad se debe realizar la corrección por reducción de salinidad, de acuerdo a lo descrito en la sección 2.4.5. De la Figura 4.10 (a) se destaca que la mayor tasa de evaporación se alcanza en el verano y principalmente en el mes de diciembre, con un valor promedio de 15 [mm/d] para este periodo. Por el contrario, la menor tasa de evaporación se encuentra en el mes de junio con un valor promedio de 5[mm/d] que está relacionado con la estación de invierno. En el caso de la precipitación mostrada en la Figura 4.10 (b), se aprecia que es escasa durante todo el año, donde los registros muestran que únicamente se presencié agua de lluvia en los meses de junio y julio. Cabe destacar que el orden de magnitud de las precipitaciones es significativamente más bajo comparado con la evaporación que existe en esta zona, por ejemplo, para el mes de julio (tasa de precipitación más alta) la tasa de evaporación es aproximadamente 50 veces más grande que la tasa de precipitación en este mes. Sin embargo, aunque no se registren precipitaciones directamente en el sistema lagunar, es posible presenciar lluvias en la zona precordillerana durante la estación de invierno, que posteriormente afecta directamente los flujos de agua superficiales que escurren o afloran en el lugar.

Por otro lado, al analizar el caudal medido en los aforos 1, 2 y 3 durante el año 2018, se aprecia que tienen la misma distribución en los datos, donde disminuye el flujo a medida que los subsistemas lagunares se encuentran situado más al oeste, a causa de la evaporación e infiltración de agua que existe en los canales de conexión entre las lagunas. Además, se percibe que en invierno los caudales aumentan debido a la presencia de precipitación y a una baja tasa de evaporación dada por una menor radiación incidente en la superficie de la tierra, a causa de la presencia de nubes que reflejan una parte importante de la radiación de onda corta [70].

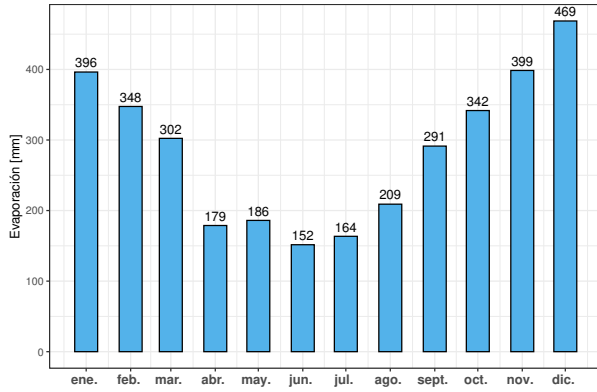
En relación a la información de los caudales de aforos mensuales, se aclara que la medición se realiza 1 vez al mes, y, el día de medición no necesariamente es igual para el aforo 1, 2 y 3. Respecto al aforo-3, se destaca que en los meses de enero a abril y noviembre a diciembre no existen registros de caudal, lo que indica que puede estar seco durante este periodo o que no fue posible medir debido a las limitaciones del molinete, ya que solo permite cuantificar el caudal para profundidades mayores a 5 [cm] y velocidades de flujo superiores a 3[cm/d]. Además, cabe señalar que los puntos de aforo son fijos, por lo tanto, en el caso de existir un desvío en la dirección del flujo de agua o un ensanchamiento del canal, no es posible medir el caudal. Otra de las limitaciones en estos datos es la representatividad de la información, ya que sólo se realiza una medición al mes, de modo que, pueden existir variaciones en el caudal entre un día y otro, debido a que corresponde a un sistema dinámico que está en constante cambio. En términos generales, se puede observar que la tasa de evaporación se correlaciona inversamente con los caudales de aforo medidos y la precipitación.

Por otra parte, en la Figura 4.10 (d) y (e) se presentan las áreas y profundidades respectivamente de los subsistemas lagunares Sb-1, Sb-2 y Sb-3. Respecto al subsistema 1, posee un área que se mantiene constante durante casi todo el año con una superficie aproximada de $60.000 \pm 8.000[m^2]$. El subsistema 2, posee variaciones significativas en el área durante el año 2018, con valores aproximados de $29.000 \pm 19.000[m^2]$. Cabe destacar que existe una contracción considerable de la superficie lagunar Sb-2 en los meses de noviembre y diciembre que corresponden a los meses de mayor tasa de evaporación en la zona, pero no se observa la reducción de la superficie en las otras 2 lagunas con la misma proporción.

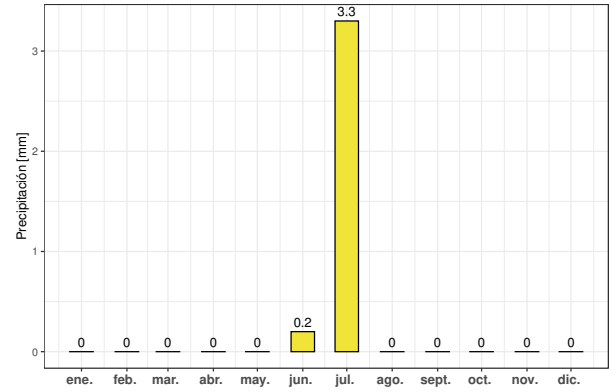
En el caso del subsistema 3 posee una superficie cercana a $113.000 \pm 57.000[m^2]$ durante el año 2018. En particular, se observa que en el mes de mayo, junio y julio se reduce sustancialmente el área en esta laguna comparado con los meses anteriores, ya que este comportamiento no se observa en los subsistemas 2 y 3 para el mismo rango de meses. Esto puede ser atribuido a un error en la estimación de la superficie lagunar debido a una incorrecta identificación del índice de vegetación de diferencia normalizada, debido a efectos atmosféricos y/o topográficos de la zona. Cabe hacer notar que este índice fue introducido con el objetivo de separar la vegetación del brillo que produce el suelo obtenidas por las imágenes satélites. Los valores del NDVI están en función de la energía absorbida o reflejada por las plantas en diversas partes del espectro electromagnético. Los valores de este índice fluctúan entre -1 y 1.

Además, cabe hacer mención que en la laguna Sb-3 existe una mayor densidad del agua debido a la concentración de metales disueltos, y, donde es posible encontrar costra salina alrededor del sistema Sb-3 que pudo haber sido considerada como una zona con presencia de agua salina cuando en realidad el contenido de agua es despreciable.

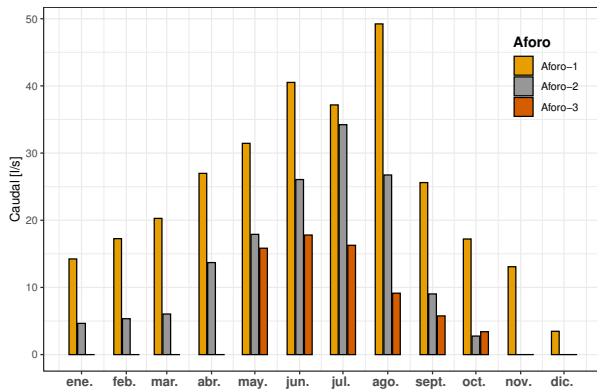
Por último, la Figura 4.10 (e) muestra los niveles limnimétricos de las lagunas, las cuales mantienen profundidades constantes a lo largo del año, exceptuando el subsistema 2 en los meses de noviembre y diciembre que disminuye en aproximadamente 20[cm] los niveles de agua. Esto se correlaciona directamente con la contracción del área en este subsistema y a la vez debido a la ausencia de caudal de entrada en Sb-2, y por último, la alta tasa de evaporación en estos meses.



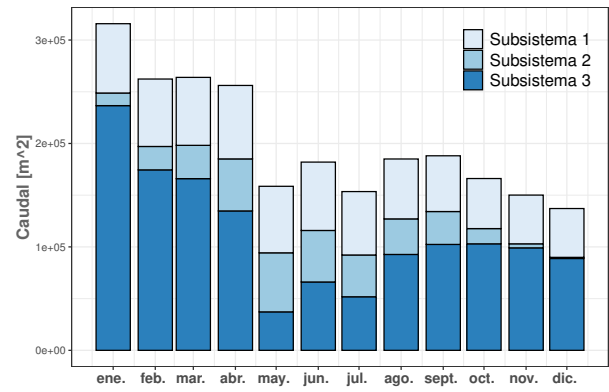
(a) Evaporación en bandeja A1 medida en estación meteorológica cercana al sistema lagunar 2, año 2018.



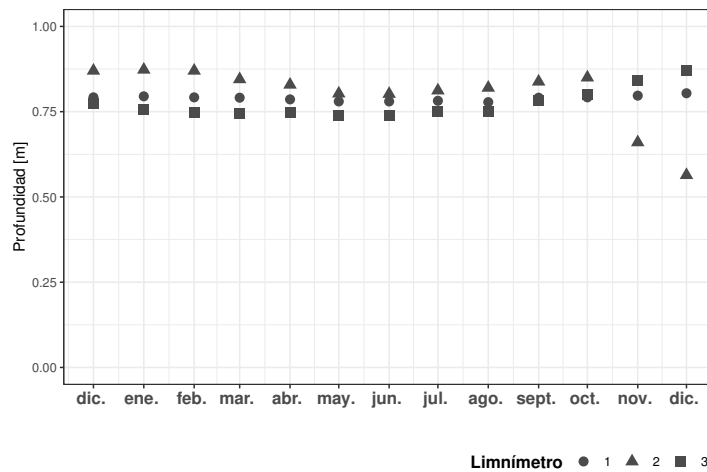
(b) Precipitación mensual medida en estación meteorológica cercana al sistema lagunar 2, año 2018.



(c) Caudal mensual del aforo medido en terreno mediante molinete, año 2018.



(d) Área de los subsistemas de la laguna, año 2018. Barra inferior corresponde al área del subsistema 1, barra intermedia al área del subsistema 2 y barra superior corresponde al área del subsistema 3.



(e) Niveles de agua en el sistema lagunar 2, año 2018. Límnimetro 1 está ubicado en Sb-1, límnimetro 2 en Sb-2 y límnimetro 3 en Sb-3.

Figura 4.10: Variables de monitoreo del sistema lagunar 2.

4.2.3. Resultados balance hídrico de los subsistemas

4.2.4. Balance hídrico en subsistema 1

A continuación, se presentan los resultados del balance hídrico para los distintos subsistemas lagunares presentes en la zona de estudio. En la Figura 4.11 se muestran los flujos calculados para el subsistema 1, donde es de particular interés la infiltración en cada periodo. Se aprecia que la infiltración tiende a ser menor en el verano debido a una disminución en los flujos de entrada a la laguna, en especial la escorrentía superficial neta que alimenta la laguna. Otra de las causas principales se debe al aumento en la tasa de evaporación en este periodo estacional, como consecuencia de la radiación solar incidente en la superficie de las lagunas. Por otro lado, se observa que en el mes de julio existe una disminución en la magnitud de todos los flujos, que se explica debido a que en este mes los caudales del aforo-1 y aforo-2 registran valores cercanos. Luego, al examinar la tendencia de los caudales del aforo 1 y 2 en la Figura 4.10 (c) para periodos anteriores, debería existir un mayor margen entre estos flujos en el mes de julio, por lo tanto, es un indicativo que en el aforo-1 pudo existir un ensanchamiento del canal debido a la presencia de precipitación en esta zona, lo que hace imposible medir los flujos laterales fuera del área aforada, en consecuencia, este tipo de limitaciones conlleva a registrar un caudal menor al real. También es posible que las mediciones de los caudales en este mes se hayan realizado en días distintos, por ende, los flujos de entrada y salida de la laguna no siguen la misma tendencia debido a la dinámica del sistema lagunar.

Por otra parte, en el mes de agosto del año 2018 existe una crecida de los caudales medidos en los aforos, que se justifica por la presencia de precipitación del periodo anterior, esto conlleva a un aumento en el flujo de escorrentía superficial neta de aproximadamente $23[l/s]$ e infiltración de $19[l/s]$. Otro aspecto a destacar, es que se identifica un valor de infiltración negativo de aproximadamente $-3[l/s]$ en el mes de diciembre en el subsistema 1. Esto se produce debido a que el caudal de aforo medido en este mes disminuye súbitamente comparado con el mes de noviembre. Por este motivo, se considera que la medición puntual del caudal de aforo no puede ser tan representativa para caracterizar el periodo completo, ya que el sistema lagunar es dinámico y está en constante cambio en la magnitud de los flujos de entrada y salida. Además, con el objetivo de calcular la evaporación del agua en el subsistema Sb-1 se considera una densidad de $1[kg/l]$ para todo el periodo anual, lo que puede no ser válido en los meses de verano, ya que la densidad puede aumentar, por consiguiente, la tasa de evaporación está sobreestimada en estos meses.

Respecto a la evaporación en el subsistema 1, las mayores tasas se observan en los meses de diciembre, enero y febrero, con un valor promedio anual de $5,3[l/s]$. Por el contrario, en los meses de junio y julio, la evaporación alcanzada es la más baja del año con un flujo

aproximado de $2,1[l/s]$, que se asocia a la mayor presencia de nubes en la zona producto de la estación invernal. Cabe destacar que la variación en el almacenamiento (ΔA) de agua en la laguna y la precipitación (P) no tienen impacto significativo en el balance hídrico anual, ya que los flujos son de menor orden de magnitud todos los meses del año y para todos los subsistemas en estudio. Por último, la infiltración promedio para el subsistema lagunar 1 en el año 2018 es de $8,2[l/s]$, flujo que ha sido representado como una línea segmentada de color azul en la Figura 4.11.

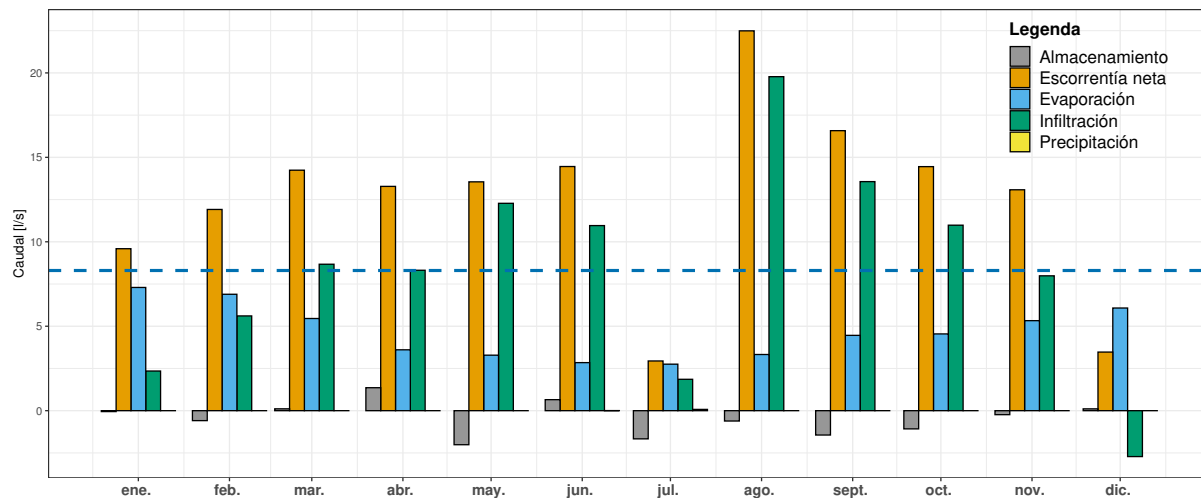


Figura 4.11: Flujos del balance hídrico en subsistema 1.

4.2.5. Balance hídrico en subsistema 2

Los resultados del balance hídrico para el subsistema 2 se presentan en la Figura 4.12. Se observa que la magnitud de los flujos disminuye aproximadamente al 50% comparado con el subsistema 1, debido a un menor caudal de entrada en la escorrentía superficial neta, y, a causa de la reducción del área superficial de esta laguna. Además, la tasa de evaporación decrece debido a que la densidad del agua en este entorno aumenta a $1,1[kg/l]$ aproximadamente, por ende, de acuerdo al gráfico mostrado en la Figura 2.9 el factor de corrección por salinidad K_s es 0,82 para la laguna, es decir, existe un 12% menor tasa de evaporación producto de la salinidad del agua. Cabe señalar que el valor de densidad en esta zona se determinó el año 2013 y no se tiene información acerca de la estación del año en que fue medida. Por simplificación en los cálculos de flujo de evaporación se considera como un parámetro constante durante todo el periodo anual de estudio.

En cuanto a el mes de julio se presenciaron los mayores flujos de escorrentía superficial debido a la presencia de precipitaciones en la zona, en consecuencia, se observa un aumento en el caudal de infiltración para este periodo, que es aproximadamente 400% de mayor magnitud

que el registrado en Sb-1. Por otra parte, durante los meses de noviembre y diciembre el subsistema 2 se reduce considerablemente debido a que el aforo 2 no registra datos en el caudal de entrada, es decir, los días en que se midió el flujo superficial de agua, el canal estaba seco. Además, la contracción de la superficie lagunar es súbita comparado con los subsistemas Sb-1 y Sb-2, por consiguiente, a partir del balance hídrico se obtienen valores negativos de infiltración en los meses de octubre, noviembre y diciembre.

Por otro lado, durante el mes de mayo se presencié el mayor flujo de agua evaporada cercano a los $3[l/s]$ producto de un aumento del área en la laguna. Por último, se obtuvo que la infiltración promedio en el año 2018 para el subsistema lagunar 2 es de $4,5[l/s]$.

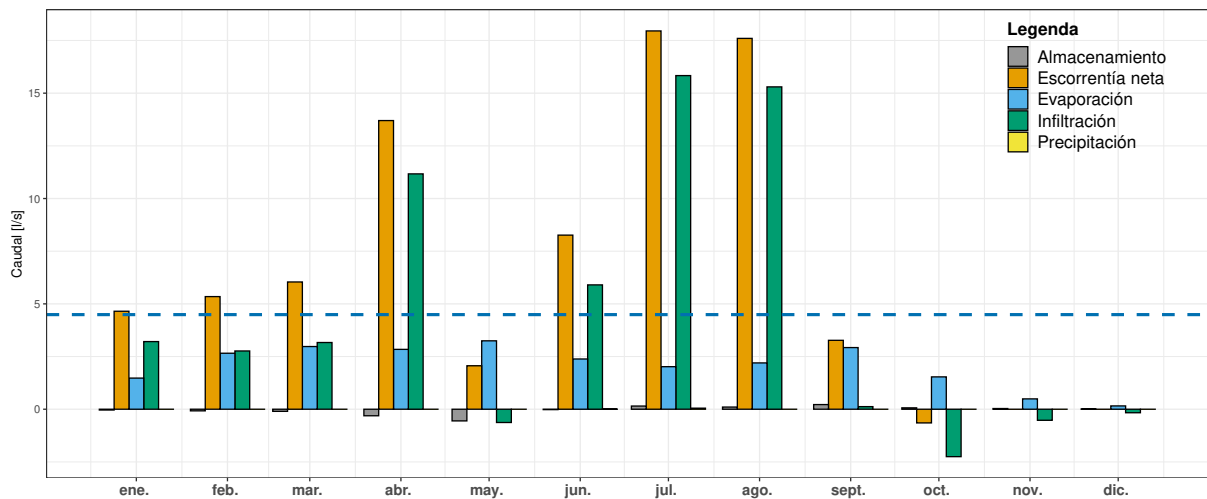


Figura 4.12: Flujos de balance hídrico en subsistema 2.

4.2.6. Balance hídrico en subsistema 3

En la Figura 4.13 se muestran los resultados del balance hídrico para el subsistema 3. Se observa que los flujos calculados varían significativamente a lo largo del año 2018, en especial la infiltración, ya que en los meses de mayo a septiembre se obtienen flujos positivos, es decir, con dirección hacia las capas más profundas del sedimento (downwelling), pero en los meses restantes se aprecia un comportamiento totalmente contrario, lo que indica una entrada de agua a la laguna (upwelling). Según el modelo hidrogeológico de la zona de estudio, la ocurrencia de este fenómeno no debería acontecer, ya que la interfaz salina se encuentra entre el subsistema 1 y el subsistema lagunar 2, por lo tanto, el afloramiento de aguas menos densas en el subsistema 3 es un evento con escasa probabilidad. La principal justificación de los resultados en esta zona se relaciona con la incapacidad de medir el caudal de entrada correctamente en el punto de aforo-3, ya que los datos indican que no existe flujo durante la mitad del año, lo que no es congruente con la existencia de esta laguna de mayor extensión

comparado con los otros subsistemas.

Por otro lado, la tasa de evaporación en este subsistema es menor comparado con los otros dos subsistemas, debido a que la densidad del agua en esta laguna es $1,2[kg/l]$, por lo tanto, de acuerdo al gráfico 2.9 el factor de corrección por salinidad K_s es 0,58, pero en términos de caudal, la evaporación es mayor debido a un área más extensa en el subsistema 3. Por lo tanto, la infiltración promedio en el año 2018 para el subsistema 3 es de aproximadamente $0,2[l/s]$. Cabe señalar que este valor tiene una fuerte dependencia de la superficie lagunar medida, por ello, la incorrecta identificación del área afecta directamente los resultados obtenidos. Otra de las causas que influye en el caudal de infiltración calculado es el factor de reducción por salinidad, donde los valores obtenidos de la correlación con la densidad pueden ser válidos para las condiciones específicas en las cuales fue medido, ya que es posible que en este lugar la densidad aumente significativamente en los meses de verano, lo que introduce una sobreestimación de la evaporación, y por ende, el aparente flujo upwelling (infiltración negativa).

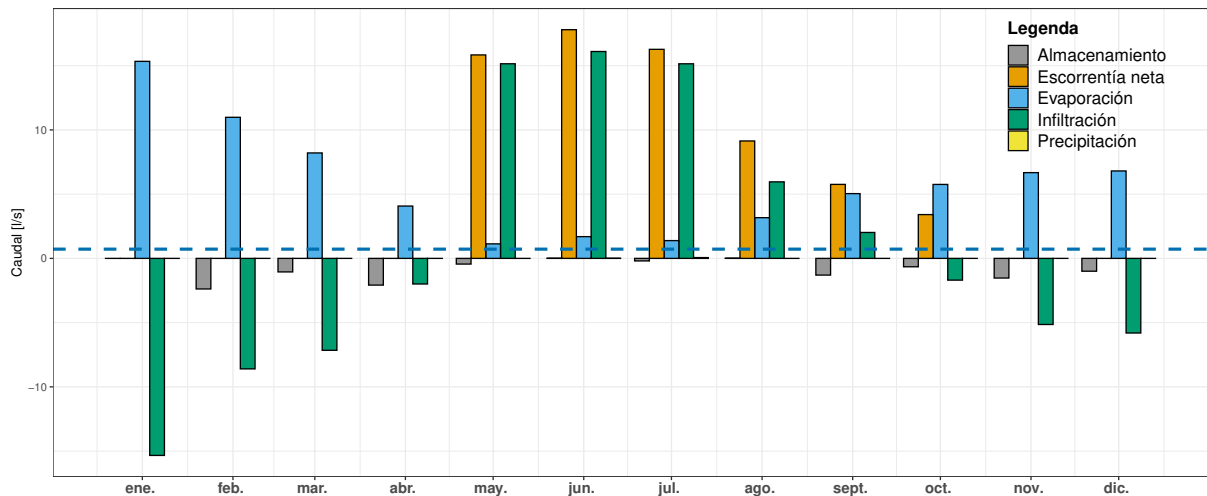


Figura 4.13: Flujos de balance hídrico en subsistema 3.

4.2.7. Resultados balance hídrico global

Como consecuencia de la incertidumbre de los caudales medidos en los aforos 2 y 3, se decide realizar un balance hídrico global que contemple los 3 subsistemas. Con esto, solo se utiliza información del aforo-1 para la escorrentía superficial, junto a los datos de precipitación de la estación meteorológica, los flujos de evaporación en cada subsistema (EV1, EV2 y EV3) y las variaciones promedio de los niveles de agua en la laguna.

A partir de los resultados del balance hídrico presentados en la Figura 4.14, se observa que la variabilidad en los flujos del subsistema 3 se ve atenuada por los subsistemas 1 y 2,

aunque el comportamiento de infiltración negativa se mantiene en los meses de diciembre, enero, febrero y marzo, debido a que la superficie lagunar del subsistema 3 es de mayor extensión comparada con Sb-1 y Sb-2, por consiguiente, tiene un impacto más significativo en los resultados. Frente a esto, se puede concluir que el área efectiva de evaporación en el sector 3 está sobrestimada en los meses de verano, debido a una pobre distinción satelital entre la zona de costra salina y agua superficial de mayor densidad, ya que no se ha definido estrictamente la longitud de onda para discernir entre salmuera y costra salina. También se puede atribuir a el uso de un factor de corrección mayor (K_s) en el subsistema 3, ya que en este sector la costra salina puede tener un comportamiento que atenúe aún más la tasa de evaporación, por ende, es necesario realizar mediciones directas para estimar el impacto de la salmuera y costra evaporítica en relación a la tasa de evaporación en distintos meses del año, en especial, en el estío.

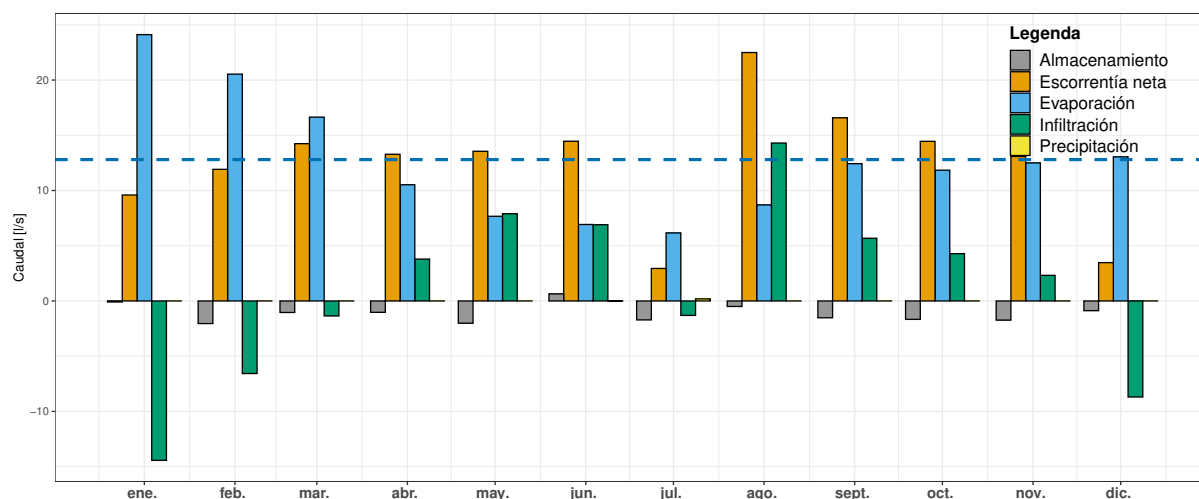


Figura 4.14: Flujos del balance hídrico global.

Por último, la línea segmentada de color azul representa la infiltración promedio anual de aproximadamente $13[l/s]$ en el sistema lagunar 2. Cabe destacar que la infiltración más alta para el sistema lagunar ocurre en el mes de agosto y se justifica producto de la precipitación que ocurre en los meses anteriores. Pese a la variabilidad de la infiltración en los meses de verano, se puede concluir que es un resultado promedio que está dentro del orden de magnitud esperado en esta zona, ya sea por las condiciones climatológicas e hidrológicas del sitio de estudio y la extensión del sistema lagunar [74].

Capítulo 5

Conclusión

Se logra cuantificar el intercambio de agua subsuperficial en una zona intermedia entre el sistema lagunar 1 y 2, ubicados en la zona marginal Este de uno de los salares más importantes del norte de Chile. Esto se realiza mediante la utilización del flujo de calor como un trazador natural del intercambio de masa y energía en un medio poroso.

Los resultados obtenidos al utilizar el método de razón de amplitud de Hatch y Keery indican que en esta zona existe un flujo upwelling promedio de aproximadamente $8[cm/d]$. En que la validez de estos resultados está fuertemente condicionada por una correcta identificación de la conductividad térmica del sedimento, en vista de que es uno de los parámetros más sensibles del modelo. Aunque el método de razón de amplitud es robusto, una incorrecta elección de la conductividad térmica conlleva a obtener errores de hasta un 200% en los flux de Darcy estimados. Por otra parte, la aplicación del método $\Delta\phi$ de Hatch y Keery no es recomendable en condiciones de flujo upwelling debido a que se obtienen valores negativos en el ángulo de desfase para distintos puntos de monitoreo y es uno de los métodos que entrega los resultados más erráticos debido a la dificultad de identificar correctamente el ángulo de fase en las señales de temperatura para condiciones de sedimento heterogéneas y equilibrio no termal en el medio poroso. Además, este método solo es capaz de entregar información de la magnitud del flux y no la dirección.

Por otro lado, al utilizar el método combinado $A_r\Delta\phi$ de Luce y McCallum, se logra estimar el flux de Darcy en 6 de los 11 puntos de monitoreo, debido a la dificultad de identificar correctamente el ángulo de desfase entre las señales para los demás puntos. Los resultados obtenidos con el método $A_r\Delta\phi$ indican que el flux es ascendente y de aproximadamente $4[cm/d]$, en que este valor posee menor incertidumbre debido a la independencia de los resultados con las características físicas del medio saturado.

Se destaca que las principales ventajas de utilizar el método de señales de temperatura para estimar la velocidad de flujo que atraviesa el sedimento, radica en que es de bajo coste, es fácil de aplicar, no se requiere trazadores químicos ni análisis en laboratorio y permite la

medición durante largos periodos de tiempo. Dentro de las dificultades y limitaciones que se identifican están: requiere un comportamiento sinusoidal de la temperatura en el sedimento; la dirección del flujo de agua debe tener una componente vertical dominante; la caracterización del sedimento es importante para tener rangos más acotados de los parámetros térmicos utilizados y así reducir la incertidumbre en el flux estimado. Además, el espaciamiento entre los sensores de temperatura juega un rol importante cuando el flux es upwelling, ya que la extinción de la señal es superficial, por lo tanto, reducir la distancia entre los dispositivos es una buena práctica para obtener mayor información de las variaciones de temperatura.

Por otro lado, se logra determinar la infiltración en el sistema lagunar 2 mediante la utilización de balances de masa y con información obtenida de las variables hídricas que intervienen en la variación del contenido de agua en las lagunas. Los resultados indican que la infiltración en el sistema lagunar 2 es de aproximadamente $13[l/s]$, en que el área superficial estimada en el subsistema 3 es una de las variables más sensibles y con mayor incertidumbre, debido a la dificultad de discernir entre salmuera y costra salina mediante imágenes satelitales en los meses de verano. Además, la tasa de evaporación efectiva en estas lagunas está fuertemente ligada a la salinidad del agua, la que cambia a lo largo del año, por lo tanto, es indispensable medir directamente este efecto en la zona para reducir el error en los flujos estimados. Por otro lado, el resultado de infiltración obtenido en el sistema lagunar 2 está dentro del orden de magnitud esperado para las lagunas ubicadas en el sector marginal del salar. También, se destaca que una de las principales variables que afecta la recarga de agua en el núcleo del salar es la salinidad del agua debido a que afecta la tasa de evaporación y el agua capaz de infiltrarse a través del sedimento.

El principal aporte de este trabajo de título tiene relación con ser un referente en la cuantificación del intercambio de agua subsuperficial mediante el método de señales de temperatura para ser aplicado en el monitoreo continuo del flujo de agua que atraviesa el sedimento. En especial, para sistemas lagunares ubicados en zonas áridas del norte de Chile debido a que las señales de temperatura describen un claro comportamiento sinusoidal, y, a lo largo del año el clima es relativamente estable en estos lugares, lo que facilita la aplicación del método. Por último, se logra cuantificar la infiltración hacia el núcleo del salar y entregar una referencia general del estado de las lagunas y determinar las principales variables que afectan la dinámica de los flujos de agua del sistema lagunar.

Capítulo 6

Glosario

- **Acuífero:** Corresponde a un volumen de rocas o sedimentos en cuyos poros, huecos o grietas se almacena agua, la cual puede circular libremente a través del cuerpo rocoso.
- **Escorrentía superficial:** Es el flujo de agua que se origina por parte de las precipitaciones y que circula superficialmente por acción de la gravedad, a causa de que la capacidad de infiltración es menor al flujo de escorrentía.
- **Flux de Darcy:** Es el flujo por unidad de área que circula a través de un medio poroso.
- **Flujo Downwelling:** Es el movimiento de agua a través de un medio poroso desde un nivel superior a un nivel inferior por acción de la gravedad.
- **Flujo Upwelling:** Corresponde al afloramiento o surgencia de aguas profundas que puede originarse por diferencia de densidad entre fluidos.
- **Salmuera:** Solución compuesta por altas concentraciones de sales disueltas.

Bibliografía

- [1] P. Meller, M. Kulka and A. Pesce, “Radiografía del Agua: Brecha y Riesgo Hídrico en Chile”, 1st ed. Santiago: Fundación Chile, 2018, p. 4.
- [2] S. Ahuja, “Overview: Sustaining Water, the World’s Most Crucial Resource”, Chemistry and Water, pp. 1-22, 2017. Disponible: <https://bit.ly/35oYMoe>. [Fecha de acceso: 30 Agosto de 2019].
- [3] J. Schuster, E. Vicioso and A. Gutiérrez, “Escasez hídrica en Chile”, 1era ed. Santiago: Fundación Newenko: Desafíos para el consumo humano y perspectivas en modelos comparados, 2019, p. 2.
- [4] C. Johansson, R. Pérez and J. Rivera, “El agua como recurso vital: Bases científicas para la legislación del recurso hídrico en Chile”, 1era ed. Santiago: Biblioteca del Congreso Nacional-Asesoría Técnica Parlamentaria, 2019, p. 3.
- [5] J. Martínez Fernández, “Agua y sostenibilidad: algunas claves desde los sistemas áridos”, Journals.openedition.org, 2006. [En línea]. Disponible: <https://bit.ly/2KK7NQR>. [Fecha de acceso: 30 Agosto de 2019].
- [6] M. Hayashi and D. Rosenberry, “Effects of Ground Water Exchange on the Hydrology and Ecology of Surface Water”, Ground Water, vol. 40, no. 3, pp. 309-316, 2002. Disponible: <https://bit.ly/2OmkvXY>. [Fecha de acceso: 26 Noviembre de 2019].
- [7] J. Ren et al., “Vertical fluid flux in the hyporheic zone: field investigation, model, and comparative analysis”, Arabian Journal of Geosciences, vol. 13, no. 1, 2019. Disponible: <https://bit.ly/2TmroeX>. [Fecha de acceso: 14 Enero de 2020].
- [8] J. Ren, W. Zhang, J. Yang and Y. Zhou, “Using water temperature series and hydraulic heads to quantify hyporheic exchange in the riparian zone”, Hydrogeology Journal, vol. 27, no. 4, pp. 1419-1437, 2019. Disponible: <https://bit.ly/2RcdUzI>. [Fecha de acceso: 14 Enero de 2020].
- [9] J. Zhu et al., “Study of heterogeneous vertical hyporheic flux via streambed temperature at different depths”, Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences, vol. 368, pp. 168-173, 2015. Disponible: <https://bit.ly/2t5klg5>. [Fecha de acceso: 14 Enero

- de 2020].
- [10] C. Lu, S. Chen, Y. Zhang, X. Su and G. Chen, “Heat tracing to determine spatial patterns of hyporheic exchange across a river transect”, *Hydrogeology Journal*, vol. 25, no. 6, pp. 1633-1646, 2017. Disponible: <https://bit.ly/3a86ki5>. [Fecha de acceso: 14 Enero de 2020].
- [11] D. Stonestrom, J. Constantz, “Heat as a Tool for Studying the Movement of Ground Water Near Streams”, Reston, Virginia, 2003.
- [12] D. Stonestrom, J. Constantz and K. Blasch, “Thermal Methods for Investigating Ground-Water Recharge”, *Ground-Water Recharge in the Arid and Semiarid Southwestern United States*, 2006. Disponible: <https://bit.ly/30kIOdf>. [Fecha de acceso: 14 Enero de 2020].
- [13] B. Kurylyk, D. Irvine, S. Carey, M. Briggs, D. Werkema and M. Bonham, “Heat as a groundwater tracer in shallow and deep heterogeneous media: Analytical solution, spreadsheet tool, and field applications”, *Hydrological Processes*, vol. 31, no. 14, pp. 2648-2661, 2017. Disponible: <https://bit.ly/2FODntW>. [Fecha de acceso: 14 Enero de 2020].
- [14] B. Kurylyk and D. Irvine, “Heat: An Overlooked Tool in the Practicing Hydrogeologist’s Toolbox”, *Groundwater*, vol. 57, no. 4, pp. 517-524, 2019. Disponible: <https://bit.ly/36SJCIX>. [Fecha de acceso: 14 Enero de 2020].
- [15] Dirección General de Aguas, “Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad”, CADE-IDEPE, Santiago, 2019.
- [16] H. Alonso and F. Risacher, “Geoquímica del Salar de Atacama, parte 1 : origen de los componentes y balance salino”, *Revista Geológica de Chile*, vol. 23, no. 2, 1996. Disponible: <https://bit.ly/2FN1zg5>. [Fecha de acceso: 14 Enero de 2020].
- [17] M. Marazuela, E. Vázquez-Suñé, E. Custodio, T. Palma, A. García-Gil and C. Ayora, “3D mapping, hydrodynamics and modelling of the freshwater-brine mixing zone in salt flats similar to the Salar de Atacama (Chile)”, *Journal of Hydrology*, vol. 561, pp. 223-235, 2018. Disponible: <https://bit.ly/2KI7kOO>. [Fecha de acceso: 16 Octubre de 2019].
- [18] N. Oyola, “Identificación de humedales del norte grande de Chile utilizando técnicas satelitales Landsat”, *Magíster en Áreas Silvestres y Conservación de la Naturaleza*, Universidad de Chile, 2009.
- [19] ICASS LTDA, “Análisis de los Mecanismos de Evaporación y Evaluación de los Recursos Hídricos del Salar de Atacama”, ICASS LTDA, Santiago, 2014.
- [20] Ministerio de Minería. Gobierno de Chile, “Litio: Una fuente de energía, una oportunidad para Chile”, Comisión Nacional del Litio.

- [21] S. Suzuki, “Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 65, no. 9, pp. 2883-2885, 1960. Disponible: <https://bit.ly/35HZu0Q>. [Fecha de acceso: 23 Junio de 2019].
- [22] R. Stallman, “Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 70, no. 12, pp. 2821-2827, 1965. Disponible: <https://bit.ly/2MrhXXX>. [Fecha de acceso: 23 Julio de 2019].
- [23] J. Bredehoeft and I. Papaopulos, “Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth’s thermal profile”, *Water Resources Research*, vol. 1, no. 2, pp. 325-328, 1965. Disponible: <https://bit.ly/2OZwCLp>. [Fecha de acceso: 23 Junio de 2019].
- [24] Lapham, W.W. 1989. “Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity”. *Water-Supply Paper 2337*. Denver, Colorado: USGS.
- [25] Domenico, P.A., and F.W. Schwartz. 1998. “Physical and Chemical Hydrogeology”, 2nd ed. New York: John Wiley & Sons Inc.
- [26] S. Goto, “Thermal response of sediment with vertical fluid flow to periodic temperature variation at the surface”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, no. 1, 2005. Disponible: <https://bit.ly/2D7wnXr>. [Fecha de acceso: 29 Agosto de 2019].
- [27] C. Hatch, A. Fisher, J. Revenaugh, J. Constantz and C. Ruehl, “Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development”, *Water Resources Research*, vol. 42, no. 10, 2006. Disponible: <https://bit.ly/32sjHFC>. [Fecha de acceso: 1 Julio de 2019].
- [28] J. Keery, A. Binley, N. Crook and J. Smith, “Temporal and spatial variability of ground-water–surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series”, *Journal of Hydrology*, vol. 336, no. 1-2, pp. 1-16, 2007. Disponible: <https://bit.ly/2KI17T3>. [Fecha de acceso: 29 Agosto de 2019].
- [29] A. McCallum, M. Andersen, G. Rau and R. Acworth, “A 1-D analytical method for estimating surface water-groundwater interactions and effective thermal diffusivity using temperature time series”, *Water Resources Research*, vol. 48, no. 11, 2012. Disponible: <https://bit.ly/2s8ecij>. [Fecha de acceso: 29 Agosto de 2019].
- [30] C. Luce, D. Tonina, F. Gariglio and R. Applebee, “Solutions for the diurnally forced advection-diffusion equation to estimate bulk fluid velocity and diffusivity in streambeds from temperature time series”, *Water Resources Research*, vol. 49, no. 1, pp. 488-506, 2013. Disponible: <https://bit.ly/2ObkzKm>. [Fecha de acceso: 29 Agosto de 2019].
- [31] D. Irvine, M. Briggs, L. Lautz, R. Gordon, J. McKenzie and I. Cartwright, “Using Diurnal Temperature Signals to Infer Vertical Groundwater-Surface Water Exchange”,

- Groundwater, vol. 55, no. 1, pp. 10-26, 2016. Disponible: <https://bit.ly/2O7ie2M>. [Fecha de acceso: 2 Septiembre de 2019].
- [32] M. Briggs, L. Lautz, S. Buckley and J. Lane, “Practical limitations on the use of diurnal temperature signals to quantify groundwater upwelling”, *Journal of Hydrology*, vol. 519, pp. 1739-1751, 2014. Disponible: <https://bit.ly/34af0kS>. [Fecha de acceso: 08 Noviembre de 2019].
- [33] T. Swanson and M. Cardenas, “Ex-Stream: A MATLAB program for calculating fluid flux through sediment–water interfaces based on steady and transient temperature profiles”, *Computers & Geosciences*, vol. 37, no. 10, pp. 1664-1669, 2011. Disponible: <https://bit.ly/2r9XoqB>. [Fecha de acceso: 30 Agosto de 2019].
- [34] M. Kinoshita, “Estimation of Grain Thermal Conductivity in the Turbidite Sediment of the Juan de Fuca Ridge, Proceedings of the Ocean Drilling Program”, 139 Scientific Results, 1994. Disponible: <https://bit.ly/2D3VH0q>. [Fecha de acceso: 30 Agosto de 2019].
- [35] J. Sass, A. Lachenbruch and R. Munroe, “Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat-flow determinations”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 76, no. 14, pp. 3391-3401, 1971. Disponible: <https://bit.ly/2XzfLBz>. [Fecha de acceso: 30 Agosto de 2019].
- [36] W. Woodside and J. Messmer, “Thermal Conductivity of Porous Media. I. Unconsolidated Sands”, *Journal of Applied Physics*, vol. 32, no. 9, pp. 1688-1699, 1961. Disponible: <https://bit.ly/35nA3QX>. [Fecha de acceso: 30 Agosto de 2019].
- [37] Q. Liu, S. Chen, L. Jiang, D. Wang, Z. Yang and L. Chen, “Determining thermal diffusivity using near-surface periodic temperature variations and its implications for tracing groundwater movement at the eastern margin of the Tibetan Plateau”, *Hydrological Processes*, vol. 33, no. 8, pp. 1276-1286, 2019. Disponible: <https://bit.ly/2DOca9J>. [Fecha de acceso: 5 Diciembre de 2019].
- [38] C. Anibas, U. Schneidewind, G. Vandersteen, I. Joris, P. Seuntjens and O. Batelaan, “From streambed temperature measurements to spatial-temporal flux quantification: using the LPML method to study groundwater-surface water interaction”, *Hydrological Processes*, vol. 30, no. 2, pp. 203-216, 2015. Disponible: <https://bit.ly/2XAXwvg>. [Fecha de acceso: 2 Septiembre de 2019].
- [39] U. Schneidewind et al., “LPMLE3: A novel 1-D approach to study water flow in streambeds using heat as a tracer”, *Water Resources Research*, vol. 52, no. 8, pp. 6596-6610, 2016. Disponible: <https://bit.ly/2D1V8Vb>. [Fecha de acceso: 2 Septiembre de 2019].
- [40] F. Koch et al., “1DTempPro V2: New Features for Inferring Groundwater/Surface-Water Exchange”, *Groundwater*, vol. 54, no. 3, pp. 434-439, 2015. Disponible: <https://bit.ly/>

- 339EMUM**. [Fecha de acceso: 2 Septiembre de 2019].
- [41] R. Gordon, L. Lautz, M. Briggs and J. McKenzie, “Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program”, *Journal of Hydrology*, vol. 420-421, pp. 142-158, 2012. Disponible: <https://bit.ly/2CJSS4B>. [Fecha de acceso: 2 Septiembre de 2019].
- [42] T. Swanson and M. Cardenas, “Ex-Stream: A MATLAB program for calculating fluid flux through sediment–water interfaces based on steady and transient temperature profiles”, *Computers & Geosciences*, vol. 37, no. 10, pp. 1664-1669, 2011. Disponible: <https://bit.ly/2D1SnmK>. [Fecha de acceso: 2 Septiembre de 2019].
- [43] D. Irvine, L. Lautz, M. Briggs, R. Gordon and J. McKenzie, “Experimental evaluation of the applicability of phase, amplitude, and combined methods to determine water flux and thermal diffusivity from temperature time series using VFLUX 2”, *Journal of Hydrology*, vol. 531, pp. 728-737, 2015. Disponible: <https://bit.ly/377SBGu>. [Fecha de acceso: 29 Agosto de 2019].
- [44] R. Batycky and H. Brenner, “Thermal macrotransport processes in porous media. A review”, *Advances in Water Resources*, vol. 20, no. 2-3, pp. 95-110, 1997. Disponible: <https://bit.ly/2XcWDca>. [Fecha de acceso: 29 Agosto de 2019].
- [45] G. Rau, M. Andersen and R. Acworth, “Experimental investigation of the thermal dispersivity term and its significance in the heat transport equation for flow in sediments”, *Water Resources Research*, vol. 48, no. 3, 2012. Disponible: <https://bit.ly/2qq0Jlx>. [Fecha de acceso: 30 Agosto de 2019].
- [46] P. Young, D. Pedregal and W. Tych, “Dynamic harmonic regression”, *Journal of Forecasting*, vol. 18, no. 6, pp. 369-394, 1999. Disponible: <https://bit.ly/2MnNUAh>. [Fecha de acceso: 3 Septiembre de 2019].
- [47] P. Young, W. Tych and C. Taylor, “The Captain Toolbox for Matlab”, *IFAC Proceedings Volumes*, vol. 42, no. 10, pp. 758-763, 2009. Disponible: <https://bit.ly/2NO3S7B>. [Fecha de acceso: 3 Septiembre de 2019].
- [48] M. Bujosa, “Contribuciones al Método de Regresión Armónica Dinámica: Desarrollos Teóricos y Nuevos Algoritmos”, Doctorado, Universidad Autónoma de Madrid, Departamento de Análisis Económico: Economía Cuantitativa, 2000.
- [49] R. Kalman, “A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems”, *Journal of Basic Engineering*, vol. 82, no. 1, p. 35, 1960. Disponible: <https://doi.org/10.1115/1.3662552>. [Fecha de acceso: 4 de Septiembre de 2019].
- [50] A. Bryson, Y. Ho and G. Siouris, “Applied Optimal Control: Optimization, Estimation, and Control”, *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics*, vol. 9, no. 6, pp.

- 366-367, 1979. Disponible: <https://bit.ly/2qhUH5O>. [Fecha de acceso: 4 Septiembre de 2019].
- [51] T. Vogt, P. Schneider, L. Hahn-Woernle and O. Cirpka, “Estimation of seepage rates in a losing stream by means of fiber-optic high-resolution vertical temperature profiling”, *Journal of Hydrology*, vol. 380, no. 1-2, pp. 154-164, 2010. Disponible: <https://bit.ly/2Xeioih>. [Fecha de acceso: 4 Septiembre de 2019].
- [52] Dirección General de Aguas, “Atlas del Agua Chile 2016”, Ministerio de Obras Públicas, Santiago de Chile, 2015.
- [53] “Satélite de imágenes SENTINEL 2”, Geocento Spain proveedor online de imágenes de satélites, 2019. [En línea]. Disponible: <https://bit.ly/2NnH5z3>. [Fecha de acceso: 07 Noviembre de 2019].
- [54] DGA, “Qué es y como usar un Pluviómetro - Gobierno de Chile”, *Milluvia.dga.cl*, 2019. [En línea]. Disponible: <https://bit.ly/37qAOL1>. [Fecha de acceso: 5 Septiembre de 2019].
- [55] “Molinetes y Micromolinetes - Grupo Alce SAS”, *Grupoalcesas.com*, 2019. [En línea]. Disponible: <https://bit.ly/31okd6v>. [Fecha de acceso: 23 Julio de 2019].
- [56] L. Mardones, “Características Geológicas e Hidrogeológicas del Salar de Atacama. El Litio un Nuevo Recurso para Chile”, 1era edición. 1986, pp. 181-216.
- [57] Comisión Nacional de Riego, “Uso de la bandeja de evaporación Clase A para la programación del riego”, Centro de Investigación y Transferencia en Riego y Agroclimatología de la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad de Talca, Santiago.
- [58] M. Norouzi Rad and N. Shokri, “Nonlinear effects of salt concentrations on evaporation from porous media”, *Geophysical Research Letters*, vol. 39, no. 4, p. n/a-n/a, 2012. Disponible: <https://bit.ly/35pYYU9>. [Fecha de acceso: 5 Septiembre de 2019].
- [59] ICASS LTDA, “Análisis de los Mecanismos de Evaporación y Evaluación de los Recursos Hídricos del Salar de Atacama”, Santiago, 2014.
- [60] H. Vinutha, B. Poornima and B. Sagar, “Detection of Outliers Using Interquartile Range Technique from Intrusion Dataset”, *Advances in Intelligent Systems and Computing*, pp. 511-518, 2018. Disponible: <https://bit.ly/2RbYhcA>. [Fecha de acceso: 20 Enero de 2020].
- [61] Gestión Ambiental S.A., “Plan de Seguimiento Ambiental Hídrico (PSAH), Proyecto Modificaciones y Mejoramiento del Sistema de Pozas de Evaporación Solar en el Salar de Atacama”, Santiago, 2019.
- [62] D. Irvine, R. Cranswick, C. Simmons, M. Shanafield and L. Lautz, "The effect of streambed heterogeneity on groundwater-surface water exchange fluxes inferred from temperature time series", *Water Resources Research*, vol. 51, no. 1, pp. 198-212, 2015. Disponible:

- <https://bit.ly/2qbXLkb>. [Fecha de acceso: 13 Noviembre de 2019]
- [63] SGA Gestión Ambiental, ‘Informe anual de pozos de monitoreo en el Salar de Atacama’, Santiago de Chile, 2018.
- [64] D. Boutt and L. Munk, ‘UAA/UMass August 2018 Temperature Rod Flux Results and Summary’, University of Alaska, Santiago of Chile, 2019.
- [65] B. Iverson, S. Broome, A. Kruijenga and J. Cordaro, ‘Thermal and mechanical properties of nitrate thermal storage salts in the solid-phase’, ScienceDirect, 2012. [En línea]. Disponible: <https://bit.ly/2O7kK9q>. [Fecha de acceso: 02 Agosto de 2019].
- [66] ‘Energy and heating - AQA - Revision 5 - GCSE Physics (Single Science) - BBC Bitesize’, BBC Bitesize, 2019. [En línea]. Disponible: <https://bbc.in/33wywHw>. [Fecha de acceso: 02 Agosto de 2019].
- [67] H. Ozbek and S. Phillips, ‘Thermal conductivity of aqueous NaCl solutions from 20°C to 330°C’, 1st ed. Berkeley, CA 94720: Department of Energy, Office of Basic Energy Science, Division of Engineering, Mathematical and Geosciences, p. 15.
- [68] A. ZAVOICO, ‘Solar Power Tower Design Basis Document’, vol. 1, no. 1, p. 23, 2001. Disponible: <https://bit.ly/2MOZ1RH>. [Fecha de acceso: 02 Agosto de 2019].
- [69] Engineering ToolBox, ‘Water - Density, Specific Weight and Thermal Expansion Coefficient’, Engineeringtoolbox.com, 2003. [En línea]. Disponible: <https://bit.ly/2GERaWQ>. [Fecha de acceso: 02 Agosto de 2019].
- [70] ‘The Earth-Atmosphere Energy Balance’, Weather.gov. [En línea]. Disponible: <https://bit.ly/2OxWwEn>. [Fecha de acceso: 25 Octubre de 2019].
- [71] M. Ibrahim and M. Badawy, ‘A Parametric Study of the Impact of the Cooling Water Site Specific Conditions on the Efficiency of a Pressurized Water Reactor Nuclear Power Plant’, 2019. [En línea]. Disponible: <https://bit.ly/34e3e81>. [Fecha de acceso: 13 Diciembre de 2019].
- [72] E. Sebok and S. Müller, ‘The effect of sediment thermal conductivity on vertical groundwater flux estimates’, Hydrology and Earth System Sciences, vol. 23, no. 8, pp. 3305-3317, 2019. Disponible: <https://bit.ly/36k7EMe>. [Fecha de acceso: 10 Diciembre de 2019].
- [73] G. Rau, M. Andersen, A. McCallum and R. Acworth, ‘Analytical methods that use natural heat as a tracer to quantify surface water-groundwater exchange, evaluated using field temperature records’, Hydrogeology Journal, vol. 18, no. 5, pp. 1093-1110, 2010. Disponible: <https://bit.ly/32LUg1a>. [Fecha de acceso: 14 Noviembre de 2019].
- [74] CPH Consultores Limitada, ‘Informe: Hidrología e Hidrogeología Salar de Atacama’, Santiago, 2019.

Anexo A

Deducción de ecuaciones de Hatch

A.1. Hatch

A.A.1. Método de amplitud

A continuación, se presenta la solución analítica de la ecuación de calor advección-conducción 2.1, considerando como condición de borde en la superficie del sedimento variaciones periódicas de la temperatura.

$$T(z, t) = A \exp\left(\frac{v_t z}{2\kappa_e} - \frac{z}{2\kappa_e} \sqrt{\frac{\alpha + v_t^2}{2}}\right) \cos\left(\frac{2\pi t}{P} - \frac{z}{2\kappa_e} \sqrt{\frac{\alpha - v_t^2}{2}}\right) \quad (\text{A.1})$$

$$\alpha = \sqrt{v_t^2 + \left(\frac{8\pi\kappa_e}{P}\right)^2} \quad (\text{A.2})$$

Considerando dos puntos de medición de la señal de temperatura a profundidades z_s y z_d , se obtiene que la componente de amplitud en estos puntos es A_d y A_s respectivamente.

$$A_d = A \exp\left(\frac{v_t z_d}{2\kappa_e} - \frac{z_d}{2\kappa_e} \sqrt{\frac{\alpha + v_t^2}{2}}\right) \quad (\text{A.3})$$

$$A_s = A \exp\left(\frac{v_t z_s}{2\kappa_e} - \frac{z_s}{2\kappa_e} \sqrt{\frac{\alpha + v_t^2}{2}}\right) \quad (\text{A.4})$$

Luego, realizando el cociente entre las ecuaciones A.3 y A.4 se obtiene la razón de amplitud A_r expresada en la ecuación A.5.

$$A_r = \exp \left\{ \frac{1}{2\kappa_{e,d}\kappa_{e,s}} \left[v_t(z_d\kappa_{e,s} - z_s\kappa_{e,d}) - \left(z_d\kappa_{e,s}\sqrt{\frac{\alpha_d + v_t^2}{2}} - z_s\kappa_{e,d}\sqrt{\frac{\alpha_s + v_t^2}{2}} \right) \right] \right\} \quad (\text{A.5})$$

Asumiendo que el medio poroso es homogéneo y las propiedades térmicas del sedimento en profundidades z_d y z_s se mantienen constantes, es decir, $\kappa_{e,d} \approx \kappa_{e,s}$. Finalmente la expresión se reduce a la ecuación A.6:

$$A_r = \exp \left\{ \frac{\Delta z}{2\kappa_e} \left(v_t - \sqrt{\frac{\alpha + v_t^2}{2}} \right) \right\} \quad (\text{A.6})$$

Aplicando logaritmo a ambos lados de la ecuación A.6 y despejando el término v_t fuera de la raíz, se obtiene:

$$v_t = \left(\frac{2\kappa_e}{\Delta z} \ln A_r + \sqrt{\frac{\alpha + v_t^2}{2}} \right) \quad (\text{A.7})$$

Por último, al multiplicar v_t por C/C_w , se obtiene la ecuación formulada por Hatch para estimar el flux de Darcy a través de la componente de amplitud de las señales de temperatura.

$$q_{A_r} = \frac{C}{C_w} \left(\frac{2\kappa_e}{\Delta z} \ln A_r + \sqrt{\frac{\alpha + v_t^2}{2}} \right) \quad (\text{A.8})$$

A.A.2. Método de ángulo de desfase

Análogamente al procedimiento anterior, se considera la componente de fase de las señales de temperatura, en que la diferencia en los ángulos de fases está descrita por la ecuación A.9.

$$\Delta\phi = \frac{P}{4\pi} \left(\frac{z_d}{\kappa_{e,d}} \sqrt{\frac{\alpha_d - v_t^2}{2}} - \frac{z_s}{\kappa_{e,s}} \sqrt{\frac{\alpha_s - v_t^2}{2}} \right) \quad (\text{A.9})$$

Nuevamente, al considerar que las propiedades térmicas en el sedimento a profundidades z_d y z_s se mantienen constantes, $\kappa_{e,d} \approx \kappa_{e,s}$. La expresión se reduce a:

$$\Delta\phi = \frac{P\Delta z}{4\pi\kappa_e} \sqrt{\frac{\alpha - v_t^2}{2}} \quad (\text{A.10})$$

Elevando a la potencia 2 la ecuación A.10, se obtiene:

$$\Delta\phi^2 = \left(\frac{P\Delta z}{4\pi\kappa_e}\right)^2 \left(\frac{\alpha - v_t^2}{2}\right) \quad (\text{A.11})$$

Al despejar el término v_t^2 de la expresión anterior:

$$v_t^2 = \alpha - 2 \left(\frac{4\Delta\phi\kappa_e}{P\Delta z}\right) \quad (\text{A.12})$$

Por último, aplicando la función raíz cuadrada a ambos lados de la ecuación A.12 y multiplicando por C/C_w , se obtiene el flux de Darcy para el método de desfase de Hatch.

$$|q_{\Delta\phi}| = \frac{C}{C_w} \sqrt{\alpha - 2 \left(\frac{4\Delta\phi\kappa_e}{P\Delta z}\right)} \quad (\text{A.13})$$

Anexo B

Resultados del flux de Darcy
estimados mediante los métodos de
Hatch, Keery, Luce y McCallum

B.1. Resultados flux, método de Hatch

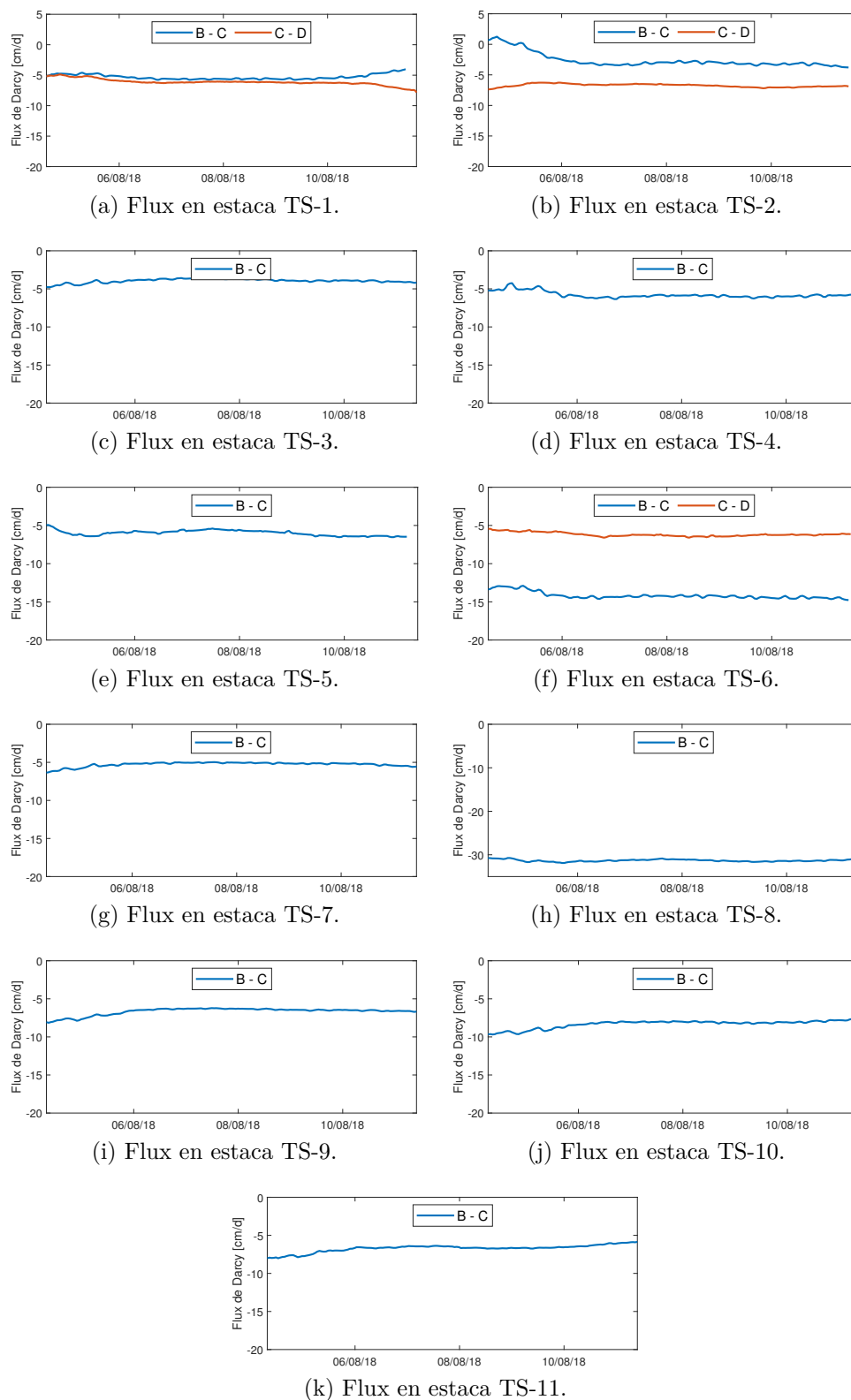


Figura B.1: Flux de Darcy estimados con método de Hatch Ar.

B.2. Resultados flux, método de Keery

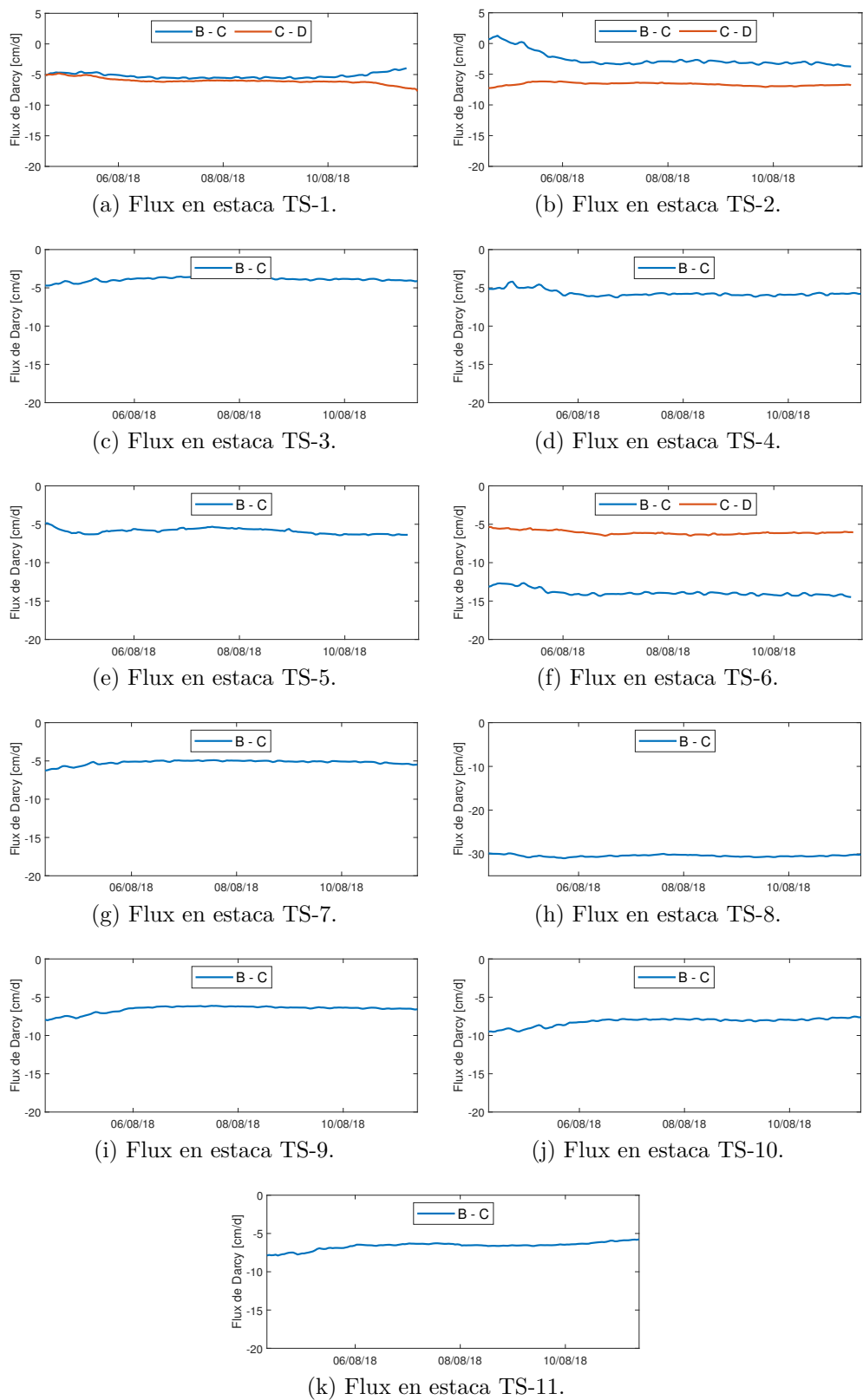


Figura B.2: Flux de Darcy estimados con método de Keery Ar.

B.3. Resultados flux, método de Luce y McCallum

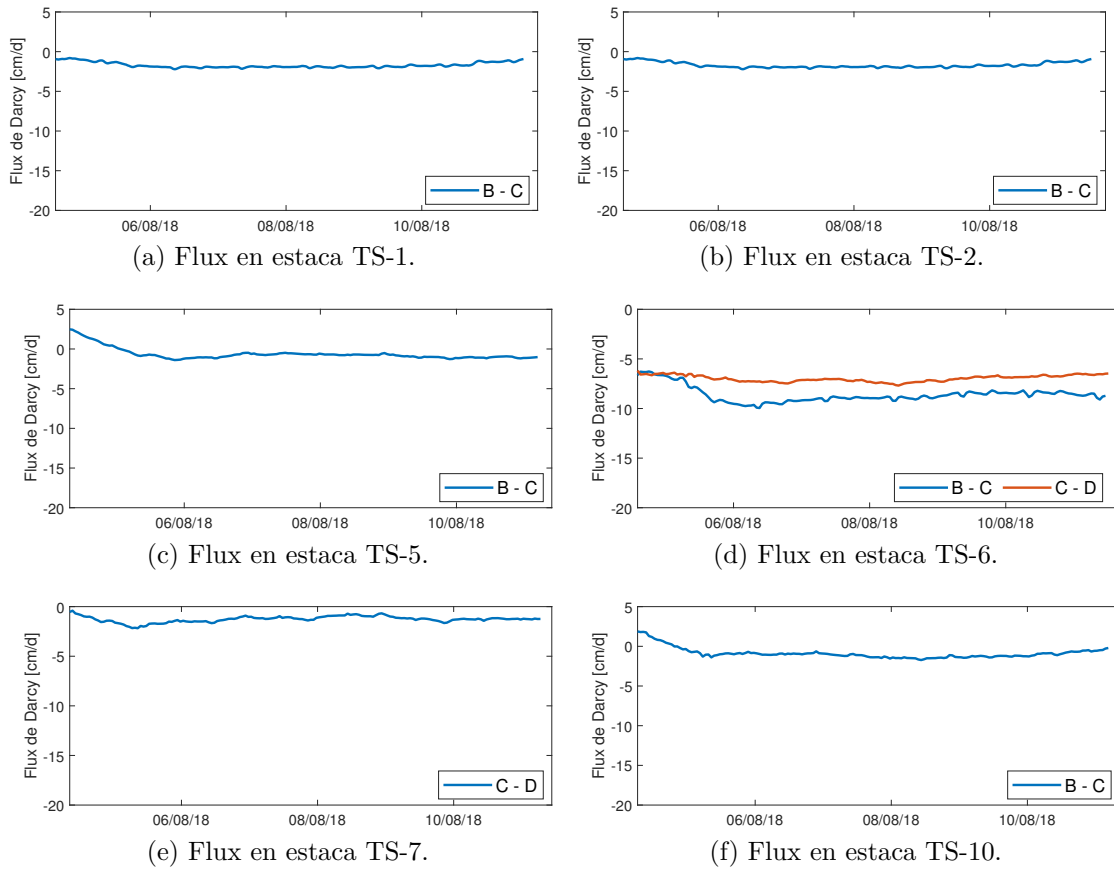


Figura B.3: Flux de Darcy estimados con métodos de Luce y McCallum.