



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA  
INGENIERÍA CIVIL-INGENIERÍA DE COSTAS Y RÍOS

DINÁMICA DE LA INTERFASE SALINA DEL ACUÍFERO DE LA COSTA NOROESTE DE  
YUCATÁN Y ESCENARIOS FRENTE AL INCREMENTO DEL NIVEL MEDIO DEL MAR.

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
DOCTOR EN INGENIERÍA

PRESENTA:  
M. EN ING. CÉSAR ALEJANDRO CANUL MACARIO

TUTORES PRINCIPALES  
DR. PAULO SALLES AFONSO DE ALMEIDA, INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM  
DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ, FACULTAD DE INGENIERÍA UNAM

COMITÉ TUTOR  
DR. ALEC TORRES FREYERMUTH, INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM  
DR. ADRIÁN PEDROZO ACUÑA, INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM  
DR. MARIO REBOLLEDO VIEYRA, CONSULTOR PRIVADO

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX.

OCTUBRE 2020



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

**JURADO ASIGNADO:**

Presidente: DR. ADRIÁN PEDROZO ACUÑA

Secretario: DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ

1 er. Vocal: DR. PAULO SALLES AFONSO DE ALMEIDA

2 do. Vocal: DR. ALEC TORRES FREYERMUTH

3 er. Vocal: DR. MARIO REBOLLEDO VIEYRA

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: SISAL, YUCATÁN, MÉXICO

**TUTORES DE TESIS:**

DR. PAULO SALLES AFONSO DE ALMEIDA

-----  
**FIRMA**

DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ

-----  
**FIRMA**

## DEDICATORIA

Dedico esta tesis a mi esposa e hijos, que son la razón principal por la cual inicié esta aventura en la búsqueda de un mejor futuro para nosotros. Ningún logro valdría la pena sin ese núcleo que llamamos hogar. Giselle, Darío y Mateo, muchas gracias por su paciencia y el sacrificio que han hecho para permitirme cumplir un reto más en mi vida.

A mis padres y hermana por el apoyo brindado durante todos estos años y por su confianza en mis proyectos personales. Me fue grato estar en el lugar en el que crecí, después de tantos años.

A mis amigos, que siempre estuvieron pendientes brindando su apoyo durante esta etapa sin importar mi estado de ánimo; y por ayudarme a mantenerme concentrado en mis objetivos.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Paulo Salles Afonso de Almeida por la confianza depositada en mi persona, así como por el apoyo y tiempo dedicado desde el inicio hasta la conclusión de la tesis doctoral. De igual forma, por permitirme participar en proyectos de investigación que fueron fundamentales para desarrollarme durante mi etapa del doctorado. Finalmente y más importante, por ofrecerme su amistad.

Al Dr. Antonio Hernández-Espriú por estar pendiente de mis avances durante la tesis. Por el tiempo dedicado a mejorar esta investigación, así como contar con su experiencia y dirección durante el desarrollo de este trabajo.

Al geohidrogrupo (Paulo, Roger, Mariana) por su apoyo incondicional durante el desarrollo de este trabajo de tesis. A la comunidad de la Torre (Bernardo, Jorge, Mariana) por su apoyo brindado y su línea base que dieron soporte al presente documento.

Al Dr. Alec Torres Freyermuth, Dr. Adrián Pedrozo Acuña, Dr. Roger Pacheco Castro y Dr. Mario Rebolledo Vieyra por sus revisiones y comentarios emitidos a este documento, así como el acompañamiento brindado a lo largo del doctorado.

Al personal técnico José López González, Juan Alberto Gómez Liera y Gonzalo Martín Ruiz, académico y administrativo Alma Rivero y Lucila Correa, del Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC) del Instituto de Ingeniería de la UNAM. A mis compañeros del LIPC que estuvieron para ayudarme a resolver los problemas durante el desarrollo de la tesis y que me brindaron su ayuda durante la etapa de campo.

Al Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera por el financiamiento brindado para la infraestructura del Observatorio Costero del Sureste, del cual derivan los datos utilizados en esta tesis. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca brindada para realizar el presente trabajo. A la Comisión Nacional del Agua, región Península de Yucatán y la Secretaría de Desarrollo Sustentable de Yucatán, por el apoyo y permisos brindados para realizar los trabajos de campo en esta investigación. Al H. Ayuntamiento y la Comisaría Ejidal de Hunucmá por los permisos y facilidades brindadas para la ejecución de los trabajos de campo de esta investigación.

Al cuerpo de hidráulica e hidrología de la UADY (Ismael Sanchez y Roger Gonzalez) y a Miguel Villasuso Pino por su apoyo y el préstamo de equipo para los trabajos de campo.

## RESUMEN

La costa noroeste de Yucatán (RNWY) posee un acuífero cárstico, por lo que las actividades que se desarrollan en este ecosistema dependen del agua subterránea como fuente de abastecimiento de agua dulce. El equilibrio entre el agua dulce-salobre-marina depende de la interacción los forzamientos hidrológicos naturales (recargas y descargas asociadas al ciclo hidrológico; así como aumentos del nivel del mar crónicos por cambio climático y agudos por mareas de tormenta) y antropogénico en el acuífero (extracciones). Se estudiaron las relaciones empíricas de los forzamientos hidrológicos, la carga hidráulica y la salinidad del acuífero del acuífero noroeste de Yucatán, así como la precipitación durante un ciclo hidrológico (mayo 2017-mayo 2018). Con el fin de estudiar la variabilidad de la interfase salina, se desarrolló un modelo conceptual; posteriormente, se calibró y verificó un modelo numérico de densidad variable de flujo-transporte; y finalmente, se simularon escenarios de cambio climático del incremento del nivel medio del mar para proyectar la interfase salina a futuro en este ecosistema. Los resultados sugieren que la carga hidráulica y la salinidad del acuífero tienen una correlación (medida con Pearson,  $r$ ) significativa con la posición del nivel del mar ( $0.7 < r < 0.99$ ), y en menor medida, con la precipitación ( $0.4 < r < 0.7$ ). El modelo numérico fue capaz de representar el flujo y salinidad en la zona de estudio; y las predicciones sugieren que el incremento del nivel medio del mar podría causar intrusión del agua marina hasta 18 km de la costa y reducir el espesor del acuífero dulce entre 15 y 20 m. La presente investigación provee de elementos técnicos que pueden ser utilizados para la gestión de los acuíferos cársticos costeros similares a la zona de estudio. El aumento del nivel medio del mar puede generar un aumento de la salinidad del acuífero, por lo que se deben generar estrategias para la protección y adaptación de las especies involucradas, incluyendo los asentamientos humanos en la costa.

## ABSTRACT

The northwestern coast of Yucatan (RNWY) have a karstic-coastal aquifer, therefore, the development activities in this ecosystem depend from the groundwater as freshwater supply. The equilibrium of the fresh-saltwater depends on the natural-anthropogenic hydrological forcings in the aquifer. Empirical relationships of pressure, salinity a, precipitation and hydrological forcings have been assessed in the hydrologic cycle of May-2017 to May-2018 in the study zone to develop a conceptual model. A variable density flow-transport numerical model did calibrate and did validate, and finally, climate change scenarios were implemented related to sea-level rise for predict the saline interface behaviour in the study zone. Pearson correlation ( $r$ ) results show that hydraulic head and salinity in the aquifer are significantly correlated with the sea-level position ( $0.70 < r < 0.99$ ) and, in less measure, the precipitation ( $0.4 < r < 0.7$ ). The numerical model shows the capability to simulate the flow and salinity distribution in the domain studied. Finally, the results show that the sea-level rise can cause a saltwater wedge movement towards the continent until 18 km and freshwater thickness reduction between 15 to 20 m. This research provides technical elements for the management of karstic coastal aquifers similar to the study zone. It is important to understand that climate change can cause an increment in the aquifer salinity, thus strategies for conservation and adaptation of the species present in the ecosystem (including the coastal human populations) must be created.

# CONTENIDO

<b>DEDICATORIA</b> .....	<b>III</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	<b>IV</b>
<b>RESUMEN</b> .....	<b>V</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>VI</b>
<b>CONTENIDO</b> .....	<b>VII</b>
<b>LISTA DE CUADROS</b> .....	<b>IX</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>IX</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1. ESTADO DEL ARTE .....	3
1.1.1. <i>Análisis de series de tiempo en acuífero cársticos</i> .....	5
1.1.2. <i>Modelación numérica determinista en acuíferos cársticos</i> .....	7
1.2. MOTIVACIÓN.....	12
1.3. ALCANCES Y OBJETIVOS .....	12
1.4. ESTRUCTURA DE TESIS .....	13
<b>2. MATERIALES Y MÉTODOS</b> .....	<b>15</b>
2.1. METODOLOGÍA .....	15
2.1.1. <i>Caracterización y desarrollo del modelo conceptual del acuífero de la RNWY</i> .....	15
2.1.2. <i>Elección de código de simulación, implementación, calibración y validación de un modelo numérico con corrección de densidad variable de RNWY</i> .....	16
2.1.3. <i>Implementación de escenarios de cambio climático en RNWY</i> .....	17
2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	17
2.2.1. <i>Geología</i> .....	18
2.2.2. <i>Hidrogeología</i> .....	21
2.2.2.1. <i>Carga hidráulica en el acuífero</i> .....	22
2.2.2.2. <i>Salinidad e interfase salina</i> .....	23
2.2.2.3. <i>Características hidráulicas del acuífero</i> .....	25
2.3. MODELACIÓN NUMÉRICA DE FLUJO Y TRANSPORTE CON DENSIDAD VARIABLE .....	32
2.3.1. <i>El código SEAWAT</i> .....	34
<b>3. RELACIONES EMPÍRICAS PARA LA CARGA HIDRÁULICA Y SALINIDAD EN ACUÍFEROS COSTEROS CÁRSTICOS CON CONFINAMIENTO</b> .....	<b>38</b>
3.1. RESUMEN.....	38
3.2. INTRODUCCIÓN .....	39
3.3. MATERIALES Y MÉTODOS .....	41
3.3.1. <i>Zona de estudio</i> .....	41
3.3.2. <i>Monitoreo y mediciones</i> .....	42
3.3.3. <i>Análisis de esfuerzos hidrológicos</i> .....	44
3.3.3.1. <i>Análisis de la influencia del nivel medio del mar en el acuífero</i> .....	45
3.3.3.2. <i>Análisis de la influencia en la descarga del acuífero</i> .....	46
3.3.3.3. <i>Influencia de la precipitación en el acuífero</i> .....	47
3.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	48
3.4.1. <i>Esfuerzos del nivel medio del mar</i> .....	51
3.4.1.1. <i>Carga hidráulica en el acuífero</i> .....	52

3.4.1.2. Salinidad del acuífero.....	55
3.4.2. <i>Esfuerzos de la precipitación</i> .....	58
3.4.2.1. Carga hidráulica.....	58
3.4.2.2. Salinidad del acuífero.....	59
3.5. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES.....	61
<b>4. MODELO NUMÉRICO DE DENSIDAD VARIABLE DE LA COSTA NOROESTE DE YUCATÁN</b>	<b>63</b>
4.1. INTRODUCCIÓN.....	63
4.2. MATERIALES Y MÉTODOS.....	66
4.2.1. <i>Zona de Estudio</i> .....	66
4.2.2. <i>Modelo numérico de flujo y transporte de densidad variable</i> .....	67
4.2.2.1. Discretización.....	67
4.2.2.2. Condiciones de frontera.....	68
4.2.2.3. Parametrización hidrogeológica.....	69
4.2.2.4. Calibración del modelo.....	71
4.2.2.5. Validación del modelo.....	76
4.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	76
4.3.1. <i>Resultados de la calibración</i> .....	76
4.3.2. <i>Validación del modelo numérico</i> .....	79
4.3.3. <i>Elección de la configuración óptima del modelo conceptual óptimo</i> .....	80
4.3.4. <i>Limitaciones del modelo numérico</i> .....	82
4.4. CONCLUSIONES.....	84
<b>5. DINÁMICA DE LA INTERFASE SALINA DE LA COSTA NOROESTE DE YUCATÁN BAJO ESCENARIOS DE AUMENTO DEL NIVEL MEDIO DEL MAR POR CAMBIO CLIMÁTICO</b> .....	<b>85</b>
5.1. INTRODUCCIÓN.....	85
5.2. MATERIALES Y MÉTODOS.....	88
5.2.1. <i>Zona de estudio</i> .....	88
5.2.2. <i>Modelación analítica de la interfase salina y escenarios de cambio climático</i> .....	89
5.2.3. <i>Modelación numérica de la interfase salina y escenarios de cambio climático</i> .....	91
5.2.4. <i>Escenarios de aumento del nivel medio del mar</i> .....	91
5.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	94
5.3.1. <i>Modelación analítica de la interfase salina</i> .....	94
5.3.2. <i>Modelación numérica de la interfase salina</i> .....	94
5.3.3. <i>Diferencias entre el uso de modelo analíticos y modelos numéricos</i> .....	97
5.3.4. <i>Implicaciones de los escenarios de cambio climático en el ecosistema</i> .....	99
5.3.5. <i>Limitaciones de las predicciones de la dinámica de la interfase salina</i> .....	100
5.4. CONCLUSIONES.....	101
<b>6. SÍNTESIS, CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN</b> .....	<b>103</b>
<b>7. REFERENCIAS</b> .....	<b>107</b>
<b>ANEXO A. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LA ZONA DE ESTUDIO</b> .....	<b>127</b>
A1.1. SONDEOS GEOFÍSICOS CON TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA RESISTIVA.....	127
A1.2. ESTRATIGRAFÍA Y CONSTRUCCIÓN DE POZOS EXPLORATORIOS.....	131
A1.2.1. <i>Pozo 7a</i> .....	132
A1.2.2. <i>Pozo 7b</i> .....	132
A1.2.3. <i>Pozo 8</i> .....	134
A1.2.4. <i>Pozo 9</i> .....	136
A1.2.5. <i>Pozo 5</i> .....	138

2.2.1.6. Pozo 4.....	139
A1. 3. CARGA HIDRÁULICA Y DIRECCIÓN DE FLUJO DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	140
A1.4. PARAMETRIZACIÓN HIDRÁULICA DEL ACUÍFERO .....	142
A1.4.1. <i>Slug test</i> .....	142
A1.4.2. <i>Prueba de bombeo</i> .....	144
A1.4.3. <i>Modelo de Ferris</i> .....	147
<b>ANEXO B. MATERIAL COMPLEMENTARIO “RELACIONES EMPÍRICAS PARA LA CARGA HIDRÁULICA Y SALINIDAD EN ACUÍFEROS COSTEROS CÁRSTICOS CON CONFINAMIENTO” .....</b>	<b>150</b>
<b>ANEXO C. MATERIAL COMPLEMENTARIO “MODELO NUMÉRICO DE DENSIDAD VARIABLE DE LA COSTA NOROESTE DE YUCATÁN” .....</b>	<b>153</b>

## LISTA DE CUADROS

Tabla 1. Red de monitoreo RNWY. ....	20
Tabla 2. Estimaciones de la conductividad hidráulica en la Península de Yucatán (Modificado de Bauer-Gottwein et al., 2011). ....	26
Tabla 3. Recomendaciones para el uso de medio poroso equivalente en acuíferos cársticos.....	33
Tabla 4. Correlación lineal entre la carga hidráulica del acuífero y la marea astronómica y meteorológica. La pendiente para la carga hidráulica es el porcentaje de marea propagado en el acuífero, mientras que en la salinidad es el rango de variación observado. ....	53
Tabla 5. Correlación lineal de los efectos estacionales de la precipitación en la carga hidráulica y la salinidad del acuífero. ....	61
Tabla 6. Modelos conceptuales múltiples probados para el modelado numérico. ....	72
Tabla 7. Resultados de la calibración y validación de modelos conceptuales múltiples. Los valores en azul representan el mejor ajuste de a simulación y los valores en rojo representan simulaciones rechazadas. Detalles en Anexo C.....	77
Tabla 8. Parametrización del modelo numérico.....	91
Tabla 9. Comparativa entre modelos analíticos y modelos numéricos utilizados para simular la interfase salina. ....	98
Tabla 10. Arreglos electródicos. ....	128
Tabla 11. Correlación lineal de los eventos de corto plazo de precipitación y la carga hidráulica y salinidad del acuífero. ....	152

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Comparativa ente modelos implementados en medios cársticos (Kunianski, 2016). ....	4
Figura 2 Rango de validez de la Ley de Darcy (Bear, 1972). ....	5
Figura 3. Modelo conceptual del acuífero de la península de Yucatán (Bauer-Gottwein et al., 2011). ....	18
Figura 4. Zona de estudio RNWY (Canul-Macario et al., 2020). ....	19
Figura 5. Modelo estratigráfico de la zona de estudio. ....	20
Figura 6. Perfiles de profundidad de conductividad eléctrica en pozos de la zona de estudio. P1 y P5 son los puntos más cercanos a la costa con distancias de 10 y 7 km, respectivamente. P2, P4 y	

P3 son los puntos más alejados de la costa con distancias de 18, 21 y 25 km, respectivamente (CONAGUA, 2002, 2010). .....	24
Figura 7. Variación temporal de conductividad eléctrica a 18, 21 y 25 km de la costa en la zona de estudio (CONAGUA, 2002, 2010). .....	24
Figura 8. Análisis derivativo de la curva de abatimiento. ....	30
Figura 9. Concepto de carga hidráulica equivalente de agua dulce. ....	35
Figura 10. Sección geológica A-A' de la zona de estudio (Ver Figura 4). La estratigrafía vertical se validó con perforación de pozos y tomografía eléctrica resistiva (Anexo A1.1 y A1.2 de este documento). Los puntos azules y rojos representan registradores de presión y conductividad eléctrica, respectivamente. La interfase salina se ubica entre la zona USI y BSI. ....	43
Figura 11. Perfiles de salinidad en zona de estudio (las figuras están ordenadas conforme su distancia a la costa, siendo P7el pozo más cercano). (a) Perfiles de salinidad en pozos. (b) Detalle de la zona superficial del acuífero (delimitado por el recuadro rojo), donde la base del confinamiento del acuífero es la línea negra punteada. (c) Detalle de la zona BSI en P7a (delimitada por el recuadro azul de P7a). Los puntos rojos representan la ubicación de los sensores de conductividad eléctrica. ....	48
Figura 12. Series de tiempo de mayo de 2017 a mayo de 2018 (horario GMT -5). (a) Efectos de la marea astronómica en el acuífero, colores similares al panel b. (b) Efectos de la marea meteorológica en el acuífero. (c) Gradiente hidráulico del acuífero, el valor medio se muestra en la leyenda; P7a representado en el eje izquierdo y los demás pozos en el eje derecho. (d) Precipitación en la zona de estudio. (e) Variación de la salinidad en la zona USI, P7a en el eje izquierdo y P8 en el eje derecho. (f) Variación de la salinidad en la zona BSI, P7a en el eje izquierdo y P8 en el eje derecho. ....	50
Figura 13. Espectros de potencia para (a) elevación del nivel medio del mar y la carga hidráulica del acuífero y (b) la salinidad en el acuífero. ....	51
Figura 14. Ajuste de la propagación de la marea en el acuífero utilizando el modelo de Ferris para las componentes K1, O1 y M2. AH es la marea en la carga hidráulica del acuífero y D es la difusividad hidráulica. La distancia de los pozos a la costa puede ser observada en la Tabla 4. ....	52
Figura 15. Correlación lineal de la propagación de la marea meteorológica en el acuífero (MT vs MH). ....	54
Figura 16. Atenuación de la amplitud de a marea astronómica (línea azul sólida) y meteorológica (línea punteada roja) en el acuífero confinado. ....	55
Figura 17. Correlación lineal de los esfuerzos astronómicos en la salinidad del acuífero (AT vs AS). ....	57
Figura 18. Variación de la carga hidráulica (panel superior) y la salinidad (panel intermedio) durante eventos de precipitación (panel superior). (a) Jun/17, (b) Jul/17 y (c) Sep/17.....	58
Figura 19. Variación mensual de la carga hidráulica y la salinidad asociada a la precipitación. (a) Carga hidráulica mensual promedio, (b) salinidad promedio mensual en la zona USI, (c) salinidad promedio mensual en la zona BSI y (d) precipitación acumulada mensual.....	60
Figura 20. Esquema de implementación del modelo numérico 2D. Se tiene una frontera hidrostática en la zona oceánica con salinidad de 35 g/l y una frontera de flujo en la zona continental con salinidad de 0.7 g/l en el espesor de agua dulce. Se implementaron tres pozos de observación para la calibración (P8, P5 y P7a). ....	68
Figura 21. (a) Variación espacio temporal de la salinidad en la zona de estudio. (b) Variación espacio temporal de la carga hidráulica en la zona de estudio.....	69
Figura 22. Propiedades hidrogeológicas reportadas para la PY. Las cruces son valores que no fueron considerados para la calibración del modelo numérico; los resultados de la caracterización local producto de slug test y pruebas de bombeo han sido incluidos con cuadros color rojo y verde, respectivamente. ....	70

Figura 23. Modelos conceptuales múltiples probados en la optimización. (a) M1, (b) M2, (c) M3 y (d) M4.....	73
Figura 24. Resultados de la calibración para los modelos conceptuales propuestos. (a) Carga hidráulica y (b) Salinidad.....	79
Figura 25. Resultados de la validación de la carga hidráulica para los modelos conceptuales propuestos. (a) Temporada de descarga y (b) temporada de recarga.....	80
Figura 26. Resultados de la validación de la salinidad para los modelos conceptuales propuestos. (a) Temporada de descarga y (b) temporada de recarga.....	81
Figura 27. Análisis de la contribución antropogénica en el cambio climático (IPCC, 2014). .....	85
Figura 28. Relación entre el gradiente hidráulico del acuífero y la vulnerabilidad de intrusión salina por efecto de extracción de agua y aumento del nivel medio del mar (Ferguson & Gleeson, 2012). .....	88
Figura 29. Escenarios de cambio climático de aumento del nivel medio del mar. La línea negra es la suma de todos los efectos y la sombra las incertidumbres de los modelos (Church et al., 2013). .....	93
Figura 30. Forzamiento incremento nivel medio del mar.....	93
Figura 31. Escenarios de la interfase salina utilizando modelos analíticos (Canul-Macario et al., 2019b). .....	95
Figura 32. Evolución de la salinidad en la costa noroeste de Yucatán. (a) RCP 2.6, (b) RCP 8.5. .	96
Figura 33. Índice de cambio de salinidad en la costa noroeste de Yucatán, entre el presente (2018) y 2100, para escenarios RCP 2.6 y 8.5. ....	97
Figura 34. Arreglo electródico lineal. ....	127
Figura 35. Localización de tomografías eléctricas resistivas.....	129
Figura 36. Tomografía eléctrica resistiva en zona continental (P8). ....	129
Figura 37. Tomografía eléctrica resistiva en zona marina (off-shore). ....	129
Figura 38. Tomografía eléctrica resistiva en zona costera terrestre. ....	130
Figura 39. Trabajos de perforación. ....	131
Figura 40. Columna estratigráfica del pozo P7a.....	132
Figura 41. Columna estratigráfica del pozo P7b.....	133
Figura 42. Videofilmación en pozo P7b. ....	134
Figura 43. Columna estratigráfica del pozo P8.....	135
Figura 44. Videofilmación en pozo P8. ....	136
Figura 45. Columna estratigráfica del pozo P9.....	137
Figura 46. Videofilmación en pozo P9. ....	137
Figura 47. Columna estratigráfica del pozo P5.....	138
Figura 48. Columna estratigráfica del pozo P4.....	139
Figura 49. Red de flujo subterráneo y líneas equipotenciales en la zona de estudio. ....	140
Figura 50. Red de flujo subterráneo y líneas equipotenciales en la zona de estudio. ....	141
Figura 51. Red de flujo subterráneo y líneas equipotenciales en la zona de estudio. ....	141
Figura 52. Ajuste modelo de Butler en P7a. ....	142
Figura 53. Ajuste modelo de Butler en P9. ....	143
Figura 54. Ajuste modelo de Van der Kamp en P7a. ....	143
Figura 55. Ajuste modelo de Van der Kamp en P9. ....	144
Figura 56. Sistema de extracción en prueba de aforo.....	145
Figura 57. Croquis diseño experimental de la prueba de aforo.....	145
Figura 58. Nivel dinámico en pozo durante aforo a 7.02 lps. ....	146
Figura 59. Ajuste modelo de Ferris en P7a. ....	148
Figura 60. Ajuste modelo de Ferris en P5. ....	148
Figura 61. Ajuste modelo de Ferris en P8. ....	149
Figura 62. Ajuste modelo de Ferris en P9. ....	149

Figura 63. Correlación lineal de la marea astronómica con la carga hidráulica del acuífero.....	150
Figura 64. Correlación lineal de la marea meteorológica con la salinidad del acuífero.....	150
Figura 65. Correlación lineal de la precipitación con la carga hidráulica del acuífero.....	151
Figura 66. Correlación lineal de la precipitación con la salinidad del acuífero.....	151
Figura 67. Ajuste en la calibración de los modelos conceptuales múltiples. (a) Carga hidráulica y (b) Salinidad.....	153
Figura 68. Ajuste en la validación de la carga hidráulica de los modelos conceptuales múltiples. (a) temporada de descarga, (b) temporada de recarga.....	153
Figura 69. Ajuste en la validación de la interfase salina de los modelos conceptuales múltiples. (a) temporada de descarga, (b) temporada de recarga.....	154

# 1. INTRODUCCIÓN

La zona costera es considerada como una transición entre los acuíferos y las zonas marinas, está relacionada con varias actividades económicas y desarrollo que dependen principalmente del abastecimiento de los acuíferos costeros. Los acuíferos costeros en su mayoría reciben presión por el crecimiento de las poblaciones costeras. Esto ha derivado en contaminación de los acuíferos por intrusión salina y la contaminación por descargas de aguas residuales (Post & Werner, 2017; Werner et al., 2013).

La costa de Yucatán es un caso similar, ya que ha mostrado en últimos años ser un foco de atención importante para el desarrollo de actividades turísticas, comerciales e inmobiliarias y algunos desarrollos industriales (Diario de Yucatán, 2019; Novedades de Yucatan, 2017). Este desarrollo causa una presión sobre el acuífero de la costa Yucateca, ya que es la principal fuente de abastecimiento de agua dulce. Este panorama sugiere que a mediano o largo plazo la zona costera no contará únicamente con población intermitente generada por las actividades hoteleras y el turismo local, sino una población permanente en crecimiento con necesidades de servicios entre los que destaca la disponibilidad del agua. Por otro lado, dentro de los impactos ambientales generados por el crecimiento de la población en la zona costera, se pueden señalar: la intrusión salina, la reducción de disponibilidad de agua dulce y la generación de sitios inapropiados para la disposición final de la basura (García et al., 2011). La intrusión salina y la reducción de agua dulce puede agudizarse por fenómenos globales como el cambio climático en donde se prevé un aumento del nivel medio del mar, así como un cambio en el régimen hídrico en distintas zonas del mundo (IPCC, 2010; Loáiciga et al., 2012).

El acuífero costero de Yucatán ha sido estudiado desde diferentes perspectivas: (a) descripción del comportamiento espacio-temporal de la interfase salina, (b) medición-estimación de parámetros hidrogeológicos del acuífero y (c) implementación de modelos numéricos de flujo (Moore et al., 1992; Perry et al., 1995; Sanchez, 1999; Marín et al., 2001; González-Herrera et al., 2002; Perry et al., 2002; Pérez and Pacheco, 2004; Villasuso Pino et al., 2011; Vera et al., 2012; Rocha et al., 2015; Gómez-Nicolás et al., 2018; Canul-Macario et al., 2019a). Sin embargo, no existen investigaciones que estén dirigidas a crear escenarios asociados a cambio climático relacionados con la interacción del agua marina y el acuífero costero.

En últimos años, el uso de modelos numéricos ha destacado como una herramienta de estudio y gestión de acuíferos debido a afectaciones por: explotación, recarga al acuífero, dirección de flujo subterráneo, interacción con agua marina; así como para simular escenarios futuros asociados al cambio climático, basados en proyecciones esperadas (Allen et al., 2004; Battin et al., 2007; Oude Essink et al., 2010; Sukop et al., 2018). Se observa que el uso de modelos numéricos para estudiar el efecto del cambio climático en los acuíferos representa una herramienta fundamental.

Con respecto al uso de modelos numéricos en Yucatán se pueden mencionar los trabajos de Sanchez (1999), Marín et al. (2001), González-Herrera et al. (2002), Rocha (2016). Estos modelos se caracterizan por simular únicamente flujo subterráneo sin considerar el efecto de la densidad variable; además de que no analizan con detalle el efecto de la frontera de flujo marina. Sanchez (1999) menciona que las variaciones en la fluctuación del nivel freático, asociados al efecto del nivel del mar, causan problemas en la calibración del modelo en el dominio cercano a la costa. Esto sugiere que el efecto de la densidad variable, la frontera marina y su propagación en el acuífero son efectos esenciales que se deben de abordar, por lo que han sido investigados a detalle en este trabajo.

En la literatura citada con anterioridad, la modelación numérica ha sido usada como herramienta para: (a) analizar la importancia de zonificar el acuífero en zonas heterogéneas (González-Herrera et al., 2002), (b) evaluar el efecto del confinamiento en la zona costera (Marín et al., 2001) y (c) simular el patrón de migración de sustancias disueltas en el agua subterránea (Rocha, 2016). Sin embargo, no se ha implementado como herramienta de pronóstico de escenarios relacionados con los efectos del cambio climático.

En resumen, es posible que un modelo numérico de flujo y transporte que considere densidad variable y los efectos de la frontera de flujo marina pueda tener mejores resultados que los esfuerzos previos, y una vez calibrado y validado, puede servir como una herramienta de pronóstico para evaluar los efectos de diferentes fenómenos a largo plazo en el acuífero de Yucatán.

## 1.1. Estado del arte

El estudio de la interfase salina en los acuíferos costeros se ha desarrollado dada la importancia que tienen los acuíferos costeros en el abastecimiento de las poblaciones e infraestructura en dichas zonas. Se ha conceptualizado a un acuífero costero como un espesor de agua dulce que está en interacción con el agua marina; el equilibrio de estas masas de agua conforman una zona de mezcla denominada interfase salina (Ketabchi et al., 2016; Post & Werner, 2017; Rachid et al., 2017; Werner et al., 2013). Estudios recientes sugieren que los esfuerzos por estudiar la interfase salina en los acuíferos costeros han sido dirigidos a la (a) descripción y caracterización de la interfase salina y los esfuerzos (naturales y antropogénicos) relacionados con su dinámica, (b) la evaluación el potencial y vulnerabilidad de salinización de acuíferos costeros y (c) los efectos globales como el cambio climático en la dinámica de la interfase salina. Sin embargo, el estudio de la interfase salina debe considerar las implicaciones socio-económicas a futuro para el desarrollo de políticas de manejo de acuíferos costeros (Post & Werner, 2017).

Para el estudio de este fenómeno se han utilizado varias técnicas directas e indirectas entre las que se pueden mencionar: estudios hidrogeoquímicos, técnicas geofísicas, análisis estadístico simple/multivariado, análisis geoespacial, trazadores naturales-artificiales; y finalmente, técnicas hidrodinámicas como: modelos físicos, modelos analíticos y modelos numéricos (Ketabchi et al., 2016; Rachid et al., 2017).

Dentro de las técnicas hidrodinámicas destacan los modelos numéricos como una herramienta para el estudio de la interfase salina. Estudios recientes revelan que existen grandes esfuerzos para poder describir, entender y simular el comportamiento de la interfase salina utilizando modelos deterministas y no deterministas (Post & Werner, 2017; Werner et al., 2013). De igual forma, el análisis estadístico simple y multivariado con técnicas como el análisis de series de tiempo y correlación cruzada y lineal ofrecen una herramienta confiable, fácil de implementar y con resultados que pueden ayudar a comprender mejor el funcionamiento de un acuífero (Bakker & Schaars, 2019; Rachid et al., 2017). Estas técnicas en conjunto pueden complementarse para obtener un modelo conceptual de un acuífero costero, y que luego de un período de calibración y validación numérica, permiten contar con una herramienta de proyección del comportamiento del acuífero.

La diferencia entre modelos numéricos deterministas y no deterministas es, principalmente, que los primeros requieren del conocimiento de las propiedades físicas del acuífero y responden a la física del fenómeno mediante ecuaciones de gobierno, mientras que los no deterministas no obedecen a la física del fenómeno asumiendo que el comportamiento del agua subterránea puede representarse como una función de relación de una o varias respuestas del acuífero (Hartmann et al., 2014; Mayaud, 2014; Zhou, Gómez-Hernández, & Li, 2014).

La metodología de simulación numérica muestra que en la actualidad, los modelos deterministas son más complicados de implementar debido a sus requerimientos de información; sin embargo han ofrecido buenas aproximaciones en medios cársticos a escalas regionales. Por otro lado, los modelos no deterministas suelen tener menos requerimientos de información para su implementación y mejores capacidades de simular las heterogeneidades de un acuífero, pero sus aplicaciones se han visto limitadas en problemas de escala real o regional. Otra diferencia importante es que los modelos deterministas muestran tener una mejor aplicación a casos reales en comparación con los modelos no deterministas, esto puede verse con mejor detalle en la **Figura 1** (Ko et al., 2015; Pool et al., 2015; Werner et al., 2013)

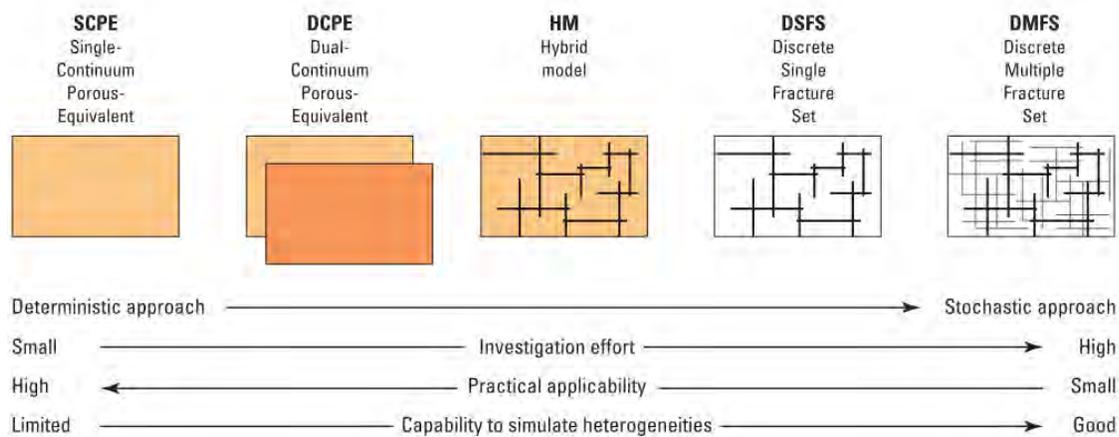


Figura 1 Comparativa entre modelos implementados en medios cársticos (Kunianski, 2016).

Una de las principales limitaciones para el uso de técnicas directas y modelos deterministas para el estudio de la interfase salina es la heterogeneidad de los acuíferos. En un acuífero

cárstico el problema se agudiza todavía más debido a la naturaleza del flujo subterráneo en estos sistemas, así como el poco conocimiento existente en el fenómeno del transporte en estas condiciones (Ketabchi et al., 2016; Werner et al., 2013). Por otro lado, se tiene que las ecuaciones que gobiernan el flujo subterráneo dependen del régimen de flujo del acuífero, mismo que en zonas altamente carstificadas suele ser turbulento, donde los modelos tradicionales no se ajustan al comportamiento real del acuífero (**Figura 2**).

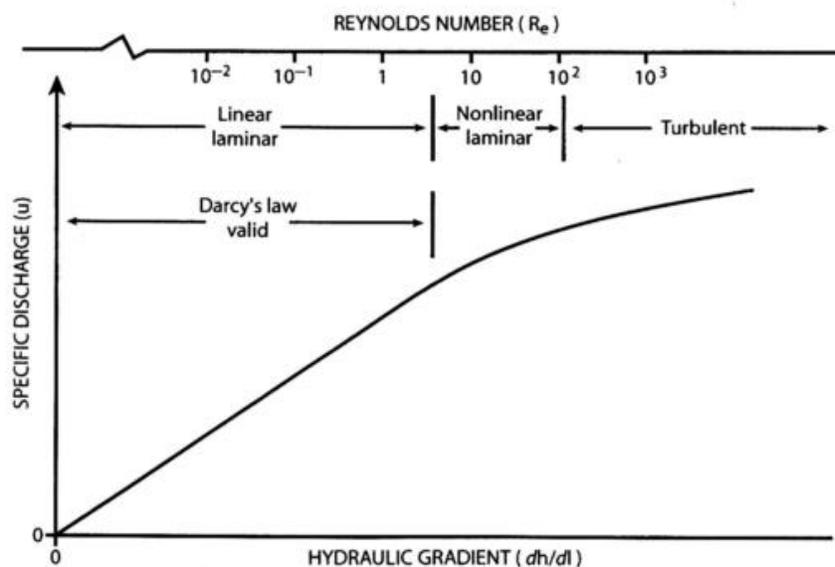


Figura 2 Rango de validez de la Ley de Darcy (Bear, 1972).

### 1.1.1. Análisis de series de tiempo en acuífero cársticos

Las simulaciones no deterministas han tomado importancia en los últimos años, debido a que no parten de una discretización asociada a la caracterización del acuífero y, desde el punto de vista del costo computacional, son menos demandantes que los modelos deterministas, sobre todo en acuíferos cársticos y/o altamente heterogéneos (Dausman et al., 2010; Hartmann et al., 2014; Jardani et al., 2012; Pool et al., 2015; Zhou et al., 2014)

Algunas aplicaciones no deterministas para acuíferos cársticos, específicamente los modelos estocásticos, tienen buena resolución a escalas locales, aunque en su mayoría han sido implementados con condiciones ideales. En modelos regionales o subregionales

no muestran mejoría en comparación con los modelos deterministas (Ko et al., 2015; Pool et al., 2015; Werner et al., 2013)

El análisis de series temporales es un enfoque basado en series de datos temporales y en su mayoría ha sido dirigido a analizar la carga hidráulica del acuífero. Los modelos de series temporales suelen ser mucho más simples y en ocasiones ofrecen ajustes mucho mejores que los modelos de aguas subterráneas normales. Estudios recientes muestran que este tipo de análisis pueden ser una alternativa para el desarrollo de modelos empíricos de un acuífero, más sencillos que un modelo numérico. Sin embargo, no siempre se tiene un buen ajuste, ya que el análisis depende del conocimiento de todos los agentes forzantes que puedan estar involucrados en el sistema. Su utilización puede ser considerado como una medida de exploración del comportamiento de un acuífero (Bakker & Schaars, 2019; Fernández-Ayuso et al., 2019). El principio de estas aplicaciones se basa en asumir que una respuesta del acuífero  $y$  esta relacionada con algun estrés  $x$ , y su dependencia numérica puede ser definida por una función  $y = f(x) + \epsilon$ , donde  $\epsilon$  son las incertidumbres asociadas a factores como el error en la medición, ruido en los datos medidos, etc. (Fiorillo et al., 2015; Hartmann et al., 2014; Mayaud, 2014; Stevanović, 2015a).

Las técnicas de series temporales se basan en la respuesta del acuífero a varios impulsos como la recarga/descarga del acuífero, efectos de grandes almacenamientos como embalses y el mar, etc. La carga hidráulica y la descarga del acuífero son señales que sufren perturbaciones instantáneas y en ocasiones con un tiempo de retraso por estos forzantes. Las funciones de autocorrelación y correlación cruzada son herramientas matemáticas que pueden ser usadas para entender las dependencias de estos agentes forzantes y su respuesta en el acuífero. En acuíferos cársticos han sido utilizados con éxito para caracterizar y entender estas dependencias, basadas en correlación numérica (Fiorillo et al., 2015; Stevanović, 2015a).

Existen varios enfoques para el análisis de series de tiempo, incluyendo funciones de autocorrelación simple, bivariados y multivariados. Dentro de los enfoques bivariados entre un forzante y su respuesta con el acuífero se encuentra la función de correlación cruzada y la correlación de Pearson (Box et al., 1994) que se muestra en las ecuaciones 1 y 2:

$$C_{y_1y_2}(k) = \begin{cases} \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (y_{1t} - \bar{y}_1)(y_{2t+k} - \bar{y}_2); k = 0, 1, 2 \dots \\ \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (y_{2t} - \bar{y}_2)(y_{1t+k} - \bar{y}_1); k = 0, -1, -2 \dots \end{cases} \quad (1)$$

$$r_{y_1y_2} = \frac{C_{y_1y_2}(k)}{s_{y_1}s_{y_2}}; k = 0, \pm 1, \pm 2 \dots \quad (2)$$

donde  $C_{y_1y_2}(k)$  es la función de correlación cruzada y  $r_{y_1y_2}$  es la correlación de Pearson,  $y_{1t}$  y  $y_{2t}$  son series de tiempo con medias  $\bar{y}_1$  y  $\bar{y}_2$ , y con retrasos  $k = 0, \pm 1, \pm 2 \dots$  para los pares de datos  $(y_{1_1}, y_{1_2}), (y_{2_1}, y_{2_2}), \dots, (y_{1_t}, y_{2_t})$ ,  $n$  es el número de datos por serie temporal. Se observa que la función de correlación cruzada prueba pares de datos dejando una serie de tiempo fija y la otra móvil con un paso de tiempo  $k$  y probando la correlación de los datos. Finalmente,  $C_{y_1y_2}$  es la covarianza de  $y_1$  y  $y_2$ ,  $s_{y_1}$  y  $s_{y_2}$  son las desviaciones estándar de cada serie de tiempo.

Este tipo de análisis ha sido utilizado con resultados aceptables en acuíferos cársticos correlacionando la respuesta del acuífero a eventos como: tormentas y huracanes, terremotos, variaciones en el nivel del mar y recargas. Esta información ofrece una forma empírica de conocer qué tipo de fenómenos en la zona de estudio están relacionados con la variación del acuífero (Fiorillo et al., 2015; Hartmann et al., 2014; Kovács, 2003; Mayaud, 2014; Stevanović, 2015a). A nivel regional, en la Península de Yucatan existen trabajos similares que utilizan esta herramienta para analizar el acuífero (Kovacs et al., 2017, 2018; Parra et al., 2016; Vera et al., 2012).

### 1.1.2. Modelación numérica determinista en acuíferos cársticos

En los últimos años la modelación numérica ha sido una herramienta utilizada para el estudio y gestión de los acuífero cársticos. Un reto importante es la conceptualización del problema debido a complejidad de los acuíferos que presentan carstificación. En efecto, se tiene una porosidad primaria en la matriz de la roca, porosidad secundaria generada por carstificación la matriz conocida como “vuggy porosity” y en ocasiones porosidad terciaria que define conductos preferenciales de flujo o ríos subterráneos (Hartmann et al., 2014; Kunianski, 2016; Stevanović, 2015b; White, 2002; Worthington, 2015).

Existen grupos de investigación que se han enfocado en perfeccionar los modelos deterministas introduciendo y acomodando diferentes ecuaciones de flujo para medios laminares y turbulentos; así como resolver el problema del transporte en dichas condiciones. Estas implementaciones van desde la simplificación de un problema heterogéneo a una zonificación del acuífero con distintas características (MODFLOW, MT3D, SEAWAT), hasta incluir conductos preferenciales o interacción de porosidad (MODFLOW-CFP, UMT3D, VDFST-CFP). Estas implementaciones requieren de una buena caracterización del acuífero y el desarrollo de un modelo conceptual robusto para la elección del código en la construcción de un modelo numérico, además de un alto costo computacional (Gallegos, 2011; Kovács, 2003; Langevin, 2001, 2003; Mayaud, 2014; Stevanović, 2015b; Xu & Hu, 2017)

La **Figura 1** muestra que los modelos deterministas utilizados en acuíferos cársticos van de modelos simplificados a modelos de doble porosidad e híbridos. Su aplicación y grado de complicación van orientados a reproducir la heterogeneidad real de un acuífero cárstico. En cuanto al grado de complejidad, los modelos simplificados o continuos suelen ser más sencillos de implementar que los modelos de doble porosidad o híbridos (Kunianski, 2016; Mayaud, 2014; Pool et al., 2015; Werner et al., 2013; Zhou et al., 2014)

Los modelos numéricos deterministas en acuíferos cársticos tienen los siguientes retos: (a) correcta definición de la estructura del acuífero, (b) incertidumbre en el modelo conceptual, (c) parametrización hidrodinámica dependiente de la escala y (d) dualidad del flujo a través de la matriz rocosa, carstificación y conductos preferenciales (Bauer-Gottwein et al., 2011; Carrera et al., 2005a; Hartmann et al., 2014; Worthington, 2015).

El enfoque determinista se basa en zonificar un dominio con parámetros hidrodinámicos como la conductividad hidráulica, almacenamiento, rendimiento específico, porosidad, dispersividad, etc. La asignación de esa parametrización es la que esta asociada a características físicas del acuífero como condiciones de confinamiento, semiconfinamiento, múltiples capas asociadas a la geología, anisotropía, etc. Esta técnica está bien desarrollada y ha sido ampliamente utilizada, siendo que el detalle de zonificación depende del enfoque del modelo y del fenómenos que se desea representar, ya que algunos códigos van dirigidos a simular: (a) flujo subterráneo, (b) flujo y transporte, (c) flujo y transporte acoplado con corrección de densidad y (d) flujo y transporte acoplado a flujo turbulento

(Carrera, et al., 2005b; Kunianski, 2016; Stevanović, 2015b; Worthington, 2015; Zhou et al., 2014). Estas conceptualizaciones se describen a continuación:

- a. Modelos continuos simples de porosidad equivalente. Asume que el acuífero o las zonas del acuífero funcionan como un medio poroso equivalente y la ecuación de Darcy es válida. Esta simplificación se usa comunmente para simular en MODFLOW, MT3D, SEAWAT, FEFLOW y SUTRA.
- b. Modelos de doble porosidad continuos. Se asume que existen dos flujos: uno Darciano la matriz rocosa y un flujo en la carstificación (vuggy porosity) con características turbulentas. Existen paquetes comerciales que simulan este comportamiento como MODFLOW-CFP M2 y FEFLOW.
- c. Modelos híbridos de doble porosidad y fracturas discretas. Se asume que existen tres flujos: el flujo Darciano en la matriz rocosa Darciano, un flujo en la carstificación (vuggy porosity) y flujo en conductos discretos con características turbulentas. Existen paquetes comerciales que simulan este comportamiento como MODFLOW-CFP combinando sus módulos M1 y M2.
- d. Modelos fracturas discretas. Se asume que el flujo subterráneo es a través de conductos discretos con características turbulentas. Existen paquetes comerciales que simulan este comportamiento como MODFLOW-CFP M1.
- e. Modelos de multiples fracturas. Se asume que el flujo subterráneo es a través de conductos discretos con características turbulentas. La red cavernosa se simula comunmente con modelos estocásticos.

Se ha observado que la tendencia actual es implementar modelos híbridos; sin embargo, tambien se ha documentado el uso de los modelos zonificados con medio poroso equivalente con resultados aceptables. El uso de los modelos híbridos ha mostrado tener resultados aceptables en implementaciones a escala local; sin embargo, a escalas regionales se tienen resultados dudosos con inestabilidad numérica, asociados a la incertidumbre de la geometría de las heterogeneidades y al incluir el flujo turbulento en el modelado numérico (Gallegos, 2011; Mayaud, 2014; Reimann et al., 2011; Shoemaker et al., 2008).

A pesar de que los modelos híbridos tienen un modelo conceptual más amplio que los modelos de porosidad equivalente, varios autores han coincidido en que las

implementaciones con estas conceptualizaciones presentan inestabilidad e incertidumbre, e incluso pueden carecer de validez, ya que no se cuenta con una caracterización adecuada de la geometría, rugosidad, porosidad secundaria en acuífero cársticos, así como formulaciones analíticas con las cuales contrastar los resultados obtenidos (Kunianski, 2016; Mayaud, 2014; Reimann et al., 2011; Shoemaker et al., 2008; Xu et al., 2015).

Muchos de los trabajos que simulan doble porosidad han partido de implementaciones con medio poroso equivalente. Sin embargo, al no existir una caracterización exhaustiva de la porosidad secundaria y terciaria, los resultados de implementaciones con modelos complejos de flujo generan grandes incertidumbres. Esta situación sugiere que se debe trabajar en la mejora de las implementaciones de los modelos híbridos, así como mejorar las caracterización y técnicas de monitoreo de heterogeneidades en acuíferos cársticos. Sin embargo, mientras existan estas incertidumbres, el uso de modelos simples de medio poroso equivalente siguen siendo una opción para modelación de acuíferos cársticos con enfoque regional-subregional e intereses en la gestión del acuífero (Kunianski, 2016).

Por otro lado, los modelos numéricos de transporte implementados en medios cársticos con modelos híbridos y de doble/triple porosidad está en etapa de desarrollo (Gallegos, 2011; Hu & Xu, 2016; Sebben et al., 2015; Werner et al., 2013; Xu & Hu, 2017; Xu et al., 2015), por lo que, el enfoque de medio poroso equivalente, es el único que ha sido probado, implementado y documentados con resultados aceptables. Las simulaciones de flujo con zonificación de medio poroso equivalente para la delimitación de la interfase salina y el transporte de solutos muestran aproximaciones menos precisas que con el caso del flujo subterráneo; esto debido a que el transporte de masa depende de la difusión molecular, advección y dispersión hidrodinámica, y en el caso de acuíferos cársticos una mezcla o combinación de estos fenómenos (Held et al., 2005; Kerrou & Renard, 2009). Un factor para discutir en modelos numéricos en ambiente costero es el acoplado a un modelo de flujo-transporte donde se permite la corrección de potenciales hidráulicos por densidad variable. En la actualidad no se tienen códigos comerciales o disponibles para incluir doble o triple porosidad en simulación de transporte, y mucho menos para corrección por densidad variable, por lo que únicamente se han explorado implementaciones con reducción al medio poroso equivalente y algunas implementaciones suponiendo que las carstificaciones son zonas con alta conductividad hidráulica, o acoplando una modificación de los modelos Darcianos (Khadra & Stuyfzand, 2018; Sebben et al., 2015).

Una opción para estudiar el fenómeno de interfase salina con modelos numéricos es la simplificación de la frontera de Henry asumiendo un transporte anisotrópico dispersivo. Esta implementación, ofrece una manera sencilla y simple de evaluar la interfase salina en acuíferos incluso heterogéneos (Langevin, 2001; Abarca et al., 2004; Carrera et al., 2005a; Abarca, 2006; Abarca et al., 2007a; Pool et al., 2007; Walther et al., 2017). Esta implementación ha sido documentada y se ha observado que es sensible a las condiciones de frontera. En el mar se debe establecer correctamente una frontera hidrostática; mientras que en la zona continental se debe establecer si el acuífero es dominado por la carga hidráulica o la descarga subterránea. En el modelo de Henry, se tiene que la frontera en el mar tiene gran influencia, por lo que incluso modelos no acoplados a densidad variable ofrecen buenos resultados. Los resultados de la simulación mejoran únicamente en la zona donde los gradientes de densidad son importantes (interfase salina) (Abarca, 2006; Abarca et al., 2007a; Ketabchi et al., 2016; Langevin, 2003; Pool et al., 2007; Zheng & Bennett, 2002). Se ha observado que establecer una frontera de flujo es mucho mejor que establecer una frontera de carga constante (Guo & Langevin, 2002; Ketabchi et al., 2016; Langevin, 2001, 2003; Lu et al., 2015; Pool et al., 2007; Ranjan & Kazama, 2007; Walther et al., 2017). Otros factores importantes a considerar son la pendiente lateral del acuífero, la heterogeneidad lateral y la necesidad de considerar un problema tridimensional. Se ha observado que en modelos estratigráficos con pendientes longitudinales y laterales muy bajas (capas estratigráficas horizontales) el modelo puede ser reducido a 2D (Abarca, 2006; Abarca et al., 2007a; Abarca et al., 2007b; Ketabchi et al., 2016; Pool et al., 2007).

Las experiencias registradas en la península de Yucatán todas han sido implementadas con medio poroso equivalente (Gondwe et al., 2011; González-Herrera et al., 2002; JICA, 2004; Marín et al., 2001; Rocha, 2016; Sanchez, 1999). Estos modelos numéricos fueron hechos utilizando el concepto de medio poroso equivalente y no integran densidad variable, a excepción del trabajo de Marín et al. (2001) y JICA (2004). Los resultados han mostrado capacidad para simular flujo subterráneo, pero ninguno ha tenido el enfoque de simular y pronosticar escenarios del comportamiento de la interfase salina.

Los antecedentes sugieren que en acuíferos cársticos se puede partir de un modelo simplificado para entender el comportamiento regional del acuífero incluyendo flujo, transporte y efecto de la densidad. Sería deseable implementar un modelo que incluya doble o triple porosidad siempre y cuando exista una caracterización adecuada de dichas

heterogeneidades. En caso contrario, se podría tener demasiada incertidumbre y los resultados no mostrarían una mejor aproximación que el simplificar el problema a un medio poroso equivalente. Finalmente, se debe considerar que las implementaciones regionales (Yucatán) son aceptables, pero se han implementado únicamente para flujo subterráneo sin atención en la interfase salina y la salinidad del acuífero, así como poco conocimiento de la interacción de la frontera en el mar con el acuífero regional.

## 1.2. Motivación

La zona costera de Yucatán – y las zonas costeras a nivel global – son puntos de importante desarrollo socio-económico, así como hábitat para diversas especies proveedoras de múltiples servicios ecosistémicos. En su mayoría, dependen de los acuíferos costeros para dichas actividades. Esta situación origina que sus acuíferos estén sujetos a presión para garantizar el abastecimiento de agua dulce en esas zonas, en cantidad y calidad suficientes. Si a esto se suma el cambio climático, el incremento del nivel medio del mar puede causar un aumento en la intrusión salina de la costa, lo cual se traduce en una mayor penetración del agua salada tierra adentro y una reducción del espesor de agua dulce disponible. Las poblaciones costeras deben generar información técnica para desarrollar políticas de conservación, manejo y control de sus acuíferos.

La literatura sugiere que se tiene un reto importante al estudiar los acuíferos costeros, entender la interacción del agua dulce-marina, determinar los esfuerzos hidrológicos (naturales y antropogénicos) asociados y predecir posibles escenarios futuros debido a eventos globales como el cambio climático.

## 1.3. Alcances y Objetivos

El objetivo principal de esta investigación es describir la dinámica de la interfase salina de la costa noroeste del estado de Yucatán (RNWY) mediante el uso de un modelo numérico y generar predicciones del comportamiento de la interfase salina frente a escenarios de cambio climático.

Los antecedentes sugieren que se deben desarrollar elementos técnicos para entender el comportamiento de la salinidad en los acuíferos costeros cársticos para desarrollar

estrategias de gestión de estos acuíferos. Por otro lado, a nivel regional se observa un vacío en el estudio del modelado numérico de la interfase salina y los escenarios que podrían presentarse debido al incremento del nivel medio del mar sugeridos por el efecto del cambio climático. En conjunto, el estudio de estas brechas permitiría desarrollar estrategias que garanticen una mejor gestión del agua dulce en la zona de estudio; así como dejar precedentes que permitan evaluar las afectaciones al ecosistema debido al incremento del nivel medio del mar.

Dicho lo anterior, los objetivos específicos del trabajo son:

- a. Establecer un modelo conceptual del acuífero costero de la costa noroeste de Yucatán (RNWY).
- b. Desarrollar un modelo numérico, calibrarlo y validarlo.
- c. Establecer y simular escenarios para el acuífero de la RNWY debido al incremento del nivel medio del mar.
- d. Desarrollar elementos técnicos para la toma de decisiones en la gestión del acuífero costero de la RNWY

La presente investigación es importante, no únicamente en el conocimiento del comportamiento del acuífero de la costa noroeste de Yucatán; sino también en la búsqueda de aplicaciones directas al conocimiento generado, que retribuyen a la sociedad en elementos técnicos que mejoren la toma de decisiones relacionadas con su fuente de abastecimiento.

#### 1.4. Estructura de tesis

El capítulo 1 muestra los antecedentes y motivaciones de los que deriva el tema de tesis, así como los objetivos y alcances planteados para esta investigación.

El capítulo 2 muestra la metodología seguida para esta investigación y la descripción general del acuífero de la zona de estudio utilizando datos oficiales de las dependencias gubernamentales (INEGI, CONAGUA, SGM). De igual forma, se presentan una caracterización detallada para la zona de estudio que derivan del proyecto Observatorio Costero Sisal a cargo del Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera (LANRESC).

De los resultados de la investigación, se ha publicado el capítulo 3 con el título “*Empirical relationships of head-salinity response to variations of sea level and vertical recharge in coastal confined karst aquifers*” en el Hydrogeology Journal (Canul-Macario et al., 2020).

Por otro lado, el capítulo 4 presenta la calibración y validación del modelo numérico de flujo y transporte de la zona de estudio. Finalmente, el capítulo 5 muestra los escenarios de la interfase salina, en relación con el aumento del nivel medio del mar en la zona de estudio.

El capítulo 6 muestra las conclusiones generales de la investigación, así como las recomendaciones asociadas a la problemática de la dinámica de la interfase salina en la zona de estudio.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1. Metodología

La metodología de esta investigación consta de tres etapas principales: (a) caracterización y desarrollo de un modelo conceptual del acuífero de la región noroeste de Yucatán (RNWY), (b) elección de un código de simulación, implementación, calibración y validación de un modelo numérico de flujo y transporte con corrección de densidad variable del acuífero de la RNWY y (c) la implementación de escenarios de incremento del nivel medio del mar en el acuífero de la RNWY. A continuación, se describe cada etapa de la investigación.

#### 2.1.1. Caracterización y desarrollo del modelo conceptual del acuífero de la RNWY

En esta etapa se gestiona la información regional y local de la zona de estudio. Se inicia con una revisión de la literatura, datos y puntos de monitoreo disponibles, por lo que, se solicitó a la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) la información de la zona de estudio.

Para complementar la información se diseñó una campaña de exploración y monitoreo del acuífero de la RNWY de un año de duración, que incluyó:

- a. Perforación de pozos exploratorios. Se realizaron cuatro perforaciones exploratorias utilizando maquina rotaria y compresor de aire, con control de tiempo de penetración y colección de detritus.
- b. Exploración indirecta con métodos geofísicos. Se realizaron tomografías eléctricas resistivas con el arreglo wenner y dipolo-dipolo, utilizando un equipo SUPERSTING R8 en zona continental, zona costera y zona marina.
- c. Monitoreo discreto y continuo de niveles estáticos, salinidad del acuífero y de la interfase salina. Se instalaron sensores (ONSET-HOBO) de presión, conductividad eléctrica y temperatura en la red de la **Figura 4**. Además, se realizaron registros verticales de salinidad, conductividad eléctrica y temperatura con una sonda multiparamétrica YSI EXO 2 en los pozos de la red de monitoreo.
- d. Monitoreo de la precipitación y presión atmosférica. Se instalaron estaciones meteorológicas automáticas en P9 y Sisal (los datos de Mérida fueron tomados de

la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos, RUOA); se obtuvieron datos de precipitación y presión atmosférica en la zona de estudio.

- e. Pruebas hidráulicas al acuífero en puntos de monitoreo. Se realizaron pruebas de inyección (slug test) en los pozos de la zona de estudio y se realizó una prueba de bombeo a gasto constante en el pozo P7a (**Figura 4**) en la zona costera.
- f. Análisis de relaciones empíricas entre los esfuerzos hidrológicos en la zona de estudio y la respuesta en el acuífero. Se analizaron las series temporales de presión, temperatura, conductividad eléctrica, salinidad y precipitación para describir su relación con la posición del nivel medio del mar, la descarga del acuífero y recarga vertical, utilizando la correlación cruzada y el coeficiente de correlación de Pearson (Canul-Macario et al., 2020).

Con esta información se desarrollaron múltiples modelos conceptuales que sirvieron como base para el desarrollo del modelo numérico de flujo y transporte con densidad variable; mientras que los datos colectados han servido para la calibración y validación de dicho modelo numérico. Los detalles de las actividades de esta sección se describen en la sección 2.2 de este documento, así como en los siguientes capítulos.

#### 2.1.2. Elección de código de simulación, implementación, calibración y validación de un modelo numérico con corrección de densidad variable de RNWY

De acuerdo con los resultados de la caracterización y el modelo conceptual de RNWY se elige un código de simulación de flujo y transporte que pueda simular el fenómeno de la interacción del acuífero y el agua marina, por lo cual, se utiliza SEAWAT (Guo & Langevin, 2002). Los detalles son descritos en la sección 2.3. Se usaron los datos de campo, específicamente la carga hidráulica y la salinidad (P7a, P5 y P8, **Figura 4**), para el proceso de calibración. Posteriormente, se validó el modelo considerando las condiciones de recarga y descarga del acuífero posteriores a la calibración. Se eligió la mejor configuración de modelo numérico considerando la incertidumbre de los modelos conceptuales múltiples sugeridos por la caracterización; para lo cual se evaluó la raíz del error cuadrático medio, los coeficientes de Pearson y Nash-Sutcliffe; y finalmente los criterios de información de Akaike y Bayesiano. Los detalles de este procedimiento se pueden observar en el capítulo 4 de este documento.

### 2.1.3. Implementación de escenarios de cambio climático en RNWY

Después del proceso de calibración y validación del modelo numérico de RNWY, se implementaron los escenarios que podrían afectar el comportamiento del acuífero regional y su interacción con el agua marina debido a la elevación del nivel medio del mar. Para esto se consideraron los escenarios globales de aumento de nivel medio del mar sugeridos por el Panel Internacional de Cambio Climático (IPCC, 2014), que sugieren incrementos medios de entre 45 a 75 cm con una incertidumbre de  $\pm 10$  cm. Para estos propósitos se modificó la frontera marina del modelo numérico sumando el gradiente de incremento de nivel del mar a la tendencia estacional media del nivel medio del mar en Puerto Progreso. Posteriormente, se simula durante 80 años, considerando que la simulación inicia en 2020. El modelo numérico describió el incremento de salinidad en el dominio de estudio a causa de los distintos escenarios propuestos para la zona de estudio. Los detalles de esta implementación pueden ser observados en el capítulo 5 de este documento.

## 2.2. Descripción de la zona de estudio

La Región Hidrológico-Administrativa XII Península de Yucatán (RHA XII PY) comprende la totalidad de los estados de Quintana Roo, Yucatán y Campeche. Se localiza en la porción sureste de la República Mexicana; colinda al norte y al poniente con el Golfo de México, al sur con la República de Guatemala, al oriente con el Mar Caribe, al suroeste con el estado de Tabasco y al sureste con Belice. Tiene una extensión territorial total de 139,897 km<sup>2</sup> que representa 7% de la superficie terrestre de la República Mexicana. La región está, hidrológicamente, conformada por las regiones hidrológicas 31, 32 y 33, en las cuales los parteaguas de sus microcuencas quedan incluidos en los límites políticos de los estados de Yucatán, Quintana Roo y Campeche (CONAGUA, 2012).

La costa de Yucatán ha sido definida, de acuerdo con el Programa de Ordenamiento Ecológico del Territorio Costero de Yucatán, como el espacio comprendido en una franja que llega hasta 20 km tierra dentro a partir de la línea litoral (Gobierno de Yucatán, 2014); obedeciendo una descripción geomorfológica definidas por Velazquez (1986) para la península de Yucatan. El acuífero de la Península de Yucatán en su parte litoral está considerado como costero, el flujo de agua se dirige hacia el mar, que es el receptor de los excedentes del agua dulce y el agua de mar penetra hasta una cierta distancia de la costa.

La posición de la interfase es función de la cantidad de agua que fluye hacia el mar y del espesor de agua dulce. La zona de alimentación del acuífero, genera un flujo que parte de la región sur oriental del estado, dispersándose hacia el noroeste, noreste y norte, rumbo a Celestún, Dzilám de Bravo y San Felipe, respectivamente (Bauer-Gottwein et al., 2011; CONAGUA, 2003). La **Figura 3** muestra el modelo conceptual del acuífero regional de la Península de Yucatán.

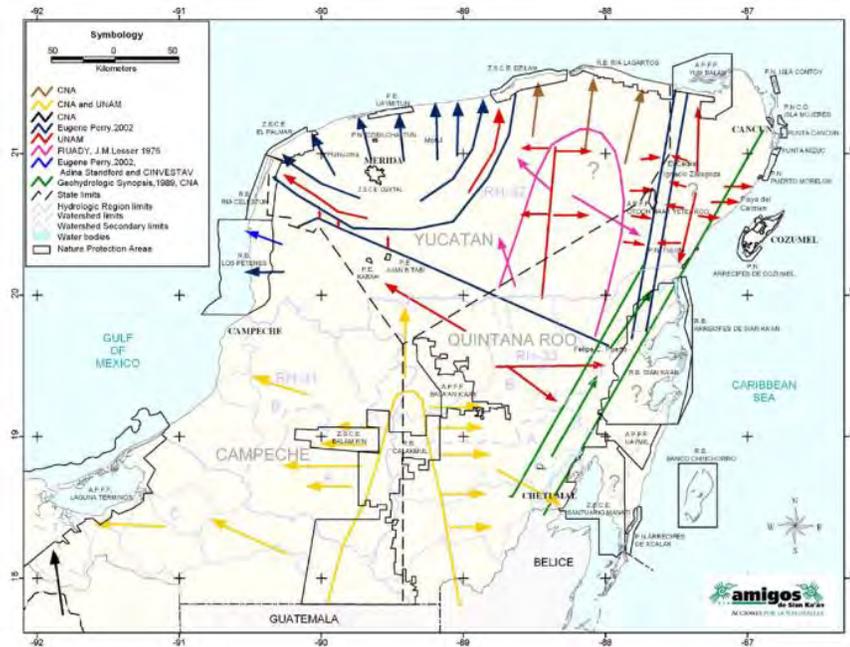


Figura 3. Modelo conceptual del acuífero de la península de Yucatán (Bauer-Gottwein et al., 2011).

### 2.2.1. Geología

La zona de estudio se encuentra al noroeste de la costa de Yucatán, México, en un transecto entre las poblaciones costeras de Hunucmá y Sisal, entre las coordenadas 20.80° y 21.20° de latitud y 89.80° y 90.20° de longitud. Se construyeron 6 pozos exploratorios con profundidades de entre 20 y 30 m (P7a, P7b, P8 y P9) y se integraron los pozos P4 y P5 de la red costera de CONAGUA (**Figura 4, Tabla 1**). La zona de estudio tiene un acuífero costero conformado por estratos de calizas del Paleógeno (formación Mioceno-Plioceno) y Cuaternario (Pleistoceno-Holoceno); las rocas más jóvenes de encuentran hacia la costa, mientras que las rocas del terciario se encuentran hacia la zona continental (Mexican Geological Service, 2005). Por otro lado, se tiene que la zona de estudio se encuentra

ubicada en la zona con un menor grado de carstificación que otras zonas de Yucatán como el semicírculo de cenotes; es decir, se tiene un menor grado de densidad de manifestaciones cársticas en comparación con zonas costeras como Dzilám y Celestún; así como la costa noreste de Yucatán en donde se tiene un alto índice de fracturamiento superficial (Aguilar et al., 2016; Mexican Geological Service, 2005).

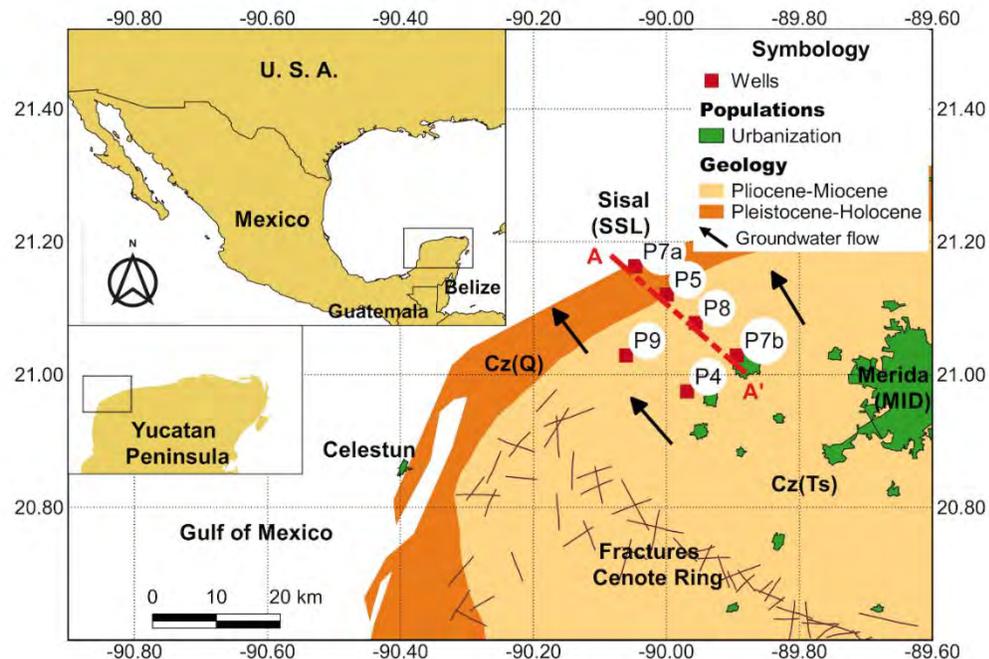


Figura 4. Zona de estudio RNWY (Canul-Macario et al., 2020).

La columna estratigráfica sugiere que hacia la costa se tiene en superficie depósitos no consolidados de arenas calcáreas y que pueden alternarse con depósitos arcillo limosos compactados, que sobreyacen a una roca bien consolidada (clástica) de caliza (posiblemente se refieren al caliche costero). Estas capas estratigráficas pertenecen a la geología del cuaternario. Hacia el continente se tienen depósitos del Paleógeno (formación Carrillo Puerto) que está conformada por calizas consolidadas y calizas arrecifales y que en ocasiones puede estar intercalado con sedimentos arenosos (Mexican Geological Service, 2005).

Tabla 1. Red de monitoreo RNWY.

ID	Coordenadas UTM 15Q			Diámetro (mm)	Profundidad (m)
	X	Y	Z <sup>a</sup>		
P4	815,178.00	2,322,335.26	3.758	100	31.0
P5	811,690.30	2,338,435.68	0.545	100	31.0
P7a	806,675.96	2,343,060.67	2.886	75	19.5
P7b	822,826.79	2,328,483.61	4.100	100	8.0
P8	816,318.90	2,333,771.46	1.966	100	27.5
P9	805,518.52	2,328,165.28	2.157	100	27.5

<sup>a</sup> Altura ortométrica referenciada al nivel medio del mar, correspondiente con el Instituto de Ingeniería campus Sisal y con la red mareográfica nacional.

Se construyó un modelo estratigráfico de la zona de estudio utilizando la información generada en las perforaciones y la información de CONAGUA (**Figura 5**). Se observa que en superficie se tiene un acuitardo de caliza arenosa (conocida en la región como *sascab*) que se extiende hasta P5. En la zona de depósitos cuaternarios (P7a) se tiene un acuífero local colgado en la duna de arena, ya que la capa de *caliche* costero separa el agua de la duna de arena y el acuífero regional.

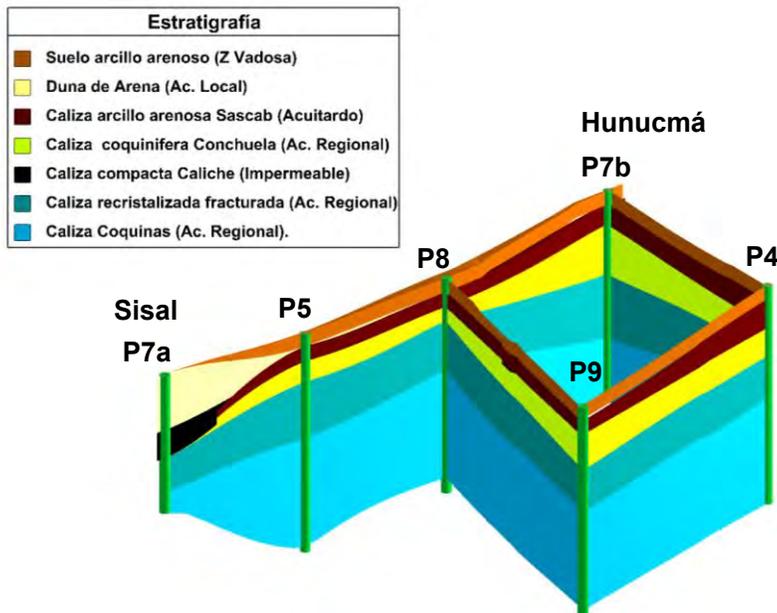


Figura 5. Modelo estratigráfico de la zona de estudio.

El acuífero regional se aloja en los estratos de calizas arrecifales y caliza recristalizada carstificada. Se observa que hacia la zona de depósitos cuaternarios el acuífero se confina por el *caliche* costero; los estratos de caliza arrecifal y caliza recristalizada muestran evidencia de carstificación no mayor a 20 cm. Hacia la zona de depósitos del Paleógeno se observa que la arena arcillosa es un acuitardo que tiene un efecto de confinante del acuífero; es decir, aprisiona al acuífero debido a su baja permeabilidad.

Se observa una continuidad en las capas y un acomodo casi horizontal. Esta configuración fue corroborada con registros geofísicos de tomografía eléctrica resistiva (Loke 1999; ver Anexo A1.1 y A1.2), a diferencia de la zona cuaternaria, donde se observa que el *caliche* y la duna de arena aparecen abruptamente (**Figura 5**).

### 2.2.2. Hidrogeología

Una gran extensión de la Península de Yucatán se compone principalmente de una litología calcárea con estructuras cársticas, por lo que no hay cursos de aguas superficiales, las lluvias saturan el terreno y se infiltran al subsuelo dando origen a las aguas subterráneas. Entre la duna costera y la planicie cárstica, el acuífero Yucateco se confina por una capa de calcita precipitada por evaporación, denominada localmente como caliche que cementa los poros y las fisuras de la capa calcárea superficial, precisamente en la zona de descarga continental del acuífero, hacia la costa, zona de petenes y ciénagas (**Figura 3**). Las aguas subterráneas son la principal fuente de abastecimiento para todos los usos en el estado y principalmente en el litoral costero de Yucatán. La recarga supera con mucho la extracción del acuífero, por lo que cuantitativamente no existen conflictos. En la región hídrica XII PY se estima que el agua renovable es de 29,645 hm<sup>3</sup> por año. El agua renovable per cápita es de 7,294 m<sup>3</sup>/hab/año, valor muy superior al de 1,700 m<sup>3</sup> que se considera como estrés hídrico, por lo que en esta región existe suficiencia de disponibilidad hídrica per cápita. Sin embargo, se han incrementado paulatinamente problemas con la calidad del agua subterránea sobre todo en las costas por los síntomas de intrusión salina (CONAGUA, 2003, 2012).

En términos generales, el flujo regional de agua subterránea ocurre de manera radial del límite sureste del estado hacia la costa noroeste (**Figura 4**) con un gradiente hidráulico muy bajo reportado en  $1 \times 10^{-5}$  m/m (similar a la pendiente del terreno). La transmisividad del

acuífero es elevada, debido a la carstificación existente en la roca caliza que muestra una porosidad dual y en ocasiones triple (Bauer-Gottwein et al. 2011; Villasuso-Pino et al. 2011). El acuífero de la RNWY es un acuífero confinado; esto debido a la presencia de estratos impermeables (caliche y capas de caliza areno arcillosa, posibles depósitos recientes o cuaternarios) y se aloja en las calizas arrecifales y calizas recristalizadas (rocas terciarias) mostradas en la **Figura 5**.

La precipitación anual varía en la costa norte de Yucatán desde los 458 mm hasta los 1,615 mm; particularmente, en la zona de estudio se tiene que es una zona árida con precipitaciones entre 700-600 mm. El valor anual medio de evapotranspiración es de 1,236 mm, con valores medios mínimos de 1,056 mm a medios máximos de 1,400 mm, los valores más elevados se presentan entre marzo y agosto. La zona de estudio muestra altos déficits en la recarga del acuífero debido al efecto de la evapotranspiración (CONAGUA, 2012; Uuh-Sonda et al., 2018).

#### *2.2.2.1. Carga hidráulica en el acuífero*

La carga hidráulica del acuífero en la zona de estudio muestra valores entre 1.5 y 0.4 metros sobre el nivel medio del mar (msnm); se observan variaciones estacionales de entre 0.30 a 0.7 m entre temporada de sequía (noviembre-mayo) y lluvias (junio-octubre). Se ha observado que el flujo subterráneo es en dirección a la costa por gradiente hidráulico similar al reportado en el acuífero regional y no se tienen variaciones estacionales importantes; es decir, se mantiene radial en dirección a la costa tanto en temporada de lluvias como secas (Ver Anexo A1.3). CONAGUA (2002) ha reportado este patrón de flujo con su red piezométrica noroeste; sin embargo, durante eventos extremos se tienen zonas inundadas y pozos donde el acuífero muestra incrementos en el nivel estático.

Se ha reportado que los pozos cercanos a la costa muestran evidencia de variaciones diurnas en el nivel estático del acuífero, así como en la conductividad eléctrica y la salinidad del agua subterránea (CONAGUA, 2002). Las variaciones diurnas podrían estar relacionadas con los esfuerzos generados por la marea y la posición del nivel del mar. Estos esfuerzos presentan una oportunidad de caracterizar el acuífero utilizando estos efectos y obtener, no solamente la relación entre los esfuerzos hidrológicos y el acuífero, sino

características hidráulicas como la difusividad hidráulica como en estudios previos (Villasuso-Pino et al. 2011; Vera et al., 2012).

En el capítulo 3 se discute con más detalle el comportamiento de la carga hidráulica del acuífero en relación con la descarga regional, el gradiente hidráulico y los esfuerzos hidrológicos presentes en el área de estudio. Se han instaló durante un ciclo hidrológico (mayo-2017 a mayo-2018) sensores de presión marca ONSET HOBO modelo U20L-04 con precisión de  $\pm 4$  mm en todos los pozos de la red de monitoreo y un compensador barométrico marca SCHLUMBERGER modelo BARO DIVER con una precisión similar para compensar la presión barométrica medida en los pozos.

#### *2.2.2.2. Salinidad e interfase salina*

La posición de la interfase salina en la zona de estudio muestra ser variable. Los registros de conductividad eléctrica dentro del pozo muestran que la interfase salina (también llamada haloclina) tiene profundidades variables que van de 18 a 26 m de profundidad. En la zona de Sisal la interfase salina es más somera que con respecto a Celestún (**Figura 6**).

Los registros de calidad de agua muestran que la interfase salina tiene un espesor de entre 15 y 30 m en zonas de hasta 5 km de distancia al mar; por otro lado, se ha reportado que la salinidad y la conductividad eléctrica del acuífero tiene variaciones estacionales y diurnos, atribuibles a distintos forzamientos hidrológicos a los que es sometido el acuífero (CONAGUA, 2002, 2010). La **Figura 6** y **Figura 7** muestran estas condiciones de la salinidad en el acuífero de la zona de estudio.

En el capítulo 3 se discute con más detalle el comportamiento de la salinidad del acuífero en relación con la descarga regional, el gradiente hidráulico y los esfuerzos hidrológicos presentes en el área de estudio. Se instalaron durante un ciclo hidrológico (mayo-2017 a mayo-2018) sensores de presión marca ONSET HOBO modelo U24-002-C con precisión de  $\pm 0.002$  mS/cm en los pozos P7a y P8.

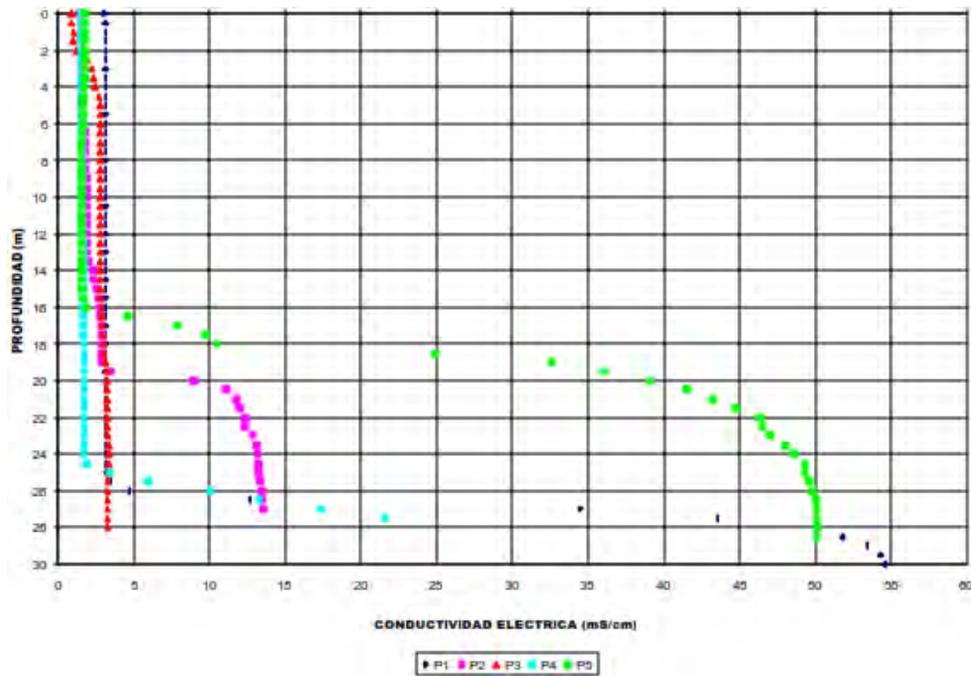


Figura 6. Perfiles de profundidad de conductividad eléctrica en pozos de la zona de estudio. P1 y P5 son los puntos más cercanos a la costa con distancias de 10 y 7 km, respectivamente. P2, P4 y P3 son los puntos más alejados de la costa con distancias de 18, 21 y 25 km, respectivamente (CONAGUA, 2002, 2010).

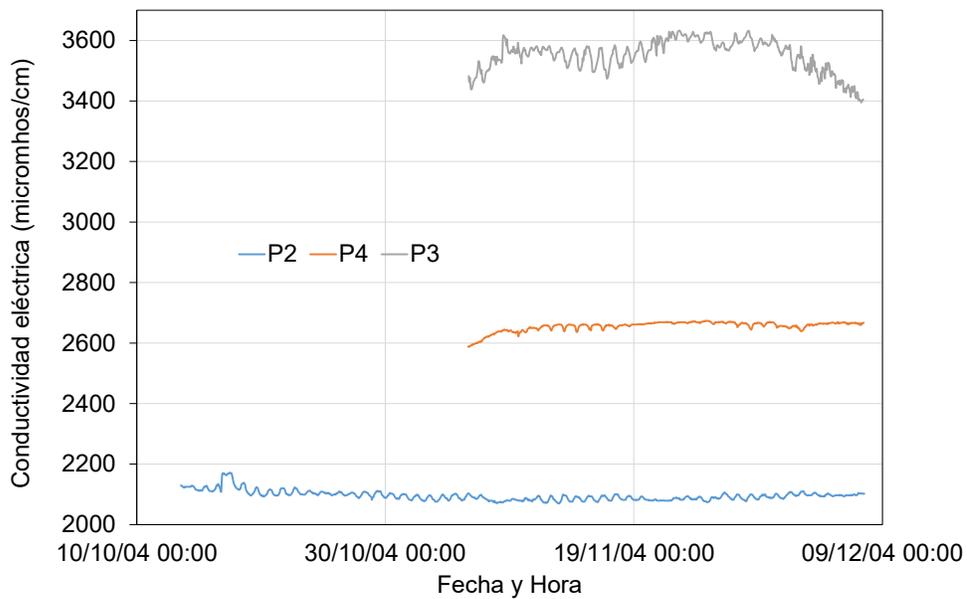


Figura 7. Variación temporal de conductividad eléctrica a 18, 21 y 25 km de la costa en la zona de estudio (CONAGUA, 2002, 2010).

### 2.2.2.3. Características hidráulicas del acuífero

Los trabajos previos de caracterización hidráulica del acuífero de Yucatán se han enfocado en su mayoría a estudiar la conductividad hidráulica; sin embargo, para la definición de un modelo numérico se requiere conocer otros parámetros como el almacenamiento del acuífero y la porosidad. De igual forma, si el modelado numérico incluye transporte de solutos (como en el caso del problema de Henry) se requiere caracterizar la dispersividad 2D a escala de campo.

Los valores de conductividad hidráulica calculados en la península Yucatán muestran dispersión de los resultados obtenidos entre pruebas físicas, modelos numéricos y modelos analíticos (Bauer-Gottwein et al. 2011, **Tabla 2**). Se ha reportado que la conductividad hidráulica del acuífero va de entre 86.40 a 864 000 m/d. Los valores más bajos han sido reportados con pruebas de bombeo y pruebas con permeámetros en laboratorio, mientras que los valores más altos están relacionados con modelación inversa y la aplicación de modelos analíticos. Otra situación que hace que los valores de conductividad hidráulica aumenten es la inclusión de zonas altamente permeables representando zonas cársticas en el modelo numérico (**Tabla 2**).

Para la zona de estudio, se ha realizado la caracterización de la conductividad hidráulica con pruebas de tipo “slug test” y con pruebas de bombeo. Este trabajo se realiza en los pozos construidos en la zona de estudio con el fin de observar la variabilidad espacial de este parámetro.

Las pruebas slug test sirven para calcular valores puntuales de la conductividad hidráulica del acuífero. Se realizan en pozos de pequeño diámetro y consisten en causar un impulso súbito en el nivel estático de un pozo. Utilizando el comportamiento temporal del nivel estático, se puede determinar un estimado de la conductividad hidráulica. Básicamente, mientras mayor sea la conductividad hidráulica del acuífero, será más rápida la recuperación del acuífero. Se han utilizado los modelos de Butler et al. (2002) y Van der Kamp (1976), que han sido diseñados para calcular la conductividad hidráulica de acuíferos altamente permeables con una respuesta cíclica y elástica a impulsos instantáneos. Para su implementación se han usado las hojas de cálculo del USGS (Halford, K.J. and Kuniaksky, 2002).

Tabla 2. Estimaciones de la conductividad hidráulica en la Península de Yucatán (Modificado de Bauer-Gottwein et al., 2011).

K (m/d)	Escala de estudio	Método	Ubicación	Fuente
1,002	10's m	Prueba de bombeo	21.0591 N, 87.0270 W.	Aguakan (2009)
346	10's m	Prueba de bombeo	21.0637 N, 87.0331 W.	Aguakan (2009)
78-864	10's m	Prueba de bombeo	Mérida Yuc. México	Andrade- Briceño (2009)
8,640-86,400	10's km	Calibración de modelo numérico	Noreste del estado de Yucatán	Marín (1990)
475-518,400	10's km	Calibración de modelo numérico	Noreste del estado de Yucatán	Gonzalez- Herrera et al. (2002)
22,464- 5,947,776	100's km	Calibración de modelo numérico	Sur de Quintana Roo	Gondwe et al. (2011)
1,210- 25,557,120	100's km	Calibración de modelo numérico	Península de Yucatán	Charvet (2009)
16,416-56,160	10's km	Ley de Darcy	Playa del Carmen	Moore et al. (1992)
0.52-260	10's cm	Pruebas hidráulicas en núcleos de roca	Mérida	Gonzalez- Herrera (1984)
26-4320	10's cm	Pruebas hidráulicas en núcleos de roca	Norte de Mérida	Reeve y Perry (1990)
8,200-13,824	10's km	Calibración de modelo numérico	Península de Yucatán	Rocha (2016)
8,640-17,280	100's km	Calibración de modelo numérico	Estado de Quintana Roo	JICA (2004)

El método de Butler et al. (2002) consiste en registrar una recuperación oscilatoria en un pozo y ajustar el comportamiento con una función física del amortiguamiento en la relajación de un resorte. Se asume que el comportamiento del acuífero es elástico, condición que se ajusta a la zona de estudio definida como un acuífero confinado (Canul-Macario et al., 2020). Acoplando este comportamiento a las ecuaciones tradicionales de Hvorslev (1951) para acuíferos confinados se tiene la ecuación 3, que explica el comportamiento oscilatorio del pozo y relaciona la conductividad hidráulica.

$$Kr = \frac{td}{t} \left[ \frac{rc^2 \ln[(b/2rw) + (1 + (b/2rw)^2)^{0.5}]}{2bCD} \right] \quad (3)$$

donde:

$Kr$  es la conductividad hidráulica radial para un acuífero de alta transmisividad confinado,  $b$  es espesor del ademe ranurado del pozo,  $rc$  es el radio efectivo de pozo (corrigiendo el área que ocupa el transductor de presión) y  $rw$  es el radio de perforación del pozo en un acuífero isotrópico y  $CD$  es el parámetro de amortiguamiento del pozo que debe coincidir con el comportamiento oscilatorio del nivel estático.

El método de Van der Kamp (1976) fue desarrollado para el análisis de datos de ensayos de slug de acuíferos altamente transmisivos. Sirve para ensayos de slug en materiales de alta conductividad hidráulica o en pozos con una columna de agua muy larga por encima la zona ranurada. La respuesta del nivel de agua a menudo oscila rápidamente y la amplitud de la oscilación disminuye con el tiempo. Sin embargo, la amortiguación (pendiente de una línea a través de la parte superior de los picos del valor absoluto de los datos de desplazamiento) permanece constante, al igual que la frecuencia de las oscilaciones. Van der Kamp (1976) desarrolló las siguientes ecuaciones para estimar la transmisividad a partir de la frecuencia de la oscilación y del coeficiente de amortiguamiento. El modelo se describe con la ecuación 4:

$$T = b + 2.3a \log_{10}(T) \quad (4)$$

donde:

$$a = \frac{(\gamma^2 + \omega^2)rc^2}{8\gamma}$$

$$b = -2.3a \log_{10} \left( 0.79rw^2S\sqrt{\gamma^2 + \omega^2} \right)$$

$T$  es la transmisividad del acuífero,  $S$  es el almacenamiento del acuífero,  $rc$  es el radio efectivo del pozo,  $r_w$  el radio de perforación del pozo,  $g$  es el factor de amortiguamiento del pozo,  $w$  es la frecuencia de oscilación del nivel estático.

Los resultados de las pruebas slug test ofrecen valores de la conductividad hidráulica primaria del acuífero cárstico (matriz del acuífero). El detalle del cálculo de estos valores puede ser observado en el Anexo A1.4.1 del documento.

Por otro lado, se realizó una prueba de bombeo a gasto constante de 7 lps en 12 horas para determinar la conductividad hidráulica de la matriz porosa y la carstificación del acuífero. Una prueba de bombeo a caudal constante consiste en generar un esfuerzo en el pozo debido a la extracción de agua por bombeo. El comportamiento en el tiempo del nivel estático y la evolución ofrecen la oportunidad de caracterizar las zonas que se conectan hidráulicamente con el pozo de bombeo, así como calcular la conductividad hidráulica de la matriz del acuífero (Custodio & Llamas, 1976; Domenico & Schwartz, 1997; Fetter, 2001).

Theis (1935) planteó un modelo matemático para describir el movimiento de agua subterránea en acuíferos homogéneos e isotrópicos, el cual describe el flujo transitorio en acuíferos bajo condiciones constantes de extracción de un pozo en acuíferos, su aplicación sigue vigente a pesar de las limitaciones. Otros autores como Papadopoulos and Cooper (1967) generalizaron la ecuación de Theis considerando los efectos de almacenamiento. La ecuación 5 (Theis, 1935) se describe a continuación:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u); u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (5)$$

donde:

el abatimiento  $s$  es una función del gasto  $Q$ , la transmisividad  $T$  y el almacenamiento  $S$  del acuífero. Cada abatimiento corresponde a un tiempo  $t$ . El radio del pozo es  $r$ ,  $u$  es una función auxiliar (que engloba la hidrodinámica del pozo en el tiempo) y  $W(u)$  es la función del pozo.

Finalmente, el análisis derivativo de la curva de abatimiento (Bourdet et al., 1989) permiten analizar el comportamiento del nivel estático en el pozo e identificar las zonas donde se

tiene flujo radial; mismas que coinciden y cumplen con los supuesto del modelo de Theis. Al respecto, se han caracterizado los comportamientos de la curva de derivada del abatimiento (Renard et al., 2009), mismos que permiten identificar el tiempo momentos en el que se toma agua del almacenamiento del acuífero y de los diferentes sistemas que puedan estar conectados hidráulicamente con la estructura (fisuras, carsticidad, etc.).

La derivada del abatimiento en un pozo se describe en la ecuación 6:

$$\frac{\partial s}{\partial \ln t} = t \frac{\partial s}{\partial t} ; \left. \frac{\partial s}{\partial \ln t} \right| = \frac{s_i - s_{i-1}}{\ln(t_i) - \ln(t_{i-1})} \quad (6)$$

donde:

el abatimiento  $s$  en un tiempo  $t$  definen la velocidad de caída del nivel dinámico del pozo.

Para el análisis de resultados se utiliza la tabla dinámica AquíDplot-XLS (Gomez-Espinoza et al., 2017). Los resultados muestran que el pozo el acuífero muestra un comportamiento con doble porosidad, en donde el flujo radial se establece en varios órdenes de magnitud (heterogeneidades y matriz, **Figura 8**). La prueba fue analizada con los modelo de Cooper & Jacob (1946) y Renard et al. (2009). Los resultados muestran que la matriz de acuífero tiene una conductividad hidráulica de 104 m/d (primeros segundos de la prueba), valores coincidentes con los resultados de las pruebas slug test; mientras que el sistema acuífero en conjunto con la carsticidad muestra una conductividad hidráulica de hasta de 951 m/d; que es un orden de magnitud más grande que la matriz rocosa. Se observa que, en los primeros segundos de la prueba, la matriz del acuífero provee de agua a la extracción; sin embargo, después de 5 minutos, el sistema cárstico también aporta agua al pozo. Los detalles de esta prueba pueden ser consultados en el Anexo A1.4.2 del documento.

Con respecto al almacenamiento del acuífero, se tienen pocas estimaciones a nivel regional; la literatura reporta que los almacenamientos en los acuíferos confinados tienen valores de entre  $1 \times 10^{-3}$  a  $1 \times 10^{-5}$ ; mientras que en acuíferos libres se tiene que el almacenamiento puede ser considerado como al porosidad eficaz del acuífero (Custodio & Llamas, 1976; Domenico & Schwartz, 1997). La literatura revisada con anterioridad muestra poca atención en el cálculo de este parámetro. La difusividad hidráulica es la relación entre la transmisividad del acuífero y el almacenamiento que, en acuíferos confinados,

corresponde con una relación entre la conductividad hidráulica y el almacenamiento específico de un acuífero confinado. Esto se describe en la ecuación 7:

$$D = \frac{T}{S} = \frac{Kb}{Sb} \quad (7)$$

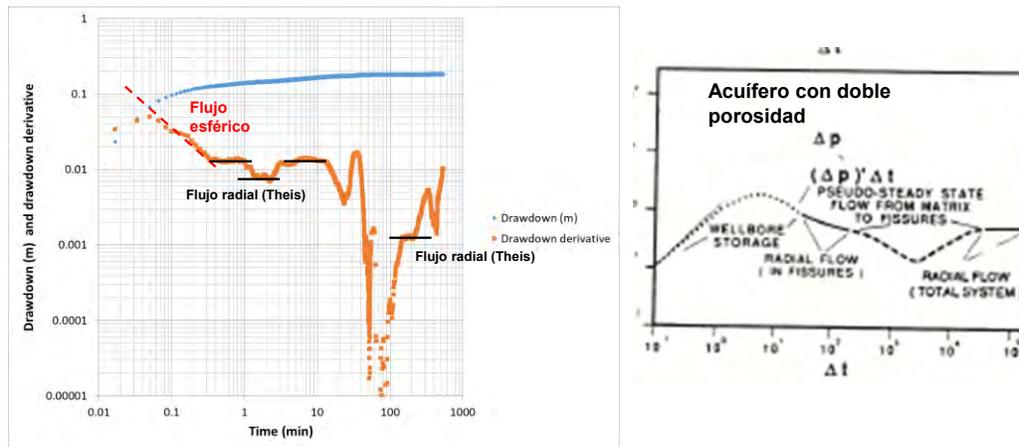


Figura 8. Análisis derivativo de la curva de abatimiento.

donde:

$D$  es la difusividad hidráulica,  $T$  es la transmisividad del acuífero en  $m^2/s$ ,  $S$  es el almacenamiento del acuífero adimensional,  $b$  es el espesor acuífero en m y  $K$  es la conductividad hidráulica del acuífero en m/s; considerando el acuífero como confinado.

Ferris (1963) propone un modelo analítico para evaluar las variaciones de un acuífero confinado, suponiendo el esfuerzo cercano a línea costa. La solución supone que el acuífero es homogéneo, confinado (aunque no se restringe para acuíferos libres) y de espesor uniforme y de extensión infinita hacia la costa. Se supone que el acuífero es un medio a través del cual se transmite una onda de marea que hace variar el nivel estático del acuífero. El porcentaje de la onda transmitida es una función de la difusividad hidráulica del acuífero y la onda decae exponencialmente en dirección al continente. Esto es una analogía a los problemas de conservación de energía y suponiendo la marea como un armónico simple (o la suma de varios armónicos). Para explicar este comportamiento se plantea la ecuación 8:

$$h(x, t) = H_0 e^{-x \sqrt{\frac{\pi S}{\tau T}}} \sin \left[ \frac{t}{2\pi\tau} - x \sqrt{\frac{\pi S}{\tau T}} \right] \quad (8)$$

donde:

$h(x, t)$  es la variación del nivel estático a una distancia  $x$  de la costa en un tiempo  $t$ ,  $S$  es el almacenamiento del acuífero y  $T$  es la transmisividad del acuífero.  $\tau$  es el período de la marea y  $H_0$  la amplitud.

La caracterización de la difusividad hidráulica en la zona de estudio muestra que los valores varían de entre 20 a 2450 m<sup>2</sup>/s en la zona de estudio incrementando desde la costa hacia el continente; el procedimiento de cálculo y los resultados son discutidos con más detalle en el capítulo 3 del documento y en el Anexo A1.4.3. Valores similares han sido reportados por (Villasuso-Pino et al. 2011) para la costa de Yucatán. Utilizando la difusividad hidráulica, se puede calcular de manera inversa el almacenamiento específico del acuífero considerando los resultados de la conductividad hidráulica calculada en la zona de estudio (ecuación 7). De igual forma, se han considerado los valores reportados por la literatura. Los resultados sugieren que el almacenamiento específico en la zona de estudio puede ser considerado entre 10<sup>-8</sup> y 10<sup>-3</sup> 1/m para la zona de estudio (6.5 X 10<sup>-7</sup> y 6.5 X 10<sup>-2</sup> de almacenamiento  $S$ , considerando 65 m de acuífero regional).

Finalmente, la dispersividad en el acuífero de Yucatán ha sido reportada entre 10<sup>-2</sup> a 10<sup>2</sup> m (Canul-Macario et al., 2019a; Casáres-Salazar et al., 2013; Graniel et al., 2003; Sánchez Pinto et al., 2015). Los trabajos mencionados con anterioridad, fueron hechos en su mayoría con pruebas de trazado y con el uso de modelo analíticos que ajustan los factores de dispersividad y coeficientes de dispersión del acuífero. Se menciona que las pruebas de trazado presentan dificultades para la detección y recuperación de trazadores, además de que los resultados de la dispersividad presentan una fuerte relación con la escala de observación (Casáres-Salazar et al., 2013). Por otro lado, se ha observado que el mecanismo de migración de solutos más importante en la costa norte de Yucatán es la advección en comparación con la difusión molecular, debido a que las velocidades de flujo rondan en valores de entre 10<sup>-6</sup> a 10<sup>-4</sup> m/s. Por lo tanto, el componente de dispersión hidrodinámica resultante es hasta 4 órdenes de magnitud mayor al coeficiente de difusión de sales en el agua (Canul-Macario et al., 2019a). Para esta investigación no se han hecho

pruebas de campo para la determinación de la dispersividad del acuífero, por lo que se ha utilizado como línea base la literatura revisada.

### 2.3. Modelación numérica de flujo y transporte con densidad variable

La revisión de literatura (Sección 1.2.2) sugiere que es viable considerar un modelo numérico de medio poroso equivalente; además de que obtener una calibración con esta implementación es el primer paso antes de construir un modelo híbrido. Con el nivel de caracterización que se tiene actualmente de la zona de estudio y la falta de detalle de las heterogeneidades, se corre el riesgo de implementar un modelo numérico híbrido con mucha incertidumbre en los resultados, comparado con un modelo de medio poroso equivalente. Por otro lado, se ha comentado en el estado del arte la falta de modelos numéricos comerciales para implementar el transporte y simular la interfase salina.

Se ha planteado el uso un modelo de medio poroso equivalente zonificado para simplificar la heterogeneidad de capas en un acuífero (Carrera et al., 2005b; Gondwe et al., 2011; Hartmann et al., 2014; Kunianski, 2016; Mayaud, 2014). De igual forma, se considera simular varios modelos conceptuales y verificar su precisión a la calibración (Højberg and Refsgaard, 2005; Refsgaard et al., 2007; Gondwe et al., 2011; Refsgaard et al., 2012; Seifert et al., 2012; Seaby et al., 2015).

La **Tabla 3** muestra un resumen de los puntos a evaluar para utilizar esta simplificación, así como un diagnóstico de cada una de estas recomendaciones, con relación a la caracterización hidrogeológica y literatura consultada para el modelo conceptual. Considerando la estrategia de implementar un modelo numérico de medio poroso equivalente para flujo y transporte, se ha decidido implementar un modelo numérico con el código SEAWAT (Guo & Langevin, 2002). Se tiene la oportunidad de implementar un modelo numérico que puede ser alimentado con los datos generados durante la caracterización. Con estas recomendaciones se decide implementar las siguientes variaciones en el modelo conceptual: (a) implementar un modelo homogéneo, (b) implementar un modelo multicapa con heterogeneidad vertical de acuerdo con el modelo estratigráfico, (c) implementar un modelo multicapa con heterogeneidad horizontal de acuerdo a la caracterización hidrogeológica; y finalmente, (d) implementar un modelo que considere tanto las heterogeneidades verticales, como las horizontales.

Tabla 3. Recomendaciones para el uso de medio poroso equivalente en acuíferos cársticos.

Condiciones de uso medio poroso equivalente	Observaciones	Diagnóstico	Referencia
Dominios regionales y subregionales en el que la extensión de la celda o el mallado va de 0.01 a 1 km <sup>2</sup> y no debe ser utilizado para simular fenómenos de escala local.	Se está simulando un dominio subregional en un perfil de 20 km de longitud y una profundidad de 65 m. Las celdas fueron creadas con un tamaño de 500 X 500 m <sup>2</sup> (0.25 km <sup>2</sup> ).	Se cumple	(Hartmann et al., 2014; Stevanović, 2015b; Worthington, 2015).
El acuífero debe estar ligeramente carstificado; es decir, si se tiene la existencia de estructuras regionales (fallas geológicas, conductos de disolución de un tamaño mayor a las celdas implementadas) este enfoque no es útil.	SGM e INEGI no reportan la presencia de estructuras regionales que sugieran un flujo preferencial como el caso del anillo de cenotes, la sierrita de Ticul o la red de ríos subterráneos mapeada en Quintana Roo. (Servicio Geológico Mexicano, 2005).	Se cumple a nivel regional, sin embargo, no se tiene una caracterización a detalle a nivel subregional	(Hartmann et al., 2014; Stevanović, 2015b; Worthington, 2015).
Los acuíferos que pueden ser simplificados de esta forma muestran velocidades cercanas a 10 m/d (10 <sup>-4</sup> m/s) y la porosidad efectiva con valores entre 0.1 a 0.3.	Se tiene una caracterización de velocidades de flujo en la zona costera noreste de Yucatán, se realizaron pruebas de trazadores, los resultados revelan velocidades de hasta 10 <sup>-4</sup> m/s. Por otro lado, la literatura muestra que la velocidad en cavernas y ríos subterráneos puede ser de hasta 1 m/s; sin embargo las pruebas en matriz se reportan velocidades no mayores a 10 <sup>-4</sup> m/s (Gondwe et al., 2011).	Se cumple para la zona noreste de Yucatán (zona más fracturada del estado) y está muy cercana al anillo de cenotes.	(Worthington, 2015)
El acuífero no debe mostrar irregularidades en la profundidad de perfiles de temperatura y conductividad eléctrica. El acuífero regional no debe mostrar una respuesta inmediata a la recarga por efecto de precipitación, y cambios importantes en su calidad frente a estos fenómenos.	Los registros de salinidad, conductividad eléctrica y temperatura en la zona de estudio no muestran irregularidades, ni estratificación. Se tiene un monitoreo de un año que no muestran irregularidades o deformaciones en el perfil de salinidad del acuífero. La salinidad del agua subterránea no muestra una respuesta rápida al efecto de las precipitaciones.	Se cumple	(Jazayeri et al., 2011; Kovacs et al., 2017; Worthington, 2015)

Condiciones de uso medio poroso equivalente	Observaciones	Diagnóstico	Referencia
Las conductividades hidráulicas entre la matriz y valores obtenidos con pruebas de bombeo y análisis de señales regionales no deben tener una variación de varios órdenes de magnitud.	En las conductividades hidráulicas estimadas, se observa que existe una diferencia de hasta 2 órdenes de magnitud. Si se consideran los resultados de valores obtenidos con modelación inversa, se tienen hasta 3 órdenes de magnitud. Por otro lado, en medios altamente carstificados se tienen diferencias de hasta 6 órdenes de magnitud.	Se cumple	(Azizmohammadi & Matthäi, 2017; Hartmann et al., 2014; Worthington, 2015)
Registros físicos durante la perforación y videofilmaciones son evidencias físicas del tipo de acuífero cárstico en el que se trabaja.	Se tiene evidencia de la presencia de carstificación con horizontes de hasta 20 cm de espesor. No se tiene evidencia de que estos horizontes sean continuos. Sin embargo, en la mayoría de las perforaciones se tienen registro de discontinuidades.	Se cumple para un dominio regional; sin embargo, a nivel local la carstificación puede ser importante.	(Jazayeri et al., 2011; Worthington, 2015)

La calibración del modelo numérico se ha hecho en estado transitorio considerando las escalas temporales diurnas y estacionales con datos colectados de carga hidráulica, propagación de la marea en el acuífero, salinidad y posición de la interfase salina. Finalmente, se ha hecho una validación del modelo numérico utilizando la etapa de recarga y de descarga del acuífero regional. Los detalles se discuten en el capítulo 4.

### 2.3.1. El código SEAWAT

SEAWAT es un software desarrollado por el United States Geological Survey (USGS, Guo and Langevin 2002), que simula el flujo del agua subterránea bajo situaciones de densidad variable utilizando el método numérico de diferencias finitas. Para ello, combina los códigos MODFLOW (Harbaugh, 2005) y MT3DS (Bedekar et al., 2016), el primero sirve para simular el flujo y el segundo simula el transporte de solutos; por lo tanto, se consideran tanto las situaciones de la cinética del flujo, como el transporte de partículas disueltas en el agua subterránea. Los supuestos básicos son los mismos que en el MODFLOW: (a) la ley de Darcy es aplicable en medios porosos con flujo laminar y (b) considera que dicho medio está completamente saturado de agua, adicionando (c) la existencia de transporte de solutos y considera válida la ley de Fick para procesos difusión. Además, asume que el

líquido es altamente miscible y tiene una compresibilidad muy pequeña (Guo & Langevin, 2002). Estas condiciones se pueden resumir en conceptos básicos, mismos que explican el algoritmo del cálculo de potenciales de agua dulce y su corrección por cambio de densidad de agua:

- a. Concepto de carga hidráulica equivalente de agua dulce. Un piezómetro lleno de agua que tiene una densidad  $\rho$  da lugar a un potencial hidráulico  $h$ . El agua contenida en este piezómetro puede ser desplazada por completo por una columna de agua dulce hasta alcanzar equilibrio (carga hidráulica equivalente de agua dulce  $h_f$ , **Figura 9**). Por lo tanto, se entiende que en estas dos situaciones existe un punto de equilibrio que puede explicar la carga hidráulica de un punto del acuífero con una densidad  $\rho$  en función de la densidad de agua dulce  $\rho_f$ .

$$h_f = h \frac{\rho}{\rho_f} - z \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \quad (9)$$

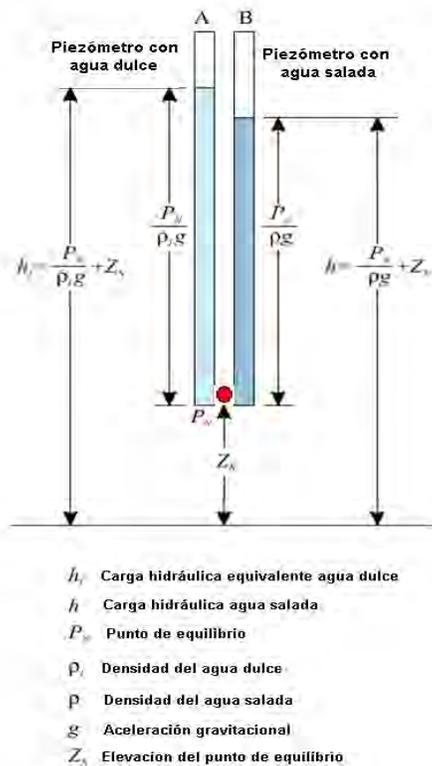


Figura 9. Concepto de carga hidráulica equivalente de agua dulce.

- b. Ecuación de Darcy para flujo en densidad variable y su equivalencia en agua dulce. La ecuación de Darcy (ecuación 10) define que el flujo a través de una matriz porosa, y hasta cierto punto heterogénea, está definido por la resistencia natural que opone el medio físico al movimiento (permeabilidad) y la razón de cambio debido al movimiento (entran en juego gravedad, la masa del líquido, las características hidrodinámicas como la densidad y viscosidad). Para el caso de densidad variable la razón de cambio se da por situaciones de cambios de presión en un punto de interés en el espacio.

$$q_x = -\frac{k_x}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x}, q_y = -\frac{k_y}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y}, q_z = -\frac{k_z}{\mu} \left[ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \right] \quad (10)$$

donde:

$q_x, q_y$  y  $q_z$  son las descargas unitarias en los sentidos  $x, y, z$ ,  $\mu$  es la viscosidad dinámica del fluido,  $P$  es la presión en el punto  $(x, y, z)$  analizado,  $K$  es la permeabilidad intrínseca del acuífero y  $g$  es la aceleración gravitacional.

A diferencia de las ecuaciones de flujo con densidad constante, SEAWAT considera que en cada celda de flujo atraviesa un líquido con diferentes características físicas; por lo tanto, se deben hacer las correcciones a agua dulce utilizando el concepto de carga hidráulica equivalente de agua dulce. Esto significa que el gradiente hidráulico, definido en un modelo de densidad constante por los cambios de potencial hidráulico en una distancia, será sustituido por las diferenciales de presión y luego transformadas a cargas hidráulicas equivalentes. Dicho lo anterior, se puede recordar que el concepto de carga hidráulica equivalente parte de que existe un punto de equilibrio en que las presiones  $P$  ejercidas por un líquido de densidad  $\rho$  puede ser sustituido por una columna de agua dulce con un potencial hidráulico  $hf$ . Este concepto define la presión en función de carga hidráulica equivalente.

$$P = \rho_f g (h_f - z) \quad (11)$$

De esta manera se tiene la ecuación de Darcy en función de carga hidráulica equivalente que está definida por la conductividad hidráulica del acuífero  $K$ , una relación de viscosidad del agua dulce y el líquido de densidad  $\rho$ , así como un diferencial de cambio de potencial hidráulico de carga hidráulica equivalente de agua dulce en el espacio, de acuerdo a:

$$q_x = -K_{fx} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial x} \right], q_y = -K_{fy} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial y} \right], q_z = -K_{fz} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial z} + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right] \quad (12)$$

Finalmente, la ecuación que gobierna el flujo también puede ser escrita en función de carga hidráulica equivalente de agua dulce, sustituyendo cada diferencial de presión en función de la relación de densidad existente entre el agua dulce y el líquido analizado, para ello se asume que los ejes están alineados a las direcciones principales de la permeabilidad:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial \alpha} \left( \rho K_{f\alpha} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \alpha} + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \frac{\partial Z}{\partial \alpha} \right] \right) + \frac{\partial}{\partial \beta} \left( \rho K_{f\beta} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \beta} + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \frac{\partial Z}{\partial \beta} \right] \right) + \\ & \frac{\partial}{\partial \gamma} \left( \rho K_{f\gamma} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \gamma} + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \frac{\partial Z}{\partial \gamma} \right] \right) = \rho S_f \frac{\partial h_f}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \bar{\rho} q_s \quad (13) \end{aligned}$$

Con respecto al medio poroso se sabe que en capas de arenas calcáreas se puede suponer que el comportamiento hidráulico es el de medio granular de tipo homogéneo e isótropo. En el caso del acuífero cárstico se simplifica el problema con el uso de un medio poroso equivalente, aplicable a dominios regionales en donde se supone que las celdas son muy grandes y permiten conjugar el comportamiento acuífero como en un medio homogéneo (volumen elemental representativo). Es decir, la conductividad y la porosidad no varían en el espacio del dominio y son las mismas en cualquier dirección. Es decir,  $K_x = K_y = K_z$  (constante en todo el dominio) y  $S_y = \eta$  (almacenamiento específico coincidente con la porosidad eficaz del medio).

### 3. RELACIONES EMPÍRICAS PARA LA CARGA HIDRÁULICA Y SALINIDAD EN ACUÍFEROS COSTEROS CÁRSTICOS CON CONFINAMIENTO

#### 3.1. Resumen

Los acuíferos costeros están caracterizados por una zona de mezcla en donde interactúan el agua dulce y el agua salada, que tienen una fuerte sinergia con los forzamientos hidrológicos como las mareas astronómicas y meteorológicas, la recarga del acuífero y el bombeo. Estos forzamientos rigen la carga hidráulica, la distribución espacial de la salinidad y la descarga del acuífero. Este trabajo es una evaluación empírica, usando el análisis de series de tiempo de la carga hidráulica y la salinidad del acuífero, asociada a la dinámica del mar y la recarga del acuífero. Se ha medido la precipitación, además de la presión, la temperatura y la salinidad del acuífero de la costa noroeste de Yucatán, México durante el período de mayo-2017 a mayo-2018. Se realizaron correlaciones cruzadas y correlación lineal de Pearson ( $r$ ) con series temporales de datos, separando las mareas astronómicas y meteorológicas de la recarga vertical del acuífero. Los resultados muestran que las mareas astronómicas ( $0.77 < r < 0.99$ ) y meteorológicas ( $0.71 < r < 0.82$ ) muestran una relación directa con la carga hidráulica del acuífero. La salinidad tiene una relación directa con la marea astronómica ( $0.76 < r < 0.98$ ), mientras que la marea meteorológica tiene una relación no significativa ( $r < 0.5$ ). La recarga vertical tiene una correlación moderada con la carga hidráulica del acuífero ( $0.5 < r < 0.7$ ) y una correlación no significativa con la salinidad del agua subterránea ( $r < 0.5$ ). En este estudio, el nivel del mar ( $r > 0.7$ ) es un forzamiento más importante que la recarga vertical ( $0.5 < r < 0.7$ ). Las relaciones empíricas a través de análisis de series de datos son una herramienta poderosa para estudiar, definir y evaluar individualmente los efectos de cada forzamiento hidrológico en la respuesta del acuífero.

Palabras clave: Estadística del agua subterránea, acuíferos costeros, carst, relaciones agua dulce-salada

### 3.2. Introducción

Los acuíferos costeros se caracterizan por la interacción del agua dulce del acuífero y el agua marina. Estos son cruciales para la biodiversidad de estos ecosistemas y son la principal fuente de abastecimiento de agua dulce para las actividades socio-económicas de las poblaciones costeras. Los acuíferos costeros son vulnerables a amenazas naturales y antropogénicas de esfuerzos hidrológicos constantes (aumento del nivel del mar, extracciones del acuífero) y de corta duración (mareas de tormenta, tsunamis, etc.), que pueden causar contaminación, en específico intrusión salina (Ketabchi et al., 2016; Werner et al., 2013). Los esfuerzos hidrológicos que controlan la dinámica de los acuíferos costeros son: la posición del nivel del mar, la recarga y la descarga regional, las inyecciones y extracciones en el acuífero (Dessu et al., 2018; Levanon et al., 2017).

La interfase salina se ha estudiado utilizando distintos enfoques como las técnicas hidrogeoquímicas, geofísicas, hidrodinámicas, evaluaciones estadísticas simple y multivariadas, análisis geoespacial, trazadores ambientales, entre otras. Cada enfoque tiene sus ventajas y desventajas relacionadas con su utilidad, condiciones de uso e incertidumbres en los resultados (Bakker & Schaars, 2019; Fernández-Ayuso et al., 2019; Kumar et al., 2015; Post & Werner, 2017; Rachid et al., 2017; Werner et al., 2013).

Los enfoques estadísticos de análisis de series de tiempo, incluyendo modelos empíricos y analíticos, son herramientas para estudiar la interacción entre los esfuerzos hidrológicos y la respuesta del acuífero (Bakker & Schaars, 2019). El análisis de series de tiempo se ha aplicado a datos de carga hidráulica del acuífero para estudiar el cambio de régimen de un acuífero (recarga/descarga), la caracterización hidráulica y entender las interacciones con los forzantes hidrológicos y el nivel freático (Bakker & Schaars, 2019; Fernández-Ayuso et al., 2019; Trglavcnik et al., 2018). Estos estudios se han centrado en los efectos de la carga hidráulica, sin embargo, no se ha explorado a detalle su aplicación a la variación de la salinidad de los acuíferos costeros, por lo que en esta investigación se ha atendido esta brecha de conocimiento.

Otros estudios han explorado relaciones cualitativas/cuantitativas de la variación temporal del nivel estático y la salinidad del acuífero con los esfuerzos hidrológicos (Fiorillo et al., 2018; Kovacs et al., 2017; Levanon et al., 2017; Sun & Koch, 2001; Tularam & Keeler, 2006), pero estas investigaciones no analizan el efecto de cada forzamiento por separado. Dessu

et al. (2018) estudiaron la interacción de los esfuerzos hidrológicos por separado con un análisis estadístico multivariado; sin embargo, el forzamiento marino no se descompuso en mareas astronómicas y meteorológicas. Trglavcnik et al. (2018) consideran que descomponer el forzamiento marino es fundamental para entender la interacción de los esfuerzos marinos en un acuífero costero, especialmente en acuíferos heterogéneos. Sin embargo, su trabajo no considera aplicar este enfoque a la salinidad del acuífero. Los antecedentes sugieren que los esfuerzos hidrológicos en acuíferos costeros deben analizarse por separado (en especial las componentes de las mareas) para tener una mejor conceptualización. Esta separación no ha sido plenamente explorada en el estudio de la respuesta de la salinidad a estos esfuerzos hidrológicos.

Se han realizados estudios similares en la península de Yucatán utilizando fracturas, cenotes y/o descargas submarinas del acuífero (Vera et al., 2012; Parra et al., 2016; Coutino et al., 2017; Kovacs et al., 2017; Kovacs et al., 2018; Young et al., 2018). Sin embargo, estos resultados solo son válidos para la mezcla turbulenta que se da en el dominio de la caverna (mezcla en una columna libre de agua) en ausencia de una matriz porosa y/o fracturada (Coutino et al., 2017). En contraste, la zona N-NW de la península de Yucatán tiene evidencia de confinamiento costero (Perry et al., 1989), lo que sugiere que la respuesta del acuífero puede ser distinta a la mencionada en estudios previos. Por otro lado, Levanon et al. (2017) sugieren que en los acuíferos costeros, las ondas de presión se propagan como una frontera de fondo del acuífero más rápido que la fluctuación de la interfase salina y que este fenómeno es controlado por la heterogeneidad de la conductividad hidráulica y el almacenamiento de la zona saturada e insaturada. Este modelo es distinto al observado en una mezcla turbulenta en una columna libre de agua que se da en manifestaciones cársticas.

Coutino et al. (2017) y Kovacs et al. (2017) observan una relación positiva entre eventos climáticos extremos (huracanes) y la carga hidráulica y la salinidad medida en manifestaciones cársticas. Otros estudios sugieren una relación directa entre el nivel medio del mar y la carga hidráulica; mientras que otros eventos estocásticos (mareas de tormenta, viento, sequías y recargas) también controlan este fenómeno. En el caso de las descargas submarinas los principales forzamientos son la variación de la marea y el gradiente hidráulico generado con el acuífero (Parra et al., 2016; Vera et al., 2012; Young et al., 2018).

En síntesis, los estudios previos ofrecen explicaciones para las relaciones entre los esfuerzos hidrológicos y la carga hidráulica, pero no han estudiado a detalle su relación con la salinidad del acuífero. En Yucatán, los estudios se han realizado en su mayoría en manifestaciones cársticas, donde la interacción entre los esfuerzos hidrológicos y el acuífero puede ser distinta a la zona donde el acuífero es confinado. Esta investigación analiza la influencia específica de cada esfuerzo hidrológico en la carga hidráulica y la salinidad del acuífero utilizando correlaciones cruzadas y lineales, con el objetivo de evaluar las relaciones empíricas entre la carga hidráulica y la salinidad del acuífero asociados al nivel del mar, los efectos astronómicos y meteorológicos de la marea y la recarga vertical por precipitación.

Este estudio es una mejora en las metodologías precedentes debido a: (1) el desarrollo de un análisis cuantitativo de los esfuerzos hidrológicos en el acuífero utilizando una metodología reproducible que se puede aplicar en otros acuíferos costeros del mundo en condiciones similares, (2) la evaluación del efecto de cada esfuerzo hidrológico en el acuífero de manera independiente, (3) el entendimiento del mecanismo de salinidad del acuífero utilizando relaciones empíricas a través de series de tiempo con correlación cruzada y lineal y (4) la evaluación de las diferencias en el comportamiento de la salinidad medida en estudios previos en manifestaciones cársticas y pozos profundos.

Este enfoque se probó en la costa noroeste de la península de Yucatán México (RNWY), que cuenta con un acuífero cárstico costero confinado somero y la presencia de interfase salina.

### 3.3. Materiales y métodos

#### 3.3.1. Zona de estudio

La zona de estudio se encuentra en la costa noroeste de Yucatán México, en un transecto entre las poblaciones de Hunucmá y Sisal, ubicado entre las coordenadas: 20.80°-21.20° latitud Norte y 89.80°-90.20° longitud Oeste (**Figura 4**). La zona de estudio tiene un clima tropical húmedo con un promedio anual de precipitación de 600 mm y una evapotranspiración potencial anual de 1600 mm. La temporada de lluvia es de mayo a noviembre. El promedio de temperatura anual es de 25.6 °C (CONAGUA, 2012). La

geología superficial en la **Figura 4** muestra la existencia de depósitos cuaternarios en la costa (Holoceno y Reciente) y terciarios en el continente de la formación Carrillo-Puerto (Plioceno-Mioceno). Se tienen estructuras regionales en el cinturón de cenotes (localmente llamado por la alineación de varias estructuras cársticas). El área de estudio se encuentra a 10 km hacia el Este de esta región fracturada (Butterlin and Bonet, 1963; Mexican Geological Service, 2005; Villasuso and Méndez, 2000).

El acuífero regional es de tipo libre a excepción de la zona costera donde existen condiciones de confinamiento. En la línea de costa se ha identificado la presencia de una caliza recristalizada llamada localmente *caliche* con espesores de entre 1 a 4 m. La dirección del flujo regional es en dirección SE-NW (hacia la costa, **Figura 4**). El acuífero de agua dulce flota sobre el agua marina, la interacción de estos cuerpos de agua definen la interfase salina que se hace somera en dirección a la costa (Perry et al., 1989; Villasuso-Pino et al., 2011). La estratigrafía vertical define dos acuíferos: (a) en la zona de costa un acuífero colgado local ubicado en la duna de arena y (b) el acuífero regional ubicado en calizas carstificadas; estos acuíferos están separados por el confinante (*caliche*). Hacia el continente se tienen en la superficie calizas areno-limosas poco permeables que permiten la formación de otro acuífero colgado local (Villasuso-Pino et al., 2011). Este modelo conceptual se validó con muestras obtenidas durante la perforación de pozos y registros de video. Los registros de video muestran un bajo grado de carstificación en comparación con otras zonas de Yucatán (como el cinturón de cenotes). La **Figura 10** muestra la estratigrafía detallada asociada a la geología en el transecto entre los pozos P7b-P7a.

### 3.3.2. Monitoreo y mediciones

Se colectaron registros continuos de presión, temperatura y salinidad en la zona de estudio entre mayo de 2017 a mayo de 2018. Se instalaron sensores de presión (Onset HOBO®, Modelo U-20L-04) en los seis pozos de monitoreo para medir cada 30 minutos, considerando una profundidad de sumergencia de 1.5 m a partir del nivel estático del acuífero (**Figura 10**). La presión barométrica fue medida con un BARO-DIVER® instalado en el pozo P9, con el cual se hace la compensación barométrica.

Se instalaron sensores de conductividad eléctrica (Onset HOBO®, Modelo U-24-002-C) en P7a (zona de costa) y P8 (zona de transición), considerando dos zonas de monitoreo:

superficie de interfase salina (USI) y fondo de la interfase salina (BSI) como se observa en la **Figura 10**. La USI se definió considerando que la haloclina incrementó su salinidad por encima de 1.5 ppt (primer metro de la interfase salina), mientras que BSI se definió en donde la haloclina alcanzaba valores cercanos al agua marina (35 ppt).

Se han realizado perfiles mensuales de temperatura, conductividad eléctrica y salinidad utilizando una sonda multiparamétrica YSI EXO 2®. Estas mediciones se usaron para calibrar los sensores de conductividad eléctrica. La salinidad se calculó utilizando el criterio de escala de salinidad de Lewis (1980).

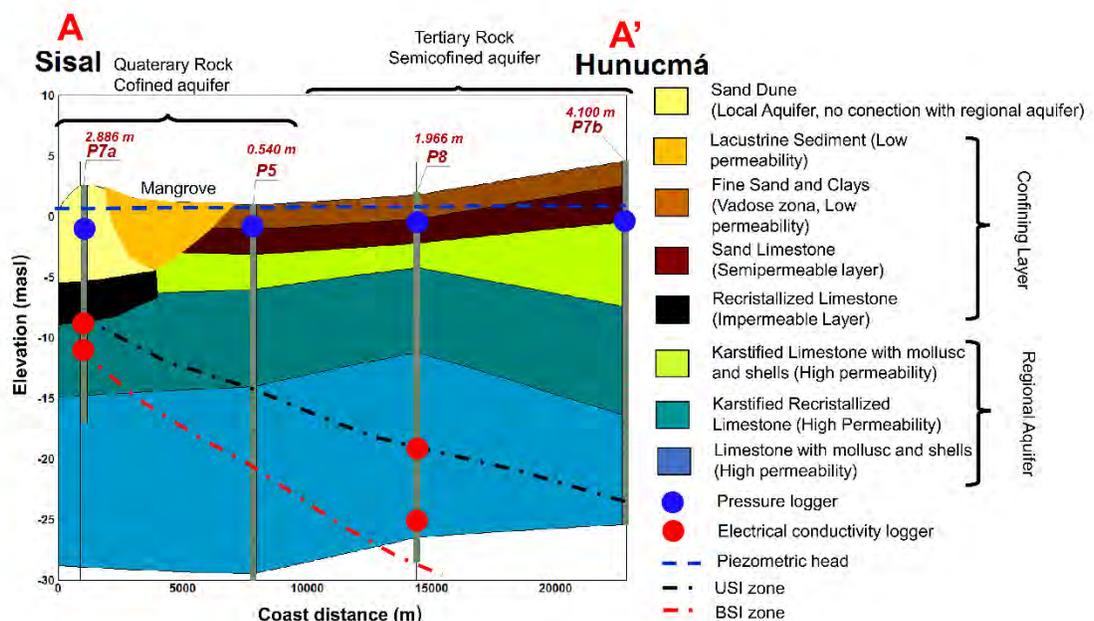


Figura 10. Sección geológica A-A' de la zona de estudio (Ver Figura 4). La estratigrafía vertical se validó con perforación de pozos y tomografía eléctrica resistiva (Anexo A1.1 y A1.2 de este documento). Los puntos azules y rojos representan registradores de presión y conductividad eléctrica, respectivamente. La interfase salina se ubica entre la zona USI y BSI.

Se midieron datos de precipitación y presión atmosférica usando estaciones meteorológicas instaladas en Sisal (SSL), P9 y Mérida (MID) (**Figura 4**). Los datos se colectaron a un intervalo de 1 minuto y luego se procesaron a intervalos de 30 minutos. Los datos de precipitación se utilizaron para analizar la recarga vertical en el acuífero y los datos de presión atmosférica se utilizaron para auditar el BARO-DIVER® y complementar los registros en períodos de mantenimiento.

Los datos de mareas se tomaron del mareógrafo de la red mareográfica (UNAM, 2000) y tienen una periodicidad de 1 segundo, luego se procesaron a intervalos de 30 minutos.

Los datos obtenidos fueron procesados con MatLab 2015b y el análisis implementado se describe a continuación.

### 3.3.3. Análisis de esfuerzos hidrológicos

Este estudio analiza la influencia del nivel medio del mar y la precipitación como forzamientos hidrológicos en la carga hidráulica, la salinidad y la descarga regional del acuífero. La influencia del nivel medio del mar se analiza con las siguientes técnicas: (a) análisis armónico de marea utilizando t-tide (Pawlowicz et al., 2002) y el espectro de potencia de las mareas (PS, Rao and Swamy, 2018) para la identificación de componentes principales de marea y la separación de la marea astronómica y meteorológica, (b) correlación cruzada simple (Box et al. 1994, Ecuación 13) para calcular el tiempo de retraso entre los esfuerzos hidrológicos y la respuesta del acuífero; y (c) la correlación lineal evaluada con el coeficiente de Pearson ( $r$ ) descrita en la ecuación 14 (Fisher, 1958; Box et al., 1994). Esta metodología se describe a continuación.

$$C_{y_1y_2}(k) = \begin{cases} \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (y_{1t} - \bar{y}_1)(y_{2t+k} - \bar{y}_2); k = 0, 1, 2 \dots \\ \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (y_{2t} - \bar{y}_2)(y_{1t+k} - \bar{y}_1); k = 0, -1, -2 \dots \end{cases} \quad (13)$$

$$r_{y_1y_2} = \frac{C_{y_1y_2}(k)}{s_{y_1}s_{y_2}}; k = 0, \pm 1, \pm 2 \dots \quad (14)$$

donde  $C_{y_1y_2}(k)$  es la función de correlación cruzada y  $r_{y_1y_2}$  es el coeficiente de correlación de Pearson,  $y_{1t}$  y  $y_{2t}$  son series de tiempo con medias  $\bar{y}_1$  y  $\bar{y}_2$ , con retrasos  $k = 0, \pm 1, \pm 2 \dots$ , para los pares de datos  $(y_{1_1}, y_{1_2}), (y_{2_1}, y_{2_2}), \dots, (y_{1_t}, y_{2_t})$ ,  $n$  es el número de datos por serie temporal. La función de correlación cruzada utiliza pares de datos dejando una serie de tiempo fija y la otra moviéndola a un paso de tiempo  $k$  y calculando la correlación de los datos. Finalmente,  $C_{y_1y_2}$  es la covarianza de  $y_1$  y  $y_2$ ,  $s_{y_1}$  y  $s_{y_2}$  son las desviaciones estándar de cada serie de tiempo.

### 3.3.3.1. Análisis de la influencia del nivel medio del mar en el acuífero

El nivel del mar está compuesto por varios procesos: mareas astronómicas, mareas meteorológicas (mareas de tormenta principalmente) y otras variaciones debidas a ondas de gravedad y ondas infragravitatorias. Las mareas pueden separarse en señales astronómicas y residuales (todo lo que no es astronómico). Las mareas astronómicas son la suma de siete componentes fundamentales con periodos entre 11.97 y 25.8 horas, y otros componentes con frecuencia mayores (Masselink & Hughes, 2003). Los esfuerzos de marea surgen de los movimientos planetarios como la rotación de la tierra, la órbita de la luna alrededor de la tierra y la tierra alrededor del sol. Estos pueden definirse mediante un conjunto de líneas espectrales, es decir, la suma de un conjunto finito de sinusoides monocromáticas con frecuencias y fases específicas (componentes de marea, Pawlowicz et al., 2002). Los componentes de largo periodo no fueron analizados en esta investigación debido a que se contaba con un año de datos. Las mareas residuales se dividen en radiacionales y mareas de tormenta. Las primeras son el producto de variaciones atmosféricas con periodos de entre 12 y 24 horas. Las mareas de tormenta (también llamadas meteorológicas) son fenómenos no cíclicos (estocásticos) producto de viento y eventos de tormenta o precipitaciones extremas (Masselink & Hughes, 2003). La marea residual en esta investigación es producto únicamente de la marea meteorológica debido a que las variaciones barométricas han sido compensadas.

Los componentes principales se obtuvieron mediante un análisis armónico utilizando el programa t-tide (Pawlowicz et al., 2002) y espectros de potencia, PS (Rao and Swamy, 2018). La marea meteorológica se define como la diferencia entre las mediciones del mareógrafo ( $T$ , señal cruda) y la marea astronómica ( $MT = T - AT$ ). Un procedimiento similar se ha utilizado para separar las señales astronómicas y meteorológicas de la carga hidráulica (AH y MH) y la salinidad en el acuífero (AS y MS).

Las componentes principales de la marea se ajustaron con el modelo analítico de propagación de mareas en acuíferos confinados de Ferris (1963), del cual se derivan algunas modificaciones incluyendo efectos como la recarga, el "leakage", etc. (Kong et al., 2015; Li & Jiao, 2001; Merritt, 2004; Sanchez et al., 2016). Sin embargo, como se han descompuesto las componentes de marea, este modelo simple es adecuado para analizar las mareas astronómicas. Este modelo describe el comportamiento de la carga hidráulica con un decaimiento exponencial de una onda sinusoidal como:

$$h(x, t) = H_o e^{-x \sqrt{\frac{\pi}{\tau D}}} \sin \left[ \frac{t}{2\pi\tau} - x \sqrt{\frac{\pi}{\tau D}} \right] \quad (15)$$

donde  $h$  es la variación de la carga hidráulica en el acuífero,  $x$  (m) es la distancia a la costa,  $t$  (s) es el tiempo,  $H_o$  es la amplitud de la onda (o suma de componentes),  $\tau$  es el periodo de onda y  $D$  ( $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) es la difusividad hidráulica descrita en la ecuación 7 como la razón de la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento específico, en acuíferos confinados.

La amplitud de la ecuación 15 se ajustó con las componentes principales del análisis armónico. El ajuste del modelo fue evaluado con la raíz del error cuadrático medio (RMSE) calculado entre la señal de componentes principales en los pozos y lo simulado por el modelo de Ferris (1963).

La carga hidráulica meteorológica (MH) fue filtrada de los efectos generados por la recarga vertical. Para ello, la serie de tiempo de MH se derivó ( $\Delta h / \Delta t$ ); y se removieron los datos en los cuales  $\Delta h / \Delta t$  presentó valores de uno o dos órdenes de magnitud mayores al gradiente asociado a eventos sin recarga local.

El tiempo de retraso entre AT, MT y la respuesta del acuífero (AH, MH, AS and MS) se calculó con el método de correlación cruzada (Box et al., 1994). Después de calcular el tiempo de retraso de AT y MT se asume que la respuesta del acuífero  $f(x_{i+lag})$  es una función del forzamiento astronómico o meteorológico  $x_i$ ). Luego se ajustó una regresión lineal entre las señales de marea (AT and MT) y la respuesta del acuífero (AH, MH, AS y MS). Se utiliza el coeficiente de Pearson ( $r$ ) para evaluar la correlación entre las variables hidrológicas. Para este estudio  $r > 0.70$  muestra una correlación significativa,  $0.50 \leq r \leq 0.70$  una correlación moderada y  $r < 0.5$  correlación no significativa, similar a estudios previos (Dessu et al., 2018; Kovacs et al., 2017; Legates & McCabe, 1999).

### 3.3.3.2. Análisis de la influencia en la descarga del acuífero

La descarga del acuífero se define por la ecuación de Darcy en medios porosos ( $Q = K \times A \times i$ ) y por la ley cúbica en medios fracturados ( $Q = 2K_f \times A \times i$ ) (Bear, 1972; Cook, 2003; Domenico & Schwartz, 1997). Esto sugiere que la descarga del acuífero  $Q$  es una función directa del gradiente hidráulico  $i$ , asumiendo una geometría y características hidráulicas en

el acuífero. Por lo tanto, el gradiente hidráulico  $i$  puede usarse como un indicador cualitativo de la variación de la descarga del acuífero. Dicho lo anterior, se calculó el gradiente hidráulico utilizando las series de tiempo de MH y MT. La ecuación 16 define el gradiente hidráulico  $i$  entre dos puntos como la razón de la diferencia entre la carga hidráulica de un pozo ( $h_{well}$ ) y la elevación del nivel mar ( $h_{sea}$ ), ambos corregidos como carga hidráulica equivalente de agua dulce, y la distancia entre esos dos puntos ( $d$ ). Young et al. (2018) propusieron una relación similar entre el gradiente de presión en descargas submarinas en la costa y sugieren que el flujo de descarga está fuertemente relacionado con este gradiente de presión.

$$i = \frac{h_{well} - h_{sea}}{d} \quad (16)$$

### 3.3.3.3. Influencia de la precipitación en el acuífero

Se aislaron tres eventos de recarga en el acuífero para analizar la influencia a corto plazo de la precipitación en el acuífero. Estos eventos fueron seleccionados conforme a la disponibilidad de datos y la correspondencia con los registros de temperatura, conductividad eléctrica y salinidad. Se analizaron los tiempos de retraso de la señal de precipitación y la respuesta de la carga hidráulica y la salinidad del acuífero utilizando correlación cruzada (Box et al., 1994), así como el coeficiente de correlación ( $r$ ) asociado a cada evento.

La influencia estacional de la precipitación en el acuífero se analizó utilizando el acumulado mensual de precipitación (MP), el promedio mensual de la carga hidráulica (M-MH) y la salinidad (Sal). Los valores de carga hidráulica se corrigieron por el efecto de las mareas meteorológicas previo al análisis ( $MMH = M - AH - MH$ ), donde  $AH$  es la marea astronómica propagada hacia cada pozo,  $MH$  es la marea meteorológica propagado hacia cada pozo. La precipitación y la respuesta del acuífero se graficaron en un diagrama de dispersión ajustado por el tiempo de retraso entre las señales ( $f(x_{i+lag})$  es una función del acumulado mensual de precipitación  $x_i$ ). Se ajustó una correlación lineal para los gráficos de MP vs M-MH y MP vs Sal; y se utiliza  $r$  para evaluar su grado de correlación.

### 3.4. Resultados y discusión

Los perfiles de salinidad mensuales muestran que la interfase salina es somera en dirección a la costa y reduce su espesor abruptamente (cerca de 1m en P7a, a una distancia de 300 m de la costa). El agua dulce (salinidad menor a 1 ppt) tiene un espesor de 25 m en la zona continental (P4, a una distancia de 24 km de la costa) y hacia la costa se tiene agua de mezcla con salinidades de 2 ppt (**Figura 11a**). Se observa una interfase salina sin presencia de estratificaciones o perturbaciones. La **Figura 11b** muestra que la zona vadosa (acuitardo) almacenan agua dulce en los meses lluviosos (mayo-noviembre), atenuando la recarga hacia el acuífero regional. La salinidad en el agua subterránea superficial decrece por el efecto del almacenamiento del agua dulce en la zona vadosa.

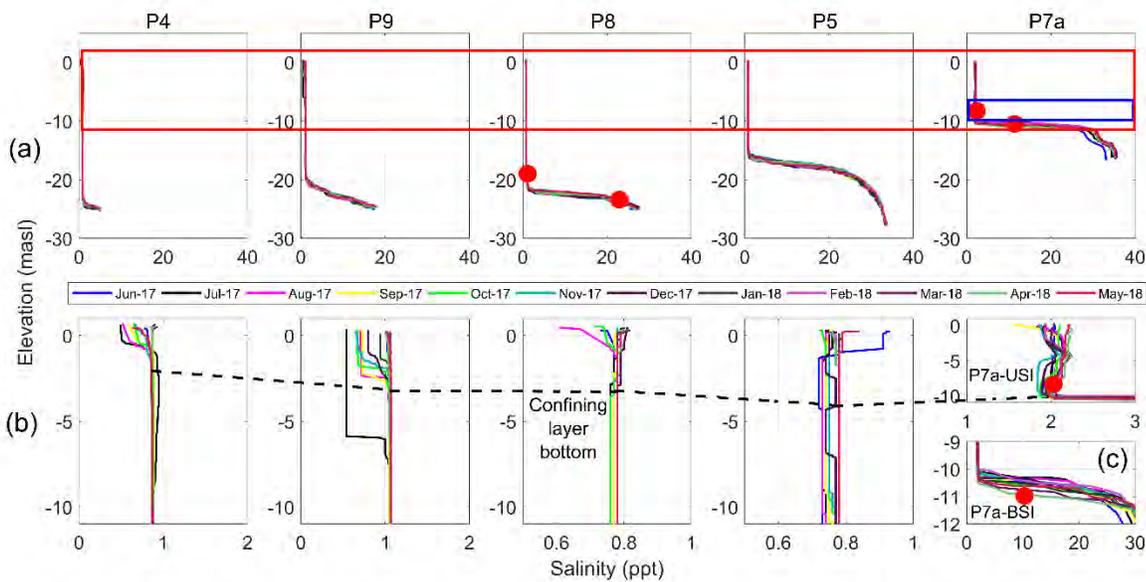


Figura 11. Perfiles de salinidad en zona de estudio (las figuras están ordenadas conforme su distancia a la costa, siendo P7el pozo más cercano). (a) Perfiles de salinidad en pozos. (b) Detalle de la zona superficial del acuífero (delimitado por el recuadro rojo), donde la base del confinamiento del acuífero es la línea negra punteada. (c) Detalle de la zona BSI en P7a (delimitada por el recuadro azul de P7a). Los puntos rojos representan la ubicación de los sensores de conductividad eléctrica.

La **Figura 12** muestra la variación temporal de la carga hidráulica, la salinidad y el gradiente hidráulico en la zona de estudio. A pesar de que no se registraron huracanes en este periodo de estudio, se observaron frentes fríos entre octubre de 2017 a marzo de 2018, lo cual permitió observar la respuesta del acuífero a dichos fenómenos. La **Figura 12a**

muestra la variación de la carga hidráulica del acuífero por efecto de las variaciones astronómicas del nivel del mar (AH) y se observa que se propagan hacia el acuífero continental. La **Figura 12b** muestra los efectos de la marea meteorológica en el acuífero (MH), sumado a los efectos de la recarga por precipitación. Los meses lluviosos (mayo-octubre, **Figura 12d**) se tienen recargas al acuífero por periodos cortos de tiempo en eventos intensos de precipitación entre septiembre y octubre, además de efectos estacionales entre toda la temporada de lluvias. Este comportamiento es claro en los pozos en el continente (P4, P7b, P8 y P9), pero no en los pozos en costa (P7a y P5) en donde el acuífero se tiene el confinamiento del *caliche*. Por otro lado, Zavala-Hidalgo et al. (2010) reportan que la elevación media del nivel medio del mar tiene una variación estacional en donde los valores más bajos se presentan en julio y los más altos en octubre. Este comportamiento es consistente con el comportamiento mensual de MH de los pozos P5 y P7b (**Figura 12b**).

La temporada de lluvias causa un incremento en el gradiente hidráulico del acuífero; y por lo tanto, un incremento en la descarga regional del acuífero hacia la costa (**Figura 12c**). Por otro lado, los meses en los que se tienen los valores estacionales más altos del nivel medio del mar (septiembre a noviembre) muestran una reducción en el gradiente hidráulico, lo que sugiere una reducción en la descarga del acuífero. De mediados de diciembre a finales de abril, el gradiente hidráulico es alto en P7a (0.5 m/km), esto debido a que el nivel medio del mar es bajo y se mantienen eventos de precipitación (**Figura 12c**). Los frentes fríos (nortes) producen mareas de tormenta de 20 a 30 cm por períodos de 1 a 4 días (Torres-Freyermuth et al., 2017). La señal MH es consistente con estos eventos en los pozos cercanos a la costa, a excepción de P7b y P4 (**Figura 12b**).

Los registros de salinidad (**Figura 12e y Figura 12f**) de las zonas superficiales y de fondo de la interfase salina muestran una variación diurna relacionada con la marea astronómica, a excepción de P8 BSI, donde la influencia marina no es notable. La salinidad en P7a BSI muestra variaciones mensuales de salinidad coincidentes con los registros de los perfiles mensuales (**Figura 11c**). Esto se observa a lo largo del periodo de estudio, ya que se observa un máximo de 27.7 ppt el 10 de julio de 2017 y un descenso a 13.5 ppt el 12 de abril de 2018 (**Figura 12f**). Esto sugiere que la zona BSI se mueve estacionalmente de posición, ya que los sensores de conductividad eléctrica fueron colocados en posiciones fijas.

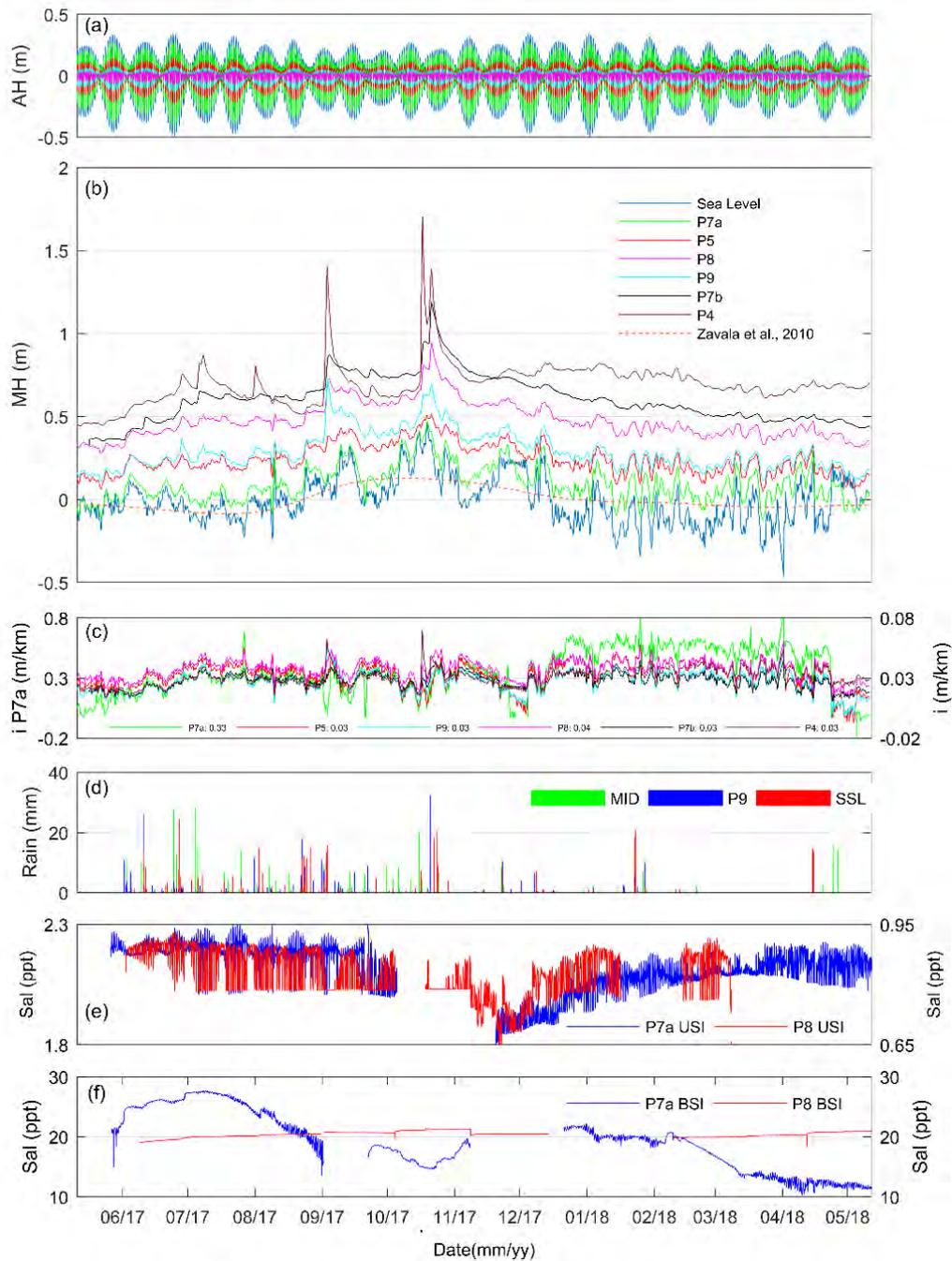


Figura 12. Series de tiempo de mayo de 2017 a mayo de 2018 (horario GMT -5). (a) Efectos de la marea astronómica en el acuífero, colores similares al panel b. (b) Efectos de la marea meteorológica en el acuífero. (c) Gradiente hidráulico del acuífero, el valor medio se muestra en la leyenda; P7a representado en el eje izquierdo y los demás pozos en el eje derecho. (d) Precipitación en la zona de estudio. (e) Variación de la salinidad en la zona USI, P7a en el eje izquierdo y P8 en el eje derecho. (f) Variación de la salinidad en la zona BSI, P7a en el eje izquierdo y P8 en el eje derecho.

Los valores altos de salinidad en junio se pueden asociar con (a) el fin de la temporada de secas, (b) un nivel bajo estacional del nivel del mar y (c) un incremento relativo del gradiente hidráulico. Por otro lado, los niveles bajos de salinidad ocurren en tres periodos: (1) 20 de octubre a noviembre de 2017 que coincide con los niveles de MH más altos e incrementos en el gradiente hidráulico y descarga del acuífero, (2) un descenso cuasimonotónico de la salinidad de julio a septiembre de 2017 y (3) de febrero a abril de 2018. El descenso en la salinidad del acuífero podría asociarse a un descenso del nivel medio del mar y aparentemente un incremento en el almacenamiento del acuífero, que hacen más grande y profundo el espesor del agua dulce en la zona cercana a la costa.

### 3.4.1. Esfuerzos del nivel medio del mar

Los espectros de potencia (PS) de la carga hidráulica del acuífero corresponden con el PS de la marea astronómica (**Figura 13a**). Los picos de frecuencias en ciclos por hora (cph) coinciden con la componente principal diurna lunar O1 (0.0387 cph), la componente diurna lunisolar K1 (0.0417 cph) y la componente principal lunar semidiurna M2 (0.0805 cph). Estos valores coinciden con los reportados en estudios previos locales y muestran las componentes astronómicas más importantes en la marea astronómica de la zona de estudio (Torres-Mota et al., 2014; Vera et al., 2012).

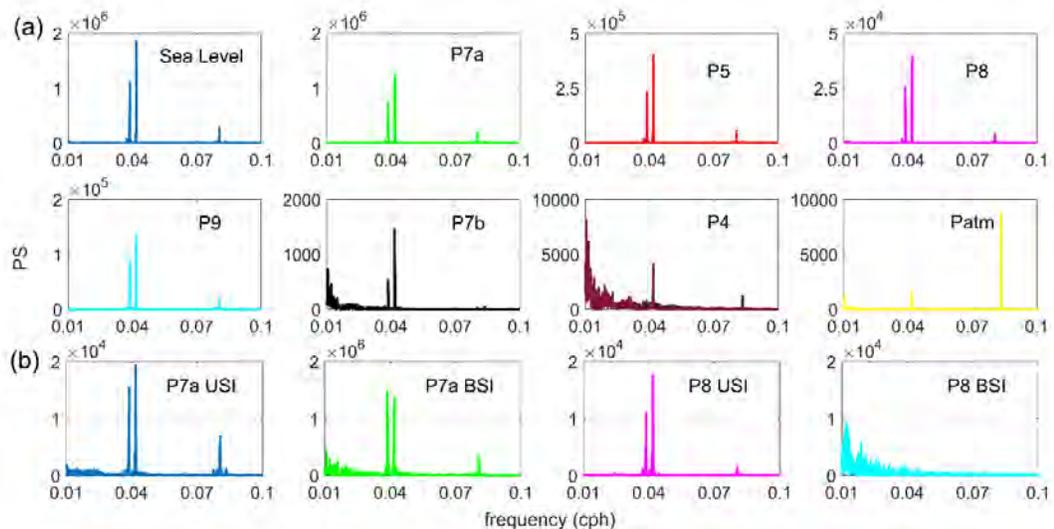


Figura 13. Espectros de potencia para (a) elevación del nivel medio del mar y la carga hidráulica del acuífero y (b) la salinidad en el acuífero.

### 3.4.1.1. Carga hidráulica en el acuífero

La influencia de la marea se observó hasta en pozos con distancia cercanas a 12 km de la costa. El pozo más alejado a la costa (P4) no registró influencia de marea; en el caso de P7b se observó la atenuación de la señal de K1 y O1 con un rango de variación de 8 mm, similar a la precisión de los sensores de presión por lo que estos resultados deben tomarse con precaución. Los espectros de potencia en los pozos más alejados a la costa muestran una diferencia de cuatro órdenes de magnitud que el nivel del mar, lo que sugiere que la influencia de la marea es despreciable (**Figura 13a**).

La **Figura 14** muestra los resultados del modelo de Ferris (1963). Los resultados sugieren que la difusividad hidráulica del acuífero tiene un rango de entre 20.5 (P7a) a 2450 m<sup>2</sup>/s (P9), habiendo ajustado las componentes O1, K1 y M2 de la marea. El porcentaje de AT propagada en el acuífero (pendiente lineal de correlación entre AH y AT) es de entre el 1.4 y 79% (**Tabla 4**, ver Anexo B). Los coeficientes de Pearson (r) son de entre 0.77 a 0.99. Los resultados muestran que existe una relación directa entre la marea astronómica y la carga hidráulica del acuífero asociada a la difusividad hidráulica. La correlación es mejor en los pozos cercanos a la costa y decrece hacia el continente. Los tiempos de retraso entre AT y AH son de entre 0 y 7 horas, por lo que la onda de marea astronómica se retrasa más hacia el continente (**Tabla 4**).

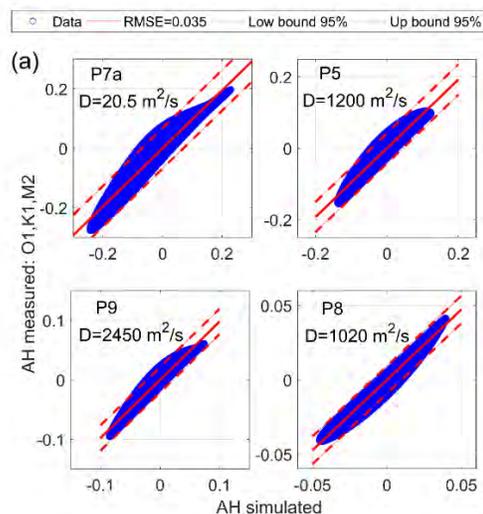


Figura 14. Ajuste de la propagación de la marea en el acuífero utilizando el modelo de Ferris para las componentes K1, O1 y M2. AH es la marea en la carga hidráulica del acuífero y D es la difusividad hidráulica. La distancia de los pozos a la costa puede ser observada en la Tabla 4.

Los valores de  $r$  para los efectos meteorológicos (MH y MT), muestran una correlación aceptable para los pozos P7a, P5, P8 y P9, mientras que en los pozos alejados de la costa no se tiene una correlación significativa. Los tiempos de retraso van de entre 0 a 3 horas (**Tabla 4**), similares a los observados en la marea astronómica. Se construyen diagramas de dispersión entre MT y MH (**Figura 15**); se observa que los pozos P7a, P5 y P9 tienen una correlación significativa de entre 0.71 y 0.82, P8 muestra una correlación moderada de 0.56. Los pozos P7b y P7 tienen un valor de  $r < 0.40$  el cual es no significativo, por lo que podrían existir otros factores de oscilación en el nivel estático que estén afectando al acuífero distintos a la marea meteorológica.

Tabla 4. Correlación lineal entre la carga hidráulica del acuífero y la marea astronómica y meteorológica. La pendiente para la carga hidráulica es el porcentaje de marea propagado en el acuífero, mientras que en la salinidad es el rango de variación observado.

Carga hidráulica del acuífero							
ID	Distancia a la costa (km)	Astronómica			Meteorológica		
		pendiente	$r$	$t \text{ lag}^b$ (hrs)	pendiente	$r$	$t \text{ lag}^b$ (hrs)
P7a	0.3	0.809	1.00	0.00	0.612	0.82	0.0
P5	5.0	0.460	1.00	0.50	0.469	0.77	0.0
P8	12.0	0.140	0.99	2.00	0.398	0.56	3.0
P9	11.0	0.261	0.98	2.50	0.513	0.71	2.5
P7b	22.0	0.014	0.77	7.00	0.354	0.38	59.5
P4	23.0	n.c. <sup>a</sup>	n.c. <sup>a</sup>	n.c. <sup>a</sup>	0.050	0.07	34.5
Salinidad							
ID	Distancia a la costa (km)	Astronómica			Meteorológica		
		pendiente	$r$	$t \text{ lag}^b$ (hrs)	pendiente	$r$	$t \text{ lag}^b$ (hrs)
P7aUSI	0.8	0.101	0.76	3.00	-0.113	0.17	0.0
P7aBSI	0.8	0.966	0.90	-2.50	-6.606	0.20	0.0
P8USI	12.0	0.126	0.93	7.00	-0.138	0.37	25.0
P8BSI	12.0	n.c. <sup>a</sup>	n.c. <sup>a</sup>	n.c. <sup>a</sup>	1.644	0.51	25.0

<sup>a</sup> n.c. valores no calculados ya que PS no muestra presencia de las componentes O1, K1 and M2 (Figura 13).

<sup>b</sup>  $t \text{ lag}$  es el tiempo de retraso calculado con correlación cruzada.

La marea meteorológica propagada en el acuífero muestra porcentajes (pendiente de regresión) de entre 40 (P8) y 61% (P7a), estos valores aumentan en dirección a la costa. Los resultados indican que las variaciones del nivel del mar por marea meteorológica tienen una relación directa con la carga hidráulica del acuífero y es más notable en las zonas cercanas a la costa (**Figura 15, Tabla 4**).

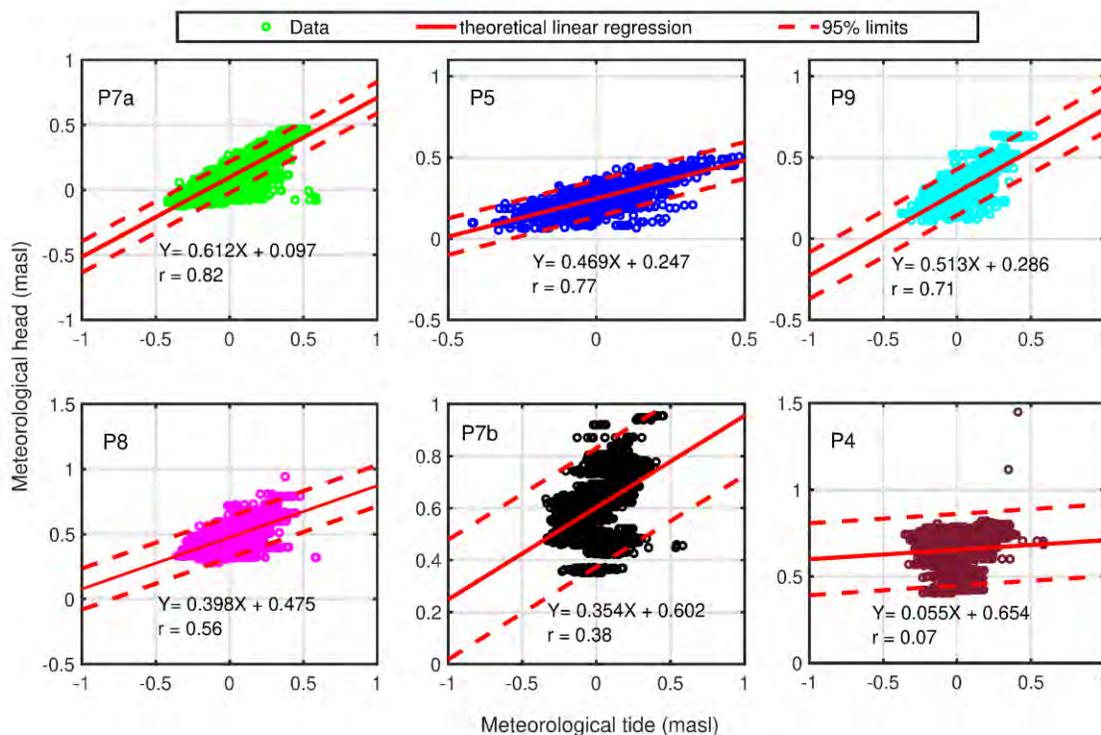


Figura 15. Correlación lineal de la propagación de la marea meteorológica en el acuífero (MT vs MH).

Con respecto a la propagación de las mareas en acuífero costeros, estudios previos reportan una relación directa entre el nivel del mar y la carga hidráulica del acuífero (Vera et al., 2012; Levanon et al., 2017; Dessu et al., 2018), pero estos trabajos no consideran la influencia individual de la marea astronómica y meteorológica. En el caso del decaimiento de la propagación de la marea la **Figura 16** muestra que la marea astronómica (AT) tiene mayor decaimiento que la marea meteorológica (MT); esto debido a que la marea meteorológica de la zona de estudio tiene periodos más grandes que las componentes astronómicas analizadas (Torres-Freyermuth et al., 2017). Esto significa que durante

mareas de tormenta el potencial hidráulico del acuífero puede verse más elevado varios kilómetros tierra adentro, en comparación con períodos sin marea de tormenta. En teoría, las ondas con periodos más largos pueden viajar más hacia dentro del continente como lo reporta Trglavcnik et al. (2018). Las diferencias de propagación de estos esfuerzos hidrológicos únicamente pueden ser observadas cuando se analizan las mareas astronómicas y meteorológicas por separado. Esto sugiere que estos esfuerzos modifican la carga hidráulica del acuífero con una distribución espacio-temporal distinta en el acuífero costero.

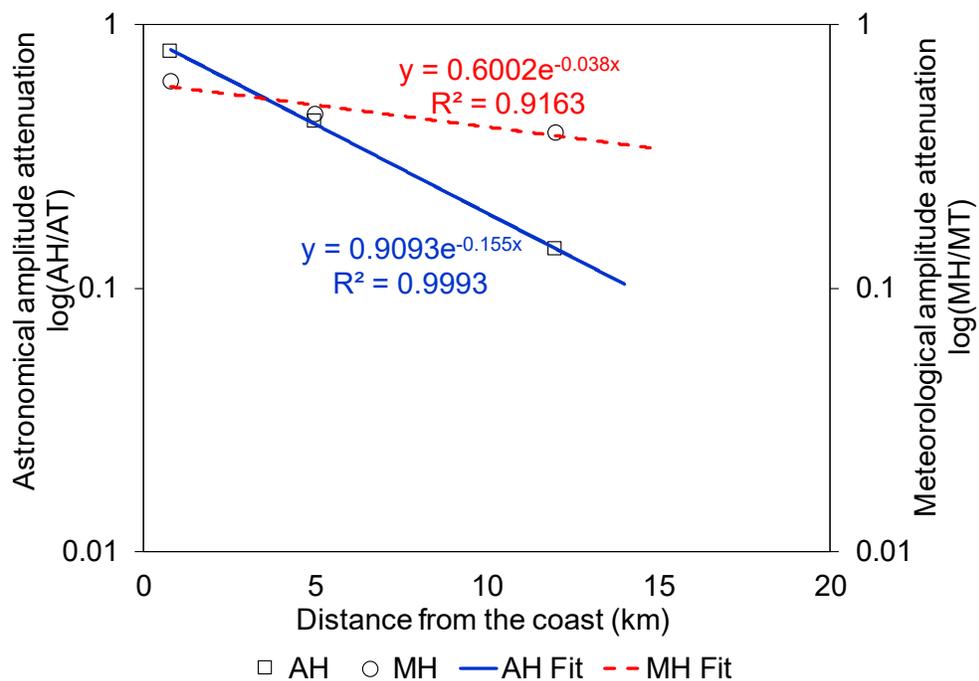


Figura 16. Atenuación de la amplitud de a marea astronómica (línea azul sólida) y meteorológica (línea punteada roja) en el acuífero confinado.

#### 3.4.1.2. Salinidad del acuífero

Los espectros de potencia (PS) en la salinidad del acuífero son similares a los observados en la marea astronómica, los espectros muestran las componentes principales O1 (0.0387 cph), K1 (0.0417 cph) y M2 (0.0805 cph). Los PS de la salinidad tienen un orden de magnitud similar al de la carga hidráulica y el nivel del mar. Este comportamiento muestra

que el análisis armónico también puede ser utilizado para separar las componentes astronómicas y meteorológicas en la salinidad del acuífero. Los resultados para P8-BSI no muestran una similitud con los demás puntos monitoreados, lo que sugiere que las variaciones de salinidad en esta zona del acuífero se han atenuado fuertemente (**Figura 13b**).

La correlación para los efectos astronómicos en la salinidad (AS y AT) muestra una relación significativa. Los tiempos de retraso son de entre -2.5 a 7 horas, el tiempo de retraso de P7a-BSI es anormal ya que muestra que el pico ocurre 2.5 horas antes de la marea alta, mientras que en los otros puntos los tiempos de retraso son de 3 horas para P7a-USI y de 7 horas para P8-USI. Esta distorsión se ha reportado en pozos en la zona costera con ausencia de zona capilar (Levanon et al., 2017). Levanon et al. (2017) sugieren que si los sensores se entierran en lugar de dejar una zona de atmosférica en los pozos se pueden corregir estas distorsiones. En este trabajo, se utilizaron sensores sin estas consideraciones lo que pudo afectar las observaciones de PS de P7a-BSI (**Figura 13b**). Los resultados de las señales astronómicas son similares a los observados por Levanon et al. (2017), en el cual define un modelo conceptual de propagación de ondas en un acuífero libre, que aparentemente, también es aplicado a acuíferos confinados.

La **Figura 17** muestra que existe una relación directa entre la marea astronómica y la salinidad astronómica del acuífero ( $r$  entre 0.76 y 0.95, **Tabla 4**). Esta correlación se explica ya que los PS del nivel del mar son coincidentes con los PS de la salinidad del acuífero (**Figura 13b**). Los resultados indican que un aumento del nivel del mar se puede traducir en un aumento de la salinidad del acuífero, así como que la salinidad disminuye en la marea baja. Por otro lado, la **Figura 17** muestra que el rango de variación en P7a es de 0.1 ppt en la zona superficial (USI) y de 0.8 ppt en la base de la interfase salina (BSI), la correlación es más grande en la zona BSI que en USI y que la propagación de la salinidad ocurre primero en la zona BSI que en USI. Esto sugiere que la propagación astronómica de la salinidad es en dirección vertical, desde la base de la interfase salina hacia el acuífero como lo describe Levanon et al. (2017).

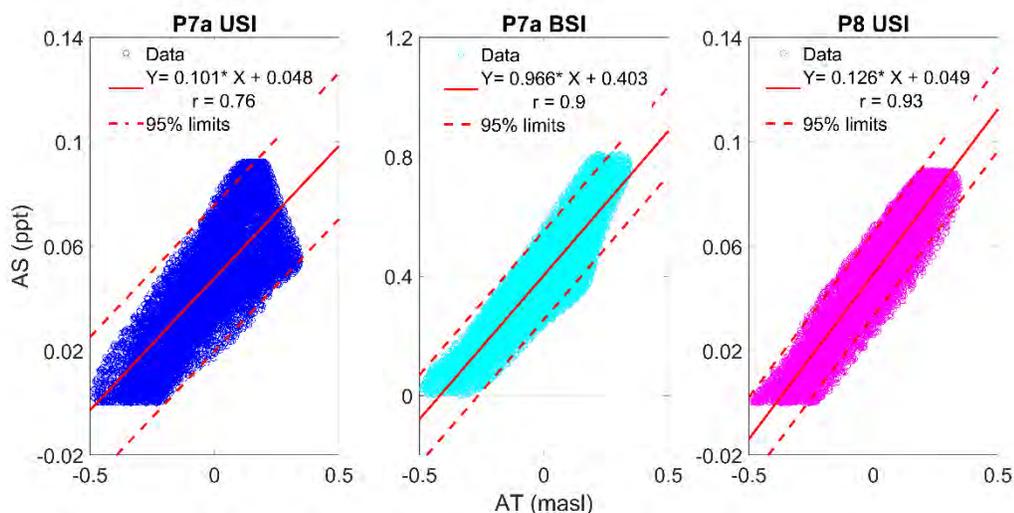


Figura 17. Correlación lineal de los esfuerzos astronómicos en la salinidad del acuífero (AT vs AS).

Estudios previos reportan una respuesta directa de la salinidad del acuífero a mareas meteorológicas, pero fueron implementados, en su mayoría, en manifestaciones cársticas (Parra et al., 2016; Vera et al., 2012), en donde el mecanismo de mezcla de la salinidad es turbulento en una columna libre de agua como lo describe Coutino et al. (2017), y es válido para el dominio de estas estructuras. En este trabajo no se observa una correlación significativa entre la marea meteorológica (MT) y la salinidad residual (MS); los valores de  $r$  son menores a 0.5 (**Tabla 4**, ver Anexo B). Estas diferencias pueden asociarse a que los esfuerzos hidrológicos de las mareas han sido analizados por separado (en especial las componentes de marea) y que existe un mecanismo de mezcla distinto al descrito en manifestaciones cársticas y sistemas altamente carstificados. Al respecto, no existen estudios previos que utilicen una metodología similar. Finalmente, los estudios previos tuvieron presencia de eventos extremos como huracanes (Coutino et al., 2017; Kovacs et al., 2017; Parra et al., 2016; Vera et al., 2012); en esta investigación no se tienen eventos similares, por lo que se desconoce si estas diferencias entre los resultados pueda asociarse a la presencia de estos eventos extremos.

### 3.4.2. Esfuerzos de la precipitación

#### 3.4.2.1. Carga hidráulica

La **Figura 18** muestra tres eventos de precipitación seleccionados para evaluar las relaciones que puedan existir entre la precipitación, la carga hidráulica y la salinidad del acuífero. Los datos de precipitación fueron tomados de las estaciones meteorológicas instaladas en MID, P9 y SSL.

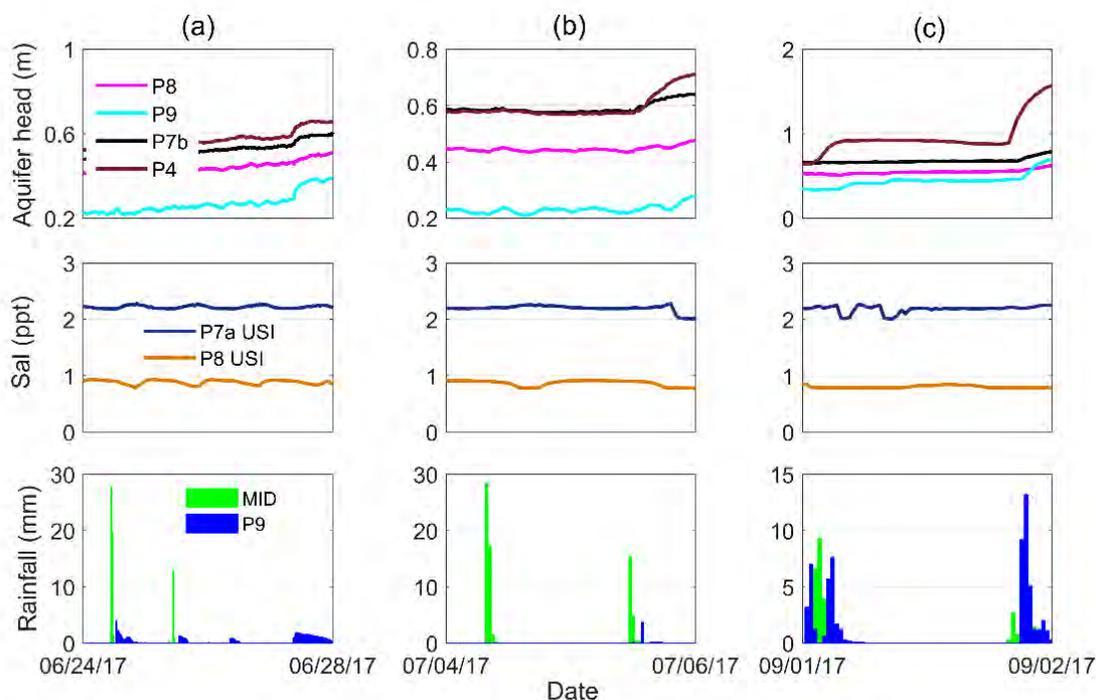


Figura 18. Variación de la carga hidráulica (panel superior) y la salinidad (panel intermedio) durante eventos de precipitación (panel superior). (a) Jun/17, (b) Jul/17 y (c) Sep/17

La correlación cruzada se evaluó únicamente para MID y P9 (zona continental y de transición), ya que el modelo conceptual de la zona de estudio sugiere que en la zona costera (SSL) el confinamiento costero sería responsable de una respuesta pobre a eventos de precipitación. Por lo tanto, los pozos P7a y P5 no fueron considerados para este análisis. En el caso de las correlaciones con la salinidad se evaluaron únicamente los sensores instalados en la zona superficial (USI), ya que se espera que la recarga no tenga efectos en la zona profunda de la interfase salina.

Los resultados muestran que los eventos de corto plazo en MID presentan un tiempo de retraso entre 26 y 26.5 horas con respecto a la respuesta de la carga hidráulica de la zona de estudio (correlación moderada en septiembre de 2017, ver Anexo B); mientras que la estación P9 muestra un tiempo de retraso entre 0.5 y 3 horas y una correlación muy baja ( $r < 0.5$ , ver Anexo B). Esto sugiere que la precipitación y la recarga vertical local no son un esfuerzo hidrológico significativo para la carga hidráulica del acuífero de la zona de estudio, posiblemente asociado a que la zona vadosa y el acuitardo atenúan el efecto de la recarga vertical como se observa en la **Figura 11b**.

La respuesta estacional del acuífero a la precipitación se evalúa utilizando los acumulados mensuales de precipitación y el comportamiento promedio mensual de la carga hidráulica del acuífero. La **Figura 43** muestra que durante los meses lluviosos (mayo a noviembre), el acuífero incrementa su carga hidráulica por efecto de la recarga (posiblemente regional) y decrece en los meses secos. Por otro lado, la precipitación muestra un tiempo de retraso de 3 meses con la carga hidráulica del acuífero. Utilizando este tiempo de retraso se evalúa la correlación entre la precipitación y la carga hidráulica estacional de la zona de estudio.

Los coeficientes de correlación de Pearson se pueden observar en la **Tabla 5**, los resultados muestran que existe una correlación moderada entre la carga hidráulica y la precipitación, similar a lo reportado por estudios previos (Coutino et al., 2017; Kovacs et al., 2017). Los valores de correlación  $r$  asociados a la precipitación en MID van de 0.5 a 0.56, con menos correlación que los resultados obtenidos al correlacionar la precipitación en P9 ( $r$  entre 0.68 y 0.7). La carga hidráulica en P4 no muestra una correlación significativa (ver Anexo B). Los resultados sugieren que la recarga vertical no está fuertemente correlacionada con los efectos en la carga hidráulica como sucede con la posición de nivel de mar.

#### *3.4.2.2. Salinidad del acuífero*

La correlación cruzada y la correlación de Pearson muestran que la relación de la precipitación es no significativa con la salinidad del acuífero ( $r < 0.50$ ). Esto sugiere que las variaciones de salinidad en el acuífero no están asociadas a los eventos de precipitación en la zona de estudio (ver Anexo B). Estudios previos implementados en manifestaciones cársicas observaron una relación inversa entre la precipitación y la salinidad del acuífero debido a la conexión directa del acuífero con la superficie a través de las manifestaciones

cársticas (Coutino et al., 2017; Kovacs et al., 2017). En esta investigación, los perfiles de salinidad mensuales de la **Figura 11** muestran que la zona vadosa acumula el agua de la precipitación y atenúa el efecto en el acuífero, por lo que la interfase salina no muestra respuesta a este esfuerzo hidrológico. Rocha et al. (2015) reportó resultados similares y menciona que la recarga local del acuífero no muestra relación con las variaciones de la interfase salina.

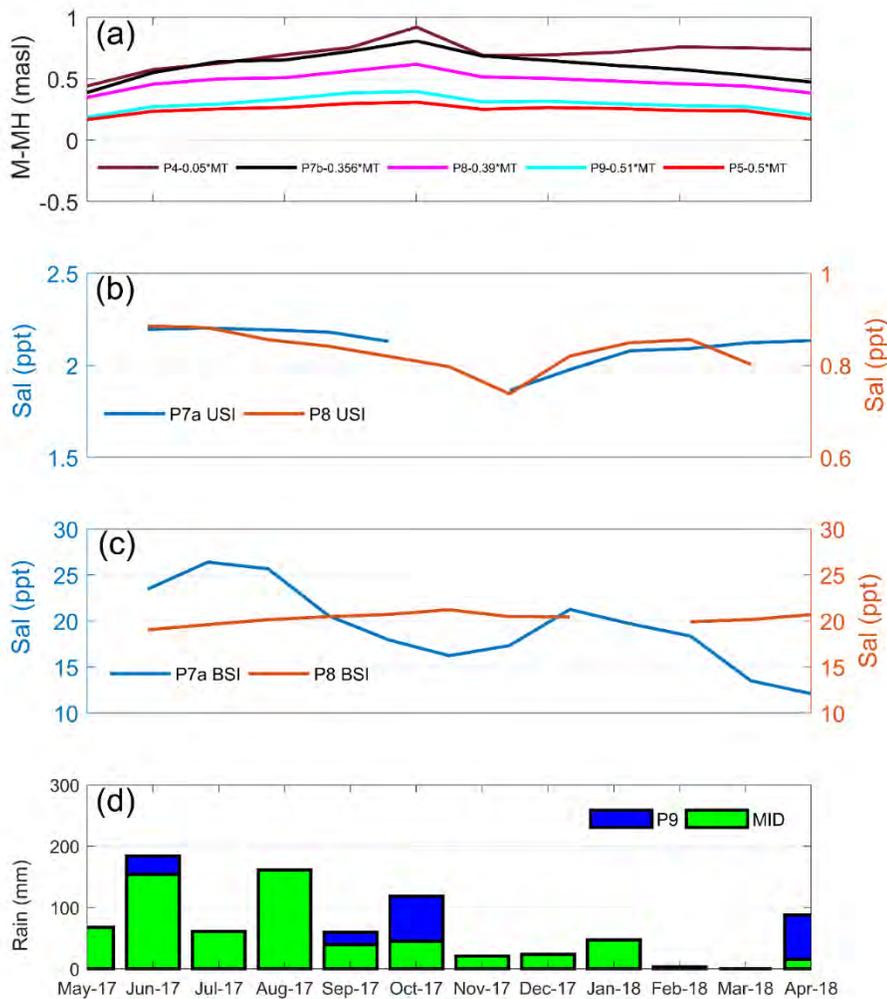


Figura 19. Variación mensual de la carga hidráulica y la salinidad asociada a la precipitación. (a) Carga hidráulica mensual promedio, (b) salinidad promedio mensual en la zona USI, (c) salinidad promedio mensual en la zona BSI y (d) precipitación acumulada mensual.

Tabla 5. Correlación lineal de los efectos estacionales de la precipitación en la carga hidráulica y la salinidad del acuífero.

Efectos estacionales en el acuífero por precipitación en P9			
ID	Carga hidráulica	ID	Salinidad
	r		r
P8	0.70	P7a-USI	0.35
P9	0.69	P7a-BSI	0.69
P7b	0.68	P8-USI	0.48
P4	0.40	P8-BSI	0.25
Efectos estacionales en el acuífero por precipitación en MID			
ID	Carga hidráulica	ID	Salinidad
	r		r
P8	0.50	P7a-USI	0.01
P9	0.56	P7a-BSI	0.31
P7b	0.51	P8-USI	0.35
P4	0.13	P8-BSI	0.06

### 3.5. Síntesis y conclusiones

En este estudio se evaluaron relaciones empíricas con el análisis de series de tiempo utilizando la correlación cruzada y lineal para entender la dinámica de los acuíferos costeros y evaluar la respuesta de cada esfuerzo hidrológico regional en el acuífero.

Se observó que la marea astronómica es el esfuerzo hidrológico con mayor correlación con la carga hidráulica del acuífero, seguido de la marea meteorológica y la precipitación (recarga vertical). Por lo tanto, el gradiente hidráulico y la descarga regional del acuífero es más sensible a la posición del nivel medio de mar que a la recarga vertical. El esfuerzo hidrológico más correlacionado con la salinidad del acuífero es la marea astronómica, mientras que la marea meteorológica y la recarga vertical no tienen una correlación significativa.

Las variaciones diurnas en la salinidad de la zona de estudio están fuertemente correlacionadas con la marea diurna; mientras que las mareas meteorológicas son ondas estocásticas que no tiene una correlación significativa con la salinidad del acuífero; por lo tanto, la salinidad del acuífero es más sensible a las ondas astronómicas que a las ondas de tormenta, similar a la propagación de la presión en el acuífero.

La zona vadosa y el acuitardo son un factor importante en el modelo conceptual de la zona de estudio. El confinamiento costero atenúa los efectos de la precipitación, causando que la recarga vertical no afecte la posición de la interfase salina, distinto a lo observado en medios altamente carstificados, en los cuales existe una mezcla turbulenta de la salinidad en una columna libre de agua durante eventos de lluvia. En adición, el mecanismo de mezcla de salinidad en la zona de estudio se explica mejor por la propagación de ondas marinas hacia el acuífero.

Este estudio muestra que los esfuerzos hidrológicos presentes en acuíferos cársticos costeros se pueden entender cuando estos esfuerzos son separados y luego analizados, se puede mencionar: (a) la asimetría de la propagación de las mareas meteorológicas y astronómicas en el acuífero, (b) el hecho de que la salinidad de acuífero no tenga una correlación clara con las mareas meteorológicas como se reporta en medios altamente carstificados y (c) la correlación asociada a cada esfuerzo hidrológico asociado a la carga hidráulica y la salinidad del acuífero.

Los resultados de esta investigación ofrecen una oportunidad para identificar los esfuerzos hidrológicos más correlacionados y simplificar las variables en la conceptualización del acuífero. Esto es importante, por ejemplo, cuando se implementa un modelo numérico. Por lo tanto, las relaciones empíricas de series de tiempo pueden ser consideradas como un primer objetivo en el estudio de un acuífero y en el desarrollo del modelo conceptual, así como una herramienta para simplificar el problema para la implementación de modelos numéricos.

## 4. MODELO NUMÉRICO DE DENSIDAD VARIABLE DE LA COSTA NOROESTE DE YUCATÁN

### 4.1. Introducción

Las zonas costeras son regiones de intenso desarrollo en el mundo, Yucatán no es la excepción y ha experimentado un desarrollo acelerado en pocos años. El turismo, el desarrollo inmobiliario y la industria se han incrementado en la costa noroeste de Yucatan (García et al., 2011). El desarrollo de las zonas costeras depende el consumo de agua dulce de los acuíferos costeros, que representan la fuente de abastecimiento principal. La explotación de este recurso genera intrusión salina, que se suma a otros eventos globales como el cambio climático (Ketabchi et al., 2016; Post & Werner, 2017; Werner et al., 2013).

Los modelos numéricos son una herramienta para entender la dinámica de los acuíferos costeros y diseñar estrategias de manejo para estas zonas. Para estudiar los acuíferos costeros se han utilizado modelos conceptuales simplificados para la implementación de modelos numéricos de flujo y transporte que han dado resultados aceptables. Sin embargo, estas simplificaciones son muy sensibles a factores como la heterogeneidad y geometría del acuífero, las condiciones de frontera y la complejidad de la dinámica de la interfase salina, por lo que se requiere una caracterización detallada de la zona a estudiar (Abarca et al. 2007a, 2004; Pool et al., 2007; Hill et al. 2016).

Los modelos numéricos en acuíferos cársticos tienen una restricción extra, ya que el flujo subterráneo puede no ser Darciano. Para simplificar el problema se ha utilizado una idealización determinista conocida como medio poroso equivalente (MPE), a pesar de que se sigue discutiendo la validez de su uso. Existen estudios que muestran resultados aceptables cuando esta simplificación se utiliza para implementar modelos heterogéneos, dividiendo el dominio de estudio en subdominios con distintas características hidráulicas, apoyado de una caracterización y un buen modelo conceptual (Carrera et al., 2005b; Ghasemizadeh et al., 2015; Gondwe et al., 2011; Scanlon et al., 2003).

La principal restricción del MPE es que se limita a simulaciones con escala regional a subregional, asumiendo un volumen representativo elemental lo suficientemente grande que incluya los distintos grados de porosidad un acuífero heterogéneo y/o cárstico. Esta

simplificación implica perder resolución en fenómenos locales (Carrera et al., 2005b; Hartmann et al., 2014; Stevanović, 2015b). Existen modelos complejos para la simulación en medios cársticos como modelos de porosidad dual (DPC) y de fracturas discretas (DF) (Hartmann et al., 2014; Stevanović, 2015b). Sin embargo, a pesar de tener la capacidad de simular relaciones no lineales en el flujo subterráneo del acuífero, requieren de una caracterización exhaustiva de la carstificación y un modelo conceptual sólido (geometría del acuífero y la heterogeneidad y grado de conexión entre el carst y el acuífero regional). Generalmente no se tienen estos detalles, por lo que los modelos numéricos complejos muestran grandes incertidumbres e inestabilidad numérica. Por lo tanto, los resultados obtenidos no necesariamente explican mejor el comportamiento de un acuífero cárstico (Kunianski, 2016; Xu et al., 2015). En resumen, es importante incluir este comportamiento no lineal en los acuíferos cársticos (enfoques DPC y DF). Sin embargo, en modelos de escala regional y subregional y con ausencia de una caracterización exhaustiva de la heterogeneidad, puede ser aceptable el uso de MPE (Hartmann et al., 2014; Kunianski, 2016).

Otra limitación del uso de los enfoques DPC y DF es que los modelos comerciales no acoplan estas interacciones no lineales del acuífero con el transporte y la corrección de densidad variable. Se han utilizado artificios como asumir que una fractura puede ser representada por una zona específica con una conductividad hidráulica muy grande, pero es válido cuando esta fractura funciona como una barrera o zona de flujo preferencial (Bense et al., 2003). Khadra and Stuyfzand (2018) incluyeron zonas de alta conductividad hidráulica para simular fracturas y fallas en un modelo con enfoque EPM en SEAWAT y observaron mejoras en los resultados de simulación de flujo y transporte en un acuífero costero.

Las implementaciones en la península de Yucatán muestran resultados aceptables para modelos numéricos regionales. Bauer-Gottwein et al. (2011) y Gondwe et al. (2011) muestran un resumen de los trabajos implementados en Yucatán y discuten detalladamente las consideraciones y limitaciones del uso del enfoque MPE. Los estudios mencionados anteriormente, únicamente fueron implementados para simular flujo subterráneo, por lo que, en consideración del autor de la tesis, este trabajo será la primera implementación regional que considere el transporte de sales y la corrección por densidad variable en el estado de Yucatán. Los escenarios y simulaciones de la interfase salina han sido abordados con

enfoques analíticos como Ghyben-Herzberg y Ghyben-Herzberg-Dupuit (Bauer-Gottwein et al., 2011; Gondwe et al., 2011; Marín et al., 2001). Finalmente, estos estudios han concentrado sus esfuerzos en la calibración. Sin embargo, no se observa un trabajo detallado de validación del modelo numérico, mismo que es abordado en esta investigación.

Por otro lado, se ha mencionado que las condiciones de frontera del acuífero son elementos importantes en la simulación del flujo subterráneo. En este sentido, estas condiciones de frontera son variables en el tiempo y su transmisión en el acuífero ofrecen indicios favorables con la simplificación del modelo numérico (Alcolea et al., 2007; Levanon et al., 2017). Los trabajos anteriores en la península de Yucatán no consideran esta variabilidad de la condición de frontera marina y simplificaban este comportamiento asumiendo un nivel cero (Marín et al., 2001; González-Herrera et al., 2002; Gondwe et al., 2011; Rocha, 2016). Esta investigación es la primera que integra la propagación de la marea en el acuífero de la península de Yucatán como un criterio adicional de calibración y pone atención a la variabilidad del esfuerzo asociado a la posición del nivel medio del mar.

Otro factor importante en el modelado numérico de acuíferos es la incertidumbre del modelo conceptual. Generalmente, no se tiene una certeza del modelo conceptual, por lo que evaluar distintos modelos conceptuales podría ayudar a mejorar los resultados de calibración y entender el comportamiento del acuífero (Gondwe et al., 2011; Højberg & Refsgaard, 2005; Nilsson et al., 2007; Refsgaard et al., 2012, 2007). Por otro lado, la calibración y validación tradicional de modelos numéricos están enfocadas a reducir las diferencias de la simulación numérica con datos observados en campo, sin embargo, no se considera la complejidad de la parametrización. Es posible que un modelo complejo con demasiados grados de libertad tenga un buen ajuste, pero sea poco creíble o difícil de explicar con el conocimiento físico del acuífero.

Los criterios de Akaike (AIC, Akaike, 1973) y Bayes (BIC, Akaike, 1978a, 1978b; Schwarz, 1978) son una herramienta para seleccionar la mejor configuración del modelo numérico, número de parámetros ajustados y ajuste del error (Burnham, K. P., & Anderson, 2002; Hill & Tiedeman, 2007). Este enfoque es novedoso en el modelado numérico de acuíferos y ha sido probado con resultados aceptables para evaluar distintos modelos conceptuales (Ye et al., 2008; Engelhardt et al., 2014; Giacometti et al., 2016; Khadra and Stuyfzand, 2018). Esta investigación evaluó modelos conceptuales múltiples utilizando los criterios AIC y BIC,

no únicamente para evaluar la precisión de la calibración, sino también la complejidad de los modelos conceptuales. Además, no se evalúa únicamente el flujo subterráneo, sino también la salinidad y la posición de la interfase salina.

Este trabajo presenta una evaluación de modelos conceptuales múltiples en la porción noroeste de la costa de Yucatán, México. El objetivo de esta investigación es obtener la mejor configuración del modelo conceptual para simular numéricamente el flujo regional y la posición de la interfase salina en la zona de estudio. Se han utilizado criterios que aseguren una buena precisión del modelo, considerando la complejidad y credibilidad de la implementación. Las áreas de oportunidad de esta investigación son: (a) mejorar el conocimiento del comportamiento de los acuíferos cársticos costeros, (b) mejorar los precedentes de técnicas de modelación de acuíferos costeros con incertidumbres en el modelo conceptual y (c) discutir las ventajas y desventajas de simplificar y/o hacer más complejo un modelo numérico.

## 4.2. Materiales y métodos

### 4.2.1. Zona de Estudio

La zona de estudio ha sido definida como un acuífero cárstico costero confinado, los detalles de la estratigrafía, hidrogeología fueron definidos en las secciones 2.2 y 3.3.1 del presente documento; así como en sus anexos correspondientes.

Estudios previos muestran que la carga hidráulica del acuífero responde directamente a la posición del nivel medio del mar; la difusividad hidráulica del acuífero costero varía entre 20 a 2450 m<sup>2</sup>/s y se observa que incrementa en dirección al continente (Canul-Macario et al., 2020). La descripción geológica de la zona de estudio sugiere un mayor grado de carstificación en dirección al continente, debido a que las rocas más jóvenes se encuentran en la costa y aumentan su edad en dirección al continente (Mexican Geological Service, 2005). Estos factores sugieren un modelo conceptual de la zona de estudio con heterogeneidad horizontal.

Otros estudios sugieren que en la zona costera de Yucatán la velocidad del flujo subterráneo varía en según la estratigrafía, por lo que se observa un gradiente de velocidades vertical (Canul-Macario et al., 2019a). Por otro lado, la caracterización local

muestra un modelo estratigráfico de capas verticales. Estos factores sugieren un modelo conceptual de heterogeneidad vertical.

Dicho lo anterior, la caracterización hidrogeológica sugiere la utilización de distintos modelos conceptuales: (M1) modelo homogéneo de una capa para el acuífero regional y similar al implementado por estudios previos (Marín et al., 2001; González-Herrera et al., 2002; Rocha, 2016), (M2) un acuífero regional con heterogeneidad horizontal en dirección a la costa, (M3) un acuífero regional con heterogeneidad vertical y (M4) un acuífero regional con heterogeneidad horizontal-vertical como una combinación de los sugerido por los modelos M2 y M3 (**Tabla 6**).

#### 4.2.2. Modelo numérico de flujo y transporte de densidad variable

##### 4.2.2.1. Discretización

La zona de estudio se conceptualizó como un dominio con zonificaciones de MPE para representar las heterogeneidades observadas en la caracterización local y que corresponden con los modelos conceptuales propuestos (M1-M4, **Tabla 6**). Se ha elegido el código SEAWAT (Guo & Langevin, 2002) para la simulación, utilizando la interfase gráfica Visual Modflow 4.2 Premium® (VMF). El modelo consideró el flujo y transporte acoplado a la corrección de densidad variable para la carga hidráulica del acuífero utilizando el concepto de carga hidráulica equivalente (Ver detalles en la sección 2.3.1). SEAWAT resuelve la ecuación de gobierno de flujo en acuíferos con densidad variable (ecuación 17) usando diferencias finitas.

$$\frac{\partial}{\partial \alpha} \left( \rho K_{f\alpha} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \alpha} + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \frac{\partial Z}{\partial \alpha} \right] \right) + \frac{\partial}{\partial \beta} \left( \rho K_{f\beta} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \beta} + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \frac{\partial Z}{\partial \beta} \right] \right) + \frac{\partial}{\partial \gamma} \left( \rho K_{f\gamma} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \gamma} + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \frac{\partial Z}{\partial \gamma} \right] \right) = \rho S_f \frac{\partial h_f}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \bar{\rho} q_s \quad (17)$$

Se implementó un modelo 2D de 600 columnas (con  $\Delta_x =$  de 500 m en dirección a la costa) y 27 capas ( $\Delta_z =$  1 a 10 m, haciendo refinamiento en la zona de interfase salina entre -10 a -30 msnmm) para el flujo y transporte con la implementación denominada problema anisotrópico dispersivo de Henry, que se utiliza para simular acuíferos costeros confinados considerando la interacción de una frontera de flujo en la zona continental y una frontera

hidrostática en la zona marina (Abarca et al., 2007a). Se ha incluido un dominio marino de 3 km, ya que Perry et al. (1989) sugiere confinamiento marino del acuífero regional (**Figura 20**). El dominio vertical está basado en el modelo conceptual descrito por Villasuso y Méndez (2000).

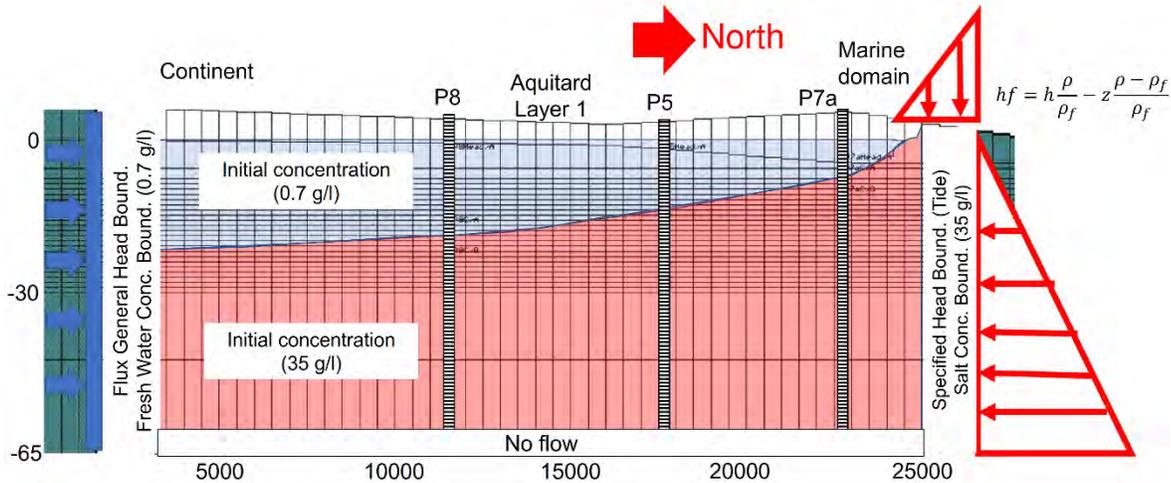


Figura 20. Esquema de implementación del modelo numérico 2D. Se tiene una frontera hidrostática en la zona oceánica con salinidad de 35 g/l y una frontera de flujo en la zona continental con salinidad de 0.7 g/l en el espesor de agua dulce. Se implementaron tres pozos de observación para la calibración (P8, P5 y P7a).

#### 4.2.2.2. Condiciones de frontera

Las condiciones de frontera se definieron considerando un acuífero confinado por un acuitardo (capa 1), una frontera de flujo nulo en el fondo a -65 msnmm descrita por lutitas impermeables (Villasuso y Méndez, 2000). Hacia la costa se tiene una frontera hidrostática corregida por el concepto de carga hidráulica equivalente de agua dulce y que será transitoria y alimentada por los datos colectados en la red mareográfica nacional (UNAM, 2000). Finalmente, se tiene una frontera de flujo en el continente definida por el gradiente hidráulico entre la zona continental (**Figura 20**). Para el flujo las condiciones iniciales de simulación con cero.

Para este modelo se ha despreciado la recarga por efecto de precipitación local, debido a que este esfuerzo ha mostrado una correlación poco significativa con la carga hidráulica del acuífero, en comparación con los efectos de la marea. Además, se ha observado que la

zona vadosa (contenida en la capa 1) atenúa los efectos de la recarga vertical en la carga hidráulica, salinidad y la interfase salina del acuífero (Canul-Macario et al., 2020, ver capítulo 3). La variación estacional de la frontera general de carga (flujo en el continente) se simuló con el gradiente hidráulico obtenido de las series de tiempo de carga hidráulica de los pozos P7b y P8 (**Figura 21b**).

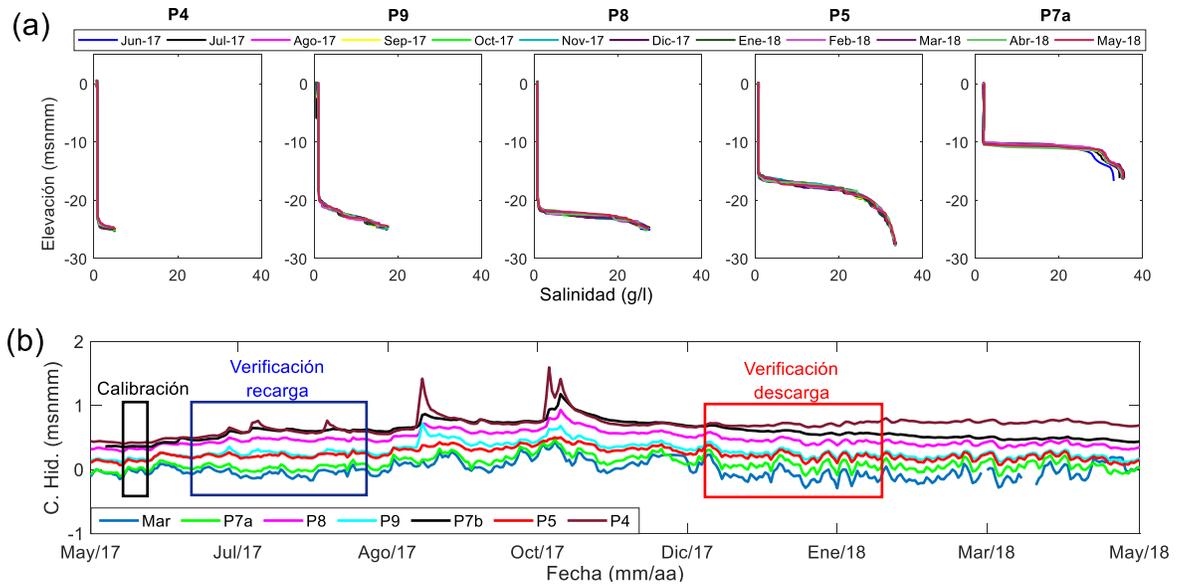


Figura 21. (a) Variación espacio temporal de la salinidad en la zona de estudio. (b) Variación espacio temporal de la carga hidráulica en la zona de estudio.

En el continente se ha considerado una frontera de concentración de agua dulce con una concentración de 0.7 g/l en el espesor de acuífero observado en los registros de la **Figura 21a**. En la costa se tiene una frontera de concentración constante de 35 g/l (concentración de agua marina). Las condiciones iniciales de la simulación consideran una interfase salina abrupta entre agua dulce y marina y el modelo debe ser capaz de simular la distribución de la interfase salina de la **Figura 21a**.

#### 4.2.2.3. Parametrización hidrogeológica

Las propiedades hidrogeológicas del acuífero de la península de Yucatán muestran un alto grado de dispersión. Bauer-Gottwein et al. (2011) y Gondwe et al. (2011) reportan un rango de conductividad hidráulica de entre  $10^{-2}$  y  $10^7$  m/d, calculados con experimentos de

laboratorio, pruebas de bombeo y modelación inversa; mientras que la caracterización local reportó valores de entre  $10^2$  y  $10^3$  m/d con slug test y pruebas de bombeo (Figura 22). El detalle del cálculo de estos valores puede ser observado en los Anexos A1.4.1 a A1.4.3 del documento.

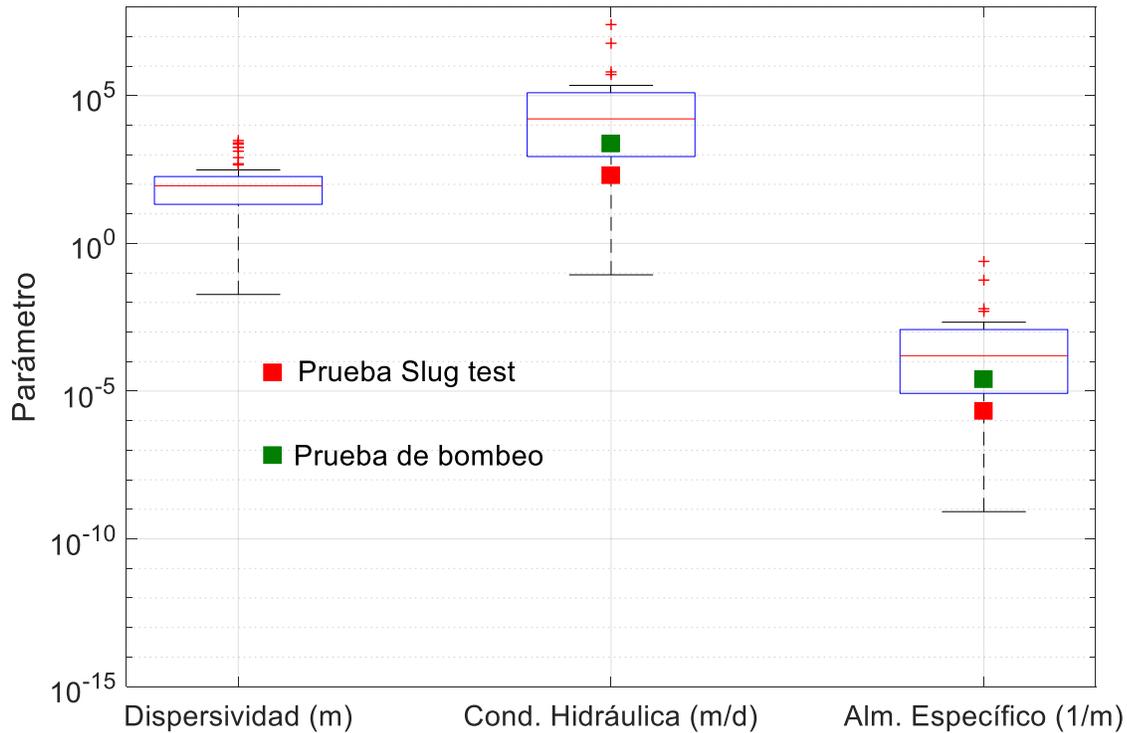


Figura 22. Propiedades hidrogeológicas reportadas para la PY. Las cruces son valores que no fueron considerados para la calibración del modelo numérico; los resultados de la caracterización local producto de slug test y pruebas de bombeo han sido incluidos con cuadros color rojo y verde, respectivamente.

El acuitardo (capa 1) está definido por arenas arcillosas que reportan una conductividad hidráulica promedio de 0.024 m/d y una porosidad total de 0.33, siendo un material poco permeable y considerado como una capa de protección para zonas de depósitos sólidos urbanos después de compactación mecánica (Gonzalez-Herrera & Vega-Azamar, 2002).

La literatura reporta diversos valores de conductividad hidráulica, pero existen pocos valores reportados de almacenamiento del acuífero. En los acuíferos confinados la

difusividad hidráulica ( $D$ ) es un radio entre la conductividad hidráulica ( $K$ ) y el almacenamiento específico ( $S_s$ ):

$$D = K/S_s \text{ (18)}$$

Utilizando esta ecuación y los valores reportados de conductividad hidráulica con las distintas metodologías en la PY se obtiene un rango de variación del almacenamiento específico de entre  $10^{-8}$  y  $10^{-3}$  1/m (**Figura 22**).

Finalmente, la dispersividad ha sido reportada en la literatura entre  $10^{-2}$  a  $10^2$  m para la PY (Canul-Macario et al., 2019a; Casáres-Salazar et al., 2013; Graniel et al., 2003; Sánchez Pinto et al., 2015); estos valores se ha incluido en la **Figura 22**. No se tienen pruebas físicas para este parámetro.

Los rangos de dispersión de la parametrización hidrogeológica sugerida en la **Figura 22** fueron utilizados como rangos posibles de la dispersividad, la conductividad hidráulica y el almacenamiento específico del dominio de estudio. Los valores atípicos (cruces en la **Figura 22**) fueron rechazados. Estos rangos fueron utilizados para implementar un modelo de optimización-calibración, con excepción de la dispersividad que fue calibrada manualmente debido a que la versión de VMF utilizada no permite incluir este parámetro para la calibración utilizando PEST (Model-Independent Parameter Estimation & Uncertainty Analysis; Doherty, 2010); los detalles se discuten más adelante.

#### *4.2.2.4. Calibración del modelo*

Para la calibración del modelo numérico se ha utilizado un código de optimización de parámetros no lineales llamado PEST (Doherty, 2010), este calibra automáticamente los parámetros de un modelo de manera inversa basado en el método de Gauss-Marquardt-Levenberg. PEST plantea una función objetivo basado en la suma de los cuadrados de las diferencias entre mediciones de un parámetro en el dominio del modelo y los resultados de la simulación; mismo que es minimizada probando varias combinaciones de parámetros. A su vez, PEST calcula la sensibilidad a los distintos parámetros optimizados y las utiliza para seleccionar una combinación de parámetros que minimiza los errores entre mediciones y simulación numérica (Hill & Tiedeman, 2007).

Tabla 6. Modelos conceptuales múltiples probados para el modelado numérico.

ID	Número de parámetros ajustados	Parametrización hidrogeológica ajustada con PEST	Observaciones
M1	6	Kx1: $4.36 \times 10^{-5}$ m/s, Kz1: $1.47 \times 10^{-5}$ m/s, Ss1: $8.39 \times 10^{-5}$ 1/m, $\alpha 1^a$ : 1 m. Kx2: $6.8 \times 10^{-2}$ m/s, Kz2: $3.5 \times 10^{-4}$ m/s, Ss2: $1.56 \times 10^{-7}$ 1/m, $\alpha 2^a$ : 1 m.	Capa confinante superficial (1). Acuífero regional homogéneo anisotrópico de una capa.
M2	9	Kx1: $4.36 \times 10^{-5}$ m/s, Kz1: $1.47 \times 10^{-5}$ m/s, Ss1: $8.39 \times 10^{-5}$ 1/m, $\alpha 1^a$ : 0.6 m. Kx2: $8.1 \times 10^{-2}$ m/s, Kz2: $1.4 \times 10^{-4}$ m/s Ss2: $5.69 \times 10^{-7}$ 1/m, $\alpha 2^a$ : 0.6 m. Kx3: $3.8 \times 10^{-1}$ m/s, Kz3: $1.4 \times 10^{-4}$ m/s Ss3: $1.0 \times 10^{-8}$ 1/m, $\alpha 3^a$ : 0.1 m.	Capa confinante superficial (1). Acuífero anisotrópico con heterogeneidad horizontal de dos zonas: rocas terciarias y cuaternarias.
M3	9	Kx1: $4.68 \times 10^{-5}$ m/s, Kz1: $4.38 \times 10^{-5}$ m/s, Ss1: $8.40 \times 10^{-5}$ 1/m, $\alpha 1^a$ : 0.6 m. Kx2: $6.6 \times 10^{-2}$ m/s, Kz2: $4.3 \times 10^{-5}$ m/s Ss2: $6.97 \times 10^{-6}$ 1/m, $\alpha 2^a$ : 3.5 m. Kx3: $6.40 \times 10^{-1}$ m/s, Kz3: $8.0 \times 10^{-4}$ m/s Ss3: $6.97 \times 10^{-6}$ 1/m, $\alpha 3^a$ : 0.008 m.	Capa confinante superficial (1). Acuífero anisotrópico con heterogeneidad lateral de dos zonas: calizas carstificadas (2) por encima de calizas arrecifales (3).
M4	15	Kx1: $1.00 \times 10^{-4}$ m/s, Kz1: $7.79 \times 10^{-5}$ m/s, Ss1: $3.11 \times 10^{-7}$ 1/m, $\alpha 1^a$ : 0.6 m. Kx2: $1.90 \times 10^{-1}$ m/s, Kz2: $3.75 \times 10^{-5}$ m/s Ss2: $1.00 \times 10^{-7}$ 1/m, $\alpha 2^a$ : 0.01 m. Kx3: $8.20 \times 10^{-2}$ m/s, Kz3: $1.00 \times 10^{-3}$ m/s Ss3: $8.60 \times 10^{-5}$ 1/m, $\alpha 3^a$ : 0.8 m. Kx4: $3.00 \times 10^{-1}$ m/s, Kz4: $5.54 \times 10^{-5}$ m/s Ss4: $1.00 \times 10^{-7}$ 1/m, $\alpha 4^a$ : 0.2 m. Kx5: $1.36 \times 10^{-1}$ m/s, Kz5: $1.00 \times 10^{-3}$ m/s Ss5: $1.0 \times 10^{-7}$ 1/m, $\alpha 5^a$ : 1.0 m	Capa confinante superficial (1). Acuífero anisotrópico con heterogeneidad lateral-vertical de cuatro zonas como una combinación de los escenarios M2 y M3.

<sup>a</sup> La dispersividad no ha sido ajustada ya que la versión de VMODFLOW no permite incluirla en el ajuste con PEST.

La función objetivo (ecuación 19) se describe por la suma de los cuadrados ponderados de los residuales entre observaciones y simulación ( $\varphi$ ); donde  $w_i$  es el peso de la  $i$ -ésima

observación;  $c_i$  es la  $i$ -ésima observación;  $c'_i$  es el valor simulado correspondiente a la observación  $c_i$ , y  $r_i$  es el residual.

$$\varphi = \sum_{i=1}^m w_i^2 [c_i - c'_i]^2 = \sum_{i=1}^m [w_i r_i]^2 \quad (19)$$

Los cuatro modelos conceptuales son descritos en la **Tabla 6**. Se optimizaron entre 6 y 15 parámetros, siendo que la complejidad del modelo conceptual aumenta con la implementación de mas zonas de heterogeneidad en el dominio (**Figura 23**). Se utilizó la carga hidráulica para la función objetivo de calibración. La salinidad no pudo ser utilizada ya que VMF 4.2 restringe esta posibilidad. La calibración se hizo con 1041 observaciones (serie de tiempo de 10 días con discretización temporal de 30 minutos, **Figura 21b**) de carga hidráulica corregidas según las recomendaciones del código (Guo & Langevin, 2002) y se utilizaron tres puntos de control (P7a, P5 y P8, **Figura 20**). Después de la optimización del flujo subterráneo, se realiza una calibración manual de la dispersividad utilizando los datos de salinidad de cada punto de observación (P7a, P5 y P8) y los registros de salinidad de junio de 2017 (**Figura 21a**).

Para evaluar la precisión del modelo numérico en la carga hidráulica y la salinidad (error entre  $c_i$  y  $c'_i$ ), se utilizaron tres criterios comúnmente usados en hidráulica: la raíz del error cuadrático medio (RMSE), el coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ) y la eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) (Seifert et al., 2012).

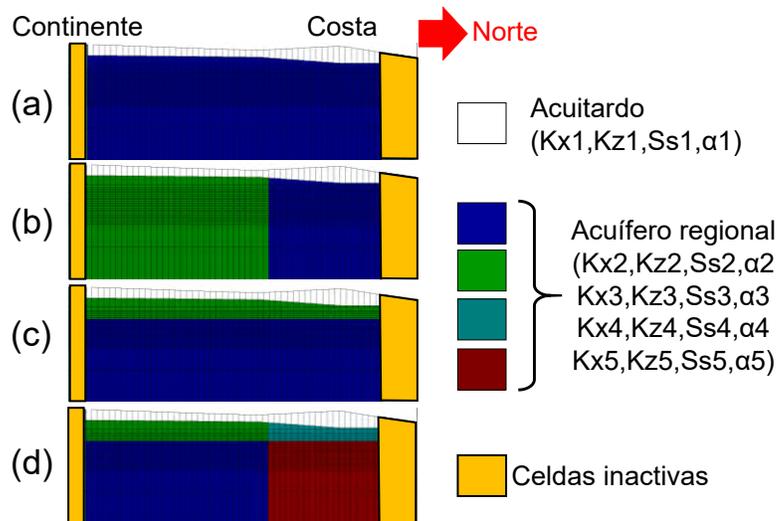


Figura 23. Modelos conceptuales múltiples probados en la optimización. (a) M1, (b) M2, (c) M3 y (d) M4.

El RMSE (ecuación 20) define la media de la distancia positiva entre los valores observados y simulados, valores menores RMSE sugieren un mejor ajuste del modelo.

$$RMSE = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \sqrt{[c_i - c'_i]^2} \quad (20)$$

El coeficiente r es una medida lineal de la correlación entre dos variables (ecuación 21); un valor cercano a 1 indica un ajuste perfecto. La correlación se considera significativa cuando  $r > 0.7$  (Legates & McCabe, 1999).

$$r = \frac{Cov(c_i, c'_i)}{\sigma(c_i) * \sigma(c'_i)} \quad (21)$$

El NSE se ha usado frecuentemente para describir la precisión de modelos numéricos (ecuación 22), principalmente en la descarga; sin embargo, también ha sido probado para evaluar la carga hidráulica de acuífero. NSE=1 corresponde con un ajuste perfecto del modelo numérico y NSE=0 indica que las predicciones de modelo son tan precisas como la media de los datos observados; mientras que NSE<0 indica que la media de las observaciones describe mejor el comportamiento que el modelo numérico. Se ha aceptado que modelo tiene una calidad aceptable con valores de entre NSE de 0.5 y 0.65.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^m [c_i - c'_i]^2}{\sum_{i=1}^m [c_i - \bar{c}_i]^2} \quad (22)$$

Otro criterio de calibración utilizado en este trabajo es el desfase de la propagación de la marea en el acuífero. Este error ha sido calculado utilizando correlación cruzada (Box et al., 1994). Finalmente, otro criterio de calibración fue la descarga del acuífero reportada entre 0.27 y 0.78 m<sup>3</sup>/s/km (volumen por cada km de costa), y cercana a 17 m<sup>3</sup>/s en ríos subterráneos en Quintana Roo (Gondwe et al., 2011).

Los criterios RMSE, r y NSE evalúan las diferencias entre lo simulado y observado, pero no indican si el modelo converge numéricamente, en especial, cuando el número de parámetros ajustados aumenta (Giacopetti et al., 2016). Estos criterios solo consideran la media de los errores pero no evalúan los inconvenientes asociados a incrementar el número de parámetros (Hill & Tiedeman, 2007). Los criterios de información de Akaike (AIC) y Bayes (BIC) evalúan, además del ajuste del modelo, el grado de complejidad del modelo numérico asociado al número de parámetros ajustados.

El AIC selecciona un modelo parsimonioso, se espera que los modelos más simples (menor cantidad de parámetros) puedan ajustar adecuadamente los datos medidos. El AIC se define en las ecuaciones 23 y 24 (Hill and Tiedeman, 2007; Ye et al., 2010). Este criterio es una relación del número de observaciones  $m$  y parámetros ajustados  $p$ ,  $\bar{\sigma}^2$  es la relación de la suma de los cuadrados ponderados de los residuales del modelo ( $\varphi$ , similar al definido en la ecuación 19) y el número de observaciones  $m$ . Finalmente,  $Q$  es el peso asignado a cada punto de calibración. Para este modelo se ha fijado en 1 en vista de que todas las mediciones fueron hechas con equipos idénticos del mismo fabricante, es decir con la misma precisión y resolución, por lo que  $\ln(Q^{-1})$  es cero. Para una mejor interpretación del valor de AIC para un grupo de modelos evaluados, se normalizan los valores como si fueran probabilidades, Burnham & Anderson (2002) definen el peso de AIC ( $w_{jAIC}$ , ecuación 25), como una relación normalizada de verosimilitud que suman 1. Estos criterios se definen a continuación:

$$AIC = m \ln(\bar{\sigma}^2) + m \ln(2\pi) + m + \ln(Q^{-1}) + 2p \quad \text{if } m/p \geq 40 \quad (23)$$

$$AIC_c = m * \log(\bar{\sigma}^2) + 2p + \frac{2p(p+1)}{m-p-1} \quad \text{if } m/p < 40 \quad (24)$$

$$w_{jAIC} = \frac{\exp(-0.5\Delta_j)}{\sum_{i=1}^N \exp(-0.5\Delta_i)} \quad (25)$$

donde  $j$  is es el contador de  $N$  modelos optimizados, y  $\Delta_j = AIC_j - AIC_{min}$  es la diferencia entre la  $j$ -ésima AIC y el mínimo AIC.

El BIC es creado debido a que AIC muchas veces sugiere el uso de más parámetros que los requeridos (Hill & Tiedeman, 2007). El BIC se calcula como en la ecuación 26:

$$BIC = m * \ln(\bar{\sigma}^2) + p \ln(m) \quad (26)$$

Estos criterios indican que el modelo con mejor ajuste y la menor cantidad de parámetros necesarios, es aquel que tenga un menor valor (AIC y BIC). Esta lógica obedece a que es más sencillo explicar un modelo conceptual menos complejo y con menos incertidumbres en los parámetros, que explicar físicamente modelos más complejos con demasiados parámetros ajustados (Hill & Tiedeman, 2007).

#### 4.2.2.5. Validación del modelo

La validación es una práctica sugerida para evaluar si el modelo numérico es capaz de simular condiciones distintas a las que se usaron para su calibración. En este caso, se decidió evaluar el acuífero con condiciones de recarga (junio a agosto de 2017) y de descarga (diciembre a febrero de 2018), este detalle se puede observar en la **Figura 21b**.

Otro objetivo de este ejercicio fue evaluar si el modelo es sensible a una discretización de tiempo distinta. El modelo se calibró con pasos de tiempo de 30 minutos para poder evaluar el efecto de la frontera marina en el acuífero; mientras que la validación se ha hecho para pasos de tiempo de 1 día. Se ha utilizado un promedio diario de la carga hidráulica para las observaciones y los datos de las fronteras, por lo que las variaciones diurnas han sido filtradas. Se hicieron simulaciones de 81 días para evaluar las temporadas de recarga y descarga del acuífero. La posición de la interfase salina se evalúa con los perfiles de salinidad mensuales (**Figura 21a**) considerando 31 días como tiempo suficiente para la estabilización de la simulación (ver Anexo C del documento).

Se calcularon los criterios RMSE,  $r$  y NSE para evaluar la precisión del modelo numérico y el AIC y el BIC para evaluar si la complejidad del modelo es adecuada para simular escenarios distintos a la calibración.

### 4.3. Resultados y discusión

#### 4.3.1. Resultados de la calibración

Todos los modelos conceptuales (M1-M4) probados tienen la capacidad de simular la propagación de la marea en el acuífero, los errores son mayores en la zona continental en comparación con la zona de costa (**Figura 24a**). Este efecto es constante en todos los modelos conceptuales, además de que la carga hidráulica del acuífero está fuertemente influenciada por la frontera marina, como reportaron anteriormente Simpson y Clement (2003) y Abarca et al. (2007a) en modelos implementados con la frontera anisotrópica dispersiva de Henry. La calibración muestra que el modelo conceptual M4 tiene los mejores ajustes para la carga hidráulica ya que el RMSE, AIC y BIC son mínimos y  $r$  y NSE muestran los valores máximos. El RMSE en las implementaciones fue de entre 0.054 a 0.094 m (**Tabla 7**); estos valores son similares con implementaciones en estudios previos que

reportan valores de entre 0.07 a 0.15 m (Marín et al., 2001; González-Herrera et al., 2002; Gondwe et al., 2011; Rocha, 2016).

Tabla 7. Resultados de la calibración y validación de modelos conceptuales múltiples. Los valores en azul representan el mejor ajuste de a simulación y los valores en rojo representan simulaciones rechazadas. Detalles en Anexo C.

Calibración (propagación de la marea)															
ID	Carga hidráulica						Salinidad						Tiempo de retraso (hrs)		Descarga del acuífero (m <sup>3</sup> /s/km)
	RMSE (m)	r	NSE	AIC	w <sub>J</sub> AIC	BIC	RMSE (g/l)	r	NSE	AIC	w <sub>J</sub> AIC	BIC	Min	Max	
M1	0.075	0.93	0.84	-2333	0.00	-5351	3.27	0.94	0.94	353.5	0.01	836.0	0	2	0.075
M2	0.094	0.93	0.74	-2115	0.00	-4843	2.27	0.97	0.96	346.2	0.49	820.1	0	1	0.273
M3	0.086	0.94	0.78	-2196	0.00	-5030	2.79	0.96	0.96	346.5	0.42	820.8	0	1	0.25
M4	0.054	0.96	0.91	-2603	1.00	-5952	3.02	0.96	0.95	350.0	0.07	828.7	0	2.5	0.15
Validación en temporada de descarga															
ID	Carga hidráulica						Salinidad								
	RMSE (m)	r	NSE	AIC	w <sub>J</sub> AIC	BIC	RMSE (g/l)	r	NSE	AIC	w <sub>J</sub> AIC	BIC			
M1	0.116	0.83	0.31	-443	0.00	-1010	5.06	0.92	0.87	357.6	0.00	845			
M2	0.074	0.85	0.72	-532	0.01	-1213	4.85	0.92	0.88	355.9	0.00	842			
M3	0.070	0.86	0.74	-541	0.99	-1234	2.61	0.96	0.96	330.0	1.00	782			
M4	0.124	0.88	0.2	-408	0.00	-925	4.93	0.92	0.88	356.5	0.00	843			
Validación en temporada de recarga															
ID	Carga hidráulica						Salinidad								
	RMSE (m)	r	NSE	AIC	w <sub>J</sub> AIC	BIC	RMSE (g/l)	r	NSE	AIC	w <sub>J</sub> AIC	BIC			
M1	0.157	0.88	-0.072	-377.8	0.00	-859	4.08	0.94	0.91	348.7	0.00	825			
M2	0.077	0.92	0.59	-523.1	0.46	-1192	3.87	0.94	0.92	346.4	0.00	820			
M3	0.077	0.90	0.59	-523.4	0.54	-1193	2.45	0.96	0.96	327.5	1.00	776			
M4	0.172	0.91	-1.07	-339.0	0.00	-766	4.29	0.93	0.90	350.8	0.00	830			

RMSE es la raíz cuadrática del error medio (ecuación 20), r es el coeficiente de correlación de Pearson (ecuación 21), NSE es el coeficiente de Nash-Sutcliffe (ecuación 22), AIC es el criterio de información de Akaike (ecuaciones 23 y 24), w<sub>J</sub>AIC es el peso de AIC (ecuación 25) y BIC es el criterio de información de Bayes (ecuación 26).

Un porcentaje del error puede atribuirse al proceso de referenciación vertical ortométrica de los pozos con respecto al nivel medio del mar, que está estimado en hasta 5 cm. Por otro lado, la precisión de los sensores de presión con los que se obtuvieron los datos es de 5 mm. Los modelos M2 y M3 muestran la mejor calibración en el tiempo de retraso de la propagación de la marea en el acuífero (**Tabla 7**).

La salinidad y la posición de la interfase salina sugieren que M2 es el modelo mejor ajustado; el RMSE, AIC y BIC son mínimos y  $r$  y NSE muestran los valores máximos. Sin embargo, M3 tiene un ajuste similar, ya que,  $w_{jAIC}$  muestra valores muy cercanos; por lo que tanto M2 y M3 pueden ser opciones elegibles para la simulación de la interfase salina.

El RMSE en los modelos para salinidad es de entre 2.27 y 3.27 g/l (**Tabla 7, Figura 24b**). Los errores de calibración en la salinidad pueden asociarse principalmente a la discretización del modelo, ya que la discretización vertical fue de 1 m en la zona de interfase salina. Por otro lado, la interfase salina tiene espesores en la zona de costa abruptos de hasta 2 m; por lo tanto, una malla más fina en vertical podría simular con mejor detalle la interfase salina de la zona de estudio. Sin embargo, un refinamiento vertical también podría causar inestabilidad en el modelo numérico como lo han reportado estudios previos. Esta investigación es la primera experiencia reportada en la península de Yucatán de modelación numérica de la salinidad y la interfase salina, ya que los trabajos previos solo modelan la posición de la interfase salina considerándola abrupta y en la mayoría de las ocasiones utilizando modelos analíticos como Ghyben-Herzberg- Dupuit (Marín et al., 2001; Bauer-Gottwein et al., 2011; Gondwe et al., 2011). Estos trabajos previos sugieren una buena aproximación en la posición de la interfase salina (errores de entre  $\pm 5$  m), pero no ofrecen una distribución de la salinidad del acuífero como el modelo numérico.

Las implementaciones más complejas muestran un mejor ajuste de la descarga regional del acuífero costero. M1 se rechaza ya que tiene un error en la simulación de la descarga regional de un orden magnitud menor a los reportado por Gondwe et al. (2011). M2 es la implementación que mejor reproduce el rango de descarga regional en el acuífero; sin embargo, M3 y M4 muestran un ajuste similar (**Tabla 7**). Se debe considerar que estos valores de descarga regional han sido calculados a partir de balances hidrológicos. En este sentido Gondwe et al. (2011) discute que en zonas altamente carstificadas como en Quintana Roo un conducto de disolución tiene descargas de entre 0.3 a 0.5 m<sup>3</sup>/s. Esto

sugiere que los valores de descarga de flujo del acuífero de Yucatán deberían ser actualizados en futuras implementaciones.

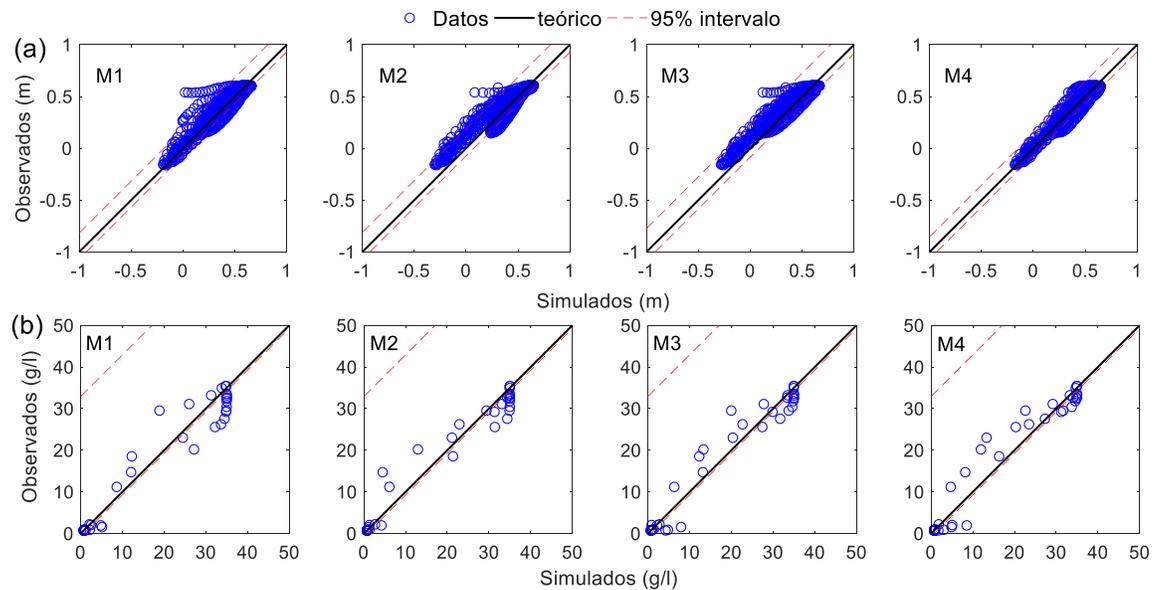


Figura 24. Resultados de la calibración para los modelos conceptuales propuestos. (a) Carga hidráulica y (b) Salinidad.

#### 4.3.2. Validación del modelo numérico

La validación muestra que M3 tiene el mejor ajuste para la carga hidráulica, el RMSE, AIC y BIC son mínimos y  $r$  y NSE muestran los valores máximos. El RMSE en los modelos va de entre 0.07 a 0.172 m. El RMSE en la validación muestra un mejor ajuste que en la calibración, esto puede estar relacionado con el cambio de discretización temporal y el filtrado de los efectos diarios de la marea. M1 y M4 muestran los mayores errores de ajuste en la validación (0.11 a 0.17 m), además que el criterio de NSE muestra valores no aceptables (**Tabla 7, Figura 25**). Por otro lado, la validación muestra mejores ajustes en la época de descarga que en la época de recarga (**Figura 25**). Esta disminución en la efectividad del modelo en época de recarga puede deberse a que el efecto de la recarga vertical no fue considerado en el modelo conceptual del acuífero, similar a lo reportado por Kunianski (2016), que sugiere que los modelos numéricos de acuíferos cársticos implementados con MPE muestran diferencias importantes durante eventos de recarga. Se

observa que los modelos con mediana complejidad (M2 y M3) muestran un error  $w_{jAIC}$  similar, por lo que ambos podrían ser considerados como opciones para simular la carga hidráulica del acuífero (**Tabla 7**).

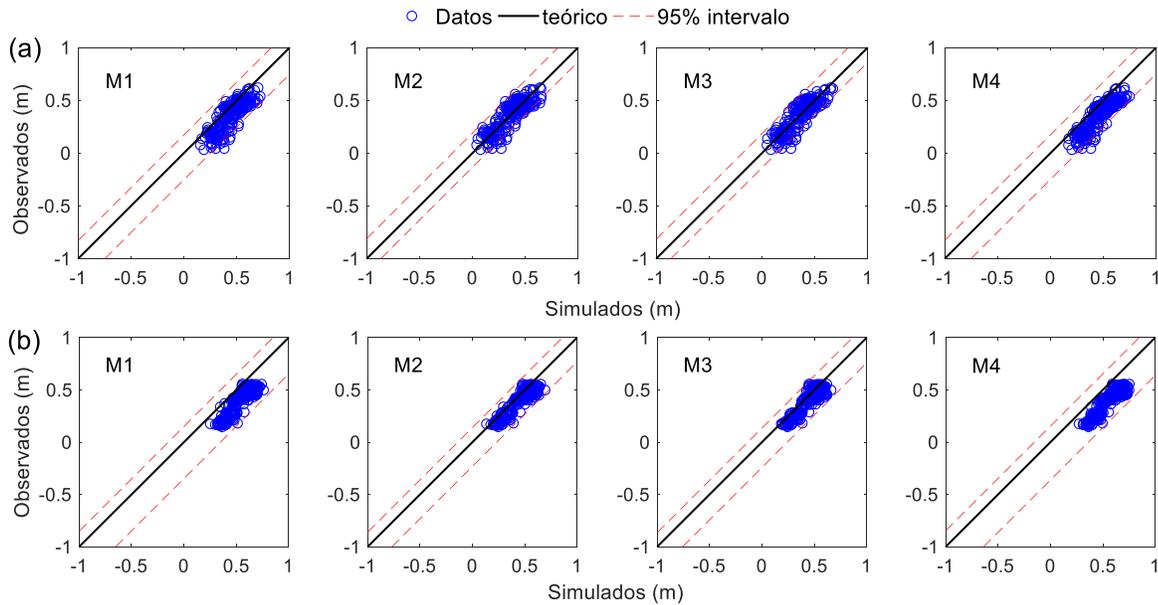


Figura 25. Resultados de la validación de la carga hidráulica para los modelos conceptuales propuestos. (a) Temporada de descarga y (b) temporada de recarga.

La validación muestra que M3 es el modelo que mejor ajusta la salinidad del acuífero y la interfase salina, el RMSE, AIC y BIC son mínimos y  $r$  y NSE muestran los valores máximos. RMSE en los modelos implementados muestran valores de entre 2.45 a 5.06 g/l; el AIC confirma que la implementación óptima es M3 ya que el criterio  $w_{jAIC}$  muestra valores de 1.0 (**Tabla 7, Figura 26**).

#### 4.3.3. Elección de la configuración óptima del modelo conceptual óptimo

La **Tabla 7** muestra que el modelo conceptual más complejo (M4) tiene la mejor calibración en la carga hidráulica del acuífero; sin embargo, en la validación muestra un peor desempeño que los modelos conceptuales de mediana complejidad (M2 y M3). Esto sugiere que el modelo más complejo no es la mejor opción para simular la carga hidráulica del

acuifero, por lo que ha sido descartado. M1 muestra un comportamiento similar a M4, además de que no es capaz de simular la descarga regional del acuifero, por lo que tambien ha sido descartado. M2 y M3 son capaces de simular la carga hidráulica del acuifero, la propagación de la marea y la descarga regional con valores similares a lo reportado en trabajos previos en la península de Yucatán. Sin embargo, el ejercicio de validación muestra que M3 tiene mejor efectividad cuando se enfrenta a condiciones distintas a la calibración (valores más bajos de AIC,  $w_{jAIC}$  and BIC).

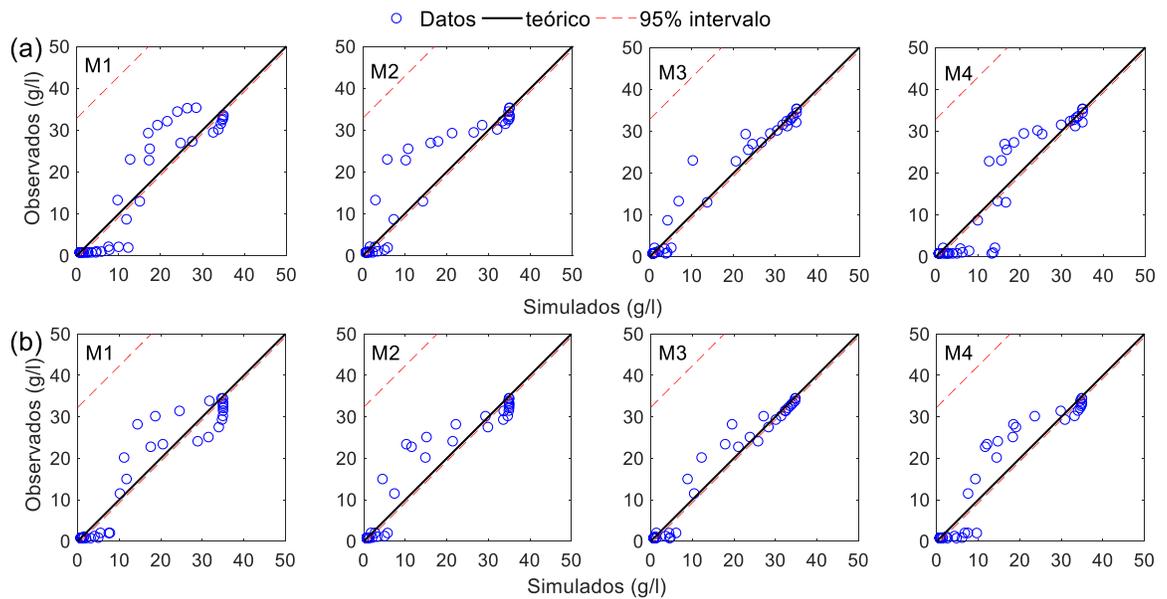


Figura 26. Resultados de la validación de la salinidad para los modelos conceptuales propuestos. (a) Temporada de descarga y (b) temporada de recarga.

En el caso de la salinidad y la posición de la interfase salina, M2 mostró tener los mejores ajustes en la calibración; sin embargo, M3 tambien puede ser considerado para simulación la interfase salina del acuifero. Por otro lado, la validación muestra que M3 fue el modelo conceptual con los mejores ajustes en la salinidad y la posición de la interfase salina (**Tabla 7**).

Dicho lo anterior, se ha elegido M3 como el modelo conceptual óptimo para simular el acuifero noroeste de Yucatán, ya que muestra los mejores ajustes en la carga hidráulica, salinidad y posición de la interfase salina y es capaz de simular distintas condiciones

estacionales del acuífero, considerando la menor cantidad de parámetros ajustados. Además, este modelo conceptual muestra la capacidad de simular la descarga regional del acuífero, así como el efecto de la propagación de la marea.

La evaluación de modelos conceptuales múltiples muestra que un modelo numérico complejo con muchos parámetros ajustados (muchas zonas de heterogeneidad) puede calibrar mejor que uno de menor complejidad, sin embargo, no necesariamente garantiza la capacidad de simular condiciones y escenarios distintos. Por otro lado, un modelo conceptual de menor complejidad es más fácil de explicar con los datos de una caracterización hidrogeológica y mediciones físicas, en comparación de un modelo conceptual con alta complejidad. Al respecto, la literatura sugiere que el menor número de parámetros ajustados es deseable ya que sugiere una implementación más realista (Hill & Tiedeman, 2007).

#### 4.3.4. Limitaciones del modelo numérico

Las limitaciones de este modelo numérico pueden asociarse principalmente a las simplificaciones hechas en el modelo conceptual, se pueden mencionar: (a) conceptualización con el problema anisotrópico dispersivo de Henry, (b) simulación en 2D y (c) el enfoque de medio poroso equivalente.

El problema anisotrópico dispersivo de Henry es una herramienta para entender los mecanismos que controlan la intrusión de agua de mar en los acuíferos costeros, que explica la dispersión dependiente de la velocidad y la conductividad hidráulica anisotrópica (Abarca et al., 2007). Sin embargo, las zonas de mezcla en los acuíferos costeros son el resultado de procesos de transporte que están influenciados por muchos mecanismos y características del acuífero, como las heterogeneidades espaciales en la estructura geológica, las mareas y las olas, variabilidad temporal en la recarga de aguas subterráneas, cambios a largo plazo en la posición del nivel del mar y actividades de bombeo (Werner et al., 2013).

Por otro lado, esta investigación ha adaptado esta conceptualización considerando la transitoriedad de las condiciones de frontera y asumiendo distintas zonificaciones de parámetros hidrogeológicos para simular la heterogeneidad. Al respecto en acuíferos con

heterogeneidades moderadas se tiene poca influencia en el espesor de la zona de mezcla; sin embargo, las heterogeneidades a gran escala pueden producir trayectorias de flujo preferenciales por las cuales puede ocurrir un transporte rápido y deformaciones importantes en la interfase salina (Abarca, 2006). A pesar de que se ha hecho una caracterización y no se ha observado una densidad a gran escala de heterogeneidad, es posible se tengan algunas zonas locales con flujo preferencial.

Pool et al. (2007) discuten acerca de la simplificación de modelos numéricos 3D a 2D y encontraron que la pendiente longitudinal en el basamento del acuífero es importante. El modelo numérico ha sido conceptualizado utilizando una caracterización regional (Villasuso & Méndez, 2000) que muestra un acomodo de capas horizontal con una pendiente baja similar al relieve topográfico de Yucatán. Sin embargo, no se tiene estudios a detalle de la continuidad de esa zona impermeable que ha sido considerada como el basamento del modelo numérico.

Por otro lado, la capa confinante del acuífero costero no tiene una extensión regular en toda la costa de Yucatán (Eugene Perry et al., 1989). Es posible la que interfase salina muestre respuestas distintas a lo largo de la costa yucateca, lo cual podría ser mejor entendido con un modelo 3D. Finalmente, un modelo 2D asume que el flujo regional es en dirección a la costa como lo indica la literatura; sin embargo, no se está considerando el flujo lateral en el acuífero, que puede ser importante en zonas donde el flujo regional tenga deformaciones (causadas por el bombeo, por ejemplo) que hagan que el agua subterránea no se mueva en dirección a la costa.

El uso del MPE es útil para simular modelos numéricos a escala regional y subregional; esta escala es adecuada para simular las interacciones regionales en el acuífero como (a) la interacción con la frontera marina, (b) la posición de la interfase salina y (c) balances regionales del acuífero (Kunianski, 2016; Werner et al., 2013). Sin embargo, esta implementación no es recomendable para simular problemas locales como por ejemplo un cono de salinización causado por bombeo o describir la trayectoria de un contaminante en el acuífero, ya que la implementación EPM no considera las heterogeneidades locales y su influencia en dominios pequeños del acuífero (Hartmann et al., 2014; Kunianski, 2016; Stevanović, 2015b; Werner et al., 2013).

Este modelo numérico puede ser una opción para desarrollar información técnica para el desarrollo de políticas de uso y conservación del acuífero. Sin embargo, es importante incluir conceptualizaciones complejas como DPC y DF, pero sustentadas por una definición detallada de la heterogeneidad y la selección adecuada de la herramienta para simular dichas heterogeneidades (fracturas discretas o porosidad “vuggy”).

#### 4.4. Conclusiones

La modelación numérica de flujo y la posición de la interfase salina en acuíferos costeros debe considerar las heterogeneidades del acuífero y las interacciones del acuífero con el mar. Se pueden utilizar algunas simplificaciones en el modelo conceptual como el medio poros equivalente (MPE) zonificado para representar la interacción de la carga hidráulica y la salinidad del acuífero con el esfuerzo del mar, cuando exista poca información acerca del grado de heterogeneidad del acuífero y su influencia en el flujo subterráneo y el transporte de sales.

La inclusión de parámetros adicionales de calibración puede mejorar el proceso de calibración. En el caso de acuíferos costeros se puede utilizar la propagación del esfuerzo de la marea en el acuífero. Este trabajo es la primera implementación en la zona de Yucatán que considera los efectos del esfuerzo de la frontera del mar en la carga hidráulica del acuífero y la posición de la interfase salina.

La evaluación de modelos conceptuales múltiples es una práctica que mejora los resultados de la simulación de la carga hidráulica y la salinidad del acuífero. Es importante no solo evaluar la precisión del modelo numérico, sino también su complejidad. Los modelos conceptuales con una parametrización compleja pueden calibrar mejor que otros menos complejos, pero no necesariamente garantizan una mejor precisión a simular eventos con distinta naturaleza y discretización temporal.

Finalmente, es importante considerar que el modelo numérico es una herramienta que parte de un entendimiento sólido de un modelo conceptual. Sin embargo, en los acuíferos cársticos costeros con incertidumbres en el modelo conceptual, es útil para auditar y escoger la parametrización óptima para simular numéricamente el flujo y la salinidad del acuífero.

## 5. DINÁMICA DE LA INTERFASE SALINA DE LA COSTA NOROESTE DE YUCATÁN BAJO ESCENARIOS DE AUMENTO DEL NIVEL MEDIO DEL MAR POR CAMBIO CLIMÁTICO

### 5.1. Introducción

El cambio climático se refiere a la variación del clima en la tierra; en su vasta mayoría, los autores coinciden que estos cambios están asociados a las actividades antropogénicas (**Figura 27**). Las influencias antropogénicas, a través de la acelerada producción de gases de efecto invernadero, han afectado el ciclo global del agua desde 1960 y contribuyeron al retroceso de los glaciares, el derretimiento de hielo de Groenlandia, la pérdida de hielo marino en el Ártico y el aumento de calor global del océano superior (0–700 m); lo cual en conjunto, ha provocado el aumento medio global del nivel del mar observado desde la década de 1970 (IPCC, 2014).

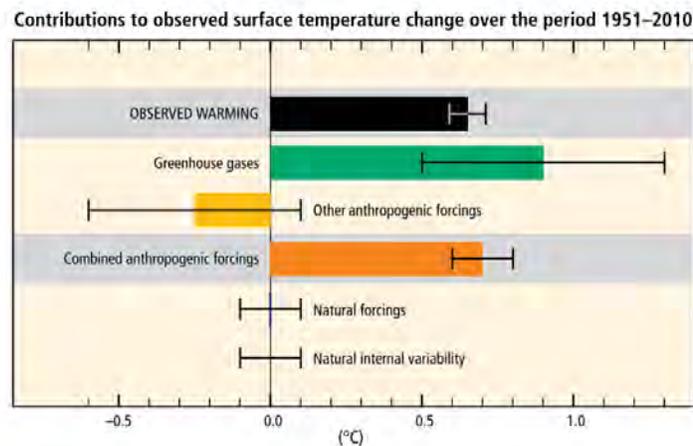


Figura 27. Análisis de la contribución antropogénica en el cambio climático (IPCC, 2014).

Se proyecta que la temperatura de la superficie del planeta aumentará a lo largo del siglo XXI en todos los escenarios de emisión evaluados, denominados patrones de concentración representativos (RCP's, por sus singlas en inglés, IPCC 2014). Los resultados para México obtenidos del CMIP3, sugieren que la temperatura incrementará

entre 2.5 y 3.5 °C y la precipitación disminuirá entre 10 y 15%. Además, se prevé un incremento en la intensidad de los ciclones tropicales en el Golfo de México. Finalmente, se espera que el aumento del nivel medio del mar afecte más a zonas de cultivo que a la población (Met Office, 2011). El IPCC (2018) sugiere que se alcanzaría un calentamiento promedio de 1-1.5 °C entre 2030 y 2052, por lo que los escenarios presentados en reportes pasados podrían ser menores a los esperados. El aumento del nivel medio del mar se espera de 10 cm menos, en comparación con calentamientos de 2°C. Los rangos indicativos sugieren aumentos del nivel medio del mar global son de entre 0.35 a 0.77 m, para los escenarios RCP 2.6 y RCP 8.5, respectivamente (Church et al., 2013; IPCC, 2010).

La interfase salina en acuíferos costeros ha sido estudiada desde varios enfoques (Post & Werner, 2017); en cuanto a la simulación de su comportamiento existen modelos analíticos como el de: Ghyben-Herzber-Dupuit, Glover y Hubbert (Lau, 1967; Vacher, 1988). En los últimos años, estos modelos han sido perfeccionados. Por otro lado, las simulaciones numéricas de flujo subterráneo y transporte son otro enfoque para estudiar la interfase salina como sugieren Post y Werner (2017), quienes destacan la importancia de asociar el estudio de la interfase salina con efectos socio-económicos en las poblaciones costeras y con los efectos del cambio climático.

Se ha usado modelos analíticos para estimar la posición de la interfase salina y el efecto del cambio climático, los resultados muestran que podría esperarse un desplazamiento de la cuña salina tierra adentro y una reducción del agua dulce disponible en acuíferos costeros (Mazi et al., 2014; Shi et al., 2018). Experiencias previas de simulaciones numéricas de intrusión salina asociadas al cambio climático han sido probadas en condiciones de laboratorio con modelos a escala local y en ocasiones con modelos numéricos calibrados a escala regional. Los resultados son similares a las implementaciones analíticas (Hussain & Javadi, 2016; Loáiciga et al., 2012; Oude Essink et al., 2010). Tanto las implementaciones analíticas como las numéricas han presentado resultados aceptables para simular los efectos del cambio climático en el acuífero, siendo que los modelos numéricos han destacado como una herramienta de estudio y gestión de acuíferos para evaluar la explotación, la recarga del acuífero, la dirección de flujo subterráneo y la interacción con agua marina (Allen et al., 2004; Battin et al., 2007; Oude Essink et al., 2010; Sukop et al., 2018). Lo anterior sugiere que debería de evaluarse las ventajas y desventajas que se tiene

entre simular los efectos de cambio climático en el acuífero con modelos analíticos y modelos numéricos.

En el caso de Yucatán, no se tienen experiencias simulando la interfase salina del acuífero asociadas a cambio climático. Se han hecho ajustes de la posición de la interfase salina en la península de Yucatán, únicamente con el modelo analítico de Ghyben Herzber Dupuit, en donde se obtiene una buena aproximación de una interfase salina abrupta (Bauer-Gottwein et al., 2011; Gondwe et al., 2011). Con respecto a las aproximaciones numéricas, el presente trabajo muestra una implementación en SEAWAT que simula el flujo, la salinidad y la posición de la interfase salina en el acuífero RNWY (ver capítulo 4). Este trabajo es pionero en la modelación numérica de la salinidad del acuífero y la evolución de la interfase salina en el acuífero de Yucatán asociado al aumento del nivel del mar por cambio climático. Cabe destacar que no existen escenarios regionales de aumento del nivel del mar y únicamente se tienen escenarios globales sugeridos por el IPCC.

Por otro lado, se ha observado que el gradiente hidráulico es un factor importante en cuanto a la vulnerabilidad de los acuíferos costeros ante la intrusión salina. Los acuíferos costeros con gradientes hidráulicos bajos (órdenes de magnitud de entre  $10^{-4}$  y  $10^{-3}$ ) muestran mayor penetración del agua marina debido a la elevación del nivel medio del mar y la extracción de agua (Ferguson and Gleeson, 2012, **Figura 28**). El gradiente hidráulico en Yucatán es de entre  $10^{-5}$  y  $10^{-4}$ , por lo que el acuífero es vulnerable a salinización debido a los efectos de la elevación del nivel medio del mar (**Figura 12c**), además de que el confinamiento en la zona costera permite que los esfuerzos en el mar se transmitan varios kilómetros hacia el continente (Canul-Macario et al., 2020). Estas condiciones particulares muestran que es importante estudiar los efectos del nivel medio del mar en el acuífero costero de Yucatán.

En resumen, se observa que el uso de modelos numéricos y analíticos representa un área de oportunidad y una herramienta para simular el comportamiento de los acuíferos frente a al cambio climático y sus escenarios esperados. Además, se podría evaluar para Yucatán las diferencias entre simular con un modelo analítico (como se ha hecho en estudios previos) y utilizar un modelo numérico calibrado-validado. Finalmente, estudiar los efectos del cambio climático en la interfase salina es importante ya que las condiciones hidrogeológicas de la zona costera de Yucatán hacen que el acuífero sea altamente vulnerable a la salinización por el incremento del nivel medio del mar.

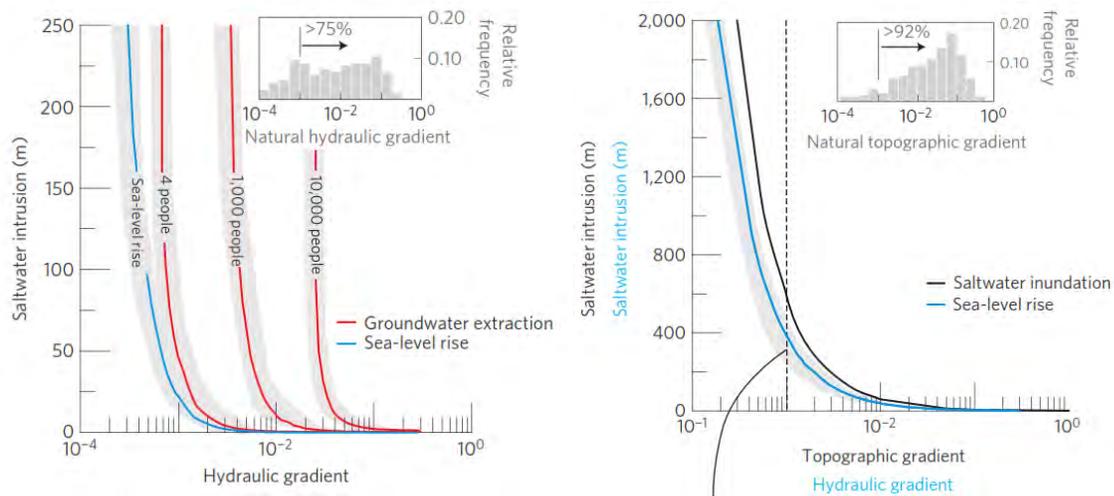


Figura 28. Relación entre el gradiente hidráulico del acuífero y la vulnerabilidad de intrusión salina por efecto de extracción de agua y aumento del nivel medio del mar (Ferguson & Gleeson, 2012).

Este estudio tiene como objetivo ajustar escenarios de incremento del nivel medio del mar globales sugeridos por el IPCC (2014), utilizando el modelo analítico de Glover (1959) y un modelo numérico calibrado y validado en SEAWAT, para luego evaluar las ventajas y desventajas en su uso. Las áreas de oportunidad de esta investigación son: (a) mejorar el conocimiento del comportamiento de los acuíferos cársticos costeros, (b) mejorar los precedentes de técnicas de modelación de escenarios de cambio climático en acuíferos costeros y (c) discutir de las ventajas y desventajas de utilizar un modelo numérico y un modelo analítico para estos fines.

## 5.2. Materiales y métodos

### 5.2.1. Zona de estudio

La zona de estudio ha sido definida como un acuífero cárstico costero confinado, los detalles de la estratigrafía, hidrogeología fueron definidos en las secciones 2.2 y 3.3.1 del presente documento; así como en sus anexos correspondientes.

Las aguas subterráneas son la principal fuente de abastecimiento para todos los usos en el estado y principalmente en el litoral costero de Yucatán; en su mayoría el agua subterránea tiene uso agrícola (48%), seguido de servicios (17%) y abastecimiento urbano (21 %) y finalmente, la industria utiliza únicamente el 2% (CONAGUA, 2012). La recarga supera la extracción del acuífero, por lo que cuantitativamente no existen conflictos. En la región, el agua renovable per cápita es de 7,294 m<sup>3</sup>/hab/año y supera un valor de 1,700 m<sup>3</sup> que se considera como estrés hídrico, por lo que en esta región existe suficiencia de disponibilidad hídrica per cápita (CONAGUA, 2012).

La costa de Yucatán ha mostrado en últimos años ser el foco de atención para el desarrollo de actividades turísticas, comerciales e inmobiliarias y algunos desarrollos industriales (Diario de Yucatán, 2019; Novedades de Yucatan, 2017). Este panorama sugiere que mediano o largo plazo la zona costera muestre impactos ambientales generados por el crecimiento de la población en la zona costera como: la intrusión salina, la reducción de disponibilidad de agua dulce y la generación de sitios inapropiados para la disposición final de la basura (García et al., 2011).

El acuífero de la zona de estudio es confinado y esta condición es importante ya que limita la recarga vertical en la zona de estudio y evita que exista una mezcla turbulenta en el acuífero como sucede en otras zonas altamente carstificadas de Yucatán (Canul-Macario et al., 2020). La estratigrafía vertical define dos acuíferos: (a) en la zona de costa un acuífero colgado local ubicado en la duna de arena y (b) el acuífero regional ubicado en calizas carstificadas; estos acuíferos están separados por el confinante (*caliche*). Hacia el continente se tienen en la superficie calizas areno-limosas poco permeables que permiten la formación de otro acuífero colgado local (Canul-Macario et al., 2020, **Figura 5**). Se ha observado que el principal forzamiento hidrológico en la zona de estudio es el nivel medio del mar en comparación con la recarga vertical en el acuífero. Por otro lado, se tiene que la descarga subterránea aguas arriba de la costa tiene una variación estacional asociada a la recarga regional del acuífero que descarga en la línea de costa (Canul-Macario et al., 2020).

### 5.2.2. Modelación analítica de la interfase salina y escenarios de cambio climático

Los modelos analíticos utilizados para definir la interfase salina en acuíferos costeros parten de que la interfase salina es abrupta producto de un equilibrio entre el agua salada y el agua

dulce. Estos modelos asumen que siempre existe descarga del acuífero en dirección a la costa.

Las ecuaciones de Ghyben-Herzberg-Dupuit ( $q = \frac{K}{2x} S[S - 1][H^2 - H_o^2]$ ) y Glover ( $q = \frac{K}{2x} [S - 1][H^2 - H_o^2]$ ) son modelos que sugieren que el espesor de agua dulce ( $H$ ) dependen de la distancia de la costa  $x$ , de la descarga subterránea a la costa  $q$ , la conductividad hidráulica del acuífero  $K$  y de la relación de la densidad del agua dulce y el agua salada es  $\rho^s/\rho_f = S$ , (1.025, en un radio de agua dulce y agua salada teórica con 1000 y 1025 kg/m<sup>3</sup>, respectivamente). En la zona de costa se puede o no tener un espesor de agua dulce denominado  $H_o$  (Lau, 1967; Vacher, 1988). Nótese que existe una similitud entre ambas ecuaciones y la única diferencia es un factor directo  $S=1.025$ , por lo que la diferencia entre ambas ecuaciones podría ser del 2.5%.

Debido a la similitud de estas implementaciones se ha elegido el modelo analítico de Glover (1959) para simular la posición de la interfase salina, en función de los escenarios de aumento de nivel medio del mar por cambio climático. La ecuación 27 muestra que la descarga de la costa es una función directa del gradiente hidráulico ( $q = K \times i$ ).

$$0 = H^2 - \frac{2qx}{K((\rho^s/\rho_f)-1)} - \frac{q^2}{[K((\rho^s/\rho_f)-1)]^2} \quad (27)$$

El modelo ha sido alimentado utilizando los gradientes hidráulicos observados en la caracterización hidrogeológica de la zona de estudio, considerando que el efecto de la posición del nivel medio del mar se transmite hasta 11 km hacia el continente y decae de forma exponencial transmitiendo entre 81 y 26% de la elevación en el nivel medio del mar (Canul-Macario et al., 2020). Esto sugiere que cuando el nivel medio del mar aumenta en la costa, el acuífero costero también aumentará su nivel en las proporciones mencionadas, por lo que ocurrirá una disminución en el gradiente hidráulico del acuífero y en la descarga subterránea. Las condiciones de frontera del escenario de cambio climático se describen en las siguientes secciones. Las conductividades hidráulicas fueron ajustadas en el modelo numérico de SEAWAT.

5.2.3. Modelación numérica de la interfase salina y escenarios de cambio climático  
 Se utilizó un modelo numérico 2D de flujo y transporte con corrección de densidad variable de 60 filas de 500 m de ancho y 27 capas de espesor variable (ver capítulo 4). Esta implementación ha mostrado capacidad para simular el comportamiento y la heterogeneidad vertical del acuífero; no se ha modificado la geometría del modelo numérico ni se ha necesitado de hacer refinamiento.

La calibración y validación con modelación inversa y el apoyo del optimizador de parámetros PEST (Doherty, 2010), del que se obtiene la configuración óptima un modelo conceptual heterogéneo anisótropo vertical (M3, ver sección 4.3.3). Esta configuración se mantiene para la simulación de escenarios de cambio climático. Los valores de conductividad hidráulica, almacenamiento, porosidad y dispersividad se describen en la **Tabla 8**.

Tabla 8. Parametrización del modelo numérico.

ID	Parámetros hidráulicos
M3	Kx1: $4.68 \times 10^{-5}$ m/s, Kz1: $4.38 \times 10^{-5}$ m/s, Ss1: $8.40 \times 10^{-5}$ 1/m, $\alpha$ 1: 0.6 m. Kx2: $6.6 \times 10^{-2}$ m/s, Kz2: $4.3 \times 10^{-5}$ m/s, Ss2: $6.97 \times 10^{-6}$ 1/m, $\alpha$ 2: 3.5 m. Kx3: $6.40 \times 10^{-1}$ m/s, Kz3: $8.0 \times 10^{-4}$ m/s, Ss3: $6.97 \times 10^{-6}$ 1/m, $\alpha$ 3: 0.008 m.

K es la conductividad hidráulica del acuífero, Ss es el almacenamiento específico y  $\alpha$  es la dispersividad.

Las condiciones de frontera para la implementación de cambio climático se describen en las siguientes secciones.

#### 5.2.4. Escenarios de aumento del nivel medio del mar

Los escenarios definidos por el IPCC son patrones de concentración representativos (RCP's, por sus singlas en inglés). Estos escenarios predicen el aumento de la temperatura en función del incremento de emisiones de gases de efecto invernadero en el planeta (IPCC, 2010). Sin embargo, estos escenarios se relacionan con el incremento del nivel medio del mar y cambio en los patrones de precipitación globales (Church et al., 2013; Met Office, 2011). Estos se definen a continuación.

- RCP 2.6. Escenario que contempla una reducción estricta de emisiones y pretende mantener el calentamiento del planeta por debajo de 2°C a nivel global.
- RCP 4.5. Escenarios reducciones moderadas de emisiones antes de 2050.
- RCP 6.5. Escenario de reducciones moderadas de emisiones después de 2050.
- RCP 8.5. Escenario de un continuo aumento de emisiones, sin reducciones.

La línea base en Yucatán muestra que el nivel medio del mar fluctúa de manera estacional con sus puntos más bajos en julio y su elevación más alta en octubre. Se ha determinado que la pendiente de incremento para Puerto Progreso es de  $2.5 \pm 1.2$  mm/año; los resultados sugieren que la línea base son coincidentes con los escenarios globales propuestos por el IPCC (Zavala-Hidalgo et al., 2010). Investigaciones previas en el Golfo de México sugieren un aumento del nivel medio del mar similar (2 mm/año en promedio) y concluyen que debido a las características geológicas del Golfo de México incrementos de hasta 1.6 mm/año son suficientes para causar problemas de inundaciones (Donoghue, 2011). Siguiendo la tendencia lineal propuesta por Zavala-Hidalgo et al. (2010), se podría esperar un incremento de hasta 0.20 m para 2100 en la costa de Yucatán. Sin embargo, los escenarios de cambio climático globales sugieren que se podría esperar un aumento entre  $0.45$  y  $0.75 \pm 0.2$  m (Church et al. 2013; IPCC 2010, **Figura 29**). Los resultados del aumento del nivel medio del mar son tomados de los modelos de simulación resultado de los modelos de circulación general de atmosfera-océano (AOGCM's, por sus siglas en inglés) producto del Programa de Investigación Climática Mundial CMIP3 (Slangen et al., 2012).

Para construir estas condiciones de frontera se ha utilizado el nivel medio del mar promedio reportado por Zavala-Hidalgo et al. (2010), mismo que representa la variación estacional del nivel medio del mar. Este comportamiento no variará durante el tiempo de simulación. Además, se adicionan los escenarios globales de incremento del nivel medio del mar para RCP 2.6 y RCP 8.5 en el modelo numérico, mientras que para el modelo analítico se ha considerado también simular el escenario RCP 4.5. Se considera que la línea base de la parte el modelo numérico es cercana a 2020, por lo que se espera que el modelo numérico pueda simular 80 años hasta alcanzar 2100 (**Figura 30**).

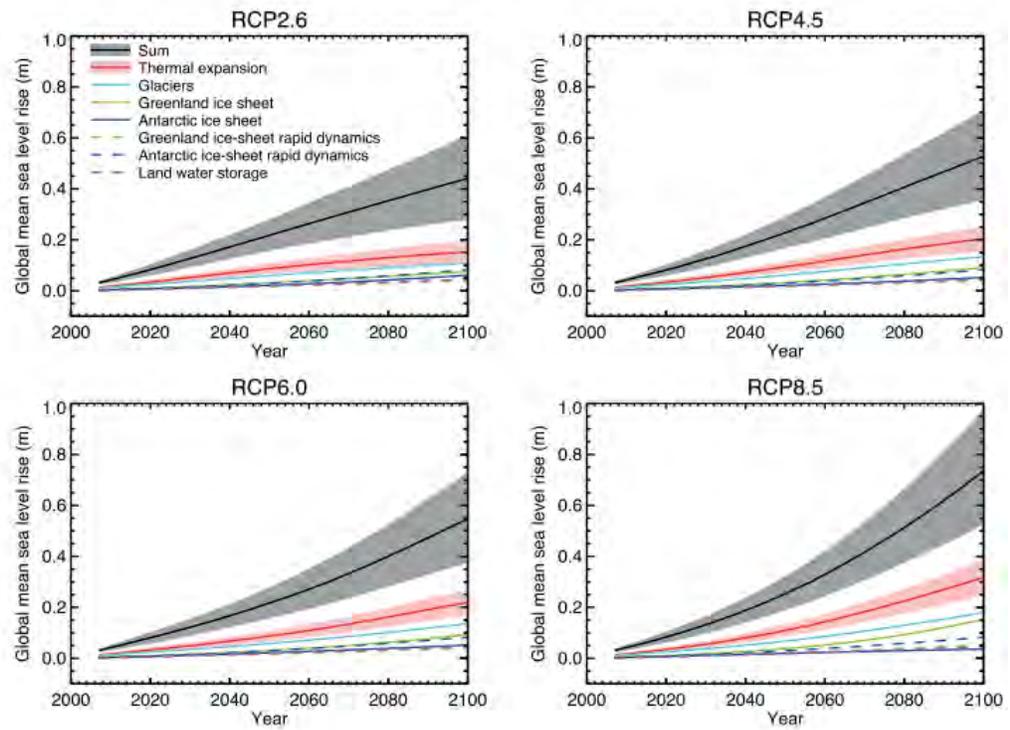


Figura 29. Escenarios de cambio climático de aumento del nivel medio del mar. La línea negra es la suma de todos los efectos y la sombra las incertidumbres de los modelos (Church et al., 2013).

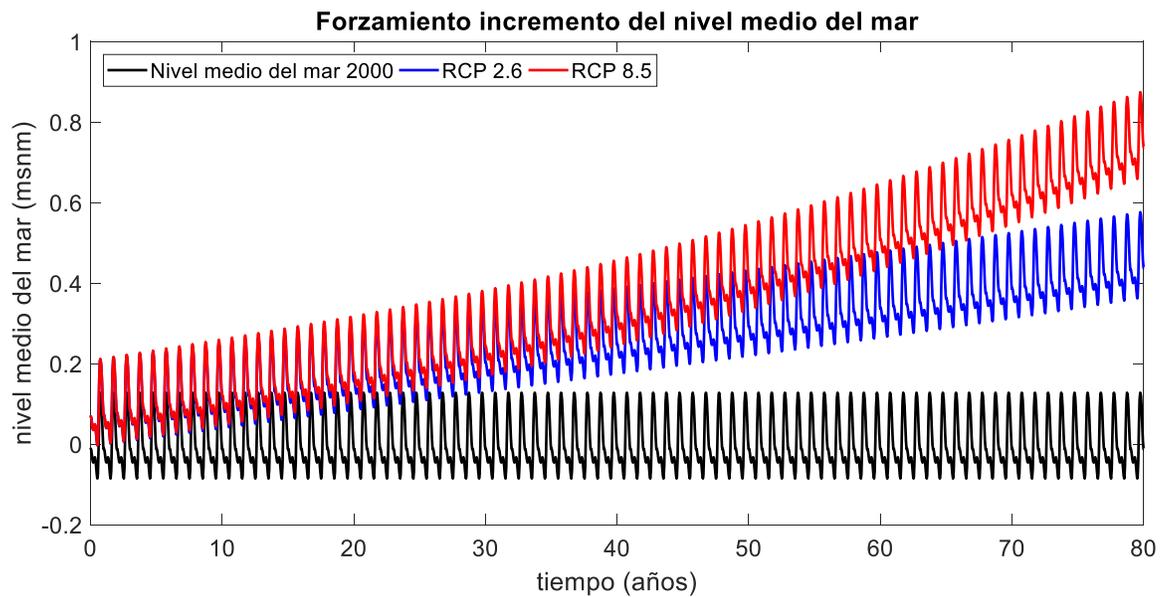


Figura 30. Forzamiento incremento nivel medio del mar.

### 5.3. Resultados y discusión

#### 5.3.1. Modelación analítica de la interfase salina

Los resultados de la **Figura 31** muestra que el modelo del Glover (1959) es capaz de simular la posición de la interfase salina medida durante la caracterización hidrogeológica (línea negra denominada SI), similar a los resultados obtenidos en estudios previos con implementaciones como la de Ghyben-Herzberg-Dupuit (Bauer-Gottwein et al., 2011; Gondwe et al., 2011). El aumento del nivel medio del mar reduciría el gradiente hidráulico y la descarga del acuífero hacia la costa en los escenarios RCP 2.6 y RCP 4.5. El escenario RCP 8.5 muestra una inversión del flujo del acuífero (gradiente hidráulico negativo), por lo que el modelo de Glover (1959) no es capaz de simular la posición de la interfase salina, ya que no se cumple el modelo conceptual a partir de la cual se deriva la ecuación que lo describe. Esto significa que cuando el nivel medio del mar alcanza elevaciones mayores a la carga hidráulica en el acuífero, los modelos analíticos podrían presentar ineficiencia para simular la posición de la interfase salina y, por lo tanto, evaluar el efecto de la intrusión salina.

El modelo de Glover (1959) sugiere que la cuña salina ingresa 2 km hacia el continente y el espesor de agua dulce disminuye entre 5 y 20 m (RCP 2.6 y RCP 4.5, respectivamente). Estos resultados sugieren que el aumento del nivel medio del mar reduciría el espesor de agua dulce de la zona de estudio y el agua salada estaría más somera en 2100 (**Figura 31**). La zona que abastece la población costera de Sisal (P5) muestra reducciones importantes en el espesor de agua dulce, por lo que para 2100 podría no ser viable la extracción de agua dulce en esta zona.

#### 5.3.2. Modelación numérica de la interfase salina

Los resultados de la simulación numérica resuelven la distribución de la salinidad en todo el dominio del modelo, a diferencia de los modelos analíticos. Se observa que el modelo numérico sugiere resultados más adversos que los observados con modelos analíticos. Se tiene que el agua marina ingresa hasta 16 km tierra adentro del continente para RCP 2.5, mientras que en el caso del escenario RCP 8.5 se observa que el agua marina ingresa hasta 18 km tierra dentro del continente. Se ha puesto atención en la distribución de

salinidad debido al incremento de presión en la frontera marina; para ello se obtienen las distribuciones de salinidad en 2040, 2060, 2080 y 2100 (**Figura 32**).

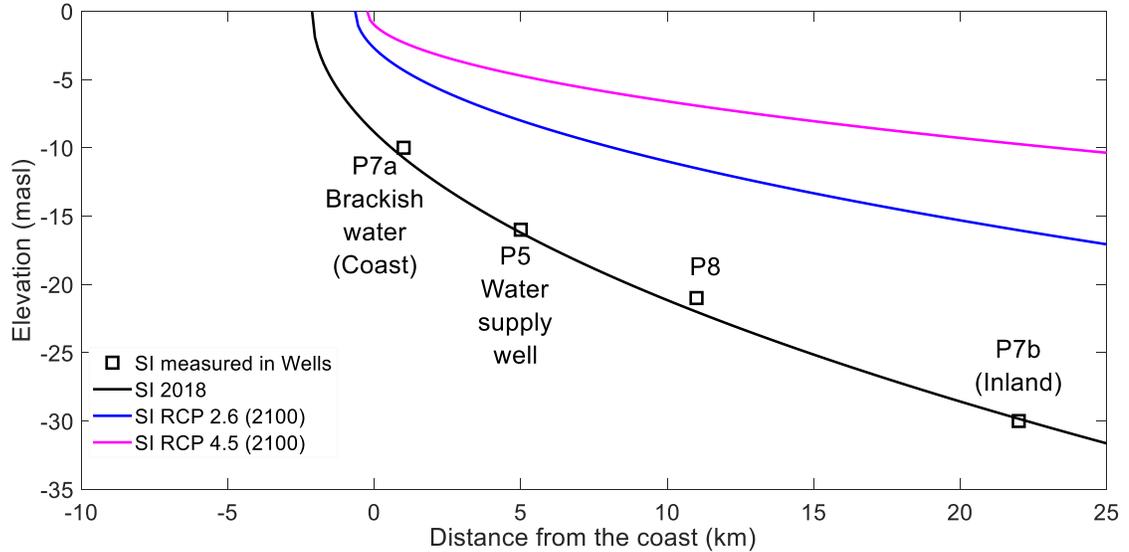


Figura 31. Escenarios de la interfase salina utilizando modelos analíticos (Canul-Macario et al., 2019b).

Los resultados sugieren que el espesor de agua dulce en la zona de costa reduce considerablemente a partir de 2040 y para 2100 se tiene un espesor disponible de 10 y 4 m (RCP 2.6 y RCP 8.5, respectivamente) en distancias de 20 km de la línea de costa. La zona de abastecimiento de Sisal (P5) tendrá agua salobre con concentraciones de entre 6.0 y 9.0 g/l para 2040, por lo que no podrá ser utilizada por la población sin un proceso previo de desalinización. Los puntos más alejados de la costa presentan un comportamiento similar en años posteriores. La zona de costa (Sisal) tendría agua subterránea con concentraciones de agua marina (35 g/l, **Figura 32**).

Para evaluar el grado de afectación generado por la salinización debido al aumento del nivel medio del mar, se ha calculado un índice de cambio entre el estado actual de la salinidad del acuífero (2018) y el esperado en 2100 para los escenarios RCP 2.6 y RCP 8.5 (ecuación 28). El índice de cambio ha sido calculado considerando la diferencia de la salinidad de fondo en el acuífero (observada en 2018 durante la caracterización,  $C_0$ ) y la distribución de

salinidad obtenida por el modelo numérico en 2100 ( $C_{sim}$ ), dividida entre 35 g/l, que es la concentración de salinidad del agua marina.

$$\% \text{ cambio} = \frac{C_{sim} - C_0}{35} \cdot 100\% \quad (28)$$

Los resultados muestran que el espesor de agua dulce de la zona costera noroeste sufre cambios por encima del 80% ya que inicialmente se tiene agua dulce, que hacia 2100 alcanza concentraciones muy cercanas al agua marina (35 g/l). La **Figura 33** muestra que el escenario RCP 8.5 causa mayores incrementos de salinidad. Debe tomarse en cuenta que cada 1% de incremento equivale a un incremento de 0.35 gr/l en la salinidad del acuífero. La zona azul en la parte inferior de ambos modelos muestra el agua salada que se observa en 2018, seguida de la interfase salina actual. La zona roja muestra el agua subterránea que se ha salinizado por el efecto del aumento del nivel medio del mar y finalmente hacia el continente se observa la nueva distribución de interfase salina en 2100, seguido de el espesor de agua dulce que se esperaría en 2100 (**Figura 33**).

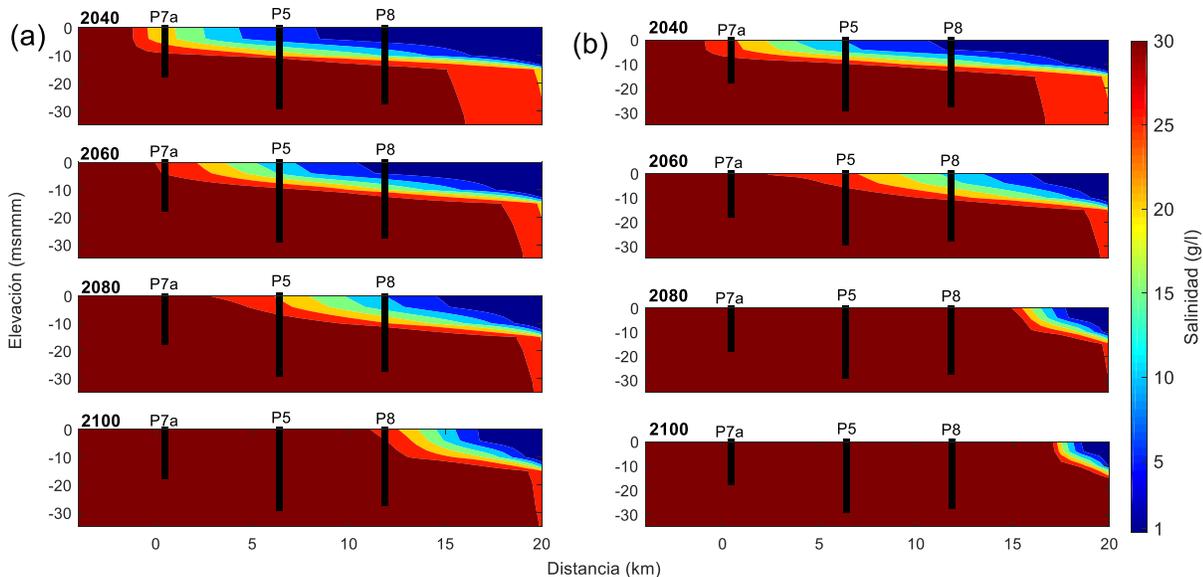


Figura 32. Evolución de la salinidad en la costa noroeste de Yucatán. (a) RCP 2.6, (b) RCP 8.5.

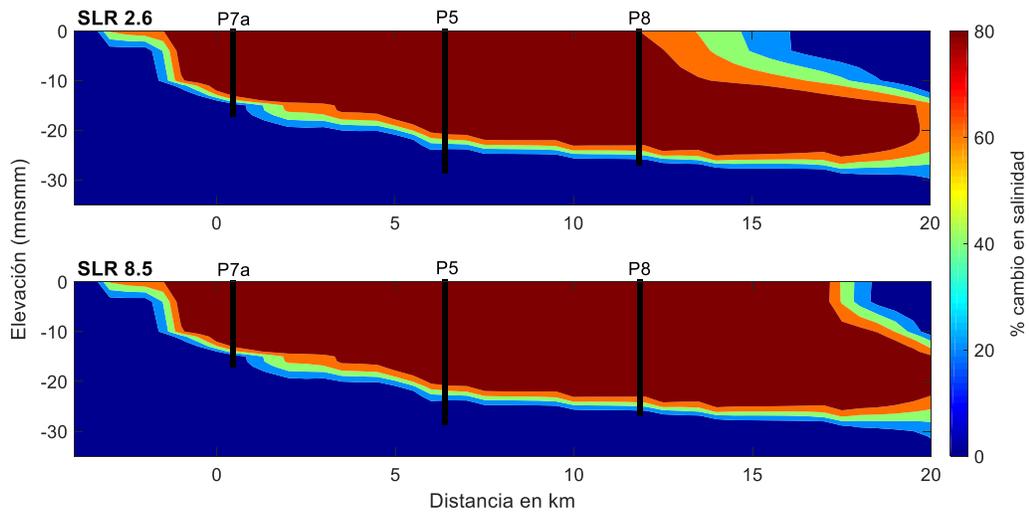


Figura 33. Índice de cambio de salinidad en la costa noroeste de Yucatán, entre el presente (2018) y 2100, para escenarios RCP 2.6 y 8.5.

### 5.3.3. Diferencias entre el uso de modelo analíticos y modelos numéricos

Los resultados obtenidos en este trabajo sugieren que los modelos numéricos presentan mayores ventajas para simular la interfase salina y salinidad del acuífero frente a escenarios de cambio climático, ya que ofrecen una mejor explicación del fenómeno de salinización espacio temporal (se puede simular la evolución de las sales y su distribución en el dominio). Los modelos analíticos ofrecen resultados limitados; sin embargo, el grado de complejidad en la conceptualización e implementación es menor para los modelos analíticos en comparación con los modelos numéricos. Los modelos analíticos no requieren de una caracterización del acuífero tan detallada como los modelos numéricos, así como una demanda de cómputo mucho menor que con una implementación numérica (**Tabla 9**).

Los modelos analíticos parten de simplificaciones y reducciones del modelo conceptual y cuando alguna condición supuesta no se cumple pierden la capacidad de simular el fenómeno. Esto se observó cuando la posición del nivel medio del mar fue mayor a la carga hidráulica del acuífero y el modelo de Glover (1959) no fue capaz de simular la posición de la interfase salina. En cambio, el modelo numérico si pudo simular este fenómeno. Debido a estas debilidades en los modelos analíticos, podría inferirse que los resultados

observados podrían subestimar el efecto real del aumento del nivel medio del mar y que los resultados más acertados serían los observados con el modelo numérico.

Tabla 9. Comparativa entre modelos analíticos y modelos numéricos utilizados para simular la interfase salina.

Propiedad	Modelo analítico	Modelo numérico
Facilidad de implementación	Son sencillos de implementar y no se requiere de una caracterización exhaustiva.	Se requiere de una caracterización detallada de la zona de estudio y pueden requerir de una demanda de cómputo importante, sobre todo cuando se acoplan procesos de flujo y transporte.
Conceptualización y versatilidad	Muestran soluciones simplificadas y supuestos teóricos, por lo que cuando alguno de estos supuestos no se cumple el modelo no ser adecuado para representar el problema. Cuando se intenta modificar el modelo analítico para incluir nuevas variables al problema la solución analítica puede volverse complicada que ser requerirá de resolverla numéricamente. Por otro lado estos modelos no pueden incluir efectos como la heterogeneidad del acuífero y el mecanismo de migración de las sales (advección-difusión).	Después de un proceso de validación y calibración, estos modelos son capaces de adaptarse a distintos escenarios de condiciones de frontera. Estos modelos pueden auditarse durante su desarrollo y se pueden incluir nuevas condiciones de frontera. Estos modelos pueden simular n acuífero homogéneo y/o heterogéneo, por lo que se puede observar el comportamiento de las sales en distintas zonas heterogéneas del acuífero.
Resultados	Estos modelos sólo pueden ajustar la posición de la interfase salina y el espesor de agua dulce. Estos modelos ofrecen soluciones estáticas, por lo que no se puede simular la evolución de la salinidad en el acuífero. Dicho lo anterior, estos modelos no pueden simular la acumulación de efectos transitorios en la salinidad del acuífero.	Estos modelos pueden simular la posición de la interfase salina y la distribución de sales en todo el dominio del modelo. Estos modelos ofrecen soluciones estáticas y transitorias, por lo que se puede observar la evolución de la salinidad en el acuífero.

Finalmente, esta evaluación sugiere que los modelos analíticos pueden ser una herramienta para conceptualizar y obtener resultados cualitativos de la interfase salina en acuífero costeros. Sin embargo, si se requiere de una evaluación más detallada es necesario invertir esfuerzos en caracterizar el acuífero e implementar un modelo numérico. Con respecto a utilizar modelos analíticos o numéricos como herramienta de simulación de escenarios de aumento de nivel medio del mar por cambio climático, se observa que los modelos numéricos presentan más ventajas ya que pueden describir la distribución esperada de la salinidad en el dominio estudiado.

#### 5.3.4. Implicaciones de los escenarios de cambio climático en el ecosistema

El incremento del nivel medio del mar se ha asociado con la intrusión salina de ecosistemas costeros (IPCC, 2018), misma que es un problema que también causa afectaciones a la salud, la economía y el medio ambiente en las zonas costeras (Alameddine et al., 2018; Shammi et al., 2019; Williams, 2010). Los resultados de estos escenarios muestran que se tiene una reducción importante en el espesor de agua dulce, debido al incremento de presión del mar hacia el acuífero (**Figura 32**). En vista de que las poblaciones costeras de la zona estudio utilizan el acuífero costero como una fuente de abastecimiento, para desarrollo ganadero y agrícola, estas actividades estarían comprometidas por ausencia de agua dulce, por lo que es importante que los ecosistemas estén preparados frente a estos escenarios.

Trabajos relacionados con la salinización de acuíferos en poblaciones costeras sugieren que se pueden presentar un incremento de los costos asociados a la compra de agua dulce para consumo, reparaciones, mantenimiento y reemplazo de electrodomésticos en hogares. En este sentido, cuando el agua subterránea alcanza un umbral de 24 000 ppm, se hace imposible utilizar un sistema domestico de ósmosis inversa y se debería considerar en un sistema municipal (Alameddine et al., 2018). Las poblaciones costeras de Yucatán se abastecen de pozos ubicados varios kilómetros tierra adentro, por lo que debido al incremento de salinidad, se podría experimentar un incremento en los costos del agua potable debido a (a) costos de desalinización, (b) incrementos en costos de operación, ya que el agua dulce se ubicará más alejada a la costa, y (c) costos de operación de las casas ya que la infraestructura tendrá mayor deterioro debido al uso de agua salobre.

Por otro lado, la zona de manglar (entre P7a y P5 de la zona de estudio, **Figura 4**) dejaría de tener aportes de agua dulce, ya que el agua tendría concentraciones por encima de 30 g/l (**Figura 32**). El IPCC (2018) sugiere que estas condiciones implican daños a estos ecosistemas como pérdida de especies (flora y fauna), así como el daño y necesidad de adaptación de las comunidades costeras. Trabajos recientes consideran que el aumento del nivel medio del mar pueden generar inundaciones y un incremento de aportes de agua salada a las zonas de manglares, sin embargo, no se ha discutido acerca de las afectaciones por disminución de aportes de agua dulce del acuífero (Jennerjahn et al., 2017; Wilson, 2017).

#### 5.3.5. Limitaciones de las predicciones de la dinámica de la interfase salina.

Las predicciones realizadas en este trabajo deben considerar que (a) se hicieron simplificaciones en el modelo conceptual del acuífero, (b) se utilizaron escenarios globales de aumento del nivel medio del mar y (c) únicamente analizó el efecto del nivel medio mar, sin considerar los demás forzamientos hidrológicos en el acuífero.

Se partió de un modelo numérico de flujo y transporte del acuífero, con un grado precisión e incertidumbre descrito en el capítulo 4. Además, fue alimentado con datos de modelos globales de aumento del nivel del mar. Dicho lo anterior, se puede considerar que las predicciones de la interfase salina hechas con el modelo numérico tienen la influencia de la suma de las incertidumbres de los modelos de los cuales se ha partido para la implementación.

Por otro lado, el modelo numérico y el modelo analítico de interfase salina han utilizado simplificaciones para conceptualizar el acuífero. Estas simplificaciones generan que las predicciones puedan verse sesgadas; esta situación es más notable en el modelo de Glover (1959) que no puede simular la intrusión salina cuando el mar alcanza una carga hidráulica mayor al acuífero.

Los resultados de las simulaciones de este trabajo han sido obtenidos en base a escenarios de circulación globales AOGCM's-CMIP3 que pueden tener un mallado horizontal de hasta 100 km x 100 km (IPCC, 2010; Slangen et al., 2012), lo cual es una resolución baja para la zona de estudio. Sin embargo, no existen trabajos de regionalización ("downscaling") de

aumento del nivel medio del mar disponible en la zona de estudio. Es importante construir escenarios regionales del incremento del nivel medio del mar para disminuir la incertidumbre y mejorar las predicciones de la evolución de la interfase salina.

Cabe aclarar que estos escenarios obedecen únicamente al caso hipotético en el que el nivel medio del mar aumente y se mantenga la descarga regional del acuífero hacia el mar; es decir, no se ha considerado que (a) exista una variación en la recarga del acuífero y el volumen de agua que fluye hacia la costa, y (b) que el desarrollo poblacional y sus actividades incrementen la extracción de agua del acuífero. Es importante considerar en un futuro escenarios que puedan evaluar de manera individual y acoplada estos forzamientos y estresores para tener una visión más detallada de la dinámica de la interfase salina en la zona de estudio.

#### 5.4. Conclusiones

Los acuíferos costeros con bajo gradiente hidráulico son altamente vulnerables al incremento del nivel medio del mar. En el caso de la costa noroeste de Yucatán se tiene, debido al bajo gradiente hidráulico, que incrementos de entre 40 y 70 cm en el nivel del mar pueden causar el ingreso del agua marina varios kilómetros tierra adentro.

El aumento del nivel medio del mar está relacionado con la salinización del acuífero costero de la costa noroeste de Yucatán, ya que genera que el agua marina ingrese hasta 18 km tierra adentro y que la salinidad del agua subterránea alcance concentraciones similares al agua marina.

La modelación numérica presenta ventajas con respecto a la modelación analítica para entender el comportamiento de la interfase salina en acuíferos costeros. Sin embargo, también requiere de mayor cantidad de insumos para su implementación y conceptualización. Por lo tanto, un modelo analítico puede ser una opción para entender el fenómeno de la interfase salina y obtener resultados cualitativos para conceptualizar el acuífero; mientras que los modelos numéricos pueden ser implementados a partir de este conocimiento para generar escenarios que ofrezcan una mejor explicación a la problemática de la salinización de acuíferos.

Las poblaciones costeras deben considerar un incremento futuro del costo del suministro de agua potable, asociado con bombeo desde mayores distancias tierra adentro y/o la implementación de sistemas de desalinización y purificación. El ecosistema costero experimentará un aumento en la salinidad en el agua subterránea, mientras que la interfase salina será más somera. Varias especies en las lagunas costeras pueden perderse debido a su baja tolerancia al agua salina y/o salobre.

Es importante comprender cuán resilientes son las poblaciones costeras al aumento de la salinidad en el suministro de agua y los cambios en sus ecosistemas. Es necesario desarrollar estrategias para aumentar la capacidad de la población para adaptarse a los posibles impactos ambientales, sociales y económicos.

## 6. SÍNTESIS, CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

Este trabajo contribuye con (a) la caracterización del acuífero de la costa noroeste de Yucatán, (b) la construcción de un modelo conceptual de la interacción del acuífero regional asociado con los esfuerzos hidrológicos presentes en la zona de estudio, (c) la implementación de un modelo numérico para simular el flujo subterráneo, el transporte de sales disueltas y; finalmente, (d) la implementación de modelos analíticos y numéricos para la proyección de escenarios del incremento del nivel medio del mar debido al cambio climático.

La estratigrafía de la zona de estudio muestra un acuífero regional alojado en capas verticales de calizas terciarias con un nivel bajo de carstificación y en calizas arrecifales. Este acuífero regional es confinado cerca de la costa por calizas cementadas cuaternarias (*caliche*) y por sedimentos areno-arcillosos terciarios (denominado en la región como *sascab*). Esta capa de zona vadosa y confinamiento costero tiene un papel importante ya que atenúa las recargas locales por precipitación y permite que los esfuerzos en la zona marina se transmitan hasta 14 kilómetros tierra adentro del acuífero.

El acuífero de la zona de estudio tiene características hidrogeológicas que lo definen como confinado-costero (con interacción de agua marina) y con gradiente hidráulico continental suave hacia la costa (0.03 m/km en promedio). Los esfuerzos hidrológicos que tienen mayor correlación con las variaciones del acuífero, considerando el coeficiente de Pearson ( $r$ ), son la posición del nivel del mar y la descarga del acuífero regional que viaja desde aguas arriba de la zona de estudio ( $0.77 < r < 0.99$ ). Se ha observado que la recarga vertical local por precipitación es un esfuerzo hidrológico con menor correlación en la respuesta piezométrica del acuífero ( $0.5 < r < 0.7$ ), que las variaciones astronómicas y meteorológicas.

La carga hidráulica y la salinidad del acuífero de la costa noroeste de Yucatán, además de la posición de la interfase salina, muestran correlación con los esfuerzos de ondas de presión que se transmiten en el acuífero desde la línea de costa hacia 11 km dentro del continente. El mecanismo de mezcla de la salinidad del acuífero muestra una correlación con la posición del nivel medio del mar ( $0.76 < r < 0.98$ ) y no muestra correlación con la recarga vertical por precipitación ( $r < 0.5$ ) como sucede en medios con carst desarrollado.

La conductividad hidráulica del acuífero regional es elevada (entre 5,700 y 55,200 m/d) debido a su naturaleza cárstica. El almacenamiento del acuífero es bajo, por lo que se infiere que existen grandes cantidades de agua subterránea circulando en dirección a la costa. La difusividad hidráulica del acuífero muestra un incremento en dirección al continente (de 20 a 2450 m<sup>2</sup>/s), similar a la distribución espacial de la geología, donde las rocas cuaternarias presentan menos evidencia de carstificación que las terciarias. Las características descritas con anterioridad definen un acuífero altamente transmisivo.

El modelo numérico de simulación de flujo y transporte de sales de densidad variable muestra tener la capacidad de simular el comportamiento de la carga hidráulica y la salinidad del acuífero noroeste de Yucatán. Se ha calibrado y validado un modelo 2D en perfil en dirección a la costa (transecto Hunucmá-Sisal) con resultados aceptables considerando una heterogeneidad vertical de grado medio descrita por la estratigrafía de la zona de estudio.

Es importante desarrollar en un futuro modelos numéricos que puedan incluir de manera más explícita la influencia de la carstificación en el acuífero de Yucatán (doble/triple porosidad y fracturas discretas), pero respaldada por una descripción detallada de esta heterogeneidad. Por otro lado, también se deben desarrollar investigaciones que permitan orientar a los futuros modeladores para la selección entre el uso de modelos complejos o continuar utilizando simplificaciones del modelo conceptual, en función particularmente de la incertidumbre asociada, la complejidad en su implementación y el costo computacional. Finalmente, se tiene poco avance en el desarrollo de modelos numéricos que acoplen el transporte y el efecto de densidad variable a sistemas de fracturas discretas o de porosidad dual y triple, por lo que es necesario desarrollar estos enfoques y aterrizarlos a problemas reales de escala regional.

Los resultados de la simulación de la interfase salina del modelo numérico muestran una precisión similar a la reportada en trabajos previos ( $\pm 5$  m de error). Además, también muestra la capacidad de simular la propagación de las mareas hacia el acuífero, lo cual es algo que no se había hecho para esta zona de estudio. Estos procesos de intercambio entre las masas de agua dulce y salada en las zonas de interfase y la interacción entre el acuífero y el mar fueron estudiados en este trabajo por primera vez en la zona de estudio. Los resultados ofrecen una contribución importante con respecto a las implementaciones

previas, mismas que no analizaban a detalle la influencia de la frontera en el mar hacia el acuífero.

Por otro lado, los antecedentes de modelación numérica muestran pocas implementaciones que consideren las incertidumbres del modelo conceptual del acuífero. Este trabajo muestra las ventajas de considerar distintos modelos conceptuales para elegir una configuración adecuada que garantice la precisión y la simplicidad del modelo numérico asociadas a su conceptualización.

Las condiciones hidrogeológicas del acuífero noroeste de Yucatán que definen un gradiente hidráulico suave hacia la costa y el confinamiento costero hacen vulnerable esta zona a salinización por el efecto del aumento del nivel medio del mar. Por un lado, el gradiente hidráulico (0.03 m/km en promedio) permite que incrementos leves (incluso no mayores a 40 cm) en el nivel medio del mar generen una disminución en la descarga del acuífero regional hacia el mar, que se traduce en una penetración de la cuña salina de hasta 18 km. Por otro lado, el confinamiento costero permite que los esfuerzos marinos se propaguen con una mejor eficiencia hasta 14 km kilómetros de la línea de costa.

Los escenarios de aumento del nivel medio del mar muestran que el acuífero de la costa noroeste de Yucatán presentará una disminución del agua dulce disponible, así como la potencial salinización del agua subterránea de los puntos cercanos a la costa. Se observa que estos escenarios sugieren que la cuña salina puede desplazarse entre 11 y 18 km hacia el continente, comprometiendo el equilibrio del ecosistema.

Es importante implementar análisis con series largas de tiempo utilizando el enfoque de regresión multivariada en un futuro, ya que esta puede explicar la interacción de los esfuerzos hidrológicos acoplados y su importancia relativa. Una limitación de esta investigación es que las relaciones empíricas son validas únicamente para la porción de acuífero estudiado y explica únicamente los efectos locales.

Se tiene antecedentes de trabajos previos que han usado modelos analíticos para evaluar la posición de la interfase salina en el acuífero Yucatán. Esta investigación ha evaluado las diferencias entre el uso de estos modelos analíticos y modelos numéricos, sugiriendo que los modelos analíticos muestran limitaciones importantes para estudiar este fenómeno y para simular escenarios de elevación del nivel medio del mar, además de subestimar los efectos del aumento del nivel del mar en dichos escenarios.

La validez de estas predicciones está limitada a la incertidumbre de los escenarios globales del aumento del nivel medio del mar ( $\pm 10$  cm) sugeridos por el Panel Internacional de Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés). Por lo tanto, estos escenarios podrían considerarse cualitativos. Al respecto es importante desarrollar trabajos regionales (trabajos de “downscaling”) para el aumento del nivel medio del mar en la zona de Yucatán y de esa forma disminuir el rango de incertidumbre de los modelos de escala global y que puedan generar predicciones más sólidas.

La salinización del acuífero costero por efecto del nivel medio del mar sugiere que las poblaciones costeras podrían ver comprometida su fuente de abastecimiento, generando potencialmente: (a) desabasto e incremento en los costos en la adquisición de agua dulce y/o potable, (b) necesidad de procesos de desalinización y (c) un incremento en los costos de operación para los hogares en las poblaciones costeras.

Otro efecto de la salinización del acuífero costero es que especies poco tolerantes al incremento de sales en el agua subterránea se verán obligadas a migrar, y otras posiblemente a desaparecer. La flora y la fauna actual presentarán cambios importantes en sus poblaciones, similar a lo observado en estudios realizados en otros ambientes costeros, donde se reporta la pérdida de varias especies debido a la salinización del acuífero.

Es importante desarrollar estrategias de adaptación para las poblaciones costeras, ya que estos cambios se presentarán en menos de un siglo. Las tecnologías de desalinización jugarán un factor importante para el abastecimiento de estas poblaciones. Otro punto importante es que los planes de desarrollo urbano deben considerar, que en un futuro, los centros urbanos que concentren más población podrían verse comprometidos por la baja disponibilidad de agua dulce y los posibles costos del abastecimiento de este recurso.

Se requiere una caracterización detallada del ecosistema actual de la zona de estudio y modelos de resiliencia, debido a que la principal fuente de abastecimiento de agua del ecosistema y del desarrollo socio-económico estará comprometida. En este sentido, existen muy pocos trabajos que relacionen la evolución de la salinidad del agua subterránea con las posibles afectaciones a los socioecosistemas costeros.

## 7. REFERENCIAS

- Abarca, E. (2006). *SEAWATER INTRUSION IN COMPLEX GEOLOGICAL ENVIRONMENTS*. Technical University of Catalonia, UPC.
- Abarca, E., Carrera, J., Held, R., Sanchez-Vila, X., Dentz, M., Kinzelbach, W., & Vazquez-Suné, E. (2004). Effective dispersion in seawater intrusion through heterogeneous aquifers. *18 SWIM*, 18, 49–61.
- Abarca, E., Carrera, J., Sánchez-Vila, X., & Dentz, M. (2007a). Anisotropic dispersive Henry problem. *Advances in Water Resources*, 30(4), 913–926.  
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.08.005>
- Abarca, E., Carrera, J., Sánchez-Vila, X., & Voss, C. I. (2007b). Quasi-horizontal circulation cells in 3D seawater intrusion. *Journal of Hydrology*, 339(3–4), 118–129.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.017>
- Advanced Geosciences Inc. (2014). *Instruction Manual for EarthImager 2D Version 2.4.2. Resistivity and IP Inversion Software*. Austin, Texas, USA.
- Aguilar, Y., Bautista, F., Mendoza, M. E., Frausto, O., & Ihl, T. (2016). Density of karst depressions in Yucatán state, Mexico. *Journal of Cave and Karst Studies*, 78(2), 51–60. <https://doi.org/10.4311/2015ES0124>
- Akaike, H. (1973). Information theory and the maximum likelihood principle. In *2nd International Symposium on Information Theory*.
- Akaike, Hirotugu. (1978a). A Bayesian analysis of the minimum AIC procedure. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*. <https://doi.org/10.1007/BF02480194>
- Akaike, Hirotugu. (1978b). A new look at the Bayes procedure. *Biometrika*.  
<https://doi.org/10.1093/biomet/65.1.53>
- Alameddine, I., Tarhini, R., & El-Fadel, M. (2018). Household economic burden from seawater intrusion in coastal urban areas. *Water International*, 43(2), 217–236.  
<https://doi.org/10.1080/02508060.2017.1416441>
- Alcolea, A., Castro, E., Barbieri, M., Carrera, J., & Bea, S. (2007). Inverse modeling of coastal aquifers using tidal response and hydraulic tests. *Ground Water*, 45(6), 711–

722. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00356.x>

Allen, D. M., Scibek, J., & Wei, M. (2004). *Climate Change and Groundwater: A Modelling Approach for Identifying Impacts and Resource Sustainability in the Central Interior of British Columbia*. British Columbia Canada.

Azizmohammadi, S., & Matthäi, S. K. (2017). Is the permeability of naturally fractured rocks scale dependent? *Water Resources Research*, 53, 8041–8063.  
<https://doi.org/10.1002/2016WR019764>

Bakker, M., & Schaars, F. (2019). Solving Groundwater Flow Problems with Time Series Analysis: You May Not Even Need Another Model. *Groundwater*, 57(6), 826–833.  
<https://doi.org/10.1111/gwat.12927>

Battin, J., Hickey, P., Mote, P., Peterson, K., & Unger, K. (2007). *Technical Memorandum # 8: Impacts of Climate Change on Groundwater Resources: A Literature Review Prepared for: City of Auburn*. Washington DC. USA.

Bauer-Gottwein, P., Gondwe, B. R. N., Charvet, G., Marín, L. E., Rebolledo-Vieyra, M., & Merediz-Alonso, G. (2011). Review: The Yucatan Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 19(3), 507–524. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0699-5>

Bear, J. (1972). Dynamics of Fluids in Porous Media. *Soil Science*, 120(2), 162–163.  
<https://doi.org/10.1097/00010694-197508000-00022>

Bedekar, V., Morway, E., Langevin, C., & Tonkin, M. (2016). MT3D-USGS version 1: A U.S. Geological Survey release of MT3DMS updated with new and expanded transport capabilities for use with MODFLOW. *Techniques and Methods*.  
<https://doi.org/10.3133/tm6A53>

Bense, V. F., Van Balen, R. T., & De Vries, J. J. (2003). The impact of faults on the hydrogeological conditions in the Roer Valley Rift System: An overview. *Geologie En Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences*.  
<https://doi.org/10.1017/S0016774600022782>

Bourdet, D., Ayoub, J. A., & Pirard, Y. M. (1989). Use of Pressure Derivative in Well Test Interpretation. *SPE Formation Evaluation*, 4(02), 293–302.  
<https://doi.org/10.2118/12777-PA>

- Box, G., Jenkins, G., & Reinsel, G. (1994). *Time Series Analysis: Forecasting and Control (3rd. edition)*. (G. Box, G. Jenkins, & G. Reinsel, Eds.), *Journal of Time Series Analysis* (3rd.). Englewood Cliffs, Nueva Jersey: Prentice Hall.
- Burnham, K. P., & Anderson, D. R. (2002). *Model Selection and Multimodel Inference 2nd ed. Berlin: Springe.*
- Butler, J., Garnett, E., & Healey, J. (2002). Analysis of Slug Tests in Formations of High Hydraulic Conductivity. *Groundwater*, 41(5), 620–630. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02400.x>
- Butterlin, J., & Bonet, F. (1963). Las Formaciones Cenozoicas de la parte Mexicana de la Península de Yucatán (The Cenozoic Formations of the Mexican part of the Yucatan Peninsula). *Ingeniería Hidráulica En México*, 17, 63–71.
- Canul-Macario, César, González-Herrera, R., Sánchez-Pinto, I., & Graniel-Castro, E. (2019). Contribution to the evaluation of solute transport properties in a karstic aquifer (Yucatan, Mexico). *Hydrogeology Journal*, 27(5), 1683–1691. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01947-8>
- Canul-Macario, Cesar, Salles, P., Hernández-Espriu, J. A., & Pacheco-Castro, R. (2020). Empirical relationships of groundwater head–salinity response to variations of sea level and vertical recharge in coastal confined karst aquifers. *Hydrogeology Journal*, 28(5), 1679–1694. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02151-9>
- Canul-Macario, Cesar, Salles, P., Pacheco, R., & Hernández-Espriu, J. A. (2019). CLIMATE CHANGE SCENARIOS USING NON- PHYSICAL RELATIONSHIPS FOR GROUNDWATER IN COASTAL KARSTIC AQUIFERS. In *Poster presented in RAUGM 2019*. Puerto Vallarta Jalisco Mexico: Poster presented in RAUGM 2019.
- Carrera, J., Alcolea, A., Medina, A., Hidalgo, J., & Slooten, L. J. (2005a). Inverse problem in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 206–222. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0404-7>
- Carrera, J., Vázquez-suñé, E., Abarca, E., Hidalgo, J., Queralt, E., & Murillo, J. M. (2005b). *Avances en la simulación de la intrusión marina. Efectos y necesidad de la tridimensionalidad . Aplicación al Delta del Llobregat . Retrieved from*

[http://info.igme.es/SIDIMAGENES/113000/330/113330\\_0000002.PDF](http://info.igme.es/SIDIMAGENES/113000/330/113330_0000002.PDF)

- Casáres-Salazar, R., González-Herrera, R., & Graniel-Castro, E. (2013). Field scale longitudinal dispersivities estimation in a karstic aquifer. *International Journal of Water*, 7(1/2), 14. <https://doi.org/10.1504/IJW.2013.051976>
- Church, J. A., Clark, P. U., Cazenave, A., Gregory, J., Jevrejava, S., Lebermann, A., ... Unnikrishnan, A. S. (2013). Sea Level Change. In J. Jouzel, R. van de Wal, P. Woodworth, & C. Xiao (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 227). New York, USA: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>.
- CONAGUA. (2002). *Medición Piezométrica en el Acuífero Costero ( Litoral Poniente ) de la Península de Yucatán , Estado de Yucatán*. Mérida Yucatán México.
- CONAGUA. (2003). *DEFINICIÓN DE REGLAS DE OPERACIÓN DEL ACUÍFERO COSTERO DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN, PRIMERA PARTE*. Mérida Yucatán México.
- CONAGUA. (2010). *Segunda parte de la implementación de Red Piezométrica En la zona Poniente del Estado de Yucatán*. Mérida Yucatán México.
- CONAGUA. (2012). *Programa Hídrico Regional Visión 2030 (Regional Hydric Program: 2030 Vision)*. Ciudad de México, CDMX.
- Cook, P. G. (2003). *A Guide To Regional Flow In Fractured Rock Aquifers*. (CSIRO Land and Water (Australia), Ed.) (CSIRO). Glen Osmond, SA, Australia: CM Digital. Retrieved from <http://lwa.gov.au/files/products/river-landscapes/px020312/px020312.pdf>
- Cooper, H. H., & Jacob, C. E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well???field history. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 27(4), 526–534. <https://doi.org/10.1029/TR027i004p00526>
- Coutino, A., Stastna, M., Kovacs, S., & Reinhardt, E. (2017). Hurricanes Ingrid and Manuel (2013) and their impact on the salinity of the Meteoric Water Mass, Quintana Roo,

- Mexico. *Journal of Hydrology*, 551, 715–729.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.022>
- Custodio, E., & Llamas, M. (1976). *Hidrología Subterránea*. (OMEGA, Ed.). Barcelona, España: OMEGA.
- Dausman, A. M., Doherty, J., Langevin, C. D., & Dixon, J. (2010). Hypothesis testing of buoyant plume migration using a highly parameterized variable-density groundwater model at a site in Florida, USA. *Hydrogeology Journal*, 18(1), 147–160.  
<https://doi.org/10.1007/s10040-009-0511-6>
- Dessu, S. B., Price, R. M., Troxler, T. G., & Kominoski, J. S. (2018). Effects of sea-level rise and freshwater management on long-term water levels and water quality in the Florida Coastal Everglades. *Journal of Environmental Management*, 211, 164–176.  
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.01.025>
- Diario de Yucatán. (2019, February 27). Crece la venta de vivienda.  
<https://www.Yucatan.Com.Mx/Merida/Crece-La-Venta-de-Vivienda>. Retrieved from <https://www.yucatan.com.mx/merida/crece-la-venta-de-vivienda>
- Doherty, J. (2010). *PEST: Model-Independent Parameter Estimation, User Manual: 5th Edition. PEST Manual*.
- Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1997). *Physical and chemical hydrogeology. Second edition. Physical and chemical hydrogeology. Second edition*.
- Donoghue, J. F. (2011). Sea level history of the northern Gulf of Mexico coast and sea level rise scenarios for the near future. *Climatic Change*, 107(1), 17–33.  
<https://doi.org/10.1007/s10584-011-0077-x>
- Engelhardt, I., De Aguinaga, J. G., Mikat, H., Schüth, C., & Liedl, R. (2014). Complexity vs. Simplicity: Groundwater model ranking using information criteria. *Groundwater*, 52(4), 573–583. <https://doi.org/10.1111/gwat.12080>
- Ferguson, G., & Gleeson, T. (2012). Vulnerability of coastal aquifers to groundwater use and climate change. *Nature Climate Change*, 2(5), 342–345.  
<https://doi.org/10.1038/nclimate1413>

- Fernández-Ayuso, A., Aguilera, H., Guardiola-Albert, C., Rodríguez-Rodríguez, M., Heredia, J., & Naranjo-Fernández, N. (2019). Unraveling the Hydrological Behavior of a Coastal Pond in Doñana National Park (Southwest Spain). *Groundwater*, 57(6), 895–906. <https://doi.org/10.1111/gwat.12906>
- Ferris, J. G. (1952). *Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility. Report 10.3133/70133368*. Washington, D.C. <https://doi.org/10.3133/70133368>
- Fetter, C. W. (2001). *Applied Hydrogeology. Applied Hydrogeology*. <https://doi.org/10.1002/9781118131101.ch9>
- Fiorillo, F., Esposito, L., Testa, G., & Ciarcia, S. (2018). The Upwelling Water Flux Feeding Springs : Hydrogeological and Hydraulic Features. *Water*, 10, 1–21. <https://doi.org/10.3390/w10040501>
- Fiorillo, F., Ristić Vakanjac, V., Jemcov, I., Milanović, S., & Stevanović, Z. (2015). Karst Groundwater Availability and Sustainable Development. In Z. Stevanović (Ed.), *Karst Aquifers---Characterization and Engineering* (pp. 421–530). Cham: Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-12850-4\\_15](https://doi.org/10.1007/978-3-319-12850-4_15)
- Fisher, R. . (1958). *Statistical Methods for Research Workers*. (Hafner Ed., Ed.) (13th Editi). London, UK.
- Gallegos, J. J. (2011). *Florida State University Libraries Modeling Groundwater Flow in Karst Aquifers : An Evaluation of MODFLOW- CFP at the Laboratory and Sub-Regional*. Florida State University.
- García, A., Xool, M., Euán, J., Munguía, A., & Cervera, M. (2011). *La Costa de Yucatán En La Perspectiva Del Desarrollo Turístico Del Desarrollo Turístico*. (CONABIO, Ed.) (Serie Cono). Mexico City: SEMARNAT-CONABIO.
- Ghasemizadeh, R., Yu, X., Butscher, C., Hellweger, F., Padilla, I., Alshwabkeh, A., & Cao, B. Y. (2015). Equivalent porous media (EPM) simulation of groundwater hydraulics and contaminant transport in Karst aquifers. *PLoS ONE*, 10(9), 1–21. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0138954>
- Giacopetti, M., Crestaz, E., Materazzi, M., Pambianchi, G., & Posavec, K. (2016). A multi-

- model approach using statistical index and information criteria to evaluate the adequacy of the model geometry in a fissured carbonate Aquifer (Italy). *Water (Switzerland)*, 8(7). <https://doi.org/10.3390/w8070271>
- Glover, R. E. (1959). The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer. *Journal of Geophysical Research*, 64(4), 457. <https://doi.org/10.1029/JZ064i004p00457>
- Gobierno de Yucatán. Programa de Ordenamiento Ecológico del Territorio Costero del Estado de Yucatán (POETCEY), Diario Oficial del Estado de Yucatán § (2014). Mexico. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Gomez-Espinoza, V., Hernández-Espriu, J. A., Tago, J., Castro-Herrera, I., & Guerrero-Sarabia, I. (2017). A Computer Tool for Aquifer Test Analysis Using Diagnostic Plots, MS Excel Beta Version. Mexico City: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gómez-Nicolás, M., Rebolledo-Vieyra, M., Canto-Lugo, E., Huerta-Quintanilla, R., & Ochoa-Sandoval, P. (2018). Connectivity in a Karst System Using Electrical Resistivity Tomography and Network Theory. *Groundwater*, 56(5), 732–741. <https://doi.org/10.1111/gwat.12618>
- Gondwe, B. R. N., Merediz-Alonso, G., & Bauer-Gottwein, P. (2011). The influence of conceptual model uncertainty on management decisions for a groundwater-dependent ecosystem in karst. *Journal of Hydrology*, 400(1–2), 24–40. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.023>
- González-Herrera, R., Sánchez-y-Pinto, I., & Gamboa-Vargas, J. (2002). Groundwater-flow modeling in the Yucatan karstic aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 10(5), 539–552. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0216-6>
- Gonzalez-Herrera, R., & Vega-Azamar, R. (2002). Materiales de suelos de Yucatán factibles de utilizarse como cubierta en sitios de disposición de desechos sólidos. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 18(2), 57–66.
- Graniel, E., Carrillo, J., & Cardona, A. (2003). Dispersividad de solutos en el carst de Yucatán México. *Revista Académica de La Facultad de Ingeniería. Universidad Autónoma de Yucatán*, 3(8), 49–56.
- Guo, W., & Langevin, C. D. (2002). *User's Guide to SEAWAT: A computer program for*

*simulation of three-dimensional variable-density ground-water flow. USGS Techniques of Water Resources Investigations.* Miami Florida: USGS.

- Halford, K.J. and Kunianksy, E. L. (2002). *USGS OFR 02-197 Spreadsheets for the Analysis of Aquifer Pumping and Slug Test Data.* USGS. Retrieved from <http://pubs.usgs.gov/of/2002/ofr02197/>
- Harbaugh, A. W. (2005). MODFLOW-2005 , The U . S . Geological Survey Modular Ground-Water Model — the Ground-Water Flow Process. *U.S. Geological Survey Techniques and Methods.*
- Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., & Weiler, M. (2014). Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. *Review of Geophysics*, 52(1), 218–242. <https://doi.org/10.1002/2013RG000443>
- Held, R., Attinger, S., & Kinzelbach, W. (2005). Homogenization and effective parameters for the Henry problem in heterogeneous formations. *Water Resources Research*, 41(11), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2004WR003674>
- Hill, M. C., & Tiedeman, C. R. (2007). Evaluating Model Fit. In *Effective Groundwater Model Calibration* (pp. 93–123). <https://doi.org/10.1002/9780470041086.ch6>
- Højberg, a L., & Refsgaard, J. C. (2005). Model uncertainty--parameter uncertainty versus conceptual models. *Water Science and Technology : A Journal of the International Association on Water Pollution Research*, 52(6), 177–186. Retrieved from <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/16304950>
- Hu, B. X., & Xu, Z. (2016). Numerical Simulation of Groundwater Flow and Solute Transport in a Karst Aquifer with Conduits. *Groundwater - Contaminant and Resource Management*, (July), 115–132. <https://doi.org/10.5772/63766>
- Hussain, M. S., & Javadi, A. A. (2016). Assessing impacts of sea level rise on seawater intrusion in a coastal aquifer with sloped shoreline boundary. *Journal of Hydro-Environment Research*, 11, 29–41. <https://doi.org/10.1016/j.jher.2016.01.003>
- Hvorslev, M. J. (1951). *Time Lag and Soil Permeability in Ground-Water Observations.* Vicksburg, Mississippi. Retrieved from <https://drive.google.com/file/d/0B4k9mlxbygW2Yjk5YWY4YmEtYTM5Ni00NjAxLWJjM>

DYtMjhjODc1NjJmYjRi/view

- IPCC. (2010). *IPCC Workshop on Sea Level Rise and Ice Sheet Instabilities. Workshop Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Workshop on Sea Level Rise and Ice Sheet Instabilities*. [https://doi.org/ISBN 978-92-9169-130-2](https://doi.org/ISBN%20978-92-9169-130-2)
- IPCC. (2014). *Climate Change 2014 Synthesis Report Summary Chapter for Policymakers*. (R. K. Pachauri & L. A. Meyer, Eds.), *Ippc*. Geneva, Switzerland. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- IPCC. (2018). *Summary for Policymakers*. (V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P. R. Shukla, ... W. T., Eds.), *Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change*,. Switzerland.
- Jardani, A., Dupont, J. P., Revil, A., Massei, N., Fournier, M., & Laignel, B. (2012). Geostatistical inverse modeling of the transmissivity field of a heterogeneous alluvial aquifer under tidal influence. *Journal of Hydrology*, 472–473, 287–300. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.09.031>
- Jazayeri Noushabadi, M. R., Jourde, H., & Massonnat, G. (2011). Influence of the observation scale on permeability estimation at local and regional scales through well tests in a fractured and karstic aquifer (Lez aquifer, Southern France). *Journal of Hydrology*, 403(3–4), 321–336. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.013>
- Jennerjahn, T. C., Gilman, E., Krauss, K. W., Lacerda, L. D., Nordhaus, I., & Wolanski, E. (2017). Structure, function, and services. In V. H. Rivera-Monroy (Ed.), *Mangrove Ecosystems: A Global Biogeographic Perspective* (First edit, pp. 211–244). Springer International Publishing. [https://doi.org/doi.org/10.1007/978-3-319-62206-4\\_7](https://doi.org/doi.org/10.1007/978-3-319-62206-4_7)
- JICA. (2004). *Estudio de Manejo de Saneamiento Ambiental en la Costa del Estado de Quintana Roo en los Estados Unidos Mexicanos*. Quintana Roo, México.
- Kerrou, J., & Renard, P. (2009). A numerical analysis of dimensionality and heterogeneity effects on advective dispersive seawater intrusion processes. *Hydrogeology Journal*, 18(1), 55–72. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0533-0>

- Ketabchi, H., Mahmoodzadeh, D., Ataie-Ashtiani, B., & Simmons, C. T. (2016). Sea-level rise impacts on seawater intrusion in coastal aquifers: Review and integration. *Journal of Hydrology*, 535, 235–255. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.083>
- Khadra, W. M., & Stuyfzand, P. J. (2018). Simulation of saltwater intrusion in a poorly karstified coastal aquifer in Lebanon (Eastern Mediterranean). *Hydrogeology Journal*, 26(6), 1839–1856. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1752-z>
- Ko, N. Y., Ji, S. H., Koh, Y. K., & Choi, J. W. (2015). Evaluation of two conceptual approaches for groundwater flow simulation for a rock domain at the block-scale for the Olkiluoto site, Finland. *Engineering Geology*, 193, 297–304. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.05.003>
- Kong, J., Xin, P., Hua, G. F., Luo, Z. Y., Shen, C. J., Chen, D., & Li, L. (2015). Effects of vadose zone on groundwater table fluctuations in unconfined aquifers. *Journal of Hydrology*, 528, 397–407. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.06.045>
- Kovács, A. (2003). *Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers : A hydrodynamic modeling approach*. UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL.
- Kovacs, S. E., Reinhardt, E. G., Stastna, M., Coutino, A., Werner, C., Collins, S. V., ... Le Maillot, C. (2017). Hurricane Ingrid and Tropical Storm Hanna's effects on the salinity of the coastal aquifer, Quintana Roo, Mexico. *Journal of Hydrology*, 551, 703–714. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.024>
- Kovacs, S. E., Reinhardt, E. G., Werner, C., Kim, S. T., Devos, F., & Le Maillot, C. (2018). Seasonal trends in calcite-raft precipitation from cenotes Rainbow, Feno and Monkey Dust, Quintana Roo, Mexico: Implications for paleoenvironmental studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 497(February), 157–167. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.02.014>
- Kumar, P., Bansod, B. K. S., Debnath, S. K., Thakur, P. K., & Ghanshyam, C. (2015). Index-based groundwater vulnerability mapping models using hydrogeological settings: A critical evaluation. *Environmental Impact Assessment Review*, 51, 38–49. <https://doi.org/10.1016/j.eiar.2015.02.001>
- Kunianski, E. L. (2016). *Simulating Groundwater Flow in Karst Aquifers with Distributed*

*Parameter Models—Comparison of Porous-Equivalent Media and Hybrid Flow Approaches. U.S. Geological Survey.*

<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.3133/sir20165116>

Langevin, C. D. (2001). *Simulation of Ground-Water Discharge to Biscayne Bay, Southeastern Florida. United States Geological Survey.*

Langevin, C. D. (2003). Simulation of Submarine Ground Water Discharge to a Marine Estuary: Biscayne Bay, Florida. *Ground Water*, 41(6), 758–771.

<https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02417.x>

Lau, L. S. (1967). *Dynamic and static studies of seawater intrusion.* Honolulu Hawaii.

Legates, D. R., & McCabe, G. J. (1999). Evaluating the use of “goodness-of-fit”; measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35(1), 233–241.

Levanon, E., Yechieli, Y., Gvirtzman, H., & Shalev, E. (2017). Tide-induced fluctuations of salinity and groundwater level in unconfined aquifers – Field measurements and numerical model. *Journal of Hydrology*, 551, 665–675.

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.045>

Lewis, E. L. (1980). The Practical Salinity Scale 1978 and Its Antecedents. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 5(1), 3–8. <https://doi.org/10.1109/JOE.1980.1145448>

Li, H., & Jiao, J. J. (2001). Tide-induced groundwater fluctuation in a coastal leaky confined aquifer system extending under the sea. *Water Resources Research*, 37(5), 1165–1171. <https://doi.org/10.1029/2000WR900296>

Loáiciga, H. A., Pingel, T. J., & Garcia, E. S. (2012). Sea water intrusion by sea-level rise: Scenarios for the 21st century. *Ground Water*, 50(1), 37–47.

<https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00800.x>

Loke, D. M. (1999). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. *Cangkat Minden Lorong*, 6574525(1999), 63.

Lu, C., Xin, P., Li, L., & Luo, J. (2015). Seawater intrusion in response to sea-level rise in a coastal aquifer with a general-head inland boundary. *Journal of Hydrology*, 522, 135–

140. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.053>

Marín, L., Perry, E., Essaid, H., & Steinich, B. (2001). Hydrogeological investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatan, Mexico. In *First International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers Monitoring, Modeling, and Management*. Essaouira, Morocco.

Masselink, G., & Hughes, M. G. (2003). Chapter 3. Tides. In H. Education (Ed.), *Introduction to coastal processes & Geomorphology* (First edit, pp. 45–66). Great Britain, UK: Hodder Education.

Mayaud, C. (2014). *GROUNDWATER MODELLING IN KARST TERRAINS USING SINGLE - CONTINUUM MODELS BRIDGING THE GAP BETWEEN STATE - OF - THE - ART*. University of Graz Austria.

Mazi, K., Koussis, A. D., & Destouni, G. (2014). Intensively exploited mediterranean aquifers: Resilience to seawater intrusion and proximity to critical thresholds. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(5), 1663–1677.  
<https://doi.org/10.5194/hess-18-1663-2014>

Merritt, M. (2004). *Estimating Hydraulic Properties of the Floridan Aquifer System by Analysis of Effects , Collier and Hendry Counties , Florida*. Tallahassee, Florida, USA.

Met Office. (2011). *Climate: Observations, projections and impacts. Summary factsheet: Mexico*. Met Office. Devon UK. Retrieved from <http://eprints.nottingham.ac.uk/2040/17/Mexico.pdf>

Mexican Geological Service. (2005). *Carta Geológico-Minera Tizimín F16-7 Estado de Yucatán (Geological-Mineral Map F16-7: Tizimin Yucatan Mexico)*. Mexico D. F. Retrieved from [https://mapserver.sgm.gob.mx/inf\\_tecnicos/T312005MIHA0001\\_01.PDF](https://mapserver.sgm.gob.mx/inf_tecnicos/T312005MIHA0001_01.PDF)

Moore, Y. H., Stoessell, R. K., & Easley, D. H. (1992). Fresh-Water/Sea-Water Relationship Within a Ground-Water Flow System, Northeastern Coast of the Yucatan Peninsula. *Ground Water*, 30(3), 343–350. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1992.tb02002.x>

Nilsson, B., Højberg, A. L., Refsgaard, J. C., & Trolborg, L. (2006). Uncertainty in

- geological and hydrogeological data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 3, 2675–2706. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1551-2007>
- Nilsson, B., Højberg, A. L., Refsgaard, J. C., & Trolborg, L. (2007). Uncertainty in geological and hydrogeological data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(5), 1551–1561. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1551-2007>
- Novedades de Yucatan. (2017, July 27). Casi una “ciudad” construyen en la zona industrial de Hunucmá. <https://Sipse.Com/Novedades-Yucatan/Zona-Industrial-Hunucma-Construccion-Hoteles-Comercios-262978.Html>. Retrieved from <https://sipse.com/novedades-yucatan/zona-industrial-hunucma-construccion-hoteles-comercios-262978.html>
- Oude Essink, G. H. P., Van Baaren, E. S., & De Louw, P. G. B. (2010). Effects of climate change on coastal groundwater systems: A modeling study in the Netherlands. *Water Resources Research*, 46(10), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2009WR008719>
- Papadopoulos, I. S., & Cooper, H. H. (1967). Drawdown in a well of large diameter. *Water Resources Research*, 3(1), 241–244. <https://doi.org/10.1029/WR003i001p00241>
- Parra, S. M., Valle-Levinson, A., Mariño-Tapia, I., Enriquez, C., Candela, J., & Sheinbaum, J. (2016). Seasonal variability of saltwater intrusion at a point-source submarine groundwater discharge. *Limnology and Oceanography*, 61(4), 1245–1258. <https://doi.org/10.1002/lno.10286>
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., & Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers and Geosciences*, 28(8), 929–937. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00013-4)
- Pérez, R., & Pacheco, J. (2004). Vulnerabilidad del agua subterránea a la contaminación de nitratos en el estado de Yucatán. *Ingeniería Revista Académica*, 8(1), 33–42. Retrieved from <https://www.researchgate.net/publication/238081889>
- Perry, E., Marin, L., McClain, J., & Velazquez, G. (1995). Ring of Cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. *Geology*. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0017:ROCSNY>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0017:ROCSNY>2.3.CO;2)

- Perry, Eugene, Gamboe, J., Reeve, A., Sanborn, R., Marin, L., & Villasuso, M. (1989). Geologic and environmental aspects of surface cementation, North Coast, Yucatan, Mexico. *Geology*, 17, 818–821.
- Perry, Eugene, Velazquez-Oliman, G., & Marin, L. (2002). The Hydrogeochemistry of the Karst Aquifer System of the Northern Yucatan Peninsula, Mexico. *International Geology Review*, 44(3), 191–221. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.3.191>
- Pool, M., Abarca, E., & Carrera, J. (2007). Simplificaciones en la modelación de la intrusión marina : validez y alcance. *Boletín Geológico y Minero*, 118(1), 593–608.
- Pool, M., Carrera, J., Alcolea, A., & Bocanegra, E. M. (2015). A comparison of deterministic and stochastic approaches for regional scale inverse modeling on the Mar del Plata aquifer. *Journal of Hydrology*, 531(September), 214–229. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.064>
- Post, V. E. A., & Werner, A. D. (2017). Coastal aquifers: Scientific advances in the face of global environmental challenges. *Journal of Hydrology*, 551, 1–3. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.046>
- Rachid, G., El-Fadel, M., Abou Najm, M., & Alameddine, I. (2017). Towards a framework for the assessment of saltwater intrusion in coastal aquifers. *Environmental Impact Assessment Review*, 67(July), 10–22. <https://doi.org/10.1016/j.eiar.2017.08.001>
- Ranjan, P., & Kazama, S. O. (2007). Numerical modelling of saltwater – freshwater interaction in the Walawe River basin , Sri Lanka, (July), 306–314.
- Rao, K. D., & Swamy, M. N. S. (2018). Spectral Analysis of Signals. In *Digital Signal Processing: Theory and Practice* (pp. 721–751). Singapore: Springer Singapore. [https://doi.org/10.1007/978-981-10-8081-4\\_12](https://doi.org/10.1007/978-981-10-8081-4_12)
- Refsgaard, J. C., Christensen, S., Sonnenborg, T. O., Seifert, D., Højberg, A. L., & Trolborg, L. (2012). Review of strategies for handling geological uncertainty in groundwater flow and transport modeling. *Advances in Water Resources*, 36, 36–50. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.04.006>
- Refsgaard, J. C., van der Sluijs, J. P., Højberg, A. L., & Vanrolleghem, P. A. (2007). Uncertainty in the environmental modelling process - A framework and guidance.

- Environmental Modelling and Software*, 22(11), 1543–1556.  
<https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2007.02.004>
- Reimann, T., Rehl, C., Shoemaker, W. B., Geyer, T., & Birk, S. (2011). The significance of turbulent flow representation in single-continuum models. *Water Resources Research*, 47, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2010WR010133>
- Renard, P., Glenz, D., & Mejias, M. (2009). Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal*, 17(3), 589–600. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0392-0>
- Rocha, H. (2016). *GROUNDWATER USE IN THE MÉRIDA-PROGRESO REGION, YUCATÁN, AND ITS IMPLICATIONS IN THE COASTAL AREA ECOSYSTEMS REQUIREMENTS*. UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Rocha, H., Cardona, A., Graniel, E., Alfaro, C., Castro, J., Rúde, T., ... Heise, L. (2015). Interfases de agua dulce y agua salobre en la región Mérida-Progreso, Yucatán (Freshwater and brackish interfaces in the Merida-Progreso Yucatan region). *Tecnología y Ciencias Del Agua*, 6(6), 89–112.  
<https://doi.org/http://www.scielo.org.mx/pdf/tca/v6n6/2007-2422-tca-6-06-00089.pdf>
- Sanchez, I. (1999). *Modelo numérico del flujo subterráneo de la porción acuífera N-NW del estado de Yucatán: implicaciones hidrogeológicas*. Universidad de Chihuahua, México.
- Sanchez, J. P., Calvache, M., Duque Calvache, C., & Lopez, M. (2016). Estimation of hydraulic diffusivity in coastal aquifers using induced tidal oscillation extracted from piezometric records. *Geo-Temas*, 16(1), 355–358.
- Sánchez Pinto, I. A., Cervantes-Martínez, A., González Herrera, R. A., Vázquez Campos, M. E., & Gutiérrez-Aguirre, M. A. (2015). Evidencia de flujo preferencial al mar, del Cenote Caletita, en Cozumel, México Evidence of preferential flow to the sea from the Cenote Caletita, in Cozumel, Mexico. *Ingeniería*.
- Scanlon, B. R., Mace, R. E., Barrett, M. E., & Smith, B. (2003). Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology*, 276(1–4), 137–

158. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00064-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00064-7)

Schwarz, G. (1978). Estimating the Dimension of a Model. *The Annals of Statistics*.  
<https://doi.org/10.1214/aos/1176344136>

Seaby, L. P., Refsgaard, J. C., Sonnenborg, T. O., & Højberg, A. L. (2015). Spatial uncertainty in bias corrected climate change projections and hydrogeological impacts. *Hydrological Processes*, 29(20), 4514–4532. <https://doi.org/10.1002/hyp.10501>

Sebben, M. L., Werner, A. D., & Graf, T. (2015). Seawater intrusion in fractured coastal aquifers: A preliminary numerical investigation using a fractured Henry problem. *Advances in Water Resources*, 85, 93–108.  
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.09.013>

Seifert, D., Sonnenborg, T. O., Refsgaard, J. C., Højberg, A. L., & Trolborg, L. (2012). Assessment of hydrological model predictive ability given multiple conceptual geological models. *Water Resources Research*, 48(6), 1–16.  
<https://doi.org/10.1029/2011WR011149>

Servicio Geológico Mexicano. (2005). *Carta Geológico-Minera Tizimín, Estado de Yucatán*. Mexico D. F. Retrieved from  
[https://mapserver.sgm.gob.mx/inf\\_tecnicos/T312005MIHA0001\\_01.PDF](https://mapserver.sgm.gob.mx/inf_tecnicos/T312005MIHA0001_01.PDF)

Shammi, M., Rahman, M., Bondad, S., & Bodrud-Doza, M. (2019). Impacts of Salinity Intrusion in Community Health: A Review of Experiences on Drinking Water Sodium from Coastal Areas of Bangladesh. *Healthcare*, 7(1), 50.  
<https://doi.org/10.3390/healthcare7010050>

Shi, W., Lu, C., Ye, Y., Wu, J., Li, L., & Luo, J. (2018). Assessment of the impact of sea-level rise on steady-state seawater intrusion in a layered coastal aquifer. *Journal of Hydrology*, 563(December), 851–862. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.06.046>

Shoemaker, W. B., Cunningham, K. J., Kuniandy, E. L., & Dixon, J. (2008). Effects of turbulence on hydraulic heads and parameter sensitivities in preferential groundwater flow layers. *Water Resources Research*, 44(December 2007), 1–11.  
<https://doi.org/10.1029/2007WR006601>

Simpson, M. J., & Clement, T. P. (2003). Theoretical analysis of the worthiness of Henry

- and Elder problems as benchmarks of density-dependent groundwater flow models. *Advances in Water Resources*, 26(1), 17–31. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00085-4](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00085-4)
- Slangen, A. B. A., Katsman, C. A., van de Wal, R. S. W., Vermeersen, L. L. A., & Riva, R. E. M. (2012). Towards regional projections of twenty-first century sea-level change based on IPCC SRES scenarios. *Climate Dynamics*, 38(5–6), 1191–1209. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1057-6>
- Stevanović, Z. (2015a). Characterization of Karst Aquifer. In Z. Stevanović (Ed.), *Karst Aquifers—Characterization and Engineering* (pp. 47–125). Cham: Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-12850-4\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-319-12850-4_3)
- Stevanović, Z. (2015b). *Karst Aquifers—Characterization and Engineering*. (Z. Stevanović, Ed.). Cham: Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-12850-4>
- Sukop, M. C., Rogers, M., Guannel, G., Infanti, J. M., & Hagemann, K. (2018). High temporal resolution modeling of the impact of rain, tides, and sea level rise on water table flooding in the Arch Creek basin, Miami-Dade County Florida USA. *Science of The Total Environment*, 616–617, 1668–1688. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.170>
- Sun, H., & Koch, M. (2001). CASE STUDY : ANALYSIS AND FORECASTING OF SALINITY IN APALACHICOLA BAY , FLORIDA , USING BOX -JENKINS ARIMA MODELS. *JOURNAL OF HYDRAULIC ENGINEERING*, 127(9), 718–727.
- Torres-Freyermuth, A., Puleo, J. A., DiCosmo, N., Allende-Arandía, M. E., Chardón-Maldonado, P., López, J., ... Candela, J. (2017). Nearshore circulation on a sea breeze dominated beach during intense wind events. *Continental Shelf Research*, 151(December), 40–52. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.10.008>
- Torres-Mota, R., Salles, P., & Lopez-Gonzalez, J. (2014). Efectos del aumento del nivel del mar por cambio climático en la morfología de la ría de Celestún, Yucatán (Effects of sea level rise due to climate change on the morphology of the Celestún estuary, Yucatán). *Tecnología y Ciencias Del Agua*, V(5), 5–20.

- Trglavcnik, V., Morrow, D., Weber, K. P., Li, L., & Robinson, C. E. (2018). Analysis of Tide- and Offshore Storm-Induced Water Table Fluctuations for Structural Characterization of a Coastal Island Aquifer. *Water Resources Research*, 54(February 2018), 2749–2767. <https://doi.org/10.1002/2017WR020975>
- Tularam, G. A., & Keeler, H. P. (2006). The study of coastal groundwater depth and salinity variation using time-series analysis. *Environmental Impact Assessment Review*, 26(7), 633–642. <https://doi.org/10.1016/j.eiar.2006.06.003>
- UNAM. (2000). Servicio Mareográfico Nacional (Mareograph National Service). Retrieved July 20, 2012, from [www.mareografico.unam.mx](http://www.mareografico.unam.mx)
- Uuh-Sonda, J. M., Gutiérrez-Jurado, H. A., Figueroa-Espinoza, B., & Méndez-Barroso, L. A. (2018). On the ecohydrology of the Yucatan Peninsula: Evapotranspiration and carbon intake dynamics across an eco-climatic gradient. *Hydrological Processes*, 32(18), 2806–2828. <https://doi.org/10.1002/hyp.13230>
- Vacher, H. L. (1988). Dupuit-Ghyben-Herzberg analysis of strip-island lenses. *Bulletin of the Geological Society of America*, 100(4), 580–591. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<0580:DGHAOS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<0580:DGHAOS>2.3.CO;2)
- Van der Kamp, G. (1976). Determining aquifer transmissivity by means of well response tests: The underdamped case. *Water Resources Research*, 12(1), 71–77. <https://doi.org/10.1029/WR012i001p00071>
- Velazquez, L. (1986). Aplicación de principios geoquímicos en la hidrología kárstica de la Península de Yucatán. *Ingeniería Hidráulica En México*, 1(3), 21–29.
- Vera, I., Mariño-Tapia, I., & Enriquez, C. (2012). Effects of drought and subtidal sea-level variability on salt intrusion in a coastal karst aquifer. *Marine and Freshwater Research*, 63(6), 485–493. <https://doi.org/10.1071/MF11270>
- Villasuso-Pino, M. J., Sanchez y Pinto, I., Canul-Macario, C., Baldazo Escobedo, G., Casares Salazar, R., Souza Cetina, J., ... Pech, C. (2011). Hydrogeology And Conceptual Model Of The Karstic Coastal Aquifer In Northern Yucatan State, Mexico. *Tropical and Subtropical Agroecosystems*, 13(2), 243–260.
- Villasuso, M., & Méndez, R. (2000). Population, Development, and Environment on the

- Yucatán Peninsula: From Ancient Maya to 2030. In W. Lutz, Wolfgang, Prieto, Leonel, Sanderson (Ed.), *Population, Development, and Environment on the Yucatan Peninsula* (pp. 120–139). Luxemburgo Austria: International Institute for Applied System Analysis.
- Walther, M., Graf, T., Kolditz, O., Liedl, R., & Post, V. (2017). How significant is the slope of the sea-side boundary for modelling seawater intrusion in coastal aquifers? *Journal of Hydrology*, *551*, 648–659. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.031>
- Werner, A. D., Bakker, M., Post, V. E. A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., ... Barry, D. A. (2013). Seawater intrusion processes, investigation and management: Recent advances and future challenges. *Advances in Water Resources*, *51*, 3–26. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.004>
- White, W. B. (2002). Karst hydrology : recent developments and open questions. *Engineering Geology*, *65*, 85–105.
- Williams, V. J. (2010). Identifying the Economic Effects of Salt Water Intrusion after Hurricane Katrina. *Journal of Sustainable Development*, *3*(1). <https://doi.org/10.5539/jsd.v3n1p29>
- Wilson, R. (2017). *Impacts of Climate Change on Settlements and Infrastructure in the Coastal and Marine Environments of Caribbean Small Island Developing States (SIDS)*. *Caribbean Marine Climate Change Report Card 2017*. UK. Retrieved from [https://extranet.cranfield.ac.uk/government/uploads/system/uploads/attachment\\_data/file/605066/DanaInfo=www.gov.uk,SSL+11.\\_Settlements\\_and\\_Infrastructure\\_combined.docx.pdf](https://extranet.cranfield.ac.uk/government/uploads/system/uploads/attachment_data/file/605066/DanaInfo=www.gov.uk,SSL+11._Settlements_and_Infrastructure_combined.docx.pdf)
- Worthington, S. R. H. (2015). Diagnostic tests for conceptualizing transport in bedrock aquifers. *JOURNAL OF HYDROLOGY*, *529*, 365–372. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.08.002>
- Xu, Z., & Hu, B. X. (2017). Development of a discrete-continuum VDFST-CFP numerical model for simulating seawater intrusion to a coastal karst aquifer with a conduit system. *Water Resources Research*, *53*, 688–711. <https://doi.org/10.1002/2014WR015716>

- Xu, Z., Hu, B. X., Davis, H., & Kish, S. (2015). Numerical study of groundwater flow cycling controlled by seawater/freshwater interaction in a coastal karst aquifer through conduit network using CFPv2. *Journal of Contaminant Hydrology*, 182(12120113010100), 131–145. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2015.09.003>
- Ye, M., Meyer, P. D., & Neuman, S. P. (2008). On model selection criteria in multimodel analysis. *Water Resources Research*, 44(3), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2008WR006803>
- Ye, M., Pohlmann, K. F., Chapman, J. B., Pohl, G. M., & Reeves, D. M. (2010). A model-averaging method for assessing groundwater conceptual model uncertainty. *Ground Water*, 48(5), 716–728. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00633.x>
- Young, C., Martin, J. B., Branyon, J., Pain, A., Valle-Levinson, A., Mariño-Tapia, I., & Vieyra, M. R. (2018). Effects of short-term variations in sea level on dissolved oxygen in a coastal karst aquifer, Quintana Roo, Mexico. *Limnology and Oceanography*, 63(1), 352–362. <https://doi.org/10.1002/lno.10635>
- Zavala-Hidalgo, J., de Buen Kalman, R., Romero-Centeno, R., & Hernández Maguey, F. (2010). Tendencias del nivel del mar en las costas mexicanas. In J. Botello, A.; Villanueva-Fragoso, S.; Gutiérrez, J. y Rojas (Ed.), *Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático* (First edit, pp. 249–267). Campeche Mexico: SEMARNAT-INE.
- Zheng, C., & Bennett, G. (2002). *Applied Contaminant Transport Modeling*. (P. Jhon Wiley & Sons, INC, Ed.) (Second Edi). New York, USA.: Wiley-Interscience; 2 edition (February 5, 2002).
- Zhou, H., Gómez-Hernández, J. J., & Li, L. (2014). Inverse methods in hydrogeology: Evolution and recent trends. *Advances in Water Resources*, 63(Liangping Li), 22–37. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.10.014>

# ANEXO A. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

## A1.1. Sondeos geofísicos con tomografía eléctrica resistiva.

Se hicieron campañas de tomografías de resistividad eléctrica, algunas en la zona de costa y otras en la zona continental (**Figura 35**); el objetivo específico es determinar la distribución y continuidad de las capas litológicas exploradas en la perforación, así como identificar las zonas de agua salada. La tomografía eléctrica es una técnica geofísica para el estudio del subsuelo que consiste en determinar la distribución de un parámetro físico característico del mismo dentro de un ámbito espacial limitado, a partir de un número muy elevado de mediciones realizadas desde la superficie del terreno o desde perforaciones (Loke, 1999).

El principio físico en el que se basa esta metodología está relacionado con el siguiente concepto: mediante un dispositivo electródico, se inyecta una corriente estacionaria a través de un par de electrodos puntuales [C1 y C2], y se lee la diferencia de potencial entre otro par de electrodos [P1 y P2]. La relación de estas dos magnitudes proporciona una resistividad aparente que depende de la resistencia de los materiales presentes en el subsuelo. Los perfiles resistivos se generan con un arreglo multielectródico sincronizado de manera inteligente, con el cual se obtienen datos de resistividad del subsuelo. Estos datos son asociados a parámetros de campo establecidos, lo que permite de manera automática eliminar y repetir el dato en caso de exceder las tolerancias permisibles (Loke, 1999).

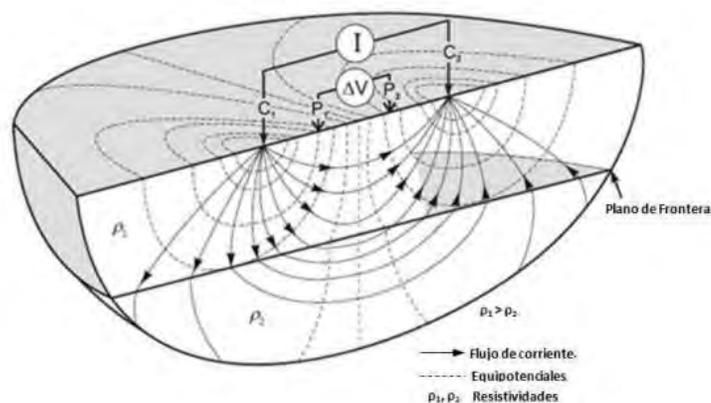


Figura 34 Arreglo electródico lineal.

Las mediciones de la resistividad de las rocas se hacen utilizando la ley de Ohm; sin embargo, los resultados obtenidos de las mediciones son llamadas resistividades aparentes  $\rho_a$  y están afectadas por un factor geométrico  $k$  (representa que tan alejado está el campo eléctrico respecto a la fuente que lo genera); así como el voltaje  $V$  y la Intensidad  $I$  de la corriente eléctrica. La ecuación se muestra a continuación:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I}$$

Existen diferentes configuraciones posibles para realizar tomografías de resistividad eléctrica; las más comunes son: Wenner, Wenner-Schlumberger y dipolo-dipolo. El espacio entre electrodos establece la profundidad de investigación y resolución. A mayor espaciado de electrodos, la profundidad alcanzada es mayor, pero la resolución disminuye.

La **Figura 35** muestra las características de cada arreglo y su factor geométrico para el cálculo de la resistividad aparente.

Tabla 10. Arreglos electródicos.

Arreglo	Factor de forma $k$	Características
Wenner	$2\pi a$	Apropiado para resolver cambios verticales. Ej. Estructuras o modelos de capas.
Wenner-Schlumberger	$\pi n(n+1)a$	Sistema híbrido que permite resolver cambios verticales y horizontales con una precisión moderada.
Dipolo-Dipolo	$\pi n(n+1)(n+2)a$	Apropiado para resolver cambios horizontales. Ej. Discontinuidad lateral.

La distancia entre electrodos es  $a$ ,  $n$  es la separación entre electrodos de corriente y potencial.

Para las campañas preliminares se han utilizado los arreglos dipolo-dipolo y Wenner. Se decide probar ambos para estudiar la continuidad lateral y vertical del modelo conceptual de capas. Se ha utilizado cada arreglo con una extensión de 330 m y espaciado entre electrodos  $a = 8$  y  $n = 10$ . El arreglo multielectródico es de 56 electrodos y la zona de trabajo en P8 tiene un desnivel plano; es decir, no existen cambios abruptos o importantes de elevación del terreno. Se han hecho tomografías en la duna de arena con el arreglo dipolo-dipolo; una tomografía terrestre y una tomografía marina con el cable submarino.



Figura 35. Localización de tomografías eléctricas resistivas.

Se invirtieron los datos de campo de las tomografías eléctricas resistivas utilizando el software Earthimager 2D de AGI (Advanced Geosciences Inc, 2014) y se configuraron las inversiones para que los datos de campo conserven datos por encima del 85% de las mediciones totales. Se hizo una inversión con los parámetros default del software, indicando que las mediciones se han hecho en ambientes salinos (costeros). Los resultados se pueden observar a continuación.

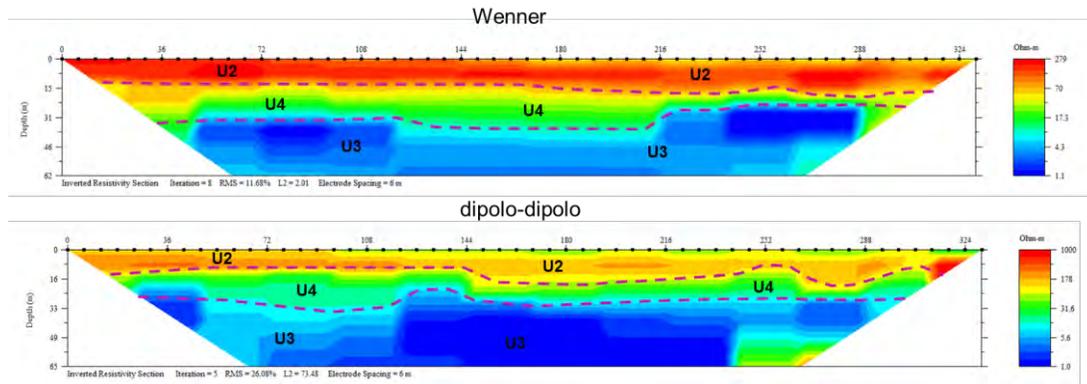


Figura 36. Tomográfica eléctrica resistiva en zona continental (P8).

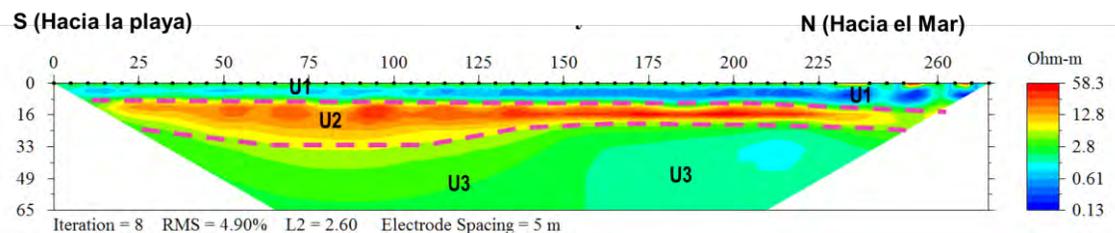


Figura 37. Tomográfica eléctrica resistiva en zona marina (off-shore).

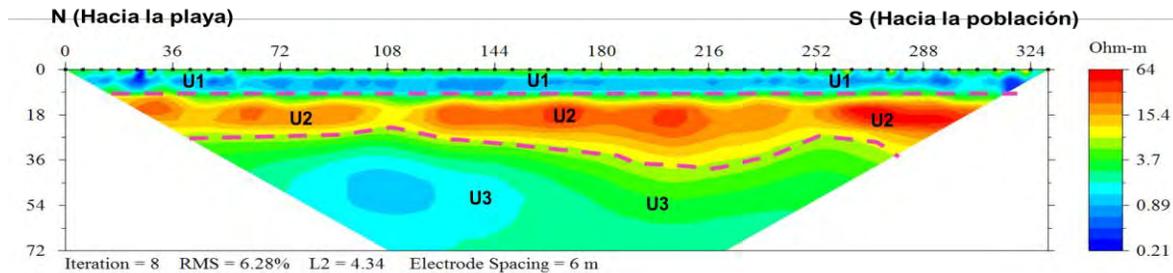


Figura 38. Tomográfica eléctrica resistiva en zona costera terrestre.

La **Figura 36** muestra que en la zona continental se tiene un modelo eléctrico de capas con variaciones verticales. Se han definido tres unidades: la unidad U2 está conformada por calizas recristalizadas saturadas con agua dulce del acuífero regional y una costra superficial de calizas conchuelas con evidencia de carstificación; el rango de resistividades de esta capa va de 15 a 271 ohm m y muestran una alta resistividad. La unidad U3 muestra el espesor de calizas coquinas saturadas de una mezcla de agua dulce-salobre, el rango de resistividades es de 3 a 0.10 ohm m. Finalmente se tiene una unidad U4 que está conformada por coquinas saturadas con agua salada con resistividades cercanas a 1 ohm m.

La **Figura 37** y la **Figura 38** muestran que en la zona de costa se tiene un modelo eléctrico de capas que muestran variaciones verticales. Se han definido tres unidades: la unidad U1 está conformada por arenas saturadas con agua marina salada, lo que explica los valores de resistividad en el orden de 0.13 a 0.60 ohm m. La unidad U2 está conformada por calizas recristalizadas saturadas con mezcla de agua dulce-salobre del acuífero regional; el caliche costero se encuentra en esta unidad, así como las calizas recristalizadas con evidencia de carstificación; el rango de resistividades de esta capa va de 15 a 6 ohm m y muestran una alta resistividad. La unidad U3 muestra el espesor de calizas coquinas saturadas de agua salada, el rango de resistividades es de 3 a 0.10 ohm m.

Los resultados sugieren un modelo de capas verticales similar al modelo conceptual definido por trabajos previos (Villasuso-Pino et al., 2011); de igual forma son evidencia de que estas capas tienen continuidad lateral como se sugiere en la **Figura 5**. El modelo

eléctrico muestra que la U2 en la tomografía marina muestra que hace más delgada en dirección a la costa, evidencia del confinamiento.

### A1.2. Estratigrafía y construcción de pozos exploratorios

Se construyeron pozos de monitoreo en la zona de estudio utilizando una perforadora neumática de roto-percusión; esta perforadora es acoplada a un compresor Marca Sullair 375 que provee impulso al sistema de perforación. Se utiliza una broca de 4.5" y como auxiliar una broca de 3.5". El tipo de perforación únicamente permite la recuperación de muestras alteradas (detritus) para la construcción de la columna estratigráfica, por lo que se desconoce la porosidad secundaria que pudieran tener las rocas y estratos; para ello se utiliza una videocámara que permite observar las paredes del pozo e identificar zonas con fracturamiento y/o carstificación. Otra técnica utilizada para la definición de la columna estratigráfica es la toma de tiempos de penetración en cada sondeo; mismos que consisten en monitorear el tiempo que le lleva al equipo de perforación concretar un metro lineal de profundidad del pozo.



Figura 39. Trabajos de perforación.

De la exploración con las perforaciones se obtienen los siguientes resultados.

### A1.2.1. Pozo 7a

La columna estratigráfica muestra que en los primeros 8 m de profundidad se tiene una caliza arenosa cuaternaria color beige y fragmentos de moluscos y conchas, mismos que conforman la duna de arena y corresponde con la columna denominada litoral. Entre 7 y 8 m de profundidad se tiene la presencia de un lente arcilloso compactado. Entre 8 y 12 m de profundidad se tiene una roca recristalizada dura descrita como caliche costero (Perry et al., 1989) impermeable de color negro a café. Entre 12 y 18 m se tiene un estrato de caliza terciaria compacta recristalizado color blanco de aspecto masivo, fracturada, con horizontes arenosos y finalmente entre 18 y 20 m de profundidad se tiene caliza terciaria blanca a beige de textura micrítica con abundantes fósiles conocida como coquina. En esta perforación no se tuvo registro de video.

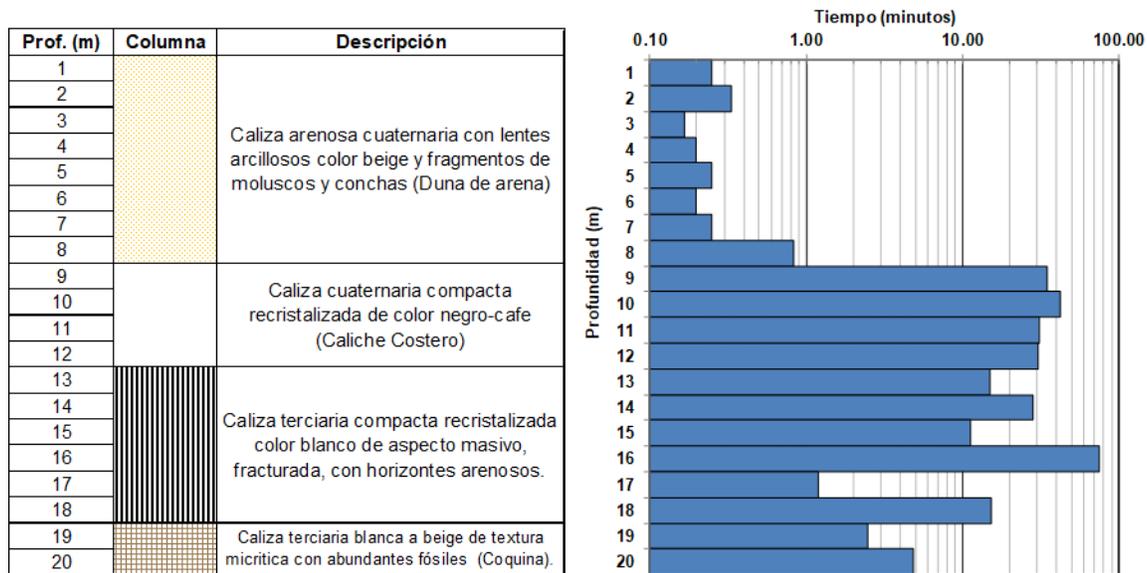


Figura 40. Columna estratigráfica del pozo P7a.

### A1.2.2. Pozo 7b

La columna muestra que en los primeros 2 m de profundidad se tiene una caliza arenosa arcillosa con presencia de roca cristalizada que aflora en la zona de estudio de color gris. Entre 2 y 5 m de profundidad se tiene la presencia de un lente de caliza arcillo-limosa compactada denominado en la región como sascab. Entre 5 y 13 m de profundidad se tiene caliza masiva de color crema a blanco con horizontes coquiníferos con abundantes fósiles

y huellas de disolución que en la región se le conoce como conchuela. Entre las profundidades 10 a 13 m no se tuvo recuperación de muestra; sin embargo, los tiempos de penetración sugieren una continuidad en el estrato. Entre 13 y 20 m se tiene un estrato de caliza terciaria compacta recristalizada color blanco de aspecto masivo, fracturada, con horizontes arenosos, en este estrato solo pudo recuperarse muestra en las profundidades 15 y 16 m; sin embargo, su continuidad y profundidad pudo ser determinada hasta 24 m de profundidad utilizando la interpretación estratigráfica del Pozo P4 de la red piezométrica costera (CONAGUA, 2002), este pozo tiene la misma distancia a la costa que P7b, está ubicado en la población de Nohuayún y está alineado con P9. Finalmente, utilizando la interpretación estratigráfica de P4 de la Red piezométrica de la CONAGUA se tiene que posiblemente por debajo de los 24 m de profundidad se tiene caliza terciaria blanca a beige de textura micrítica con abundantes fósiles conocida como Coquina (**Figura 41**).

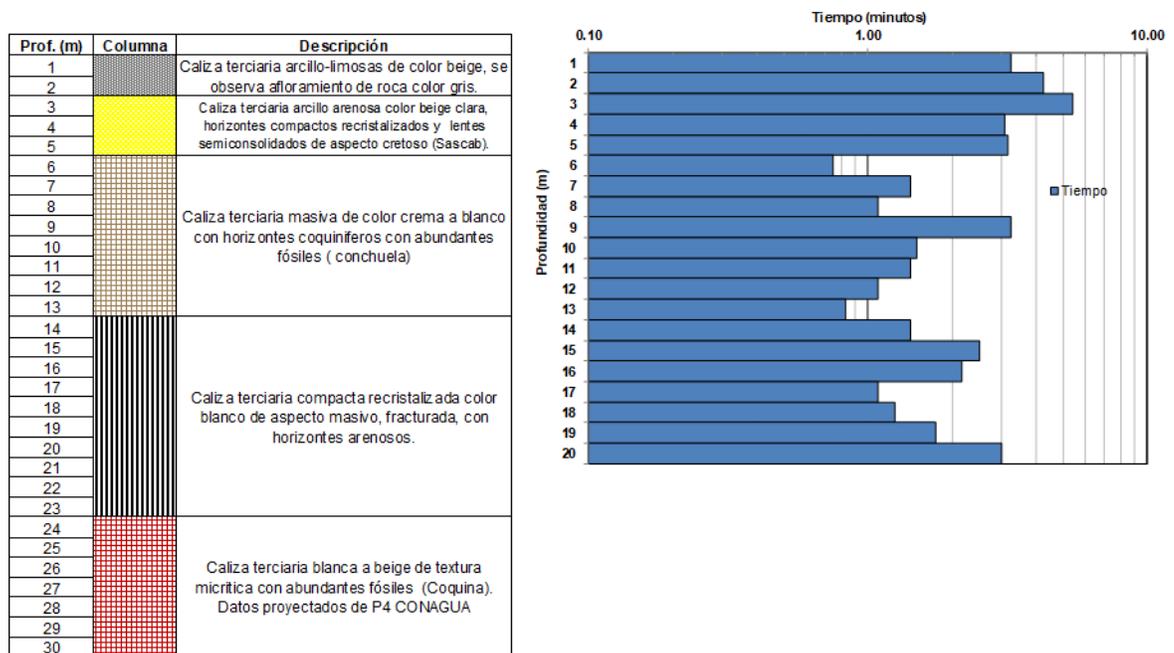


Figura 41. Columna estratigráfica del pozo P7b.

Los registros de videofilmación fueron hechos hasta una profundidad de 9 m, debido a que el pozo muestra discontinuidades a partir de esa profundidad. Estos escalones no permitieron el paso de la videocámara. Los resultados muestran que en la zona vadosa (0 a 3 m de profundidad) se tiene una pared vertical bien consolidada conformada por los

estratos arcillo arenosos y arcillo limosos, lo que sugiere una baja permeabilidad; en el caso de la zona saturada se tiene evidencia de discontinuidades, y hasta los 9 m de profundidad se tiene evidencia de carstificación, razón por la cual la perforadora rotaria tuvo desvíos en su recorrido generando “puntas” o recortes en el pozo, que dificultaron el registro de video (**Figura 42**).

Este pozo muestra un azolve importante; el ademe de protección fue colocado únicamente en sus primeros 9 m de extensión, sin embargo, debido al grado de irregularidad y falta de verticalidad del pozo no se pudo ademar toda su profundidad.

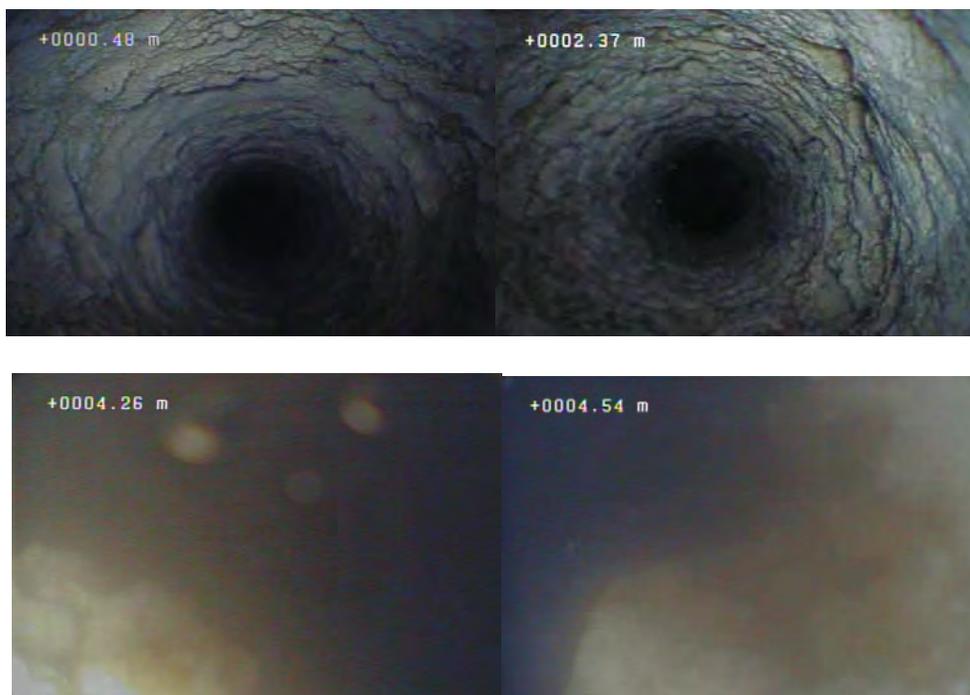


Figura 42. Videofilmación en pozo P7b.

### A1.2.3. Pozo 8

La columna estratigráfica muestra que en los primeros 2 m de profundidad se tiene una caliza areno arcillosa con presencia de roca cristalizada que aflora en la zona de estudio de color gris. Entre 2 y 4 m de profundidad se tiene la presencia de un lente de caliza arcillo-limosa compactada denominado en la región como sascab. Entre 4 y 6 m de profundidad se tiene caliza masiva de color crema a blanco con horizontes coquiníferos con abundantes fósiles y huellas de disolución. Entre 6 y 14 m se tiene un estrato de caliza terciaria

compacta recristalizado color blanco de aspecto masivo fracturado. Finalmente, entre 14 y 29 m de profundidad se tiene caliza terciaria blanca a beige de textura micrítica con abundantes fósiles conocida como coquina (**Figura 43**).

Los registros de videofilmación fueron hechos en toda la profundidad del pozo. Los resultados muestran que en la zona vadosa (0 a 2 m de profundidad) se tiene una pared vertical bien consolidada conformada por los estratos arcillo arenosos y arcillo limosos, lo que sugiere una baja permeabilidad; en el caso de la zona saturada se tiene muy poca visibilidad hasta los 10 m de profundidad; sin embargo se tiene evidencia de discontinuidades entre 10 y 17 m de profundidad se observa que la carstificación que muestran los videos son discontinuidades no mayores a 20 cm, razón por la cual la perforadora rotaria tuvo desvíos en su perforación generando “puntas” o recortes en el pozo, que dificultaron el registro de video y el ademado del pozo a la profundidad de 14 m. Finalmente, se observa que en la zona de coquinas (20-27 m) la pared del pozo es vertical se observa un grado de carstificación menor al observado en la caliza terciaria compacta que va de los 7 a 14 m (**Figura 44**).

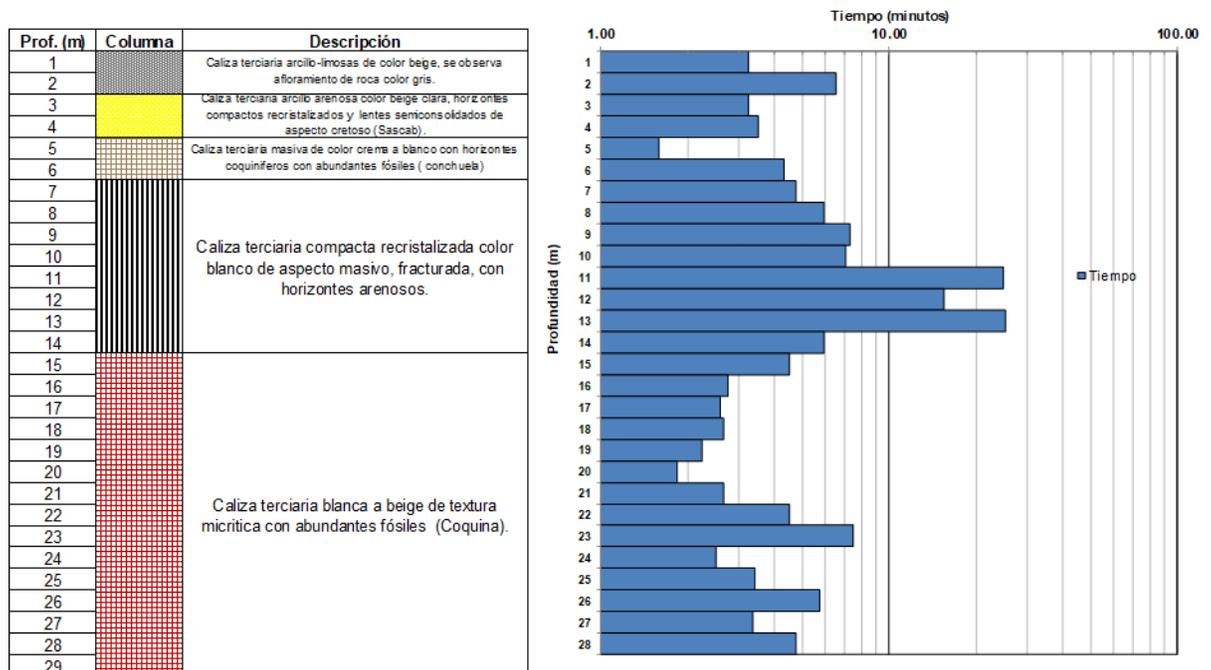


Figura 43. Columna estratigráfica del pozo P8.

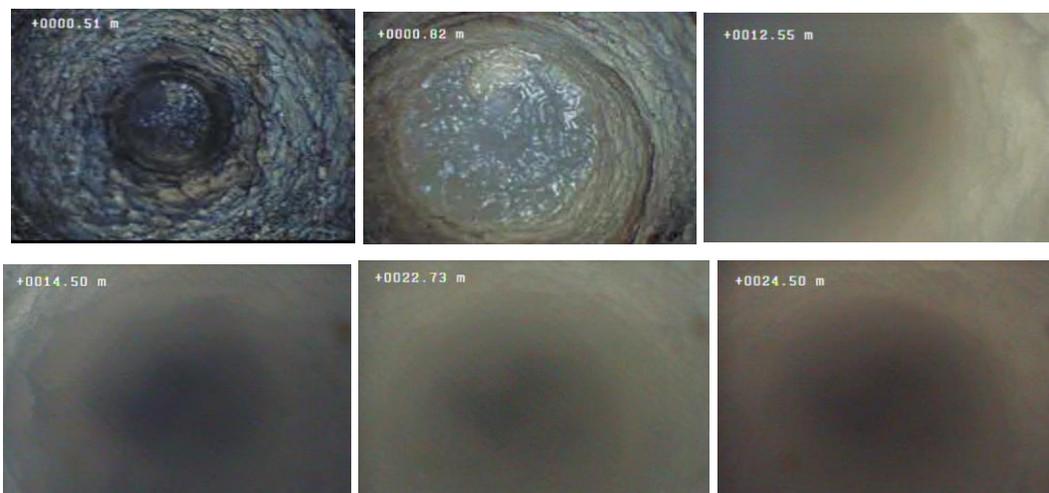


Figura 44. Videofilmación en pozo P8.

#### A1.2.4. Pozo 9

La columna estratigráfica muestra que en los primeros 2 m de profundidad se tiene una caliza areno arcillosa con presencia de roca cristalizada que aflora en la zona de estudio de color gris. Entre 2 y 4 m de profundidad se tiene la presencia de un lente de caliza arcillo-limosa compactada denominado en la región como sascab. Entre 4 y 9 m de profundidad se tiene caliza masiva de color crema a blanco con horizontes coquiníferos con abundantes fósiles y huellas de disolución. Entre 9 y 15 m se tiene un estrato de caliza terciaria compacta recristalizado color blanco de aspecto masivo fracturado. Finalmente, entre 15 y 29 m de profundidad se tiene caliza terciaria blanca a beige de textura micrítica con abundantes fósiles conocida como coquina (**Figura 45**).

Los resultados muestran que en la zona vadosa (0 a 2 m de profundidad) se tiene una pared vertical bien consolidada conformada por los estratos arcillo arenosos y arcillo limosos, lo que sugiere una baja permeabilidad; sin embargo, a diferencia de los otros pozos filmados, se tiene que la zona vadosa de P9 muestra evidencias de carstificación a 1.2 m de profundidad. En el caso de la zona saturada se tiene muy poca visibilidad hasta los 10 m de profundidad; sin embargo, se tiene evidencia de discontinuidades similares a las observadas en P8 y P7a, lo que sugiere que a partir de esta profundidad se tiene evidencia de carstificación, misma que muestran tener espesores no mayores a 20 cm.

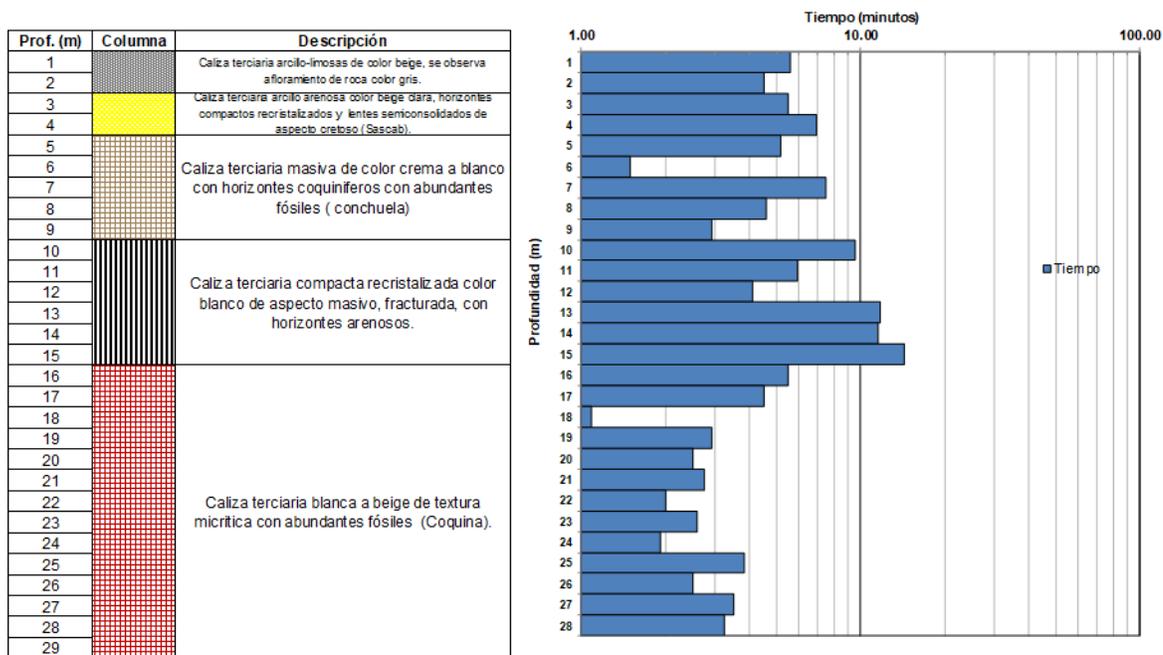


Figura 45. Columna estratigráfica del pozo P9.

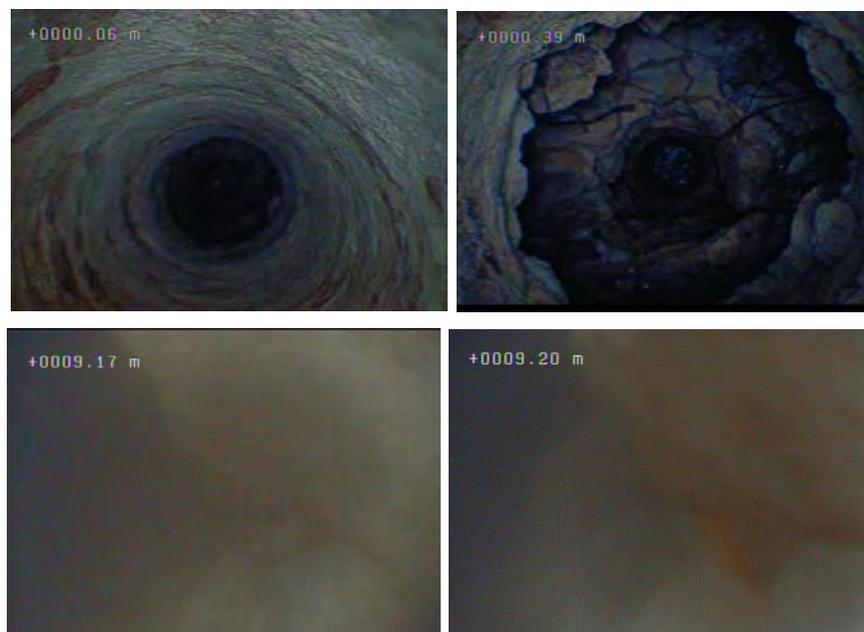


Figura 46. Videofilmación en pozo P9.

### A1.2.5. Pozo 5

Este pozo fue perforado por CONAGUA (2002), y sus registros de perforación incluyen una interpretación estratigráfica y tiempos de penetración. Para este trabajo se ha reinterpretado la información considerando las evidencias encontradas en los pozos P8 y P9, así como la columna estratigráfica sugerida por SGM. Se han comparado los tiempos de penetración medidos en 2002 con los medidos en los pozos P8 y P9 y se observa un comportamiento similar.

La columna estratigráfica muestra que en los primeros 2 m de profundidad se tiene una caliza arenosa arcillosa con presencia de roca cristalizada que aflora en la zona de estudio de color gris. Entre 2 y 4 m de profundidad se tiene la presencia de un lente de caliza arcillo-limosa compactada. Entre 4 y 7 m de profundidad se tiene caliza masiva de color crema a blanco con horizontes coquiníferos con abundantes fósiles y huellas de. Entre 7 y 16 m se tiene un estrato de caliza terciaria compacta recristalizado color blanco de aspecto masivo fracturado. Finalmente, entre 16 y 31 m de profundidad se tiene caliza terciaria blanca a beige de textura micrítica con abundantes fósiles.

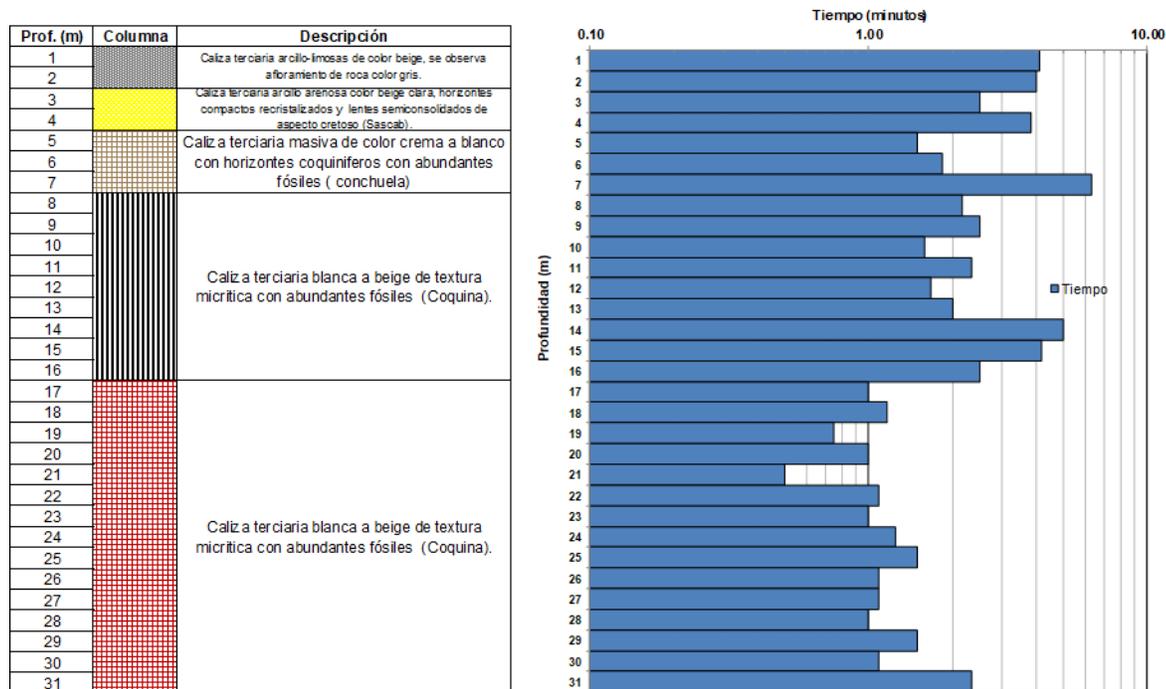


Figura 47. Columna estratigráfica del pozo P5.

### 2.2.1.6. Pozo 4

Este pozo fue perforado por CONAGUA (2002), y sus registros de perforación incluyen una interpretación estratigráfica y tiempos de penetración. Para este trabajo se ha reinterpretado la información considerando las evidencias encontradas en los pozos P7a y P9, así como la columna estratigráfica sugerida por SGM.

La columna estratigráfica muestra que en los primeros 2 m de profundidad se tiene una caliza arenolimososa con presencia de roca cristalizada que aflora en la zona de estudio de color gris. Entre 2 y 6 m de profundidad se tiene la presencia de un lente de caliza arenolimososa compactada. Entre 6 y 10 m de profundidad se tiene caliza masiva de color crema a blanco con horizontes coquiníferos con abundantes fósiles y huellas de. Entre 10 y 16 m se tiene un estrato de caliza terciaria compacta recristalizado color blanco de aspecto masivo fracturado. Finalmente, entre 16 y 31 m de profundidad se tiene caliza terciaria blanca a beige de textura micrítica con abundantes fósiles. De manera particular se reporta una cavidad a los 26 m de profundidad.

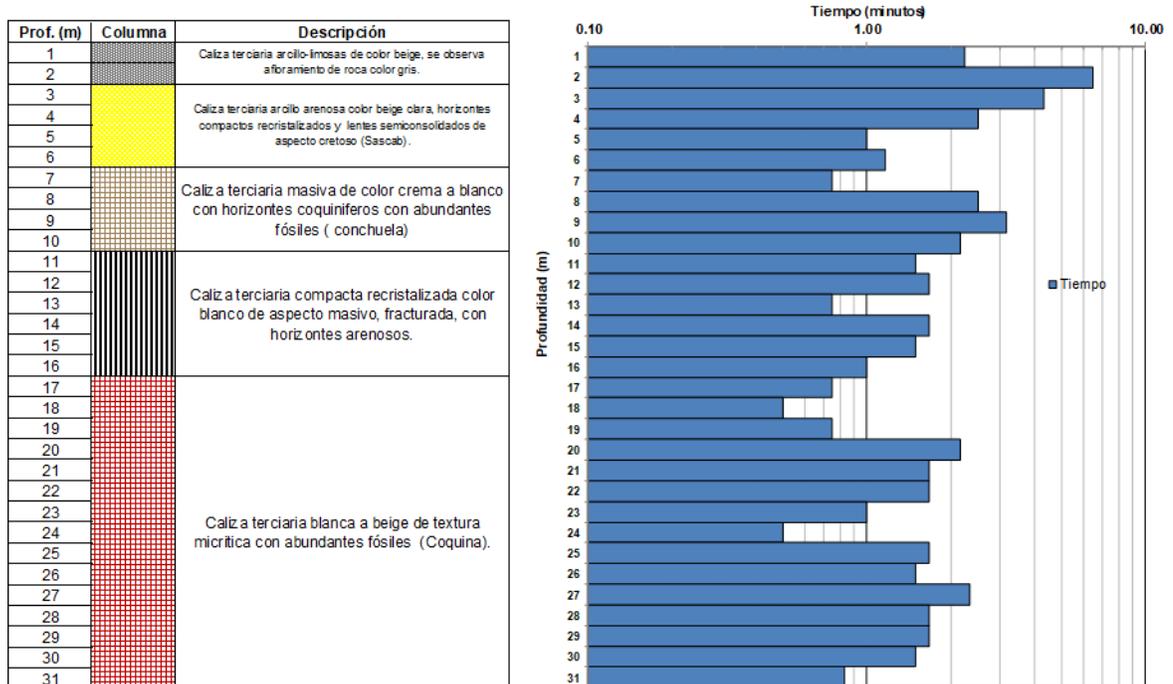


Figura 48. Columna estratigráfica del pozo P4.

### A1. 3. Carga hidráulica y dirección de flujo del agua subterránea

Utilizando los datos de la red costera de CONAGUA se han hecho configuraciones de flujo subterráneo en la zona de estudio para los años 2013, 2014 y 2015. Se ha utilizado la técnica de redes de flujo; dicho lo anterior, se supone que las zonas del acuífero que tienen igual potencial de energía (equipotenciales) cortan de forma ortogonal con los campos de flujo (condición de Cauchy Riemann); por lo que las líneas de flujo son ortogonales con las líneas equipotenciales. Se observa que en el límite Este la dirección del flujo subterráneo no cambia y es en dirección perpendicular de la costa. No se observan cambios significativos en la dirección del flujo subterráneo regional. Esto sugiere que esta condición de flujo que siempre muestra un flujo perpendicular a la línea de costa y no tiene variaciones en el tiempo (**Figura 49, Figura 50 y Figura 51**).

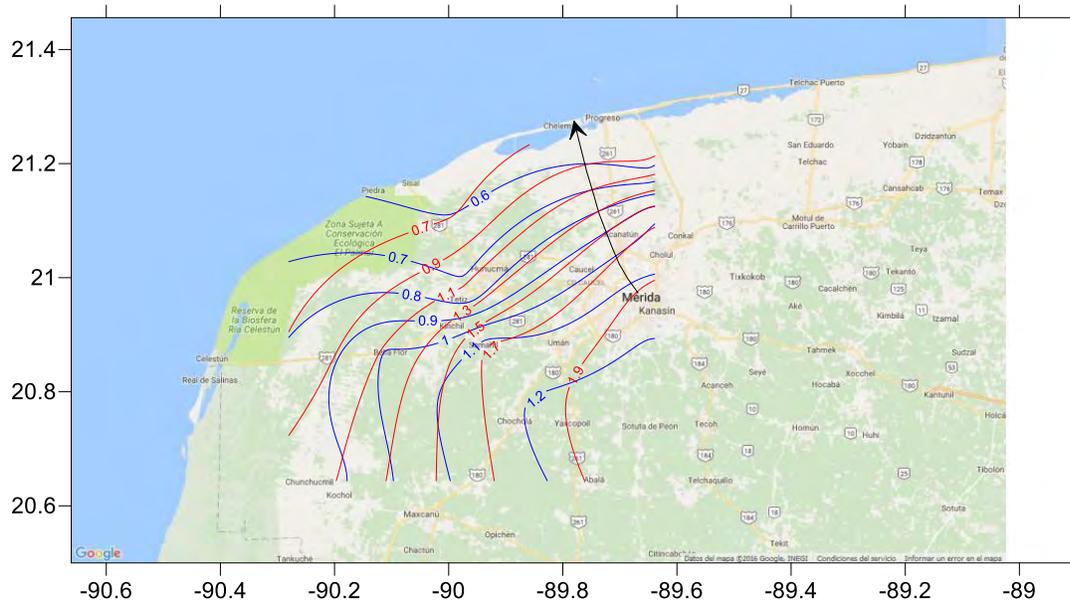


Figura 49. Red de flujo subterráneo y líneas equipotenciales en la zona de estudio.

*En azul se tiene la configuración para marzo de 2013 y en rojo para octubre de 2013*



Figura 50. Red de flujo subterráneo y líneas equipotenciales en la zona de estudio.

*En azul se tiene la configuración para mayo de 2014 y en rojo para diciembre de 2014*

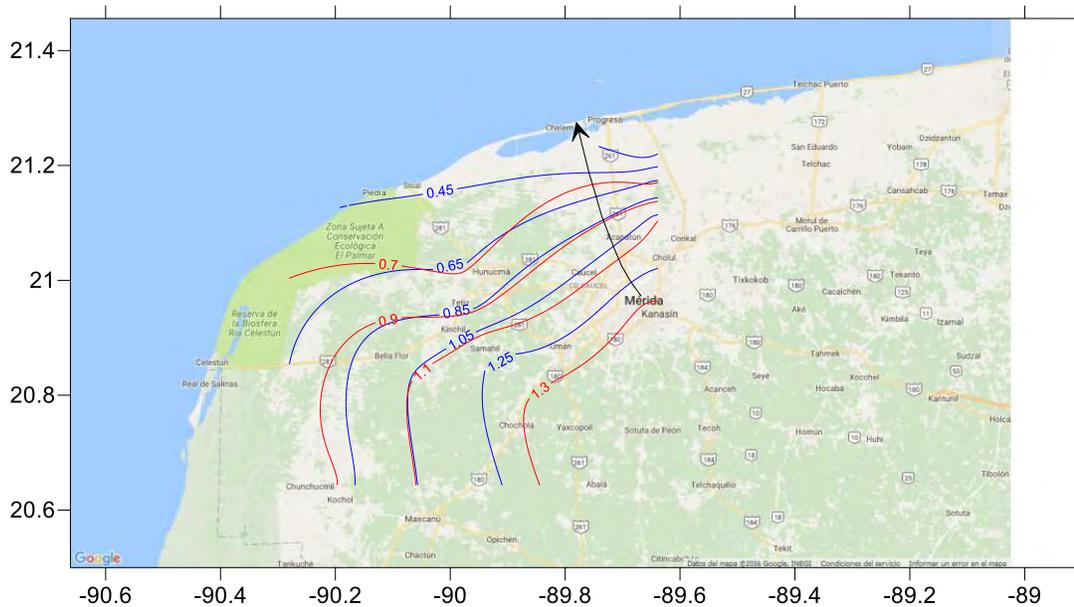


Figura 51. Red de flujo subterráneo y líneas equipotenciales en la zona de estudio.

*En azul se tiene la configuración para mayo de 2015 y en rojo para septiembre de 2015*

## A1.4. Parametrización hidráulica del acuífero

### A1.4.1. Slug test

Para el cálculo de la conductividad hidráulica se asumió un acuífero confinado (o semiconfinado) homogéneo e isotrópico parcialmente penetrante. Se hicieron pruebas por duplicado; la metodología utilizada consiste en instalar un sensor de presión marca ONSET modelo U20L-04 con una precisión de 0,4 cm (0.013 pies) de agua. El sensor ha sido programado a 1 segundo y ubicado 1 m por debajo del nivel estático del agua subterránea, el conocimiento previo es que en la zona de estudio se tiene una recuperación muy rápida o abrupta. Se ha utilizado un volumen de agua que se deja caer de forma súbita en el pozo generando un ascenso momentáneo en el nivel de agua del pozo.

Los cálculos hechos con el modelo de Butler et al. (2002) muestran que para las pruebas en P7a se ajusta con un parámetro de amortiguamiento entre 0.3 y 0.35. La línea azul es el comportamiento del nivel estático en el pozo y la línea magenta es el modelo de Butler (**Figura 52**). Se observa que el mejor ajuste se obtiene hacia los últimos segundos de relajación del pozo. Los resultados para las pruebas en el pozo P7a revelan un valor de la conductividad hidráulica de 200.43 y 195.60 m/d (0.0023 m/s). Los resultados para las pruebas hechas en P9 muestran un comportamiento oscilatorio y una recuperación en pozo de hasta 15 segundos y ajustan con un factor de amortiguamiento de 0.22; se obtienen valores de conductividad hidráulica de 173.80 a 176.03 m/d (0.0018 m/s). Se observa que los resultados son similares a los observados en P7a y se encuentran en el mismo orden de magnitud (**Figura 53**).

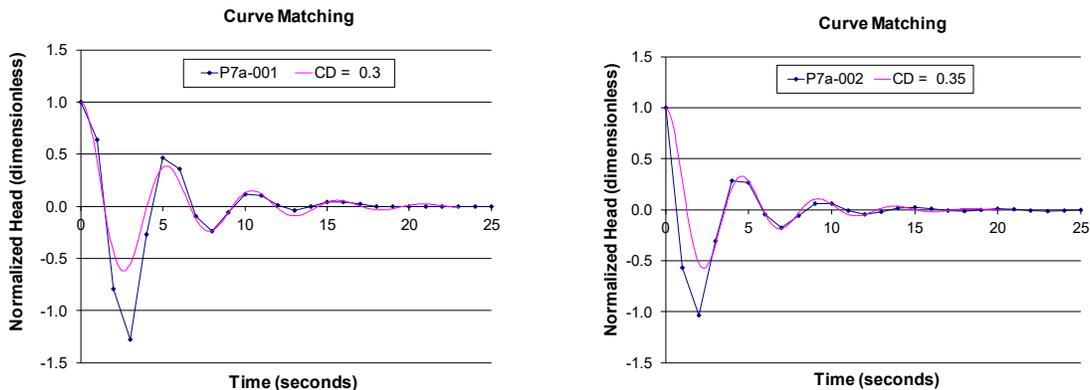


Figura 52. Ajuste modelo de Butler en P7a.

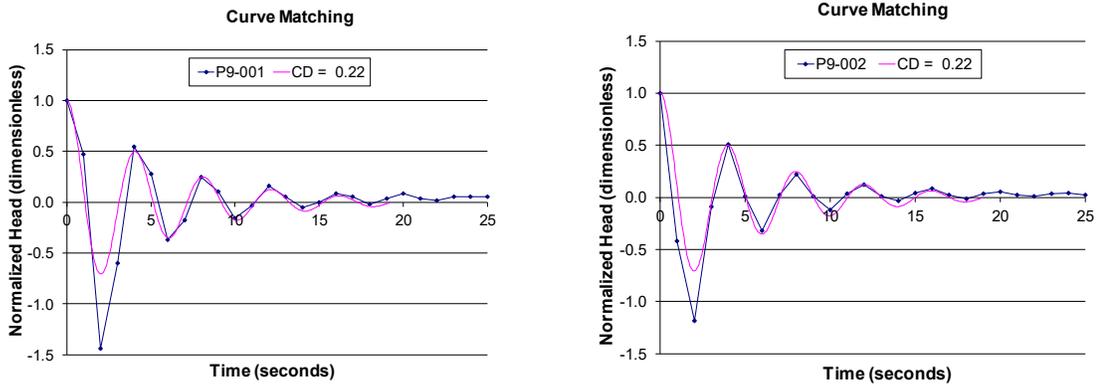


Figura 53. Ajuste modelo de Butler en P9.

Los resultados para el modelo de Van der Kamp (1976) muestran que la conductividad hidráulica en el pozo P7a va de 0.0016 a 0.0024 m/s (**Figura 54**); se ha utilizado un almacenamiento de  $1 \times 10^{-5}$  (adimensional), ya que se sabe que los almacenamientos en los acuíferos confinados tienen valores de entre  $1 \times 10^{-3}$  a  $1 \times 10^{-5}$  (Custodio & Llamas, 1976; Domenico & Schwartz, 1997).

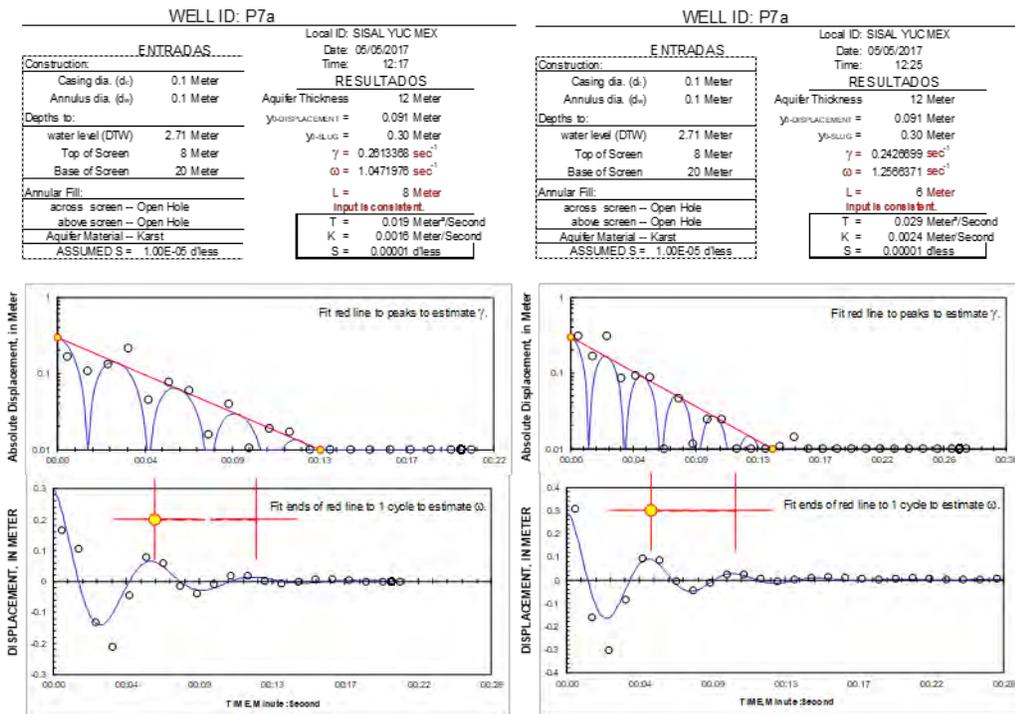


Figura 54. Ajuste modelo de Van der Kamp en P7a.

La conductividad hidráulica en el pozo P9 va de 0.0015 a 0.0018 m/s; resultados similares a los observados en con el modelo de Butler; se ha utilizado un almacenamiento de  $1 \times 10^{-5}$  (Figura 55).

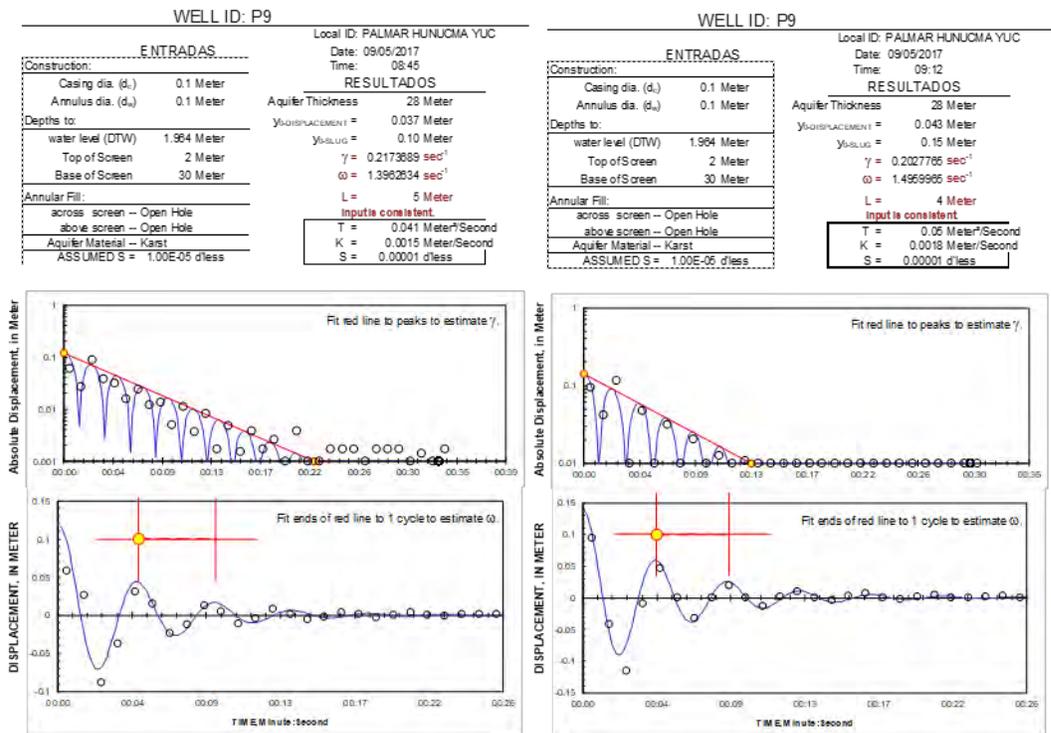


Figura 55. Ajuste modelo de Van der Kamp en P9.

#### A1.4.2. Prueba de bombeo

Para la prueba de aforo se utilizó una motobomba centrífuga con succión de 3 pulgadas marca Honda modelo GX150. Se tiene una manguera de succión y una manguera de descarga acoplada a una tubería rígida de 3 pulgadas que va conectada un medidor de flujo domiciliario marca ADCOM. Al final de la tubería rígida colocó una válvula de globo para controlar el gasto (Figura 56). El sistema está diseñado para poder manipular el gasto de descarga y poder usar el medidor para conocer el volumen de agua.

Para monitorear el comportamiento espacio temporal del nivel estático y la salinidad durante la prueba de aforo se instalaron loggers de presión y de conductividad eléctrica. Para tener un control inicial se hizo un perfil de salinidad antes de iniciar la prueba y al finalizar la misma, de esa forma se puede determinar si aumentaron las sales por efecto de la

extracción. Los loggers de presión fueron ubicados a 2 y 4 m de profundidad de la succión de la bomba, previendo que la manguera de extracción pueda causar ruido en las mediciones de presión por el efecto del movimiento y vibraciones en el ademe. Por otro lado, los logger de conductividad eléctrica han sido colocados en la zona de agua salobre del pozo P7a (11 m de profundidad con respecto al nivel del terreno) y en la zona donde inicia la interfase salina (12 m del profundidad con respecto al nivel del terreno); nótese que en ambas profundidades se tiene agua con una conductividad eléctrica no mayor a 5 mS/cm (Figura 57).



Figura 56. Sistema de extracción en prueba de aforo.

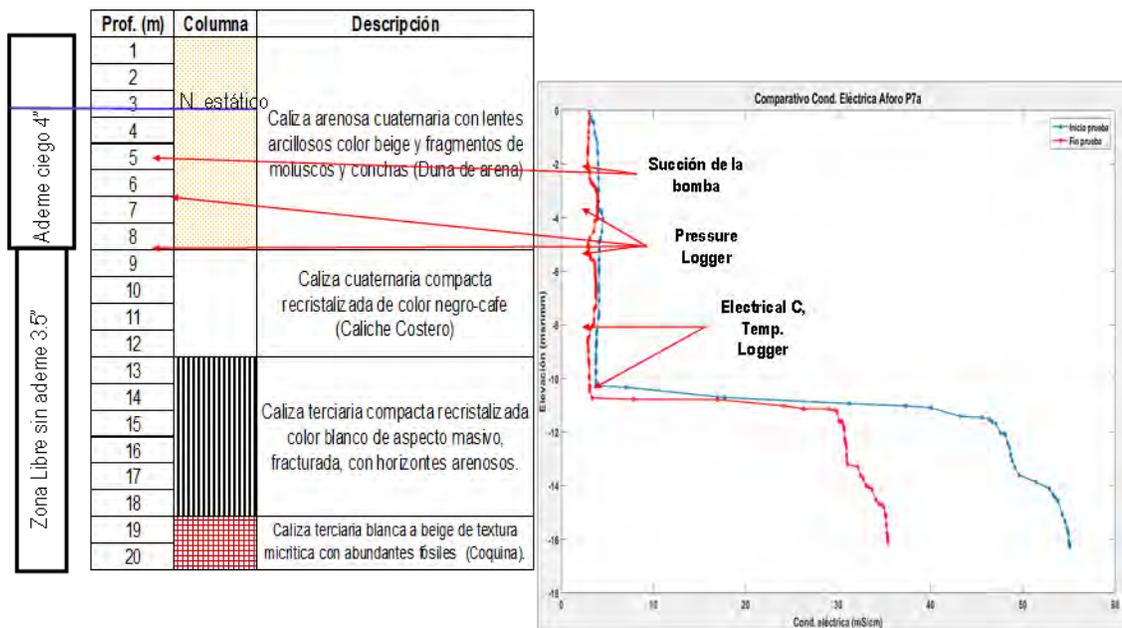


Figura 57. Croquis diseño experimental de la prueba de aforo.

La prueba se realizó a gasto contante de 7 lps en 12 horas. Los resultados muestran la evolución del nivel dinámico; se observa que además del abatimiento registrado por la extracción, la marea afectó la posición del nivel de agua dentro del pozo. Para poder analizar el comportamiento con un modelo analítico se debe eliminar la señal de marea del registro de los loggers de presión. La **Figura 58a** muestra los datos medidos durante el aforo con los datos del mareógrafo de Sisal, Yucatán, México.

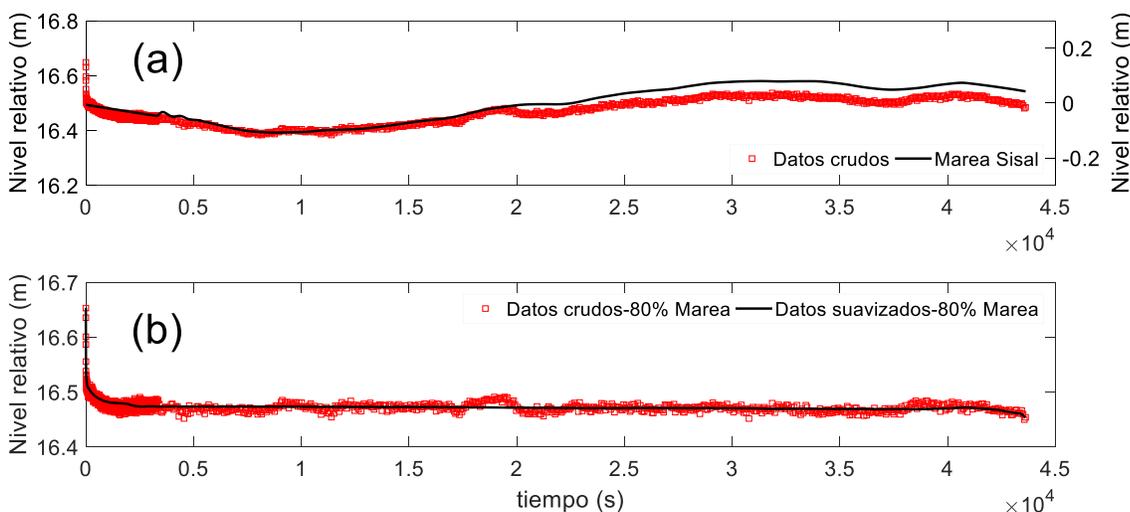


Figura 58. Nivel dinámico en pozo durante aforo a 7.02 lps.

Los datos del aforo fueron corregidos por la señal de marea, para ello fué restada a los datos crudos de la prueba de bombeo; considerando que solo un porcentaje 80% se transmite del efecto de marea (Ver capítulo 3). Luego los datos fueron suavizados y se obtiene la señal suavizada del abatimiento, que son los datos que serán analizados con el modelo de Bourdet para el análisis derivativo del abatimiento y el cálculo de la conductividad hidráulica (**Figura 58b**). Para el análisis de resultados se utiliza la tabla dinámica AquiDplot-XML (Gomez-Espinoza et al., 2017), se ajustó el análisis derivativo de la curva de abatimiento y se le aplicó un “smoothing” con  $L=0.15$  (se considera válido el suavizado con  $L$  entre 0 y 0.50). Los resultados muestran que el pozo P7a tiene el comportamiento de un acuífero con doble porosidad (**Figura 8**), en donde el flujo radial se establece en varios órdenes de magnitud (heterogeneidades y matriz). Los resultados muestran que la matriz de acuífero tiene una conductividad hidráulica de 0.0012 m/s, valores coincidentes con los

resultados de las pruebas slug test; mientras que el sistema acuífero en conjunto con la carsticidad muestra una conductividad hidráulica de hasta de 0.011 m/s; que es un orden de magnitud más grande que la matriz rocosa.

#### A1.4.3. Modelo de Ferris

Para implementar este análisis; se ha tomado la predicción de marea hecha, en la que se han considerado únicamente dos componentes principales: O1, K1 y M2. Al respecto se entiende que el modelo de Ferris (1963) puede ajustar la predicción de marea y para ello los residuales de marea no deben ser considerados en el análisis.

Las consideraciones para estas simulaciones son:

- a. El espesor acuífero es de 65 m (Villasuso & Méndez, 2000).
- b. La conductividad hidráulica ha sido calculada para la matriz del acuífero y a la porosidad secundaria mediante pruebas hidráulicas y se considera el valor máximo asociado a los valores reportados en la literatura con modelación inversa.
- c. El análisis armónico del que parten las componentes principales se obtiene de los datos del mareógrafo de Sisal (UNAM, 2000).
- d. Para evaluar el error de la simulación con Ferris y la predicción de marea de  $t_{\text{tide}}$  se utiliza el criterio de RMSE (root mean square error); este valor indica la diferencia absoluta promedio entre dos series de valores (ajustadas y medidas).

Los resultados sugieren una difusividad hidráulica de 20.5 m<sup>2</sup>/s a 2450 m<sup>2</sup>/s con errores de ajuste RMSE de entre 0.005 a 0.034 m (**Figura 59-Figura 62**).

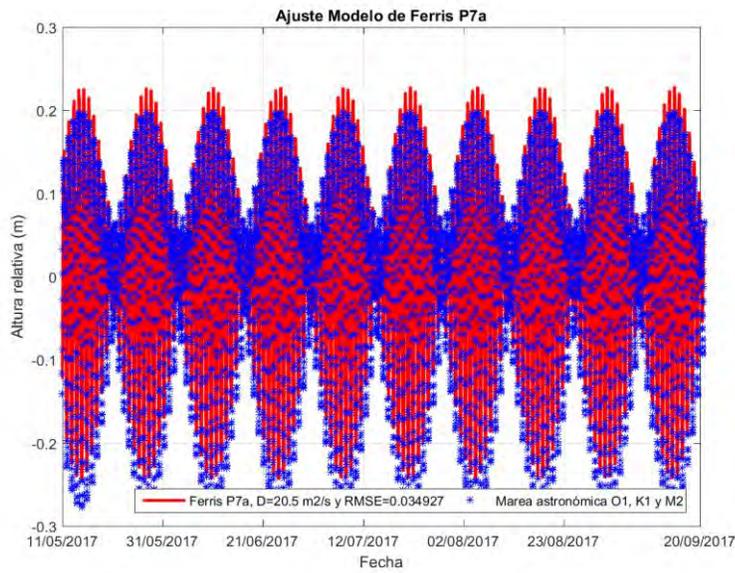


Figura 59. Ajuste modelo de Ferris en P7a.

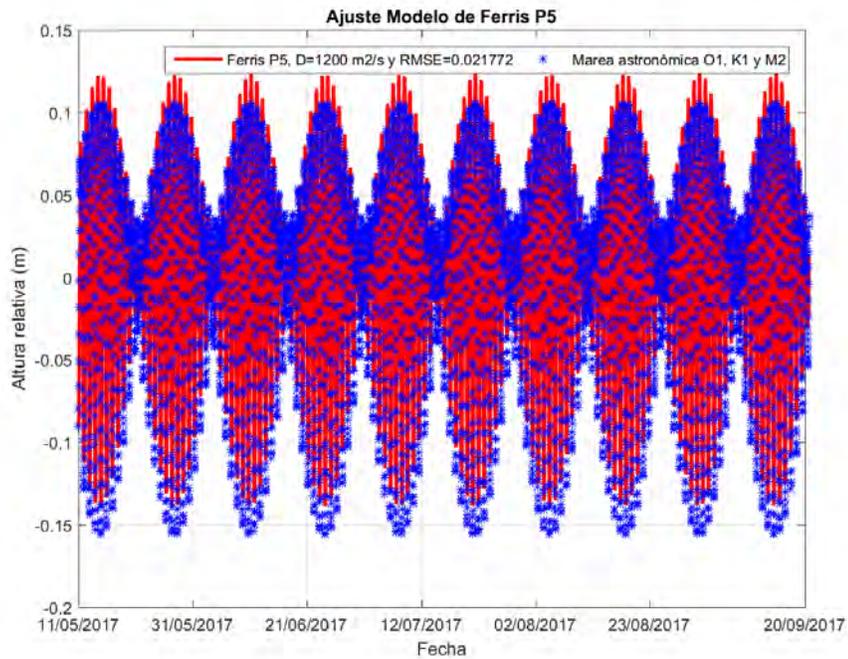


Figura 60. Ajuste modelo de Ferris en P5.

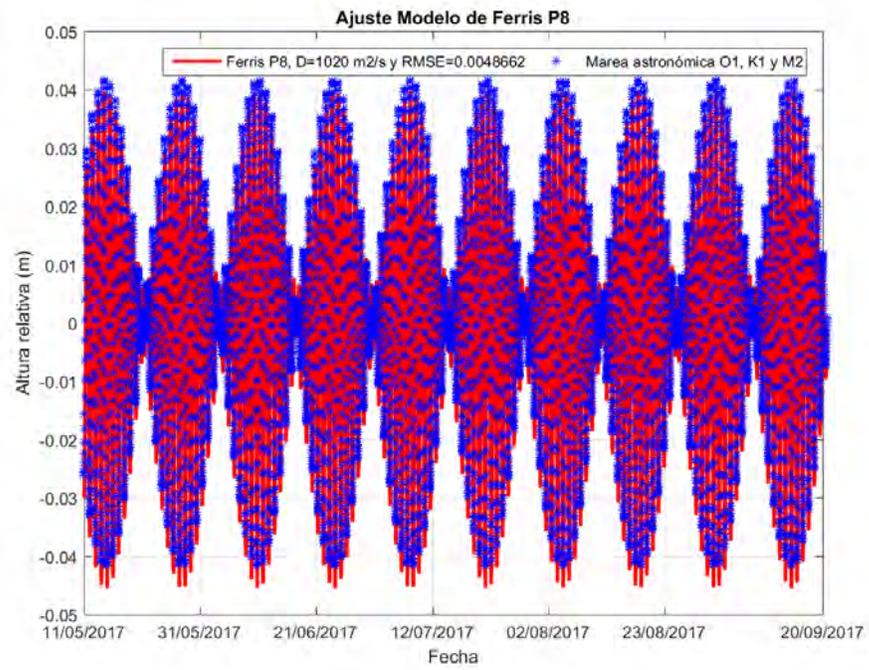


Figura 61. Ajuste modelo de Ferris en P8.

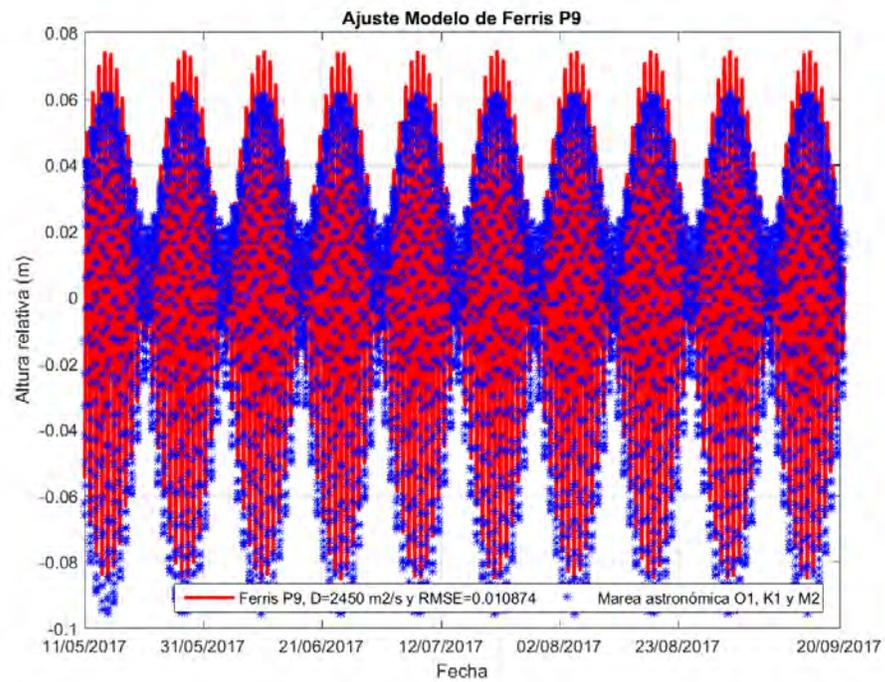


Figura 62. Ajuste modelo de Ferris en P9.

# ANEXO B. MATERIAL COMPLEMENTARIO “RELACIONES EMPÍRICAS PARA LA CARGA HIDRÁULICA Y SALINIDAD EN ACUÍFEROS COSTEROS CÁRSTICOS CON CONFINAMIENTO”

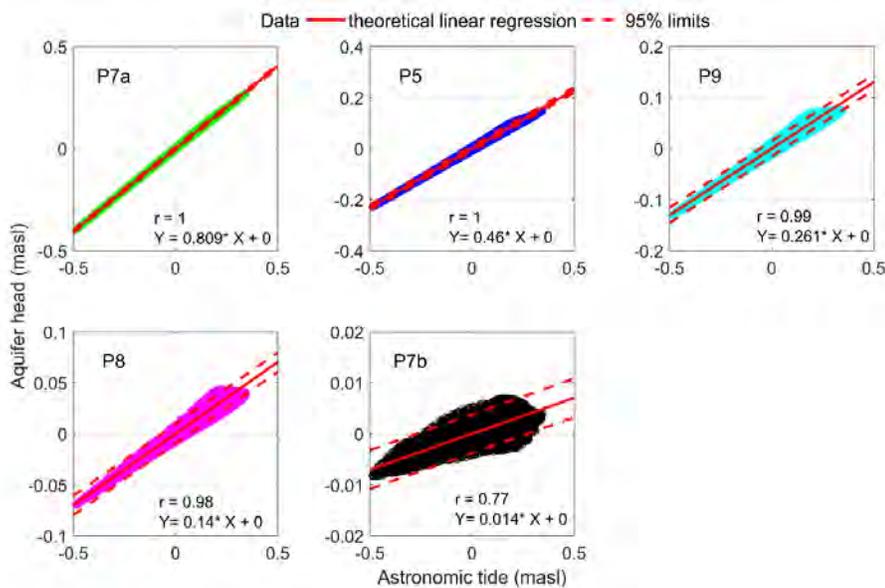


Figura 63. Correlación lineal de la marea astronómica con la carga hidráulica del acuífero.

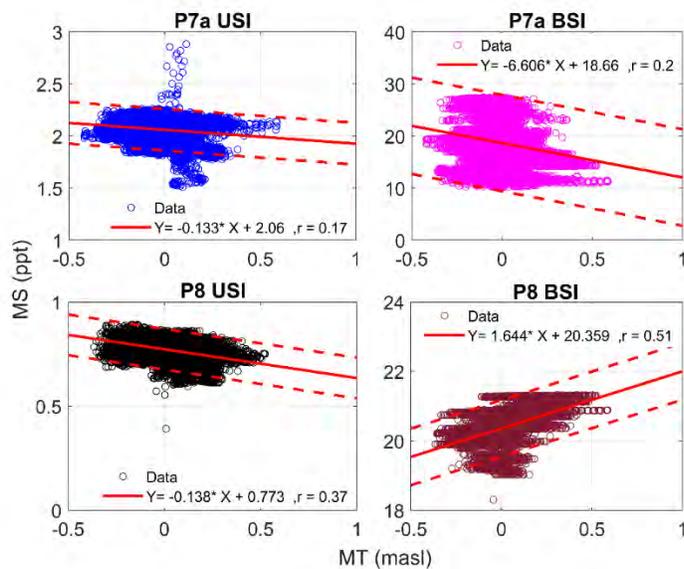


Figura 64. Correlación lineal de la marea meteorológica con la salinidad del acuífero.

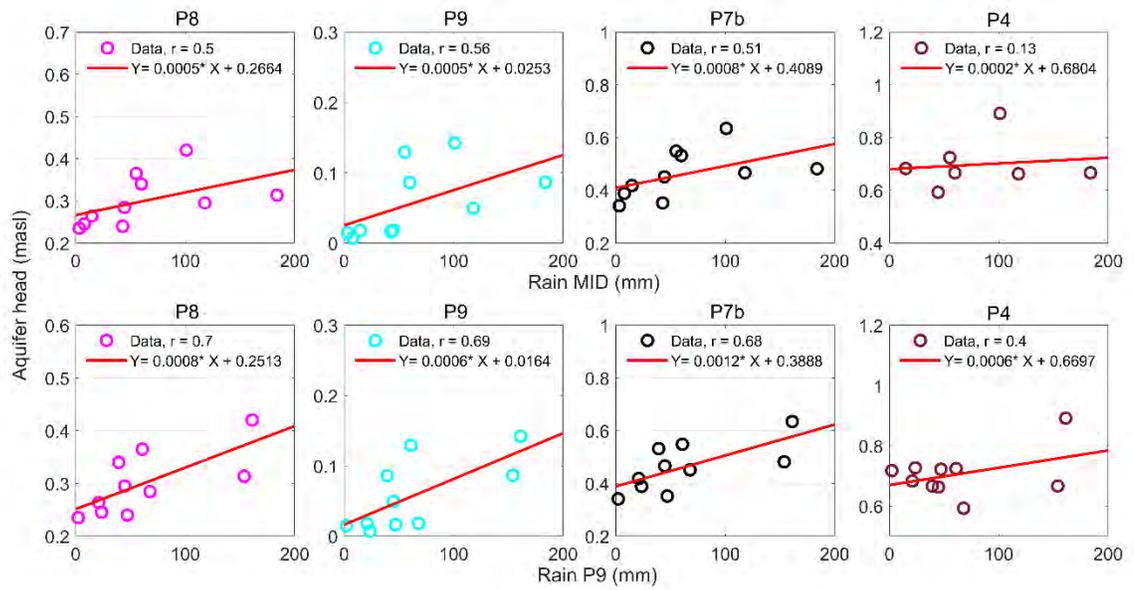


Figura 65. Correlación lineal de la precipitación con la carga hidráulica del acuífero.

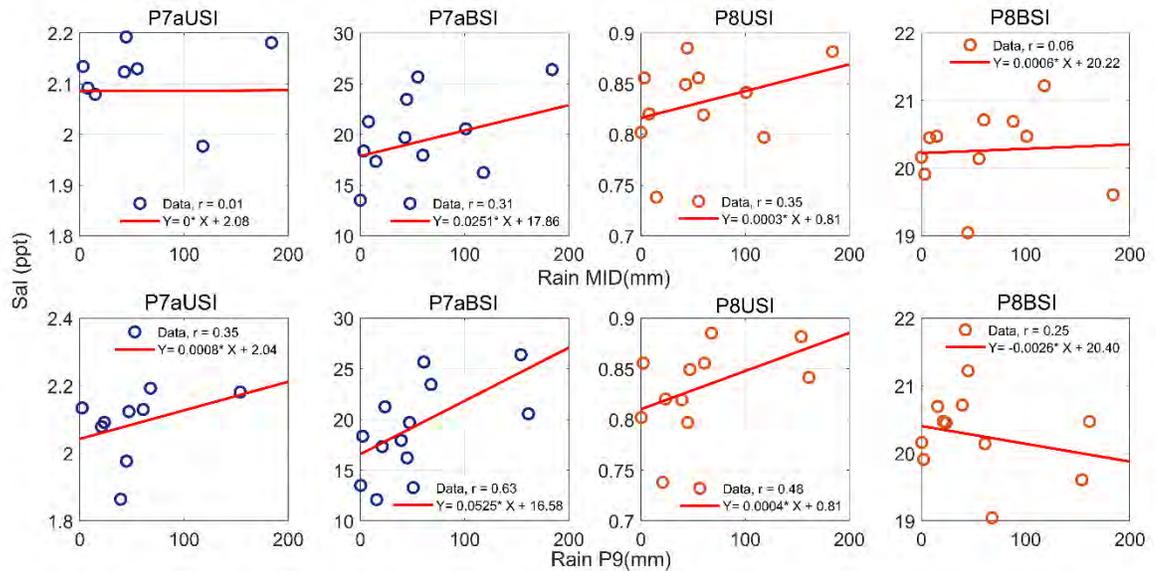


Figura 66. Correlación lineal de la precipitación con la salinidad del acuífero.

Tabla 11. Correlación lineal de los eventos de corto plazo de precipitación y la carga hidráulica y salinidad del acuífero.

Efectos de corto plazo en carga hidráulica de P9						
ID	jun-17		jul-17		sep-17	
	r	t lag (hrs)	r	t lag (hrs)	r	t lag (hrs)
P8	0.40	0.5	0.40	8.0	0.31	2.5
P9	0.51	0.5	0.37	8.0	0.34	2.5
P7b	0.47	0.5	0.31	6.0	0.46	2.5
P4	0.50	0.5	0.32	6.0	0.46	2.5
Efectos de corto plazo en salinidad de P9						
ID	jun-17		jul-17		sep-17	
	r	t lag (hrs)	r	t lag (hrs)	r	t lag (hrs)
P7aUSI	0.50	1.0	0.12	-33.00	0.27	-6.5
P8USI	0.23	77.0	0.12	-6.00	0.30	-17.0
Efectos de corto plazo en carga hidráulica de MID						
ID	jun-17		jul-17		sep-17	
	r	t lag (hrs)	r	t lag (hrs)	r	t lag (hrs)
P8	0.19	90.0	0.42	33.0	0.54	26.5
P9	0.20	90.0	0.41	33.0	0.54	26.5
P7b	0.18	80.5	0.28	32.5	0.51	26.0
P4	0.17	82.5	0.30	32.5	0.50	26.0

# ANEXO C. MATERIAL COMPLEMENTARIO “MODELO NUMÉRICO DE DENSIDAD VARIABLE DE LA COSTA NOROESTE DE YUCATÁN”

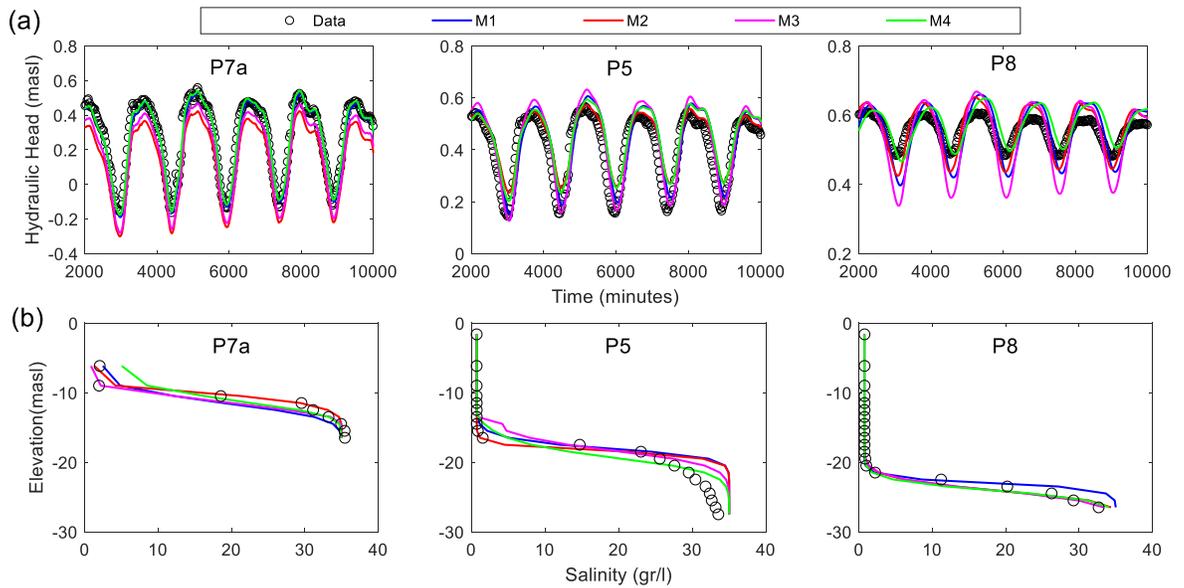


Figura 67. Ajuste en la calibración de los modelos conceptuales múltiples. (a) Carga hidráulica y (b) Salinidad.

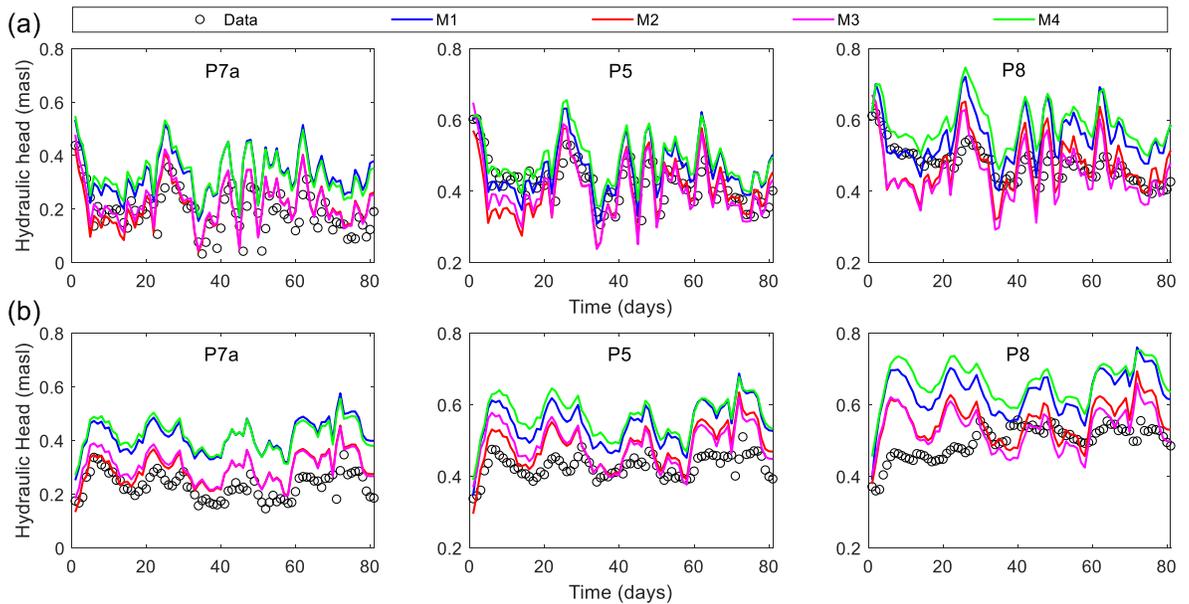


Figura 68. Ajuste en la validación de la carga hidráulica de los modelos conceptuales múltiples. (a) temporada de descarga, (b) temporada de recarga.

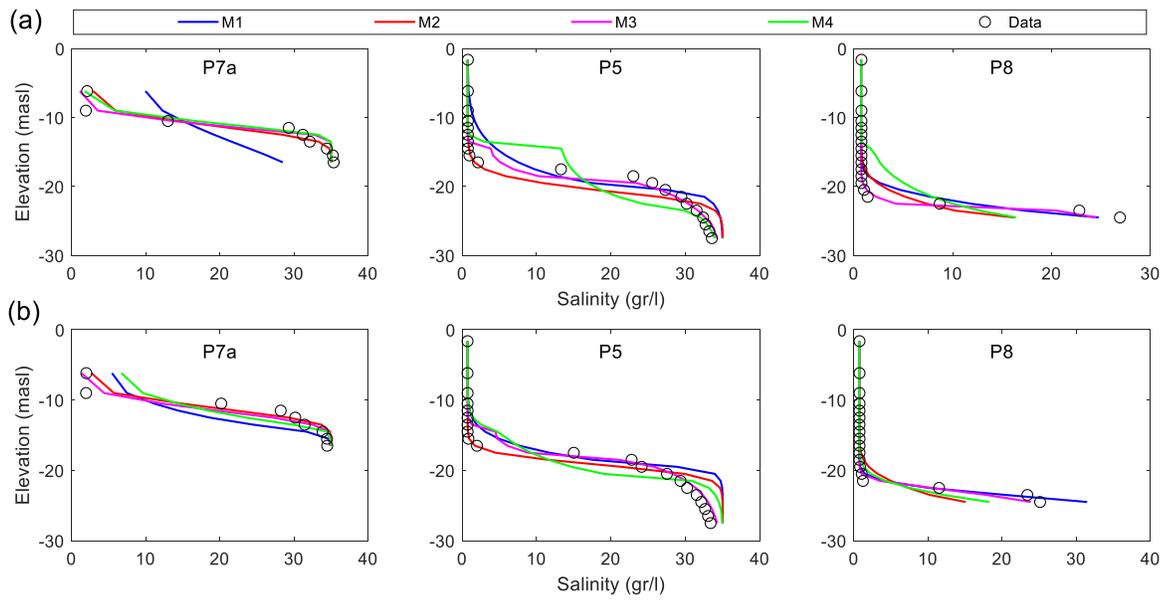


Figura 69. Ajuste en la validación de la interfase salina de los modelos conceptuales múltiples. (a) temporada de descarga, (b) temporada de recarga.