

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE YUCATÁN

FACULTAD DE INGENIERÍA UNIDAD DE POSGRADO E INVESTIGACIÓN

"EVALUACIÓN HIDRODINÁMICA Y MODELACIÓN NUMÉRICA DE LA LAGUNA LA CARBONERA, YUCATÁN"

TESIS

PRESENTADA POR:

I.E. WILMER REY SÁNCHEZ

EN OPCIÓN AL GRADO DE

MAESTRO EN INGENIERÍA

OPCIÓN AMBIENTAL

MÉRIDA, YUCATÁN, MÉXICO. 2012



Mérida, Yuc., 17 de enero de 2012.

IE. WILMER REY SÁNCHEZ PRESENTE.

Tengo a bien informarle que la Comisión de Tesis ha revisado y aprobado el trabajo denominado: "EVALUACIÓN HIDRODINÁMICA Y MODELACIÓN NUMÉRICA DE LA LAGUNA LA CARBONERA, YUCATÁN" asesorado por el MC. Carlos Enrique Zetina Moguel y Dr. Paulo Salles Afonso de Almeida, autorizándole la impresión de los ejemplares necesarios.

ICALUISE: FERNÁNDEZ BAQUEIRO, DR.

c.c.p.- Expediente del Candidato a Grado.

"AUNQUE ESTE TRABAJO HUBIERE SERVIDO PARA EL EXAMEN DE GRADO Y HUBIERE SIDO APROBADA POR EL H. SÍNODO, SÓLO EL AUTOR ES RESPONSABLE DE LAS DOCTRINAS EMITIDAS EN ÉL".

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para la realización de mis estudios de maestría.

Se agradece a la Unidad de Posgrado e Investigación de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Yucatán por todo el apoyo para la realización de mis estudios de maestría, y al Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC), de la Unidad Académica Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) en Sisal, Yucatán, por la colaboración recibida a esta investigación a través del cuerpo académico de investigadores que lo integran. Además, se agradece al LIPC por haber proporcionado la instrumentación necesaria para las mediciones de variables en campo.

Así mismo, se agradece al CONACYT y al Gobierno del Estado de Yucatán, quienes apoyaron parcialmente esta investigación a través del proyecto FOMIX-106400, así como a la UNAM con el proyecto PAPIIT IN-120708 a cargo del Dr. Paulo Salles Afonso de Almeida y el proyecto CONACYT M023-103329 bajo la responsabilidad técnica del Dr. Xavier Chiappa Carrara, ambos académicos de la UNAM.

También se agradece al DHI - WATER & ENVIRONMENT por haber proporcionado la licencia académica del software MIKE 21, utilizado para la modelación hidrodinámica de La Carbonera.

Parte de los resultados de este trabajo fueron presentados en un simposium y dos congresos, como se lista a continuación:

XVI Congreso Nacional de Oceanografía. Del Noviembre 9 al 12 de 2010 en Ensenada, Baja California, México, y organizado conjuntamente por la Facultad de Ciencias Marinas, el Instituto de Investigaciones Oceanológicas, ambos de la Universidad Autónoma de Baja California, y la Asociación de Oceanólogos de México A.C. Presentación de un cartel titulado: "Evaluación hidrodinámica y modelación numérica de la laguna La Carbonera, Yucatán. Estudios preliminares".

- Segundo Simposium para el Conocimiento de los Recursos Costeros del Sureste de México, del 6 al 10 de Junio de 2011 en Ciudad del Carmen, Campeche, México. Organizado por la Red para el Conocimiento de los Recursos Costeros del Sureste de México. Presentación oral con el título: "Modelación numérica de la laguna La Carbonera, Yucatán".
- Reunión anual 2011 de la Unión Geofísica Mexicana (UGM), del 6 al 11 de noviembre de 2011 en Puerto Vallarta, Jalisco, México. Organizado por la Unión Geofísica Mexicana, A.C. Presentación oral con el título: "Modelo hidrodinámico de la laguna La Carbonera, Yucatán".

RESUMEN

Existen diversas aproximaciones en el análisis de la hidrodinámica de un sistema lagunar. La aproximación seleccionada debe estar basada en los datos disponibles y en los procesos físicos que gobiernan el sistema. Uno de los principales problemas en las lagunas costeras del Estado de Yucatán es la poca información acerca de su hidrodinámica, así como la complejidad geométrica e hidrológica que las caracteriza. Una de las formas de estudiar la hidrodinámica de los sistemas lagunares es a través del uso de modelos numéricos y en Yucatán, su aplicación está apenas iniciando. El área de estudio fue la laguna costera La Carbonera, ubicada al noroeste del Estado de Yucatán.

El objetivo general de esta investigación fue la evaluación y modelación hidrodinámica de la laguna La Carbonera. Esto se logró a través de la medición y análisis de las variables físicas y climáticas que intervienen en la hidrodinámica del sistema lagunar, la cual posteriormente se modeló numéricamente, incluyendo tanto las contribuciones de agua dulce proveniente del acuífero de Yucatán y agua salada del Golfo de México, como el viento y la evaporación. El programa computacional usado para implementar y desarrollar el modelo numérico de simulación hidrodinámica fue el Mike 21 (malla flexible en dos dimensiones con promedio en la vertical), proporcionado por DHI - Water & Environment, por medio de una licencia académica exclusiva para este trabajo.

Como parte de la metodología aplicada, y basado en el modelo conceptual de la hidrodinámica de La Carbonera, se implementó una red de monitoreo para medir variables físicas, tales como la variación de la superficie libre del agua tanto en la zona marina como al interior del sistema lagunar durante un período de seis semanas. Además, se realizaron mediciones de flujo en la bocana de la laguna y magnitud y dirección de la corriente del ojo de agua o manantial principal durante un ciclo de 24 horas, durante dos campañas de campo (en mareas viva y muerta). También, se recolectaron datos de magnitud y dirección del viento de la estación

meteorológica más cercana a La Carbonera (ubicada en el Puerto de abrigo de Sisal, Yucatán). A la par de lo anterior, se realizó un levantamiento topo-batimétrico de la zona de estudio para implementar la malla de cálculo del modelo hidrodinámico, por medio del Differential Global Positioning System (DGPS, por sus siglas en inglés), una ecosonda y la ayuda de imágenes satelitales. Posteriormente, fueron analizados estos datos y de esta forma se caracterizó la dinámica del sistema. Luego de definidas las fronteras de la malla de cálculo, se procedió con la modelación numérica para reproducir la variación de la superficie libre del agua al interior del sistema lagunar y el gasto medido en la sección transversal de la bocana. El modelo hidrodinámico fue calibrado con los datos recolectados en Agosto - Septiembre de 2010, variando los coeficientes de fricción de fondo y la viscosidad turbulenta.

El análisis de los resultados permitió identificar que la variación del nivel del agua en el manantial fluctúa en función de la variación de la marea diurna, y se encontró que durante mareas vivas el manantial puede comportarse como fuente o sumidero. Además, el análisis armónico de la señal de marea muestra como la señal se atenúa y desfasa a medida que se propaga desde la bocana de la laguna hacia la cabecera de la misma. También, se encontró que la marea se propaga a una velocidad mayor en el acuífero confinado que a nivel superficial en la laguna.

Este modelo servirá para acoplarlo a modelos de transporte (advección /dispersión) de sustancias conservativas y no conservativas que se utilizará para comprender los procesos de degradación ambiental y plantear estrategias de conservación y manejo, lo cual es de interés tanto para los investigadores de las áreas de biología y química, como para los tomadores de decisiones locales y federales. Además, basado en este modelo se podrán desarrollar estudios específicos sobre la vulnerabilidad y el riesgo a la erosión e inundación en sistemas lagunares costeros.

ABSTRACT

There are several approaches that can be taken in analyzing a lagoon system. The appropriate selection should be based on the available data, the spatial scale and complexity of the lagoon, and the physical processes governing the system. One of the principal problems in the coastal lagoons of the state of Yucatan is the inadequate information about their hydrodynamic, which is the key to understanding the environmental problems and then to plan their solution. The use of numerical hydrodynamic models is one of the best ways to study the hydrodynamic of the coastal lagoons and in Yucatan their use has been limited.

The area of study is "La Carbonera" coastal lagoon, located in the northeast of the state of Yucatan, Mexico, which is irrigated by ocean water from the Gulf of Mexico and fresh water from the Yucatan aquifer.

The objective of this thesis is the modeling and hydrodynamic assessment of the "La Carbonera" Lagoon. This was answered through analysis of field data and numerical modeling of the hydrodynamics of the system. Campaigns were conducted to collect a set of hydrodynamic and climate data in the lagoon.

The implementation of a two-dimensional flexible mesh hydrodynamic model was possible by means of the DHI - Water & Environment's Mike 21 software package, which is a depth-averaged finite volume commercial program. The hydrodynamic model was calibrated varying in the domain both the bed friction (Manning number) and the Eddy viscosity (Smagorinsky formulation) parameters, and comparing these calibration simulations with data collected from August to September, 2010.

On one hand and given the levels of contamination within the Yucatan aquifer, due to agro-industrial and municipal waste uncontrolled releases, this model could be used to complement transport models (advection/dispersion) of conservative and non-conservative substances. On the other hand, this model could be used to study coastal flooding and erosion vulnerability and response of these systems, as well as

to contribute to the assessment of the coastal aquifer behavior, in order to propose tools and information for government and private environmental decision makers.

ÍNDICE

1 IN	TRODUCCIÓN.	1
1.1 Ar	ntecedentes y planteamiento del problema.	1
1.2 De	escripción de la zona de estudio.	5
1.2.	Clima de la Península de Yucatán.	5
1.2.2	2 Geología y fisiografía del norte de la Península de Yucatán.	6
1.2.3	B Hidrogeología del Estado de Yucatán.	7
1.2.4	Región costera del Estado de Yucatán.	9
1.2.5	5 Laguna La Carbonera.	11
2 OI	BJETIVOS.	13
2.1.1	Objetivo general.	13
2.1.2	2 Objetivos específicos.	13
3 M	ARCO TEÓRICO.	14
3.1 M	areas.	14
3.1.1	Marea astronómica.	14
3.1.2	Constituyentes armónicas de la marea de equilibrio.	18
3.1.3	Marea total y sus métodos de análisis.	21
3.1.4	Marea en una laguna costera.	23
3.1.5	Marea meteorológica.	24
3.1.6	6 Marea local.	24
3.2 Va	ariación del nivel piezométrico de acuíferos costeros debido a las mareas.	25
3.3 De	escargas de agua dulce en lagunas costeras.	26
3.4 Es	sfuerzo del viento.	26
3.5 ln	teracciones entre variaciones de temperatura y de salinidad.	27

		vi
3.5.1	Efecto de la radiación térmica.	28
3.5.2	Efecto de la evaporación.	28
3.5.3	Efecto de la saturación.	28
3.5.4	Efecto de área.	29
3.5.5	Efecto del tiempo de residencia.	29
3.6 Fric	ción lateral y de fondo.	29
3.6.1	Ecuaciones y coeficientes de Chezy y Manning.	30
3.7 Des	cripción del modelo hidrodinámico.	31
3.7.1	Ecuaciones gobernantes.	32
3.7.2	Solución técnica.	35
3.7.3	Inundaciones y secado de áreas.	36
3.7.4	Viscosidad turbulenta.	37
3.7.5	Fricción de fondo.	38
3.7.6	Condiciones de viento.	39
3.7.7	Fricción de viento.	40
3.7.8	Fuentes y sumideros.	41
3.7.9	Fuerza de coriolis.	41
3.7.10	Condiciones iniciales.	41
3.7.11	Condiciones de frontera.	42
4 ME ⁻	TODOLOGÍA.	43
4.1 Rec	colección de datos de campo.	43
4.1.1	Mediciones de flujo.	45
4.1.2	Mediciones de nivel de la superficie libre y corriente.	48
4.1.3	Levantamiento batimétrico.	50
4.1.4	Recolección de datos de viento.	52
4.2 Para	ámetros de entrada al modelo hidrodinámico del MIKE 21	. 52
4.2.1	Malla de cálculo.	53
4.2.2	Condiciones de frontera.	53

		vi
4.	2.3 Parámetros hidrodinámicos.	56
4.3	Calibración del modelo hidrodinámico.	59
4.4	Análisis de sensibilidad del modelo.	61
5 LAG	MODELO CONCEPTUAL DEL FUNCIONAMIENTO HIDRODINÁMICO DE LA GUNA LA CARBONERA.	A 62
5.	Aportes de agua. 1.1 Acuífero cárstico de Yucatán. 1.2 Zona marina.	62 62 63
5.2	Laguna La Carbonera.	65
6	RESULTADOS Y DISCUSIONES.	69
6.1	Batimetría.	69
6.2	Datos de gastos.	69
6.3	Datos de variación de la superficie libre y su análisis armónico.	73
6.4 mue	Comportamiento del flujo en el ojo de agua durante los ciclos de marea viva y erta.	78
6.5	Datos de viento.	83
6.6	Calibración del modelo hidrodinámico.	84
6.7	Análisis de sensibilidad del modelo hidrodinámico.	95
7	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	98

REFERENCIAS.

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Principales componentes de marea.	18
Tabla 2. Definiciones para las variables de ecuaciones para aguas someras en 2D.3	33
Tabla 3. Datos de entrada al modelo numérico	57
Tabla 4. Análisis armónico a las series de marea medida	76
Tabla 5. Tiempo de retraso y pérdida de la energía de la marea al propagarse de la	
zona marina a la cabecera de la La Carbonera.	77
Tabla 6. Mapas de fricción de fondo	85
Tabla 7. Combinaciones de fricción de fondo y viscosidad turbulenta usadas para la	ł
calibración	85
Tabla 8. Error en la amplitud y fase de la señal de marea reproducida por el modelo).
	92

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Zonas fisiográficas de la costa del Estado de Yucatán	11
Figura 2. Zona de estudio	. 12
Figura 3. Fuerzas gravitacionales que generan la marea viva	. 15
Figura 4. Fuerzas gravitacionales que generan la marea muerta	. 16
Figura 5. Ciclo de mareas vivas y muertas	17
Figura 6. Relación entre la marea de equilibrio y la marea observada	21
Figura 7. Redes de monitoreo	. 44
Figura 8. Equipos de medición	. 46
Figura 9. Medición de flujo en la bocana de La Carbonera	. 47
Figura 10. Batimetría de la sección transversal del canal que conduce al ojo de ag	jua.
	. 48
Figura 11. Filtrado de la señal de marea en estación 5	. 50
Figura 12. Instalación de DGPS en el Campus de la UNAM-Sisal	. 51
Figura 13. Recolección de datos topo-batimétricos en campo	. 52
Figura 14. Malla de cálculo	. 54
Figura 15. Condiciones de frontera del área a modelar	. 55
Figura 16. Mapa de distribución de fricción de fondo (número de Manning)	. 57
Figura 17. Hidrodinámica de la laguna La Carbonera	. 64
Figura 18. Fronteras del área de estudio (línea blanca)	. 68
Figura 19. Batimetría de la laguna La Carbonera	. 70
Figura 20. Velocidades en la bocana	71
Figura 21. Gastos a través de la bocana y señal de marea viva en estación 5	71
Figura 22. Gastos a través de la bocana y señal de marea muerta en la estación 5	5. 72
Figura 23. Nivel medido en las estaciones "Mar" y 5 (zona costera e interior del ca	nal
de la boca).	. 74
Figura 24. Nivel medido en las estaciones 5, 3 y 1	. 75
Figura 25. Nivel medido en las estaciones 5. 4 v 2.	. 75

Figura 26. Magnitud de y dirección de la velocidad en el manantial, niveles de	
superficie libre y conductividad en estaciones seleccionadas en ciclo de 24	
horas, en marea viva	79
Figura 27. Magnitud de y dirección de la velocidad en el manantial, niveles de	
superficie libre en estaciones 'Mar' y ojo de agua en ciclo de 24 horas, en mare	∍a
muerta	83
Figura 28. Rosa de vientos registrada para el período de simulación	84
Figura 29. Calibración de la estación bocana durante un ciclo de señal de marea	
viva	86
Figura 30. Calibración de la estación 5 durante un período de siete días	87
Figura 31. Calibración de la estación 4 durante un período de siete días	87
Figura 32. Calibración de la estación 3 durante un período de siete días	88
Figura 33. Error representativo de cada mapa promediado para las tres estaciones.	
	89
Figura 34. Efecto de las fronteras internas en los niveles reproducidos en las	
estaciones 3, 4 y 5.	94
Figura 35. Efecto de las fronteras internas en los gastos reproducidos en la sección	l
transversal de la bocana	95
Figura 36. Análisis de sensibilidad para la estación bocana durante la corrida de	
simulación de 24 horas	97
Figura 37. Análisis de sensibilidad para las estaciones 2, 3 y 5 durante la corrida de	,
simulación de 7 días	97

1 INTRODUCCIÓN.

1.1 Antecedentes y planteamiento del problema.

La Península de Yucatán se caracteriza por una baja elevación topográfica y una costa compuesta primordialmente por sedimento no consolidado, arenas y limos, fácilmente erosionable por el oleaje, las corrientes y el viento. Además, por su posición geográfica, la Península sufre el embate frecuente de fenómenos hidrometeorológicos, sean éstos Nortes, tormentas tropicales o huracanes, cuya probabilidad de ocurrencia e intensidad está aumentando por efectos del cambio climático. En particular, la zona costera está compuesta por una cadena relativamente continua de humedales, ciénagas y lagunas costeras someras.

Uno de los problemas ambientales en las lagunas costeras es la degradación de la calidad del agua, particularmente causada por la eutrofización, la cual usualmente se manifiesta como un crecimiento excesivo de fitoplancton. Dicho fenómeno, conocido como "florecimiento algal", está frecuentemente asociado a un mayor crecimiento de algas y macrofitas, y se debe a una alta concentración de nutrientes. En efecto, el acuífero Yucateco está propenso a contaminación por nutrientes a causa de la ineficiente disposición de las aguas residuales generadas de las actividades agrícolas, porcícolas y ganaderas; las cuales al ser dispuestas de manera directa o indirecta al acuífero, contribuyen a los problemas de eutrofización que suelen presentarse en las lagunas costeras a través de la descarga del acuífero en esos ecosistemas.

En el acuífero de la Península de Yucatán, los nutrientes presentan concentraciones diferenciadas. Por un lado, el fósforo es escaso en el agua subterránea, debido a la naturaleza calcárea del terreno, que promueve la coprecipitación de éste con el calcio, elemento abundante en el ambiente kárstico (Margalef 1983). Sin embargo, es frecuente el hecho de que exista un elevado suplemento de nutrientes antropogénicos (desechos orgánicos, fertilizantes,

detergentes), asociado con los desarrollos urbanos, que pueden elevar la concentración de nutrientes del agua subterránea. Herrera *et al.* (1998) registraron una concentración de fósforo soluble reactivo de 0.02 a 20 µg/l en diversos cuerpos acuáticos (cenotes, cavernas, aguadas, ríos y humedales) de la Península; sin embargo, el promedio se encuentra desplazado hacia la parte baja del intervalo (1.59 µg/l), lo cual coincide con las observaciones en cenotes de otros autores (Alcocer *et al.* 1998).

Por otro lado, los nitratos se encuentran en niveles relativamente altos en cenotes costeros, aunque menos que en cenotes continentales, estos nutrientes provienen de la vegetación circundante, de la lixiviación de contaminantes orgánicos de fuentes locales, como poblaciones humanas, granjas porcícolas y saneamiento in situ. En comparación, los nitritos son poco significativos (0.87 μg/l ó menos); el amonio ocupa el segundo lugar (1.47-8.32 μg/l), muy por debajo de los nitratos (4.14-84.11 μg/l) (Sánchez *et al.* 1998).

El impacto biológico de las descargas del acuífero yucateco contaminado por nutrientes se ve reflejado en la alteración del agua costera por medio de la contaminación del agua continental (Aranda 2001), lo que también depende de la cantidad de agua que es descargada por los cenotes submarinos que llevan consigo grandes cantidades de nitritos, nitratos, sulfatos y otros nutrientes que modifican la estabilidad del ecosistema costero.

La variabilidad espacial y temporal de las concentraciones de nutrientes en las lagunas, rías o estuarios se ven alteradas por cambios en el ambiente (pH, temperatura del agua, salinidad), la hidrodinámica (advección-dispersión, profundidad, corrientes, fricción, aportes de agua dulce, salada o por precipitación), así como los ciclos propios de cada nutriente. El transporte de contaminantes en masas de agua puede ser descrito una vez conocido el movimiento del fluido. Para explicar este movimiento, es necesario conocer la hidrodinámica del sistema a través de mediciones extensivas del movimiento durante largos períodos (lo cual

comúnmente es inviable), o a través de una representación física o numérica del mismo.

Uno de los principales problemas en las lagunas costeras del Estado de Yucatán es la poca información acerca de su hidrodinámica, lo cual es la base para comprender los procesos de degradación ambiental y realizar el planteamiento de estrategias de conservación y manejo. Una de las formas de estudiar la hidrodinámica de los sistemas lagunares es con el uso de modelos numéricos y en Yucatán, su aplicación está apenas iniciando.

La modelación puede ser representada en tres niveles de acuerdo a la resolución: macroscópica, intermedia y microscópica. En un modelo macroscópico los flujos a nivel general son bien representados, pero en canales y áreas vegetadas no son bien calculados. En una escala intermedia, las principales variables hidrodinámicas de una ciénaga, pantano ó laguna son identificables en el modelo, pero en canales locales y a pequeña escala la información no es fiable. En una escala microscópica los detalles físicos del sistema a modelar se incluyen en el modelo, y por lo tanto, se puede obtener información detallada, aún de zonas muy someras en los cuales a escala macroscópica o intermedia no se podría obtener información (King 2001).

La modelación hidrodinámica de pantanos, ciénagas y lagunas costeras presentan un gran número de obstáculos que no se hacen presentes cuando se modela un cuerpo de agua en un sistema abierto (King 2001). Por lo anterior, se hace necesario tener un conocimiento detallado de las condiciones de frontera, la topo-batimetría del área a modelar, la variación de los niveles dentro de las lagunas en respuesta a la marea, así como también los aportes de agua dulce para obtener buenos resultados en la modelación. No sólo es necesario entender los procesos físicos que rigen el sistema, sino tenerlos en cuenta a la hora de hacer la calibración (Goodwin y Kamman 2001).

La principal diferencia entre el régimen de flujos en cuencas semicerradas y sistemas abiertos, es la profundidad. En los sistemas semicerrados las profundidades usualmente son más someras que en sistemas abiertos y debido a las oscilaciones de la marea, hay cambios en el nivel de la columna de agua, en casos extremos hasta de secarse totalmente, lo cual es irrelevante es sistemas abiertos (King 2001).

Existen varios enfoques que pueden adoptarse en el análisis de un sistema lagunar. La selección adecuada debe basarse en los datos disponibles, la escala espacial de los cuerpos lagunares y los procesos físicos que rigen el sistema. Las herramientas predictivas son esenciales para una buena gestión a largo plazo (Goodwin *et al.* 2001). Farreras (2006) expone una metodología para estudiar mediante modelación numérica la dinámica de una laguna costera, la cual se enlista a continuación:

- a) Seleccionar el modelo adecuado a las condiciones de la laguna costera;
- b) determinar las dimensiones geométricas del sistema a modelar (x, y, z) a través de información existente y/o la realización de levantamientos topo-batimétricos;
- c) definir e implementar la malla de cálculo a modelar;
- d) elegir un valor adecuado del incremento de tiempo de simulación;
- e) seleccionar un conjunto de valores para los datos de entrada (condiciones de frontera y de inicio, tales como mediciones de marea y aportes de agua dulce) y las características de rugosidad del sistema;
- f) aplicar el modelo, y comparar los resultados medidos con los simulados (calibración y validación);
- g) si la aproximación entre los resultados de la simulación numérica y las mediciones reales no están en el rango aceptable, se debe ajustar el modelo modificando el valor de algunos parámetros empíricos como el coeficiente de

fricción de fondo, la viscosidad turbulenta o el coeficiente de arrastre por esfuerzo del viento (en caso de forzar el modelo con viento);

- h) repetir las etapas e) y f) hasta obtener el grado de aproximación deseado entre la simulación numérica y las observaciones; y
- i) usar el modelo con fines predictivos simulando modificaciones eventuales en las condiciones de entrada.

La laguna La Carbonera tiene contribuciones de agua dulce proveniente del acuífero de Yucatán y agua salada proveniente del Golfo de México. La hidrodinámica de este sistema podría ser conocida mediante la aplicación de un modelo hidrodinámico, que describa el transporte de las masas de agua dentro del área de estudio.

1.2 Descripción de la zona de estudio.

1.2.1 Clima de la Península de Yucatán.

El clima de la Península de Yucatán tiene tres estaciones características: 1) cálido y seco (marzo-mayo), 2) temporada de lluvias (junio-octubre) y 3) temporada de invierno con lluvias cortas presentes ocasionalmente (noviembre- febrero) (Schmitter et al. 2002a). El clima de esta región se incluye principalmente en la Familia Aw, cálidos subhúmedos con lluvias en verano (fines de mayo a principios de octubre), aunque en el extremo sur se encuentra Af (tropical lluvioso) y Am (monzónico tropical) (Schmitter et al. 2002b). Los vientos predominantes son los Alisios, que soplan desde el sureste, salvo en el invierno que se presentan vientos fuertes del norte que interactúan con el aire marítimo tropical caribeño y provocan los "nortes" (Schmitter et al. 2002b; Suarez et al. 1996).

Se ha observado que la precipitación anual varía entre los 444 mm a 1227.3 mm y se hace mayor de norte a sur y de oeste a este en el Estado de Yucatán (INEGI 2002), por lo que la laguna La Carbonera se encuentra en la zona más seca del

Estado de Yucatán. La mayor precipitación en la Península ocurre en septiembre, con un promedio de 232 mm (Schmitter *et al.* 2002a).

1.2.2 Geología y fisiografía del norte de la Península de Yucatán.

Durante el Pleistoceno, es probable que la formación Carrillo Puerto cubriera el norte de la Península de Yucatán; al retirarse el mar, la filtración del agua debe haber producido la mayor parte de los cenotes y cuevas actuales (Suárez *et al.* 1996).

Aparentemente, el carst se presentó en el relieve poco tiempo después que los sedimentos marinos se elevaran, constituyendo la tierra firme. El desarrollo de la Península, desde el Mioceno hasta nuestros días, permite suponer que la porción meridional fue, en ese período, semejante a la planicie septentrional actual, por lo cual es probable que el carst se haya iniciado con dolinas. En la medida que se produce el ascenso continental, el relieve pasa a planicies onduladas y finalmente, a lomeríos. En esta última etapa, los movimientos verticales contribuyen a la fractura, favorecen el desarrollo ulterior del carst subterráneo y se incrementa la disolución de la roca en la superficie, en forma diferencial. El tipo de carst que se desarrolló dependió, fundamentalmente, de factores litológicos-estructurales, como el espesor de las capas, la inclinación y la composición mineralógica, además de las condiciones hidrogeológicas y climáticas (Lugo *et al.* 1992).

Al norte de la Península de Yucatán se presentan calizas del Pleistoceno y materiales del Holoceno, las cuales constituyen la barra arenosa litoral. Por debajo de esta última formación, se desarrolla un acuitardo costero de baja permeabilidad denominado localmente como "caliche". Su relieve es poco accidentado y su origen se asocia a descensos y ascensos relativos del Pleistoceno inferior-Holoceno.

El Anillo de cenotes es una importante característica hidrogeológica ya que es la manifestación superficial de una zona de alta permeabilidad, desarrollada en las rocas de carbonatos del terciario. Es un conducto importante para el agua subterránea, el cual la lleva de la parte sur al norte, a la costa del Golfo de México en

Bocas de Dzilam y el Estuario de Celestún (Perry *et al.* 2002). El Anillo de cenotes se ubica en la parte central del Estado de Yucatán, iniciando su emplazamiento desde punta Boxcohuo al norte de Celestún, cruza el cenote de Kopomá, da vuelta al norte de Muna y sur de Kantunil y sale a la costa nuevamente a la altura de bocas de Dzilam. La zona se extiende sobre un área que representa 18.04% del total estatal (INEGI 2002). Se establece que el Anillo de cenotes es una zona de alta permeabilidad, tanto por la presencia misma de los cenotes, como por las rupturas de la barra arenosa litoral, en Celestún y Dzilám, y la alta concentración de manantiales donde el anillo intercepta la costa, aunado a la caída del nivel del agua subterránea, hacia el anillo (Perry y Velázquez 1993).

1.2.3 Hidrogeología del Estado de Yucatán.

Perry et al. (1989) reportaron la existencia de una región confinada, en la costa del acuífero del estado de Yucatán y Casáres (2009) estudió con mayor detalle la zona de descarga del acuífero del Estado, en la cual se encuentra esta capa que confina al acuífero. El acuífero está caracterizado por su alta permeabilidad, donde canales subterráneos y cenotes están presentes a lo largo de la Península (Steinich et al. 1996). El flujo de agua dulce en el subsuelo no tiene lugar necesariamente como ríos subterráneos, sino a través de fracturas en la roca y desembocan en emisiones freáticas ("ojos de agua o manantial") en la zona costera o mar adentro (Doehring y Butler 1974); como consecuencia, parte de la lluvia recarga el acuífero por medio de la infiltración a través del fracturamiento del Caliche (Sánchez et al. 2005).

La alta infiltración debida a las características del suelo, la permeabilidad de la roca y el bajo relieve de la zona se combinan para producir un acuífero regional con un gradiente hidráulico muy pequeño (Alcocer *et al.* 1998), con valores entre 7-10 mm/km en el noroeste (Marín 1990). Como resultado de ello, el acuífero es una pequeña capa de agua dulce que flota sobre el agua salina, la cual es más densa. Steinich y Marín (1996) demostraron que al menos en algunas zonas el agua salada está presente en el acuífero en zonas a más de 110 km de la costa. Esta agua

salada tiene un doble origen: la intrusión de agua salada proveniente del mar y la disolución de evaporitas (Perry *et al.* 1995; Velázquez 1995).

El manto freático del acuífero de Yucatán no ha sido modificado a pesar de los pozos de bombeo para abastecimiento, salvo localmente en las cercanías de los pozos. Dadas las dimensiones del acuífero de la Península de Yucatán, dichos bombeos son mínimos, comparados con el volumen de la recarga (González *et al.* 2002).

En Yucatán, la porosidad secundaria domina la respuesta hidráulica de la masa rocosa, lo cual da como resultado que la conductividad hidráulica regional sea elevada, del orden de la de un material granular grueso. Los patrones de flujo por lo general son complejos con presencia de trayectorias tortuosas de tal manera que pueden ocurrir flujos laminares y turbulentos al mismo tiempo (González 1994).

Paralelo a la costa, en las lagunas costeras o humedales, se encuentra un tipo de cenote, conocido localmente como "Petén". Los "petenes" se hacen presentes donde el agua subterránea disuelve la piedra caliza mientras viaja a lo largo de las líneas de flujo. Cuando se aproxima a la costa, se escapa el CO₂, y como resultado, el agua subterránea precipita el carbonato de calcio, sellando el espacio intergranular en las rocas (Schmitter et al. 2002a). Este es el proceso que caracteriza el acuífero paralelo a la costa (Perry et al. 1989). Sin embargo, dentro de esta área, hay grandes cenotes que se formaron cuando el nivel del mar fue más bajo. Dado el diámetro de estos cenotes, entre 5 y 15 m, la precipitación de carbonato de calcio no puede sellar estas grandes cavidades. Por lo tanto, actúan como manantiales de agua dulce (ojos de agua) que emergen a la superficie del suelo (Marín et al. 1988). Tan pronto el agua salobre es descargada en las ciénagas ó lagunas costeras, se inicia el proceso de mezcla, dando origen a patrones de salinidad variables (Schmitter et al. 2002a). A ello se suma la frecuente diferencia de temperatura entre el agua dulce descargada y el agua salobre presente en las lagunas. Ambos fenómenos se traducen en una circulación termohalina compleja.

1.2.4 Región costera del Estado de Yucatán.

La zona costera, geológicamente es la más joven, tiene playas arenosas y lagunas costeras en la parte norte-noreste de la Península (Schmitter *et al.* 2002b).

Según Lankford (1976), citado en Farreras (2006), la plataforma continental del Estado de Yucatán es una región tropical cárstica muy ancha y somera, en la que la energía del oleaje es muy baja, salvo en los arrecifes costeros. La energía de mareas y corrientes es baja salvo en tormentas Además, esta plataforma está fuertemente influenciada por dos tipos de descarga dentro de la zona costera: 1) agua subterránea sumergida que acarrea nutrientes de la acuacultura, agrícolas, e industriales y 2) aguas residuales urbanas que contaminan el manto acuífero con nutrientes disueltos (Álvarez y Herrera 2006). Estas descargas inducen la eutrofización con sus consecuencias como: 1) aumento de la biomasa fitoplanctónica, 2) proliferación de algas potencialmente tóxicas, 3) aumento de la carga orgánica, 4) reducción del oxígeno disuelto, 5) cambios en las condiciones químicas del agua y el sedimento, 6) generación de mal olor y sabor del agua, 7) mortandad de organismos y 8) pérdida de biodiversidad.

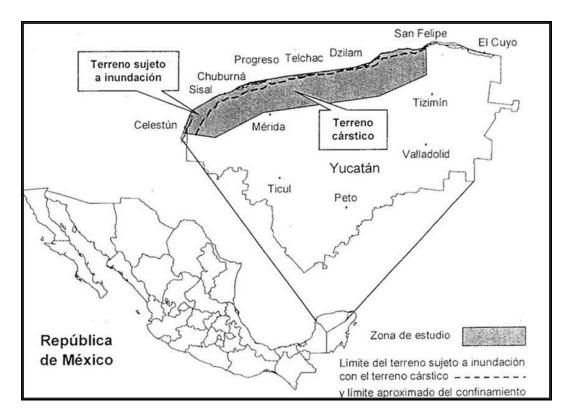
Casáres (2009) indica que la fisiografía en la franja costera del estado de Yucatán se caracteriza por la existencia de dunas de arena, ciénagas, lagunas costeras, terreno sujeto a inundación y terreno cárstico. La anchura de la duna de arena varía desde 300 m hasta 3 km a lo largo del litoral. Subyacente a la duna se encuentra el caliche cuyo espesor varía entre los 50 y 140 cm (Perry *et al.* 1989). Las ciénagas se localizan detrás de la duna de arena, tierra adentro, y son cuerpos de agua salina de profundidad somera sin comunicación directa con el mar y cuyo lecho está constituido por turba y material inerte, con espesores menores a 3 m (Springall y Espinosa 1972), citado en Casáres (2009).

Según Lankford (1976), citado en Farreras (2006), en México se usa indistintamente los términos laguna costera, bahía, sonda, boca, estero, estuario, caleta, lago, laguna, o lagunilla, para denominar este tipo de cuencas que conforman

aproximadamente 1/3 de los más de 11,500 kilómetros de longitud de costas de México. Sin embargo, estos ecosistemas tienen claras diferencias geomorfológicas y funcionales.

Las lagunas son consideradas como depresiones en las zonas costeras bajo el nivel de pleamar media superior (MHHW, en inglés), someras (<10m), con su eje principal paralelo a la costa, conectada al mar temporal o permanentemente por uno o más canales y separada de él por una barrera física (Kjerfve 1994). Day et al. (1989), citado en Herrera (2006), define al estuario, como la porción del río que tiene influencia marina al conectar perpendicularmente con el mar abierto. Sin embargo, es frecuente encontrar ecosistemas que incluyen los dos tipos de ambientes interconectados, denominándoseles sistema estuarino-lagunar. De acuerdo a las anteriores definiciones, La Carbonera, puede ser definida como una laguna costera, que a su vez tiene interconexiones con ciénagas aledañas, sobre todo en época de lluvias, en la cual además hay descargas importantes de agua subterránea.

A diferencia de las ciénagas, las lagunas costeras de Yucatán tienen comunicación directa con el mar, por lo que se establece entre ambos cuerpos de agua una continua dinámica de flujo y reflujo regulada por las mareas. El terreno sujeto a inundación adyacente a las lagunas costeras, del lado continental, se encharca en época de lluvias o durante pleamares vivas o extraordinarias, y el agua permanece allí durante varios días o drena hacia las ciénagas o lagunas costeras. Por esta razón, se le denomina "terreno sujeto a inundación" y es un reflejo de la baja permeabilidad del terreno; luego entonces, en esta zona aún se extiende el caliche impermeable que evita la infiltración del agua (Casáres 2009). En la Figura 1 se observa la zona de estudio de Casáres (2009), en la cual se expone la fisiografía de la franja costera del Estado de Yucatán.



Fuente: Casáres (2009)

Figura 1. Zonas fisiográficas de la costa del Estado de Yucatán

El límite del confinamiento del acuífero costero se ubica aguas abajo (hacia el norte) del límite entre las zonas fisiográficas denominadas terreno sujeto a inundación y terreno cárstico (Figura 1). En el terreno sujeto a inundación prevalece el caliche impermeable a nivel superficial, el cual se extiende hacia el mar pasando por debajo de las lagunas costeras y la duna de arena (Casáres 2009).

1.2.5 Laguna La Carbonera.

La zona de estudio de esta investigación es La Carbonera, laguna costera ubicada al noroeste del Estado de Yucatán (Figura 2), limitada geográficamente entre los siguientes cuatro puntos geográficos: 89°52′5.4" W, 21°14′28.4" N; 89°52′0.51" W, 21°12′59.7" N; 89°54′26.3 W, 21°12′35.1" N y 89°55′7.8" W, 21°13′13.2" N. La Carbonera está limitada al Este y Oeste por un conjunto de ciénagas que comunican con Chuburná Puerto y Sisal, respectivamente,y se conecta con el Golfo de México

por una estrecha boca que se formó a consecuencia del huracán Gilberto que azotó las costas yucatecas en 1988, y desde entonces dejó de ser una ciénaga para convertirse en una laguna costera, lo cual originó la extinción de algunas especies y la aparición de otras debido a los cambios ambientales que este evento conllevó, principalmente el cambio de salinidad en el agua. Este cuerpo de agua está rodeado por mangle en algunas zonas y por extensiones de la sabana yucateca en otras, y presenta en el interior varios petenes de distintos tamaños. En pleamares de marea viva y durante eventos de descargas extraordinarias de agua dulce al sistema, se crean comunicaciones con los sistemas vecinos. Sin embargo, los flujos a través de dichas comunicaciones son mínimos dado lo somero y altamente friccionante del sistema en esas fronteras naturales.

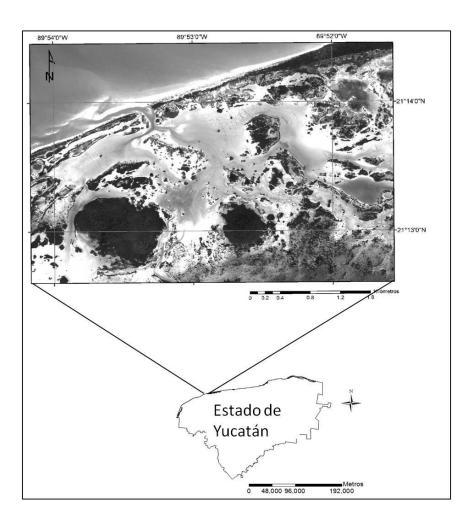


Figura 2. Zona de estudio

2 Objetivos.

2.1.1 Objetivo general.

El objetivo general de esta investigación es la evaluación y modelación hidrodinámica de la laguna costera La Carbonera, Yucatán.

2.1.2 Objetivos específicos.

Los objetivos específicos son:

- Realizar mediciones en campo y evaluar las variables topo-batimétricas, hidrodinámicas y climáticas en la zona de estudio, las cuales se utilizarán tanto en el modelo conceptual como en el modelo numérico.
- Construir un modelo conceptual del comportamiento hidrodinámico de la laguna La Carbonera.
- Implementar la malla de cómputo y calibrar el modelo hidrodinámico para el sistema de La Carbonera.

3 MARCO TEÓRICO.

3.1 Mareas.

3.1.1 Marea astronómica.

Las mareas oceánicas son generadas principalmente por la combinación de efectos de fuerzas gravitacionales debido al Sol y la Luna (de acuerdo a las leyes gravitacionales de Newton) y de la fuerza centrífuga resultante de traslación de la tierra alrededor del centro de gravedad de los sistemas Tierra-Luna y Tierra-Sol. La resultante de estas fuerzas se equilibran entre sí; sin embargo, su distribución sobre toda la superficie de la Tierra no es uniforme. La resultante en cada punto de la Tierra es la fuerza efectiva generadora de marea. La constituyente horizontal de estas fuerzas es el principal agente generador de las mareas.

Las variaciones del nivel del mar son, adicionalmente, afectadas por turbulencias, efectos internos y efectos locales. Como el campo gravitacional es un campo conservativo, sus fuerzas son derivables de un potencial escalar, y dado que los movimientos de los astros son periódicos, la inspección de la expresión analítica de ese potencial, de ser posible, debe permitir la determinación de los períodos y las amplitudes de las componentes de la fuerza de marea, llamadas constituyentes.

De todos los astros, planetas y sus satélites, sólo el Sol y la Luna, por su mayor masa y cercanía a la Tierra, producen fuerzas atractivas significativamente importantes para ser perceptibles en la variación del nivel del mar; siendo que la fuerza que ejerce la Luna es aproximadamente el doble de la fuerza que ejerce el Sol. Las características y anomalías (inclinaciones de ejes, acercamientos, alejamientos, oscilaciones, interacciones, duración de las rotaciones completas, períodos, interacciones con otros planetas, cambios de velocidades, etc.) de sus órbitas, originan las siguientes especies de Mareas de Equilibrio: diurnas y semidiurnas.

Las mareas vienen dominadas por el efecto de posición de la Luna y existe un período ocasionado por la rotación de la Tierra (efecto semidiurno) tal que, el propio movimiento de la Luna supone un retraso de cerca de 50 minutos cada día. Así que, entre dos mareas altas (pleamares, es decir, dos máximos consecutivos de una señal de marea) o dos mareas bajas (bajamares, es decir, dos mínimos consecutivos de una señal de marea), media un lapso de tiempo de 12 horas 25 minutos o sea 12.42 horas.

Sigue en importancia el efecto semimensual de período 14.75 días debido al conjunto Tierra-Luna-Sol. Cuando se suman vectorialmente las fuerzas gravitacionales del Sol y la Luna sobre la Tierra (Luna llena y Luna nueva) se tienen las mareas vivas (Figura 3) y cuando la Luna y el Sol están en cuadratura los efectos se restan y se está en época de mareas muertas (Figura 4, donde los colores indican las mismas fuerzas de la Figura 3).

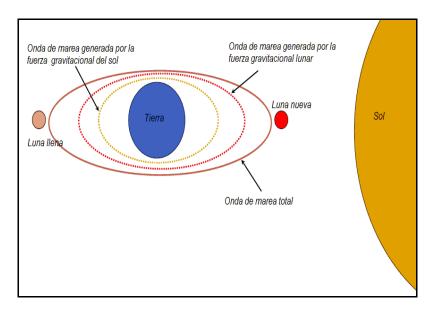


Figura 3. Fuerzas gravitacionales que generan la marea viva.

Debido al ciclo lunar (27.5 días aproximadamente), la posición de la Luna relativa a la Tierra y al Sol varía, por lo que quincenalmente la marea crece y decrece en amplitud, originando 2 veces al mes:

Mareas de cuadratura (muertas): rangos menores de la marea que ocurren gradualmente en las dos semanas centradas en días de Luna en Cuarto Creciente y en Cuarto Menguante. El rango de marea es la diferencia del nivel del agua entre un máximo (pleamar) y un mínimo consecutivo (bajamar) o viceversa. Nótese que el rango de marea es diferente para cada ciclo de marea.

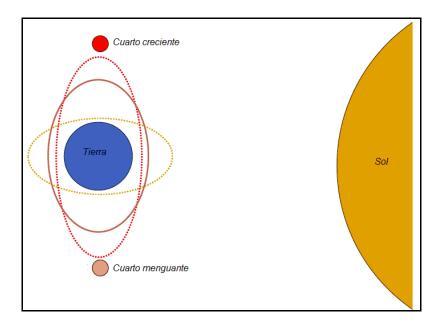


Figura 4. Fuerzas gravitacionales que generan la marea muerta.

Mareas de sicigia (vivas): rangos mayores de la marea que ocurren gradualmente en las dos semanas centradas en los días de Luna Llena y Luna Nueva.

Las mareas muertas pueden ser hasta de 1/3 de las mareas vivas. Otros efectos menores sobre la marea son:

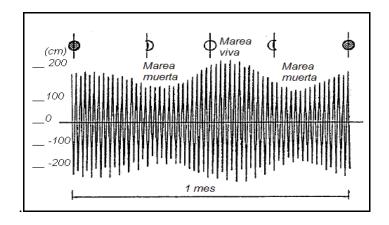
- a) efecto diurno (24 horas 25 minutos) originado por la declinación variable de la Luna;
- b) efecto semianual (0.5 años) originado por la declinación variable del Sol;
- c) efecto paraláctico solar (anual, 1 año), por efecto de la variación de la distancia Tierra-Sol (Custodio y Llamas 1976).

Cerca de la costa existe un efecto de borde por reflexión, efecto de variación de fondo marino y concentración en golfos y estuarios que modifican localmente la amplitud de marea y pueden romper la asimetría, de modo que en algunos lugares sólo se tiene un ciclo diurno de 24 horas 50 minutos.

Las mareas, de acuerdo a sus fluctuaciones diarias, pueden igualmente clasificarse como:

- Marea semidiurna: 2 máximos (Pleamares) + 2 mínimos (Bajamares) en un mismo día.
- Marea diurna: 1 máximo + 1 mínimo en un mismo día.
- Marea mixta: cuando, a lo largo del mes, la marea cambia de semidiurna a diurna o viceversa, se denomina mixta (con posible predominancia diurna o semidiurna).

Con base en lo anterior, el prisma de marea en un cuerpo semicerrado, es decir, el volumen de agua que se almacena (o se evacúa), entre una bajamar y una pleamar consecutivas (o viceversa), también es diferente para cada ciclo de marea. En la Figura 5 se muestra el registro de una medición de marea para un período de un mes, en el cual se pueden apreciar tanto las mareas vivas como las muertas.



Fuente: DHI (2009a)

Figura 5. Ciclo de mareas vivas y muertas

3.1.2 Constituyentes armónicas de la marea de equilibrio.

Las constituyentes armónicas de la marea de equilibrio (diurna ó semidiurna) como se ha mencionado antes, son originadas a partir de interacciones del planeta Tierra con otros planetas y sufren además variaciones debido a:

- a) fluctuaciones de la declinación y la paralaje;
- b) perturbaciones debidas a la atracción recíproca Sol-Luna; originándose así un conjunto extenso de especies denominado constituyentes armónicos de la marea de equilibrio. Los períodos y amplitudes relativas de las constituyentes de marea que conforman el 83% del total de la fuerza gravitacional generada se presentan en la Tabla 1 (Doodson y Warbrug 1941, citado en DHI 2009a), donde la Amplitud está dada como el promedio mundial de importancia relativa (M₂=100).

Tabla 1. Principales componentes de marea.

Tipo de marea	Constituyentes		Período (horas)	Amplitud
Semidiurna	Nombre	Símbolo		
	Lunar principal	M ₂	12.42	100
	Solar principal	S ₂	12	46.6
	Lunar elíptica	N ₂	12.66	19.2
	mayor			
	Lunar-solar	K ₂	11.97	12.7
	declinacional			
Diurna	Lunar-solar	K ₁	23.93	58.4
	declinacional			
	Lunar principal	O ₁	25.82	41.5
	Solar principal	P ₁	24.07	19.4

La marea astronómica resultante de la composición de todas estas constituyentes armónicas f(t), que es diferente para cada punto P en la superficie terrestre según su latitud y longitud, puede expresarse como la superposición de dichas constituyentes:

$$f(t) = \sum_{k=1}^{N} A_k \cos(\sigma_k t - \alpha_k)$$

siendo:

 A_k las amplitudes, t es el tiempo, α_k las fases, N el número total de componentes, y $\sigma_k = \frac{2\pi}{T_k}$ las frecuencias angulares, donde T_k es el período, y k es el índice correspondiente a cada componente.

Mediante el análisis armónico de registros (mediciones) de alturas de marea puede determinarse para cada localidad geográfica, la amplitud y la fase de cada una de las constituyentes, si se conocen sus períodos. De forma más completa, es posible descomponer la marea real en suma de funciones armónicas y aplicar a cada una de ellas lo expuesto; la variación de su amplitud conjunta será la suma de las respuestas a cada componente de marea, con la amortiguación y retraso correspondiente (Custodio y Llamas 1976).

Con base en los trabajos de Doodson (1921), acerca del espectro de potencia de la marea, los niveles de marea pueden ser representados por un número finito de armónicos, de la siguiente forma:

$$\sum_{j=1}^{N} a_j \cos(V_j(t) - g_j)$$

donde, para la constituyente genérica j, a_j es la amplitud, V_j el ángulo de la marea astronómica, g_j es el retraso de fase de la marea de equilibrio respecto al Meridiano de Greenwich.

El ángulo V(L,t) de una constituyente de marea astronómica puede ser visto como la posición angular del inicio ficticio relativo a la longitud L en el tiempot. Este inicio ficticio es el agente causal de la constituyente de marea, y se asume que viaja alrededor del Ecuador con una velocidad angular igual a la de su constituyente

correspondiente. A pesar de que la dependencia longitudinal puede ser calculada, por razones históricas L es generalmente asumida como el Meridiano de Greenwich y V es reducida a una función de una variable.

El retraso de fase de la marea de equilibrio respecto al Meridiano de Greenwich se puede calcular a partir de de la suma de los ángulos de las constituyentes de marea astronómica y la fase (φ) de la señal constituyente observada a partir de un análisis de regresión sinusoidal, como se muestra a continuación:

$$\sum_{j=1}^{N} a_j \cos(w_j t - \varphi_j)$$

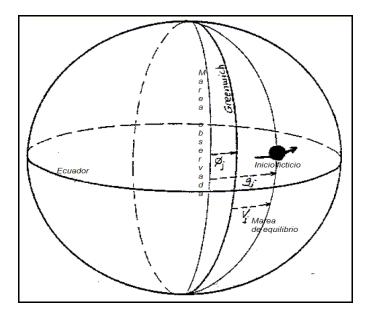
siendo φ una función del tiempo de origen adoptado (Figura 6) y w, la frecuencia angular, al considerar un tiempo de origen local. En este análisis todas las observaciones deben ser referidas a la misma zona horaria. Para evitar malas interpretaciones de fases debido a las conversiones entre las diferentes zonas horarias, se recomienda convertir todas las observaciones a *Greenwich Mean Time* (GTM, por sus siglas en inglés).

Si la predicción de marea se referencia a un meridiano local L y dado que el ángulo astronómico V_j se calcula en relación a Greenwich, se debe hacer la siguiente corrección:

$$g_i^L = L + g_i$$

La posición de marea observada en relación a L está dada por $V_j^L - g_j$, siendo V_j^L el ángulo astronómico referenciado a L, de lo cual se puede concluir que:

$$V_{j}^{L} - g_{j} = V_{j} - L - g_{j} = V_{j} - (L + g_{j})$$



Fuente: DHI (2009a)

Figura 6. Relación entre la marea de equilibrio y la marea observada

Recomponiendo las constituyentes de alturas, fases y períodos conocidos, se puede determinar *a priori* (para cualquier instante futuro) y en forma aproximada (sin incluir efectos meteorológicos ni locales), las alturas de marea en función del tiempo para una localidad geográfica; por ejemplo, la marea en la boca de una laguna costera.

3.1.3 Marea total y sus métodos de análisis.

En general, la marea total y(t), puede expresarse como la superposición:

$$y(t) = \underbrace{y_0}_{\text{Nivel de}} + \underbrace{\sum_{k=1}^{N} A_k \cos(\sigma_k t - \alpha_k)}_{\text{Components armónicos}} + \underbrace{n(t)}_{\text{Ruido+ components armónicos o meteorológicos}} + \underbrace{\sum_{k=1}^{N} A_k \cos(\sigma_k t - \alpha_k)}_{\text{Hocales}} + \underbrace{n(t)}_{\text{Ruido+ components armónicos o meteorológicos}}$$

La teoría astronómica indica cuáles frecuencias α_k y cuántas N de ellas son significativamente importantes en cada localidad. Generalmente, N < 12 aunque casi siempre, las más importantes son solamente 6.

El análisis armónico de Fourier de los registros de marea de un lugar entrega las amplitudes A_k y las fases α_k de cada componente armónica de período conocido y permite separarlas (filtrarlas) de las no-armónicas n(t).

El procesamiento de un registro de mareas (y también de las velocidades de sus corrientes) de una laguna costera, consiste en el análisis armónico ya mencionado y de un análisis espectral para identificar la presencia de otras señales con frecuencias desconocidas *a priori*, normalmente asociadas a la marea meteorológica y la dinámica local (seiches, oscilaciones).

Existen varios métodos para realizar un análisis armónico a una señal, entre los que destacan el IOS y el Admiralty. El primero de ellos, no fue tomado en cuenta en este estudio; sin embargo, este método es usado por su detallada descripción de la marea en un sitio especifico; por lo tanto, requiere del monitoreo de la marea por muchos años. En el Método Admiralty son únicamente consideradas los cuatro componentes de mayor energía (M₂, S₂, O₁ y K₁) para el análisis de marea, permitiendo al usuario introducir factores de corrección tanto en fase como en amplitud para tomar en cuenta el efecto de las restantes componentes astronómicas y de aguas someras. El Método Admiralty es una forma simplificada del análisis y predicción de mareas, asume que la diferencia en amplitud y fase entre las fuerzas generadas y la marea medida, son las mismas para componentes de frecuencia cercana.

La aplicación del método Admiralty es de interés práctico en la simulación de la propagación de la marea a lo largo de grandes áreas. Cabe mencionar que se cuenta con datos históricos que han sido compilados para un gran número de estaciones alrededor del mundo y han sido presentados en tablas que contienen las principales cuatro componentes de acuerdo al método Admiralty (DHI 2009b).

Las rutinas de programación usadas para el análisis de marea por medio del método Admiralty están basadas en los principios descritos en el trabajo de Doodson y Warbrug (1941), citado en DHI (2009b).

3.1.4 Marea en una laguna costera.

La marea en una laguna costera es la variación temporal en la posición vertical de la superficie libre del agua, con respecto a un nivel de referencia arbitrario (datum), causada por cualquier fenómeno o conjunto de fenómenos internos o externos. Los fenómenos causales de marea en las lagunas costeras pueden ser de origen externo (marea del mar o aporte de agua dulce) y/o por la dinámica misma del sistema lagunar y se pueden dividir en:

- a) astronómicos: interacción de fuerzas gravitacionales de planetas y astros sobre la masa de agua;
- b) meteorológicos: vientos y gradientes de presión atmosférica en la región local o en zonas oceánicas adyacentes, evaporación y precipitación;
- c) gradientes de densidad: producto de gradientes de salinidad y/o de temperatura horizontales o verticales; y
- c) causas locales u otras: morfología, fricción, dimensiones de la cuenca, efecto de coriolis y afluentes.

La marea de origen astronómico es periódica y predecible y por lo general es la más importante en magnitud; la de origen meteorológico es en parte periódica y en parte aperiódica, con un grado de importancia menor y las restantes son mayoritariamente aperiódicas y de menor significancia.

El conjunto de estos fenómenos hacen que la marea en cuerpos de agua costeros sea muy compleja y difícil de predecir.

3.1.5 Marea meteorológica.

En general, la marea de origen meteorológico es un orden de magnitud menor (10 %) que la de origen astronómico. Suele contener las siguientes componentes:

- a) periódicas: de carácter diurno, debidas a las variaciones en las brisas y vientos locales provocadas por los cambios térmicos en la superficie del océano y la tierra, consecuentes con la fluctuación de la radiación solar día-noche; con períodos de 5 a 15 días, como consecuencia de las variaciones más habituales de la presión atmosférica para cada región; y mensuales o estacionales, de acuerdo a la variabilidad del clima; y
- b) aperiódicas, como consecuencia de la ocurrencia de fenómenos meteorológicos esporádicos, como por ejemplo: frentes fríos, tormentas y huracanes.

3.1.6 Marea local.

Al propagarse en una laguna costera, la onda progresiva de la marea incidente:

- a) se transforma parcial o totalmente en onda estacionaria al reflejarse parcial o totalmente en la cabeza, paredes y fondo, y
- b) su amplitud se amplifica o amortigua y su avance se retarda, debido a la fricción y el asomeramiento del fondo (disminución de la profundidad).
- c) Adicionalmente, la fricción que retrasa el avance más en bajamar que en pleamar (porque el espesor de la capa límite adyacente al fondo es una fracción más grande de la profundidad total del agua en el primer caso), prolonga más el intervalo pleamar-bajamar-pleamar que el bajamar-pleamar-bajamar, deformando el perfil sinusoidal monocromático original de cada constituyente y originando una onda de superposición asimétrica, lo cual tiene importantes implicaciones en la circulación de masas de agua y la estabilidad del sistema (Salles 2001).

3.2 Variación del nivel piezométrico de acuíferos costeros debido a las mareas.

En un acuífero que descarga bajo el mar, toda elevación del nivel del mar debido a las mareas supone una sobrecarga, la cual se transmite y reparte en el acuífero —entre el terreno y el agua intersticial-, provocando en consecuencia un aumento en la presión intergranular y del agua subterránea. Así, en un acuífero cautivo totalmente submarino los cambios del nivel mar producen cambios del nivel piezométrico que se mantienen mientras dura la acción; sin embargo, si el acuífero prolonga bajo el continente, al producirse un aumento de nivel piezométrico bajo el mar por un aumento del nivel del mismo, se produce un flujo de agua hacia tierra de forma que la variación piezométrica se transmite al continente, pero amortiguada por la pérdida de carga de circulación, tanto más cuanto mayor es el alejamiento de la costa. Para asegurar que es un efecto de marea basta comprobar que el período entre cada dos oscilaciones completas es superior a 24 horas (Custodio y Llamas 1976).

En acuíferos costeros en contacto con el océano se hacen presentes fluctuaciones del nivel piezométrico en respuesta a la marea. Si el nivel del mar varía con un movimiento armónico simple, un tren de ondas sinusoidales es propagado hacia el continente desde los manantiales submarinos (ojos de agua, en el caso de la costa Yucateca). Con la distancia recorrida, las amplitudes de estas ondas van decreciendo y el tiempo de atraso aumenta (Todd 1959).

En los acuíferos libres, al ser el valor de S (almacenamiento específico del agua subterránea) mucho mayor que en los confinados, las oscilaciones de la marea se amortiguan muy rápidamente conforme incremente la distancia a la costa e incluso cerca de la misma son difíciles de apreciar; el proceso precisa del movimiento de grandes volúmenes de agua para llenar o vaciar poros y ello supone una gran inercia de reacción. Esto se debe a que el proceso precisa del movimiento de grandes volúmenes de agua para llenar o vaciar los poros (Custodio y Llamas 1976). En resumen, en los acuíferos libres la sobrepresión se distribuye en el

almacenamiento por medio del vaciado y restauración del agua de los poros, mientras que en los acuíferos confinados se trasmite a través de la presión del fluido (Serfes 1991, citado en Casáres 2009).

3.3 Descargas de agua dulce en lagunas costeras.

La presencia de descargas de agua dulce por afluentes es típica (por definición) de las lagunas costeras estuarinas, y en algunos casos, estacionalmente en las no-estuarinas.

Los efectos más importantes de la presencia de estas descargas de agua dulce son: producir circulación estratificada en 2 capas verticales, inducir descargas de intercambio de agua entre el afluente y la laguna, influir en la rapidez de renovación del agua de la laguna y modificar el transporte de materia por difusión turbulenta y por dispersión.

3.4 Esfuerzo del viento.

Cuando las lagunas son suficientemente grandes tienden a estar sujetas a vientos internos y efectos de oleaje. Si la laguna es somera y el sedimento fino, los vientos pueden causar suspensión de sedimentos y la turbidez podría restringir la penetración de la luz hacia el lecho de la laguna (Isla 1995). Los vientos procedentes de diferentes direcciones pueden generar bancos de arena, los cuales podrían provocar la formación a su vez de pequeñas lagunas.

El esfuerzo del viento produce efectos locales al actuar directamente sobre la laguna costera y no-locales al actuar sobre el océano adyacente. Los cuatro efectos más importantes del viento al actuar directamente sobre la superficie del agua de la laguna costera son: a) aumento en la evaporación, debido a que la tasa de evaporación lineal, que es la única fuente de disminución de agua dulce (es decir, de incremento de la salinidad) para las lagunas costeras estuarinas y no-estuarinas, depende linealmente de la velocidad del viento (Brutsaert 1982); b) apilamiento del agua en el sentido de la dirección hacia la cual sopla; c) formación de olas y d)

suspensión de sedimentos, haciendo que la turbidez restrinja la penetración de la luz hacia el lecho de la laguna (Isla 1995).

El nivel del mar está además influenciado por el viento; cuando éste sopla de tierra hacia el mar (brisa terrestre) hace descender el nivel y lo hace subir cuando sopla del mar hacia tierra (brisa marina). Los cambios locales de presión atmosférica tienen también influencia sobre el nivel medio del mar; una subida rápida de presión de 1 mb equivale a un descenso del nivel del mar de aproximadamente 1 cm, y puede llegar a hacerlo bajar hasta 13.2 mm.

En costas con relativamente pequeñas amplitudes de marea astronómica, como sucede en el Mediterráneo y el Golfo de México, las variaciones del nivel provocadas por las variaciones de presión atmosférica o el viento pueden ser dominantes. En las costas barcelonesas, la amplitud de la marea periódica varía entre 0.3 y 0.6 m según se trate de mareas muertas o mareas vivas, pero las otras causas enunciadas pueden provocar oscilaciones superiores a 1 m (Custodio y Llamas 1976). Lo mismo sucede en las costas de Yucatán, donde las sobre-elevaciones por tormenta pueden llegar a ser mayores que la marea misma.

3.5 Interacciones entre variaciones de temperatura y de salinidad.

Aún cuando la temperatura y la salinidad son dos variables independientes entre sí, existe una dependencia conjunta de sus fluctuaciones en los mismos fenómenos físicos. En escalas de tiempo largo, las fluctuaciones de estas variables en las lagunas costeras (sea estuarina o no-estuarina) se ligan entre sí, estando directamente asociadas a las fluctuaciones que experimentan en la masa de agua del océano adyacente, que ingresa por efecto de la marea. Adicionalmente, para los casos estuarinos, ésta dependencia común refleja las fluctuaciones estacionales en las descargas de agua dulce de los afluentes. En escalas de tiempo corto, para los casos estuarinos, esta dependencia común es el reflejo de las fluctuaciones diarias en las descargas de agua dulce de los afluentes.

3.5.1 Efecto de la radiación térmica.

Si la velocidad del viento y la humedad relativa del aire (que controlan en parte la evaporación) permanecen constantes, la radiación térmica solar incidente (que produce un incremento en la temperatura del agua) puede además, secundariamente:

- 1) Aumentar la diferencia entre las presiones de vapor si la humedad ambiental es baja (H < 50%); produciendo un aumento en la evaporación, y consecuentemente una aceleración en el aumento de la salinidad.
- 2) Disminuir la diferencia entre las presiones de vapor si la humedad ambiental es alta (H > 50%); produciendo una disminución en la evaporación, y consecuentemente una desaceleración, o eventualmente anulación, en el aumento de la salinidad. En consecuencia, en el caso 1), la temperatura y la salinidad aumentan simultáneamente y con rapidez; y en el caso 2), la temperatura aumenta y la salinidad aumenta lentamente o permanece constante simultáneamente (Farreras 2006).

3.5.2 Efecto de la evaporación.

Si la radiación térmica proveniente del Sol y de la atmósfera que llega a la laguna es muy pequeña o nula (por ejemplo, durante la noche o en días muy cubiertos de nubes) la evaporación (que produce un incremento en la salinidad), demanda un consumo de calor de vaporización que es suministrado por el agua, cuya temperatura desciende. En consecuencia, la salinidad aumenta y la temperatura disminuye simultáneamente.

3.5.3 Efecto de la saturación.

Un aumento excesivo de la evaporación (y por ende de la salinidad), puede llevar a la atmósfera a un grado de saturación de partículas de agua (bruma o niebla), aumentando su absorción y dispersión de la radiación solar e impidiendo el

aumento de la temperatura del agua, la que permanecerá constante. Esta temperatura está impedida de disminuir en estas circunstancias porque la evaporación excesiva inhibe también la emisión de calor de la superficie del agua a la atmósfera. En consecuencia, la salinidad aumenta y la temperatura permanece constante, simultáneamente.

3.5.4 Efecto de área.

En un volumen de agua, la mayor extensión de su área superficial incrementa el volumen de agua dulce evaporada y también la cantidad de energía radiante recibida del Sol. En consecuencia, en las zonas extensas y someras, típicas de las lagunas costeras no-estuarinas (o con aportes de agua predominantemente puntuales como en el caso de La Carbonera), este efecto produce que la salinidad y la temperatura se incrementen a la vez; o bien, cuando no hay evaporación significativa, que la salinidad permanezca constante y la temperatura aumente, simultáneamente.

3.5.5 Efecto del tiempo de residencia.

En las zonas cercanas a la cabeza de las lagunas costeras someras, en que las velocidades de las corrientes son relativamente pequeñas, o bien en zonas más extensas durante los períodos de mareas de cuadratura (muertas), la lenta renovación del agua y su permanencia por tiempo prolongado y con poco movimiento en el lugar, acentúan su evaporación y su calentamiento.

3.6 Fricción lateral y de fondo.

Los efectos más importantes de la fricción en la hidrodinámica de una laguna costera son:

a) El retardo y amortiguación de la ola de marea, que son más acentuados en las lagunas costeras someras.

- b) El paso no-lineal de energía a componentes "locales" de aguas someras, es decir, componentes de mayor frecuencia generadas por combinación de componentes marinas, determinable mediante el análisis espectral o la modelación numérica.
- c) La pérdida de momentum de las corrientes por efecto de la resistencia al flujo en forma de esfuerzo tangencial en el fondo.

3.6.1 Ecuaciones y coeficientes de Chezy y Manning.

La ecuación de Chezy para la velocidad del flujo estacionario (uniforme o nouniforme) en el canal con fricción y poca pendiente se define como:

$$v = C\sqrt{RS}$$

donde v es velocidad media en pies/s, R es el radio hidráulico en pies, S es la pendiente de la línea de energía y C es un factor de resistencia de flujo, conocido como coeficiente de Chezy, que depende del número de Reynolds y de las irregularidades de las paredes y del fondo, pero es casi independiente de la geometría de las secciones transversales (Chow 1994).

Para lagunas costeras estuarinas, la experiencia indica que C se encuentra en el rango de 60 a 100 (pie)^{0.5}/s.

Alternativamente, Manning, basándose en aproximadamente 200 observaciones empíricas, propone la ecuación que lleva su nombre:

$$v = \frac{1.486}{n} R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}}$$

en que el valor del guarismo 1.486 es válido únicamente si las magnitudes en la ecuación se expresan en unidades inglesas, R es el radio hidráulico en pies, S es la pendiente de la línea de energía y v es la velocidad media en pies/s. El coeficiente "n" ó coeficiente de rugosidad de Manning depende únicamente de las rugosidades o irregularidades del fondo, y se encuentra extensamente tabulado para multitud de

casos reales y de laboratorio. Para canales naturales de ríos o lagunas costeras su valor fluctúa entre 0.020 y 0.160 (Farreras 2006). Chow (1994) reporta valores máximos, normales, y mínimos para los casos más habituales de flujo uniforme en canales naturales.

En las corrientes aluviales en la cual el material es fino (como arcilla, marga o limos), el efecto retardador es mucho menor que cuando el material es grueso (como gravas o cantos rodados). Cuando el material es fino, el valor de n es bajo y relativamente no se afecta por cambio en el nivel de flujo. Cuando el material consta de arenas, gravas y cantos rodados, el valor de n por lo general es alto.

Para seleccionar un coeficiente de Manning o Chezy adecuado a un caso particular en estudio, Farreras (2006) aconseja:

- a) usar un valor semejante a los que hayan sido usados exitosamente para lagunas costeras de condiciones hidrodinámicas similares a la que esté en estudio; o
- b) si es posible hacer una buena estadística del tamaño de las irregularidades del fondo (sedimentos, etc.), calcular un valor medio de n;
- c) seleccionar de los valores reportados por (Chow 1994) un valor representativo de n, de acuerdo a las condiciones fisiográficas del caso en estudio.

3.7 Descripción del modelo hidrodinámico.

Con la finalidad de simular el comportamiento hidrodinámico de la laguna La Carbonera, y dado que no existe una solución analítica que pueda hacerlo, se recurre a la modelación numérica.

El paquete de software usado para implementar la simulación del modelo hidrodinámico en dos dimensiones con promedio en la vertical es el MIKE 21, diseñado por DHI - Water & Environment .

El modelo MIKE 21 usa un sistema de ecuaciones para modelar en dos dimensiones aguas someras con promedio en la vertical. El módulo hidrodinámico (HD), es usado para simular la variación de los niveles de agua y flujos, sujetos a una variedad de forzamientos y condiciones de frontera en estuarios, bahías y áreas costeras.

El modelo resuelve numéricamente por medio del método de volumen finito las ecuaciones de Navier-Stokes para un fluido incompresible de la forma de Reynolds, sujeto a la hipótesis de Boussinesq y de la presión hidrostática. El modelo contiene ecuaciones de continuidad y de momentum (DHI 2009c). Al usarse la ecuación de continuidad se asume que el prisma de marea puede ser calculado como un volumen de agua contenido entre el máximo y mínimo de la señal de marea en una sección transversal.

Los elementos que conforman la malla de cálculo pueden ser triangulares o rectangulares cuando se trabaja en dos dimensiones promediando la vertical (significa que toda la columna de agua se comporta de igual forma, las estratificaciones no son tomadas en cuenta).

3.7.1 Ecuaciones gobernantes.

Las ecuaciones de momentum horizontal y de continuidad integradas en la vertical $h=\eta+d$ en dos dimensiones para aguas someras se pueden expresar de la siguiente forma.

La ecuación de continuidad está dada por:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h\pi}{\partial x} + \frac{\partial h\nabla}{\partial y} = hS$$

y los dos momentos horizontales para las componentes 'x', 'y' respectivamente, se

representan de la siguiente forma:

$$\frac{\partial h \pi}{\partial t} + \frac{\partial h \pi^2}{\partial x} + \frac{\partial h \nu \pi}{\partial y} = f \nu h - g h \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{h}{\rho_0} \frac{\partial \rho_a}{\partial x} - \frac{g h^2}{2 \rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial s_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{xy}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} (h T_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (h T_{xy}) + h u_s S$$

$$\frac{\partial hv}{\partial t} + \frac{\partial hv\pi}{\partial x} + \frac{\partial hv^{2}}{\partial y} = -f\pi h - gh\frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{h}{\rho_{0}}\frac{\partial p_{a}}{\partial y} - \frac{gh^{2}}{2\rho_{0}}\frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_{0}} - \frac{1}{\rho_{0}}\left(\frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial x}\left(hT_{xy}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(hT_{yy}\right) + hv_{s}S$$

Las variables empleadas en las ecuaciones gobernantes del modelo hidrodinámico se explican en la Tabla 2.

Tabla 2. Definiciones para las variables de ecuaciones para aguas someras en 2D.

Variable	Definición	Variable	Definición
η	Elevación de la	d	Altura respecto al nivel medio
	superficie del agua		del mar.
t	Tiempo	h	Profundidad total del agua.
x, y	Coordenadas	g	Aceleración debido a la
	cartesianas		gravedad.
S	Magnitud de la	$f = 2\Omega \sin \phi$	Parámetro de coriolis, donde
	descarga de fuentes		Ω es la revolución angular de
	puntuales		la Tierra (7.292 x 10 ⁻⁵ radianes/
			segundo) y ϕ es la latitud
			geográfica.
ρ	Referencia de la	u y v	Velocidades promediadas en
	densidad del agua		la vertical en las direcciones x,
			y.
p_a	Presión atmosférica.	$ au_{bx}, au_{by}$	Componentes del esfuerzo de

			fondo.
S_{xx} , S_{xy} , S_{yx} ,	Componentes de	τ_{sx}, τ_{bx}	Componente del esfuerzo de
S_{yy}	esfuerzo de radiación		la superficie del viento.
$T_{sx}, T_{bx}, T_{sy}, T_{by}$	Componentes de	u_s, v_S	Velocidad de descarga de las
	esfuerzo lateral		fuentes de agua.

La barra superior indica que el valor está promediado en la vertical. Por ejemplo, π ν son las velocidades promediadas en la vertical (se asume una columna de agua en la cual la variable de estudio es constante), definida por:

$$h \overline{u} = \int_{-d}^{\eta} u dz \qquad \qquad h \overline{v} = \int_{-d}^{\eta} v dz$$

El esfuerzo lateral incluye la fricción debido a la viscosidad, turbulencia y advección T_{ij} diferencial. Ello fue estimado usando la fórmula de viscosidad turbulenta basado en los gradientes de velocidad promediados en la vertical:

$$T_{xx} = 2A\frac{\partial u}{\partial x}$$
 $T_{xy} = A\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right)$ $T_{yy} = 2A\frac{\partial v}{\partial y}$

donde, A es la viscosidad turbulenta horizontal.

El módulo hidrodinámico del MIKE 21 hace uso de una técnica implícita que integra estas ecuaciones en el mismo dominio de espacio y tiempo. La ecuación de la matriz resultante para cada dirección y nodo se halla por medio de un algoritmo de barrido (DHI 2009c).

3.7.2 Solución técnica.

En el módulo MIKE 21-FM hay dos partes del cálculo numérico que pueden ser controladas: el tiempo de integración y la discretización en el espacio. Hay dos opciones para controlar estos dos aspectos en la solución técnica: una de orden baja (primer orden) y otra de orden alto. El orden bajo es menos preciso que el alto, pero computacionalmente es más rápido. Como regla general se dice que el orden alto de discretización en el espacio debe ser escogido si los procesos son dominados por la difusión. El tiempo de integración se debe acoplar al método de discretización. Al escogerse las dos opciones en un orden alto se incrementará el tiempo computacional en una magnitud de 3-4 veces al tiempo normal para una corrida de simulación, pero producirá resultados más precisos que el orden bajo no puede reproducir (DHI 2009d).

Una medida de controlar la estabilidad numérica es mediante el uso del número de Courant-Friedrich-Lévy ó número CFL. Si el CFL es menor que uno, la estabilidad de la solución numérica es fiable. Para las ecuaciones de aguas someras en coordenadas cartesianas, el CFL está definido como:

$$CFL_{HD} = (\sqrt{gh} + |u|)\frac{\Delta t}{\Delta x} + \sqrt{gh} + |v|)\frac{\Delta t}{\Delta y}$$

donde, h es la profundidad del agua, u,v son las componentes de la velocidad, en las direcciones x,y, g es la aceleración gravitacional, Δx y Δy son las longitudes en direcciones x,y para un elemento y Δt es el incremento en el tiempo. La velocidad de cada componente es evaluada en el centro del elemento y, Δx y Δy son aproximadas por la mínima arista de cada elemento y su profundidad.

El número CFL es un estimado, por lo cual es común que se hagan presentes los problemas de inestabilidad, si ello ocurre el CFL debe ser reducido (el valor por defecto es 0.8). Además, la solución de las ecuaciones para aguas someras usa un intervalo de tiempo que puede ser variable, por lo tanto, el CFL puede estar por

debajo del valor crítico. El usuario tiene la elección de designar el mínimo y máximo incremento de tiempo (DHI 2009d).

3.7.3 Inundaciones y secado de áreas.

En condiciones de fronteras abiertas, la inundación y secado de áreas no son tomadas en cuenta, pero en ambientes estuarinos someros, los procesos de secado e inundado pueden representar un problema dado que las fronteras deben moverse debido a los cambios de las elevaciones de la superficie, cuando está por debajo de la elevación del elemento de la malla.

El MIKE 21-FM usa un movimiento de fronteras aproximado, en el cual utiliza tres parámetros a definir por el usuario: la profundidad definida como seca, inundada y mojada. Cuando la profundidad del agua es menor que lo establecido como mojado, se reformula el problema, tan sólo cuando la profundidad del agua es menor que lo establecido como seco, el elemento es removido de la simulación. La profundidad a la cual se presenta la inundación, es usada para determinar cuándo el elemento es inundado (por ejemplo, cuando el elemento es incorporado de nuevo a la simulación). La reformulación del problema se hace para colocar los flujos de momentum en cero y sólo considerar los flujos de masa (DHI 2009d).

La profundidad (P) definida como mojada debe ser mayor que la de inundado y la seca, y debe satisfacer la siguiente relación:

$$P_{\text{sec}a}\langle P_{\text{inundad}}\langle P_{\text{mojada}}\rangle$$

Las caras de cada elemento están siendo monitoreadas y ayudan a definir si el elemento está seco, parcialmente seco o mojado. Hay dos criterios para definir un elemento inundado: primero, la profundidad del agua en uno de los lados tiene que ser menor que la tolerancia de la profundidad considerada como seca y la profundidad del agua en el otro extremo, debe ser mayor que la tolerancia de lo considerado como inundado. Segundo, la suma de la profundidad donde está seco y

la elevación de la superficie en el otro extremo, debe ser mayor que cero (DHI 2009d).

3.7.4 Viscosidad turbulenta.

El concepto de la viscosidad turbulenta es usado para contrarrestar el término de esfuerzo adicional en las ecuaciones gobernantes que resultan de las fluctuaciones turbulentas y algunos problemas no resueltos, tanto en tiempo como en espacio. La viscosidad turbulenta le permite a la ecuación de momentum tener en cuenta el esfuerzo laminar y esfuerzo de Reynolds (turbulencia). Hay tres formas de manejar este parámetro en el MIKE 21-FM: no tener en cuenta la viscosidad turbulenta, escoger una viscosidad turbulenta constante (m²/s), o usar la formulación de Smagorinsky (1963), citado en DHI (2009d), quien propuso expresar el transporte de flujo de masa a diferentes escalas (sub_áreas de la malla de cálculo), relacionando la viscosidad turbulenta horizontal a una longitud característica. Esto es dividir el área total de cálculo y asignarle un valor de turbulencia a cada sub-área, como se puede observar en la siguiente expresión:

$$A = C_S^2 l^2 \sqrt{(S_{ij} S_{ij})}$$

donde, C_s es el coeficiente de Smagorinsky, l es una longitud característica y la tasa de deformación está dada por:

$$S_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial u_j} + \frac{\partial u_j}{\partial u_i} \right) \qquad (i, j = 1, 2)$$

El coeficiente de Smagorinsky puede ser constante o variante en el espacio, y se puede variar en el rango de 0.1 a 0.28 DHI (2009d). Se debe tener en cuenta que al usar la formulación de Smagorinsky se incrementa el tiempo de cómputo (DHI 2009c; DHI 2009d). Empleando la formulación Smagorinsky, se debe indicar un mínimo y un máximo valor para viscosidad turbulenta. Las unidades están en (m²/s).

3.7.5 Fricción de fondo.

La resistencia de fondo es calculada usando el esfuerzo de fondo, y puede ser definida por el número de Chezy o por el número de Manning. El esfuerzo de fondo $\vec{\tau}_b = (\tau_{bx}, \tau_{bx}) \text{ está determinado por la Ley de Fricción Cuadrática: } \frac{\vec{\tau}_b}{\rho_o} = c_f \vec{u}_b \big| \vec{u}_b \big|$

donde, c_f es el coeficiente de arrastre, $\vec{u}_b = (u_b, v_b)$ es la velocidad de flujo sobre el fondo y ρ_o es la densidad del agua.

La velocidad de fricción asociada con el esfuerzo de fondo está dada por

$$U_{tb} = \sqrt{c_f \big| u_b \big|^2}$$

Para cálculos en dos dimensiones \vec{u}_b es la velocidad de flujo promediada en la vertical y el coeficiente de arrastre está determinado por el número de Chezy, C o de Manning, M: $C_f = \frac{g}{C^2}$ $C_f = \frac{g}{(Mh^{1/6})^2}$

donde, h es la profundidad de la columna de agua y g es la aceleración gravitacional. Las unidades de los números de Chezy y Manning son $m^{1/2}/s$ y $m^{1/3}/s$, respectivamente.

La relación entre el número de Manning y la rugosidad de fondo $\,k_{s}\,$, puede ser estimada usando la siguiente expresión:

$$M = \frac{25.4}{k_s^{1/6}}$$

La resistencia de fondo puede ser expresada en tres formas diferentes:

- Sin resistencia de fondo.
- Número de Chezy (m^{1/2}/s).

• Número de Manning (m^{1/3}/s).

El número de Chezy, C (m^{1/2}/s) y el número de Manning, M (m^{1/3}/s) pueden ser expresados en dos maneras:

- Constante en el dominio.
- Variable en el dominio.

Se debe indicar el número de Manning si la variación relativa de la profundidad del agua es considerable. Normalmente, se usan valores en el rango de 20-40 m^{1/3}/s, pero de no tenerse ninguna información se sugiere 32 m^{1/3}/s (DHI 2009d); aunque un número de Manning de 105.26 m^{1/3}/s ha mostrado muy buenos resultados en simulaciones en 2D. Si se usa el número de Chezy, valores en el rango de 30-50 m^{1/2}/s son comunes para aplicaciones costeras y marinas (DHI 2009c).

El número de Manning es el inverso del coeficiente de Manning, descrito como 'n' en algunos textos.

3.7.6 Condiciones de viento.

Las magnitudes de velocidad y dirección de viento podrán ser registradas para ser incorporadas al módulo. Se puede incorporar el efecto del viento en el campo de flujo. La información sobre la influencia de viento en el área de estudio puede ser expresada en las siguientes formas:

Constante: El viento está soplando desde la misma dirección y con la misma magnitud para todo el período de simulación y sobre toda el área modelada.

Variante en el tiempo y constante en el espacio: La magnitud y dirección del viento varían durante el período de simulación, pero en la misma proporción sobre toda el área modelada.

Variante en el tiempo y en el espacio: La magnitud y dirección del viento varían durante el período de simulación y en toda el área modelada.

Las direcciones son dadas en grados y medidas desde norte hacia donde el viento está soplando (en sentido horario).

3.7.7 Fricción de viento.

La fricción de viento se puede especificar como constante o variante con la velocidad del viento. En este último caso, la fricción es interpolada linealmente entre dos valores de la velocidad del viento y si la velocidad está por debajo del límite inferior o por encima del límite superior, se da un valor de fricción a dicho límite.

Se puede incluir el efecto del viento sobre el área modelada en la siguiente forma. El esfuerzo de superficie $\bar{\tau}_s$ está determinado por la velocidad del viento sobre el agua y expresada por la siguiente relación empírica:

$$\vec{\tau}_b = \rho_a c_d |\vec{u}_w| \vec{u}_w$$

donde, ρ_a es la densidad del aire, C_d es el coeficiente empírico del aire y $\vec{u}_w = (u_w, v_w) \text{ es la velocidad del viento a 10 metros sobre la superficie del mar.}$

El coeficiente de arrastre puede ser un valor constante o dependiente de la velocidad del viento. La fórmula empírica propuesta por Wu (1980, 1994), citados en DHI (2009d) es usada para la parametrización del coeficiente de arrastre:

$$C_{d} = \begin{cases} C_{a} & W_{10} \langle W_{a} \\ C_{a} + \frac{C_{b} - C_{a}}{W_{b} - W_{a}} (W_{10} - W_{a}) W_{a} \leq W_{10} \leq W_{b} \\ C_{b} & W_{10} \rangle W_{b} \end{cases}$$

donde, C_a , C_b , W_a y W_b son factores empíricos y W_{10} es la velocidad del viento a 10 metros sobre la superficie del mar.

Los valores típicos de los factores empíricos son: $C_a=1.255*10^{-3}$, $C_b=2.425*10^{-3}$, $W_a=7\ m/s$ y $W_b=25\ m/s$. Estos valores han dado buenos resultados en aplicaciones a mar abierto y zonas costeras, razón por la cual fueron adoptados para la modelación hidrodinámica de La Carbonera.

3.7.8 Fuentes y sumideros.

La magnitud de descarga y velocidad para cada fuente ó sumidero en caso exista, se debe indicar, bien sea constante o variante en el tiempo.

3.7.9 Fuerza de coriolis.

Existen tres opciones en el MIKE 21 para el cálculo de la fuerza de coriolis, las cuáles son: sin fuerza de coriolis, constante en el dominio y variante en el dominio. Al tenerse en cuenta la fuerza de coriolis constante en el dominio, se debe indicar una latitud de referencia (en grados) y al elegir una fuerza de coriolis variante en el dominio se debe dar su correspondiente información geográfica.

3.7.10 Condiciones iniciales.

Las condiciones iniciales que pueden especificarse en el modelo son: la elevación de la superficie del agua, la dirección y velocidad del movimiento del agua en el dominio. El MIKE 21-FM permite que el usuario especifique estas variables como: elevaciones de la superficie variante en el espacio con velocidades nulas ó profundidades totales del agua (h) variantes en el espacio y con velocidades. Para este último caso, la entrada puede ser el resultado de una simulación previa. Se debe elegir una variación de la superficie como parámetro inicial muy cercana a las condiciones de frontera al comienzo de la simulación, lo cual evitará choques en la formación de la ola (DHI 2009 d).

3.7.11 Condiciones de frontera.

En el modelo hidrodinámico del MIKE 21-FM, hay seis condiciones de frontera posibles. Existen dos tipos de fronteras en tierra. La primera, es cuando se asume que un componente de la velocidad es normal, mientras que la otra es tangencial a la frontera, y la segunda, cuando tanto la componente tangencial como la normal a la frontera tierra son ceros. Los otros cuatro tipos de fronteras son velocidades, flujos, niveles de agua y descargas a lo largo de la frontera. Cuando se escogen velocidades o flujo (flujo obtenido con la velocidad promediada en la vertical) en direcciones x, y, se pueden especificar en tres formas diferentes: constantes (en el tiempo a lo largo de la frontera), variables en el tiempo y constantes a lo largo de la frontera o variable en el tiempo y a lo largo de la frontera. La descarga será siempre una contribución a lo largo de la frontera.

4 METODOLOGÍA.

En el presente Capítulo, se da a conocer la metodología utilizada para cumplir los objetivos de esta investigación, los cuales abarcan tanto la evaluación como la modelación hidrodinámica de la laguna La Carbonera. Dichos objetivos fueron desarrollados, en primer lugar, por medio de un modelo conceptual, que será ampliamente explicado en el siguiente Capítulo, en el cual se describe cualitativamente el funcionamiento hidrodinámico, tanto del agua superficial como de la subterránea en la zona costera; permitiendo de ésta forma, la evaluación hidrodinámica del sistema por medio de mediciones realizadas en dos redes de monitoreo, creadas en función de los flujos preferenciales dentro de la zona de estudio.

La evaluación hidrodinámica de la laguna La Carbonera a su vez fue reproducida por medio de simulaciones numéricas. Para simular la hidrodinámica se utilizó un modelo numérico de última generación que a groso modo requiere de geometría en planta y batimetría de la zona de estudio para la implementación de la malla de cálculo. Además, fue necesario recolectar datos de marea, gastos, corrientes, aportes de agua subterránea para forzar y calibrar el modelo, como se muestra a continuación.

4.1 Recolección de datos de campo.

Con la finalidad de caracterizar la hidrodinámica del sistema, fue necesario estimar aportes de agua, así como la variación de los niveles de superficie libre. Se llevaron a cabo dos campañas de muestreo en las cuales se efectuaron monitoreos de 25 horas; la primera de ellas fue en marea viva (7 y 8 de agosto de 2010), en la cual se creó la primera red monitoreo (Estaciones 5, CN3, C7 y ojo de agua, Figura 7) en función de flujos preferenciales. Durante esta campaña fueron realizadas las siguientes actividades:

- a) Mediciones durante un ciclo diurno (25 horas) de velocidad y dirección de flujo a través de la sección transversal de la bocana, usando un Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP, por sus siglas en inglés), y velocidad de la corriente (m/s) en el ojo de agua del Petén principal al interior del sistema lagunar (con un velocímetro acústico Vector).
- b) Mediciones con Conductivity Temperature Depth (CTD, por sus siglas en inglés), del nivel de la superficie libre y la conductividad eléctrica en 3 estaciones (5, CN3 y C7), las cuales apoyaron en la explicación del flujo y reflujo del manantial principal del sistema.
- c) Ubicación geográfica de las fronteras del sistema.
- d) Así mismo, se recabaron datos meteorológicos de interés (viento, presión y temperatura) de la estación meteorológica más cercana (18 km, en el Puerto de Sisal).

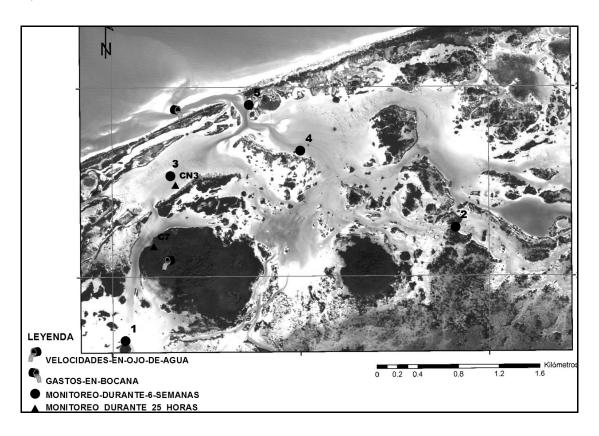


Figura 7. Redes de monitoreo.

Además de las mediciones realizadas en la primera campaña, se creó la segunda red de monitoreo; inicialmente se dejaron 3 CTDs durante 6 semanas a partir del 7 de agosto del mismo año en tres puntos estratégicos (estaciones 1, 2 y 5 en Figura 7), registrando las variaciones de la superficie libre y adicionalmente, temperatura y conductividad eléctrica (estas mediciones no se utilizaron en este trabajo, pero sirvieron para obtener una mayor comprensión de los procesos en el sistema). Las estaciones 1 y 2 fueron usados como condiciones de frontera del modelo. A partir del 20 de agosto del mismo año, se instalaron dos estaciones adicionales (estaciones 3 y 4 en Figura 7), las cuales obtuvieron grabaciones por 4 semanas, y que junto con la estación 5 fueron usados para calibrar el modelo.

La segunda campaña tomó lugar durante las mareas muertas (21 y 22 de septiembre de 2010), en la cual al igual que en la primera campaña se obtuvieron mediciones durante un ciclo diurno (25 horas) de velocidades y dirección de flujo a través de la sección transversal de la bocana (usando, el ADCP) y velocidad de la corriente (m/s) en el ojo de agua del Petén principal (con velocímetro acústico Vector). Además, se recuperaron los 5 CTDs que estaban registrando variaciones de la superficie dentro de la laguna.

Para llevar a cabo las anteriores actividades fue necesario hacer uso de los equipos y accesorios ilustrados en la Figura 8. Los CTDs fueron útiles para la medición de variación de la superficie libre y la conductividad eléctrica, el DGPS de doble frecuencia en modo cinemático, para levantamiento topo-batimétrico; el Vector para medir velocidades de corrientes y el ADCP para medición de gasto, marea y corrientes.

4.1.1 Mediciones de flujo.

Las mediciones de flujo en la bocana se hicieron con el ADCP durante los ciclos de mareas viva y muerta, para las dos campañas se hicieron las mediciones en el mismo lugar.

El ADCP calculó el flujo (gasto, en m³/s) a partir de sus registros del área y velocidad de las partículas en suspensión en el agua a lo largo de la sección transversal. El ADCP envía una señal incidente acústica hacia el fondo de la laguna con una frecuencia de 600 kHz, la cual es reflejada en partículas en suspensión (que se asume viajan a la misma velocidad y dirección que el agua) y posteriormente, el equipo registra la señal reflejada a diferentes capas de la columna de agua. Dichas señales reflejadas tienen, por efecto Doppler, una frecuencia distinta a la frecuencia de la señal incidente y la variación de la frecuencia es proporcional a la velocidad de las partículas.



Figura 8. Equipos de medición.

El arreglo experimental consistió en instalar una cuerda que atravesaba la bocana de la laguna (Figura 9), a través de la cual se hicieron 4 transectos de medición cada hora durante 25 horas (para corroborar la precisión de las mediciones). El ADCP guardó los registros de las mediciones en su propia memoria y en una computadora con la cual se comunicó en tiempo real inalámbricamente (vía bluetooth) durante la medición de cada transecto. Se observó que entre las cuatro

mediciones que se hacían cada hora con diferencia de tiempo entre una y otra de 6-7 minutos, habían diferencias para algunos casos, ello debido a la variación rápida de la marea, el oleaje producido por el viento que desestabilizaba el ADCP, lo cual inicialmente produjo ciertas imprecisiones por instantes de tiempo. En post-proceso por medio del software Win River II, versión 2.07, se hizo el análisis de datos medidos por el ADCP.

Para medir el aporte de agua dulce, se instaló un corrientímetro vector (marca Nortek), durante las campañas de marea viva y marea muerta en una sección transversal al canal que conduce al ojo de agua principal, a 10 metros de éste último aproximadamente.



Figura 9. Medición de flujo en la bocana de La Carbonera.

En el canal principal que conduce al ojo de agua se hicieron mediciones de las velocidades de agua cada 0.5 segundos, a una profundidad inicial de 65 cm desde la superficie, el sensor de presión se posicionó en el fondo del canal, cuya profundidad en ese instante fue de 132 cm; además, se hizo una batimetría de la sección transversal al canal como se muestra en la Figura 10. Con el promedio de la

variación del área mojada y la velocidad del agua en la sección transversal del canal fue posible determinar el flujo que provenía o entraba al ojo de agua.

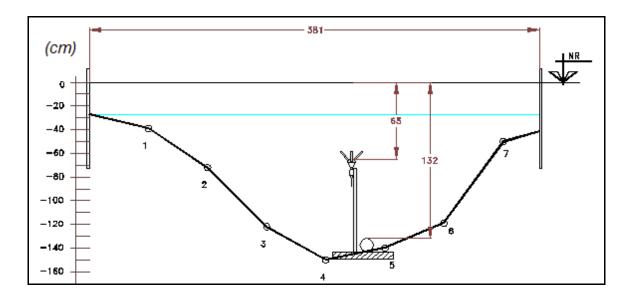


Figura 10. Batimetría de la sección transversal del canal que conduce al ojo de agua.

A pesar de que se había planteado hacer mediciones de flujo en ojos de agua adicionales, no fue posible debido al difícil acceso a la localización geográfica de los mismos; los aportes de estos ojos de agua no son dirigidos hacia canales naturales ó artificiales como es el caso del Petén estudiado, sino que dichos aportes son dispersos a través de la vegetación. Sin embargo, los sensores que registraron la variación de la superficie en la cabecera de la Laguna (estaciones 1 y 2, Figura 7), brindan parte de la información de estos aportes difusos por escurrimientos procedentes de la zona de inundación, puesto que con estos niveles de agua el modelo hidrodinámico asocia un gasto al área transversal donde se hicieron dichas mediciones de variación de la superficie libre, por medio del cálculo de velocidades que el modelo hace para cada elemento de la malla de cálculo.

4.1.2 Mediciones de nivel de la superficie libre y corriente.

Además de las dos redes de monitoreo mencionadas en la Figura 7, fue instalado un ADCP, mar adentro, a 6.5 km desde la línea de costa (estación "Mar"), el cual midió marea y corriente por todo el tiempo que los sensores CTDs estuvieron

en la laguna registrando información. Los datos de este ADCP fueron usados para forzar el modelo hidrodinámico en la zona marina.

Puesto que los CTDs miden la presión debido a la columna de agua más la presión atmosférica, fue necesario instalar un barómetro en el Puerto Sisal que midiera la presión atmosférica para la misma fecha que los CTDs estaban en grabación, para posteriormente, restar la presión atmosférica a la presión registrada por los CTDs y así obtener la presión únicamente debido a la columna de agua; la cual resultó ser la variación de la superficie libre, debido a que las unidades de la presión en el CTD son cm H₂O. Los CTDs fueron programados para registrar datos cada 6 minutos, mientras que los datos registrados por el barómetro fueron registrados cada 20 minutos, por lo cual se debió hacer una interpolación lineal con los datos del barómetro cada 6 minutos. La interpolación para todos los datos se logró por medio de rutinas creadas con el programa Matlab R2007a.

Luego de haber obtenido las señales de marea, se graficó y observó que presentaban oscilaciones de alta frecuencia que no son de interés de este estudio, por tal motivo se hizo necesario filtrar dichas señales. Un filtro de promedio móviles con 10 valores de presión, 6 minutos entre cada uno, para obtener un dato promedio horario, fue necesario para eliminar dichas oscilaciones de la variación de la superficie libre a cada estación, lo cual se puede ver en la Figura 11.

Finalmente, usando el método de análisis de mareas Admiralty se encontraron las cuatro principales componentes de mayor energía (M₂, S₂, O₁ y K₁) de las estaciones 1-5 (Figura 7). Dado que entre más larga sea la serie de marea medida, mayor es la aproximación en la determinación de sus componentes y dado que al comparar dos puntos de marea, ambos deben tener el mismo período de medición, se optó por hacer el análisis para el período del 20 de agosto al 21 de septiembre de 2010, lapso en el cual todas las estaciones antes mencionadas estaban registrando variación de la superficie y de esta forma, conocer el tiempo que tarda cada componente de marea en desplazarse de una estación a la otra, con tan sólo hacer

la resta de las fases de la marea entre las estaciones de interés (en unidades de tiempo).

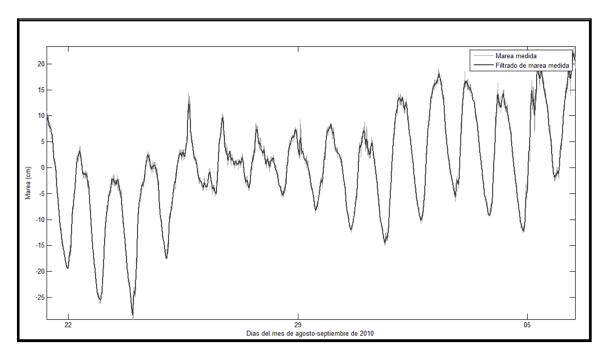


Figura 11. Filtrado de la señal de marea en estación 5.

4.1.3 Levantamiento batimétrico.

El levantamiento topo-batimétrico circundante de la laguna La Carbonera se realizó con el instrumento de medición DGPS. La estación base se colocó en la azotea del edificio que se encuentra a la entrada de la Unidad Multidisciplinaria de Investigación (UMDI) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en Sisal (Figura 12). Con el DGPS móvil se tomaron las diferentes lecturas de coordenadas y elevaciones de puntos de interés en la laguna. Para este caso, fueron usados dos receptores móviles, uno de ellos es mostrado en la Figura 13.

Se utilizó el software que trae consigo el equipo DGPS, llamado GNSS Solutions versión 3.10.07, para corregir los datos del DGPS móvil respecto a la base, y para referenciar los datos en z (altura) al nmm (nivel medio del mar). En primer lugar, se ligaron tanto las coordenadas encontradas en la azotea del edificio como las de una mojonera ubicada en la UMDI a la red activa del INEGI, en su estación de

Mérida. Con esta última, se corrigió la posición de la base, y luego se halló la diferencia en z entre la base (en la azotea del edificio) y la mojonera. Puesto que la mojonera está referenciada al nmm, la base quedó con esta misma referencia. Posteriormente, con las coordenadas corregidas de la base se corrigieron los puntos registrados por los dos instrumentos móviles del DGPS. La base, a su vez punto de control para las diferentes campañas de batimetría que se hicieron en La Carbonera, se encuentra localizada en las siguientes coordenadas Universal Transversal Mercator (UTM, por sus siglas en inglés), Zona 15, x=806,579.116 m, y=2'343,089.020m y z=4.75m sobre el nmm.



Figura 12. Instalación de DGPS en el Campus de la UNAM-Sisal.

Cabe mencionar que en las partes profundas de la laguna y en la zona marina se usó una lancha con ecosonda para registrar las profundidades del lecho marino. En el caso del ADCP que estaba localizado a 6.5 km mar adentro, se hizo un transecto de batimetría con la ecosonda desde la línea de costa hasta el ADCP, y luego con esta información, se asumió homogeneidad en el fondo del lecho marino perpendicular a la zona de estudio.



Figura 13. Recolección de datos topo-batimétricos en campo.

4.1.4 Recolección de datos de viento.

Debido a que el modelo hidrodinámico involucra la dirección y velocidad del viento como parámetro de calibración, fue necesario hacer uso de la estación meteorológica más cercana a la zona de estudio, que para este caso se localiza en la UMDI-Sisal. A través del siguiente sitio web fueron descargados los datos:

http://www.wunderground.com/weatherstation/WXDailyHistory.asp?ID=IYUCATAN5

4.2 Parámetros de entrada al modelo hidrodinámico del MIKE 21.

Como se mencionó anteriormente en la sección 3.7, el modelo hidrodinámico MIKE 21 requiere de una serie de parámetros hidrodinámicos propios de la zona de estudio, así como de geometría en planta y batimetría para la implementación de la malla de cálculo.

4.2.1 Malla de cálculo.

El MIKE 21-FM provee al usuario de una interface gráfica llamada MIKE Zero, con la cual se puede generar la malla de cálculo con base en la obtención de la batimetría obtenida en campo y la geometría del sistema. Por facilidad y para minimizar el tiempo de cómputo a la corrida de cada simulación se optó por usar una malla triangular en toda el área de cálculo, cuyos elementos variaron de mayor área en la zona marina a menor área en la zona lagunar, principalmente en los canales de mayor aporte de agua, en donde se habían ubicado los sensores que registraron la variación de la superficie libre. El número de elementos generados para la malla fue de 9581 y de 5045 nodos. Luego de generada la malla (Figura 14) se suavizaron algunos de sus elementos, lo cual consistió en reducir los ángulos agudos que pudieran causar que el programa generará incrementos de tiempo de cómputo en la solución de las ecuaciones de gobierno en dicho elemento. Finalmente, se interpolaron los puntos de batimetría a la malla generada usando el método de interpolación por vecindario.

4.2.2 Condiciones de frontera.

Debido a que las mediciones de marea en el Golfo de México se encontraban alejados de la costa, y para tener en cuenta el desfase de la marea al propagarse del punto en que fue medida hasta La Carbonera, fue necesario incluir en la malla de cálculo, en la parte marina, 6.3 km en la parte este y 6.9 km en la parte oeste, transversales a la costa, donde se ubica La Carbonera.

El modelo hidrodinámico fue forzado (condición de frontera) en la zona marina con marea, la cual se asume que se propaga hacia la costa y con corrientes de 0.15 m/s en dirección este-oeste (de acuerdo con medición puntual de ADCP a 6.5 km mar adentro) y basados en estudios de Herrera *et al* (2006), quienes hicieron mediciones de corrientes en transectos de 7 km perpendiculares a la costa, al este y oeste del muelle de Progreso, Yucatán, utilizando un Perfilador Acústico Doppler (ADP, por sus siglas en inglés), capaz de ser operado desde una embarcación en

movimiento, pues contó con vínculo GPS para ubicación de la embarcación y seguimiento de fondo para corregir las mediciones de corrientes. En este estudio, la circulación presentó un patrón uniforme, con corrientes relativamente intensas (promedio de 11 cm/s y máximas de 32 cm/s) dirigidas hacia el oeste. Este trabajo fue realizado durante el mes de julio, época de lluvias, la cual coincide con la época de mediciones de esta investigación.

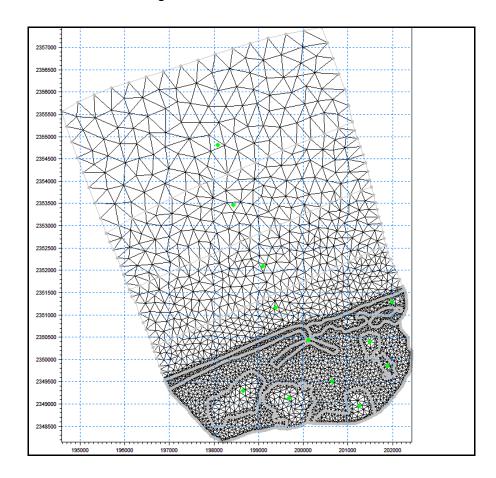


Figura 14. Malla de cálculo.

En el interior de la laguna se forzó con los niveles de las estaciones 1 y 2 (Figura 7); sin embargo, se asumió un comportamiento similar de la variación de la superficie en los canales laterales a las estaciones 1 y 2, los cuales a su vez hicieron parte de los forzantes del modelo, y que dan información relevante para que el modelo asocie un gasto a las fronteras. Los niveles de agua de las estaciones 1 y 2 proporcionan información de los aportes de agua procedentes de la zona de

inundación, debido a que el período de muestreo se realizó durante la época de lluvias (en la cual dichos aportes son significativos).

Las condiciones de frontera son plasmadas en la Figura 15.

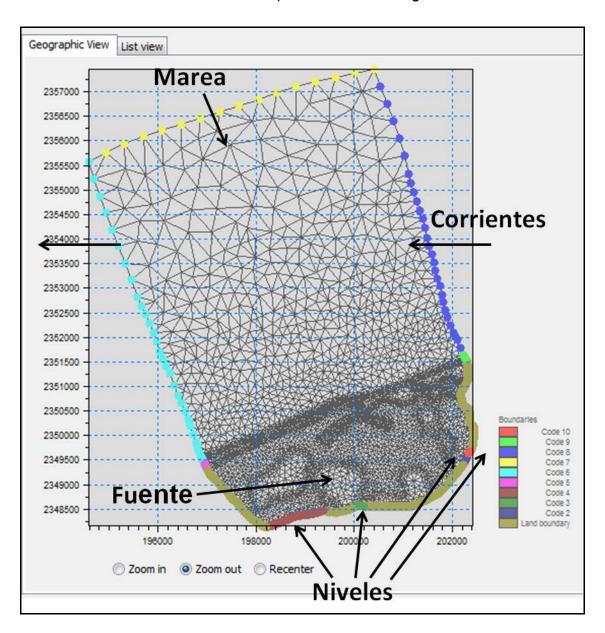


Figura 15. Condiciones de frontera del área a modelar.

4.2.3 Parámetros hidrodinámicos.

La malla de cálculo fue dividida en cuatro zonas consideradas con diferentes fricciones de fondo, debido a la diferencia en la granulometría del fondo (Figura 16). Luego de haber hecho un reconocimiento del área a modelar y haber observado que en la parte marina, el lecho está compuesto de arena, se le asignó la fricción mínima; en el canal principal que une La Carbonera con el Golfo se asignó una fricción intermedia entre la asignada a la zona marina y a la laguna mientras que, en la laguna se observó un fondo compuesto de arena y vegetación en descomposición debido al transporte de sedimento proveniente de sistemas aledaños, el cual está regulado por la marea y descargas de agua dulce (tanto de la zona de inundación como de los ojos de agua); por lo cual se le asignó una fricción más alta que a las zonas anteriormente mencionadas. En los manglares y dunas se asignaron los valores más altos de fricción, asumiendo que en dichas zonas los flujos de agua son despreciables, debido a que raras veces son inundados.

Se usaron datos de viento variantes en el tiempo y constante en el espacio, registrados por la estación meteorológica más cercana a la zona de estudio (Puerto de Sisal, Yucatán), usando un coeficiente de arrastre dependiente de la velocidad del viento.

Se tiene una fuente con un gasto de 1 m³/s constante en el tiempo, resultado de las mediciones hechas en el canal que conducen al ojo de agua principal durante un ciclo de 24 horas; este gasto se asumió constante para todo el período de simulación (22 días) debido a la falta de información.

En el caso de La Carbonera, dadas sus dimensiones, el efecto de coriolis es despreciable, comparado con la energía de los demás procesos y forzamientos (marea, fricción de fondo, aportes de agua dulce).

Se optó por colocar como condición inicial el primer valor de la serie de marea registrada a 6.5 kilómetros de la costa (esto es el tiempo cero de las mediciones).

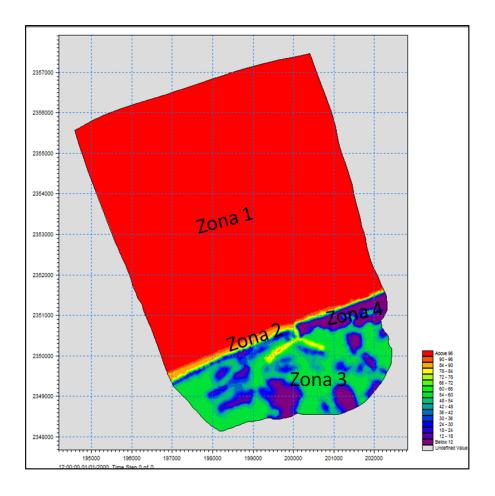


Figura 16. Mapa de distribución de fricción de fondo (número de Manning).

Para el caso de la viscosidad turbulenta, se optó por usar la formulación Smagorinsky en vez de una viscosidad turbulenta constante debido a que al modificarse los parámetros del coeficiente de Smagorinsky se vieron cambios significativos en la amplitud de la señal; mientras que esto no sucedió al usar una viscosidad turbulenta constante.

En la Tabla 3 se resumen los parámetros de entrada al modelo hidrodinámico de la laguna La Carbonera.

Tabla 3. Datos de entrada al modelo numérico.

Solución técnica	Tiempo de integración:		
	Bajo orden, algoritmo rápido,		
	Incremento de tiempo mínimo=0.01 seg,		

	Tiempo máximo = 30 seg,		
	Número CFL= 0.8		
	Discretización del espacio		
	Bajo orden, algoritmo rápido.		
Áreas secas y mojadas	Profundidad en seco: 0.005 m, Profundidad en inundación:		
	0.05 m, Profundidad en mojado=0.1 m.		
Densidad	Barotrópica		
Viscosidad Turbulenta	Formulación Smagorinsky: usando valores constantes en		
$(T_{sx}, T_{bx}, T_{sy}, T_{by})$	el dominio y tiempo: 0.05, 0.16 y 0.28.		
Fricción de fondo $ au_{bx}, au_{by}$	Número de Manning variante en el dominio: 10-100.		
Forzamiento por viento	Variante en el tiempo, constante en el dominio.		
Fricción de viento	El coeficiente de arrastre fue dependiente de la velocidad		
	del viento.		
	Se usaron los valores típicos de los factores empíricos:		
	$C_a = 1.255 * 10^{-3}$, $C_b = 2.425 * 10^{-3}$, $W_a = 7 \ m/s$ y		
	$W_b = 25 m/s .$		
Precipitación	No fue tomada en cuenta debido al área pequeña a		
	modelar y a que en los días de mediciones las lluvias no		
	fueron frecuentes.		
Evaporación	Constante en el dominio: 4 mm/día.		
Fuentes	Una (ojo de agua): 1 m³/s.		
Condiciones iníciales	Constante en el dominio, elevación de la superficie de		
(η) , $(\overline{u}, \overline{v})$	0.017944200 m en zona marina.		
	Velocidad en u, v: 0 m/s (π, v)		
Condiciones de frontera			
Norte (zona marina)	Variación de la superficie en el tiempo, constante a lo largo		
	de la frontera, propagada hacia la costa.		
Este -Oeste (zona marina)	Velocidad constante en el espacio (0.15 m/s), dirección		

	Este-Oeste.
Este (zona lagunar)	-Variación de la superficie en el tiempo, constante a lo largo de la frontera, para cuantificar aportes provenientes de sistemas lagunares provenientes de Chuburná PuertoTierra en la duna costera.
Sur (zona lagunar)	Variación de la superficie en el tiempo, constante a lo largo de la frontera y tierra. Tierra (velocidad normal cero).
Suroeste (zona lagunar)	
Salidas	Elevación de la superficie en la estaciones 2, 3 y 5, gastos en sección transversal a la bocana (Figura 7).

4.3 Calibración del modelo hidrodinámico.

Luego de haberse integrado todos los archivos de entrada, con base en lo descrito en las secciones anteriores, se procedió con la calibración del modelo; la cual consistió en demostrar que el modelo era capaz de reproducir tanto las amplitudes como las fases de la señal de la marea medida, al igual que los gastos medidos en la bocana, por medio de un conjunto de parámetros, condiciones de frontera y esfuerzos hidrodinámicos que simularan las señales de marea y flujo medidos.

La técnica de calibración empleada fue la de ensayo y error, ajustando parámetros de fricción de fondo (número de Manning) y la viscosidad turbulenta (formulación Smagorinsky). Se debe tener en cuenta que, el número de Manning es el inverso del coeficiente de Manning; por lo tanto, un número bajo de Manning expresa una alta fricción de fondo y un número alto expresa una menor fricción. El rango de variación del número de Manning es de 4-105 m^{1/3}/s en simulaciones en

2D, y el coeficiente de Smagorinsky puede ser constante y variado en el rango de 0.1 a 0.28 (DHI 2009c, 2009d). Estudios tales como el de Bourgoyne (2007), quien calibró el modelo hidrodinámico del MIKE 21-FM en la laguna de San Elijo (California, Estados Unidos), variando el número de Manning, y la viscosidad turbulenta (usando un coeficiente de Smagorinsky de 0.1 constante en el dominio y a lo largo del tiempo), y el de Frangoise (1998), quien también calibró el modelo Hidrodinámico del MIKE 21 en una laguna en Majuro Atoll (capital de las Islas Marshall), variando la resistencia de fondo; sustentan los parámetros de calibración escogidos en este estudio, debido a que ellos usaron los parámetros de fricción de fondo y viscosidad turbulenta comunes y recomendados por DHI (2009c, 2009d). Estos valores han sido resultados de experimentos tanto numéricos como de condiciones geofísicas naturales; a escala oceánica, en aguas someras, estuarios y lagos, los cuales suelen ser más reales y complejos que pruebas a escala laboratorio (DHI 2009c).

Luego de ser seleccionado el parámetro de calibración, se ejecutó el modelo y posteriormente, se compararon las señales medidas y simuladas de gasto en la sección transversal de la bocana durante 24 horas a partir del día 7 de agosto de 2010 a las 13 horas. A esta misma simulación se le permitió seguirse ejecutando hasta el día 29 de agosto del mismo año, debido a que las estaciones 3 y 4 no registraron grabaciones entre los días 7-20 de ese mes; este período de simulación no fue usado para calibrar. El período de simulación usado para la calibración fue del 21-29 de agosto, cuando las estaciones 3, 4 y 5 registraron la variación de la superficie en el mismo período de tiempo, con los cuales se pudo comparar los resultados reproducidos por el modelo. Aún cuando se contaba con datos hasta el 20 de septiembre de ese año en las estaciones 3, 4 y 5, no se simuló todo este período debido a que el tiempo de cómputo era muy alto. Con una computadora de 4 núcleos, 4 Gb de memoria RAM y un procesador Intel (R) Core (CTM) i5 de 3.2 Ghz, se tardó 14 horas en ejecutar una corrida de simulación de 22 días (7 -29 de agosto de 2010).

Se usó la raíz cuadrática media del error (RMS, por sus siglas en inglés) como criterio para determinar el error, usando la siguiente expresión:

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (n_m - n_s)_i^2}$$

donde n_m es el nivel ó flujo medido, n_s es el nivel ó flujo simulado y n es el número de datos.

Por último, usando el método de análisis de mareas Admiralty se encontraron las cuatro principales componentes de mayor energía (M₂, S₂, O₁ y K₁), para el período de simulación tanto para las señales medidas como para la reproducida por el modelo hidrodinámico del 21 al 29 de septiembre de 2010. Posteriormente, se compararon tanto las fases como las amplitudes de cada componente entre las dos señales y así determinar el error tanto de fase como en amplitud de cada componente de la señal reproducida.

4.4 Análisis de sensibilidad del modelo.

El análisis de sensibilidad se refiere al proceso de examinar los resultados del modelo al realizar cambios intencionales en las entradas. El propósito del presente análisis de sensibilidad, fue cuantificar la incertidumbre en el modelo calibrado causado por la incertidumbre en las estimaciones de los parámetros con los cuales se obtuvo la calibración.

Durante este análisis de sensibilidad, luego de ser encontrados los parámetros de calibración se variaron sistemáticamente dichos valores y de acuerdo a la curva del error en la salida, se verificó que el parámetro escogido para la calibración fuese el que tuviese el menor error.

5 MODELO CONCEPTUAL DEL FUNCIONAMIENTO HIDRODINÁMICO DE LA LAGUNA LA CARBONERA.

5.1 Aportes de agua.

5.1.1 Acuífero cárstico de Yucatán.

El modelo conceptual del acuífero cárstico de la Península de Yucatán (México), es el de un lente de agua dulce con un grosor de 15 m en la costa, 45 m en Mérida, y aproximadamente 120 m a 90 Km desde la costa (Marín 1990; Steinich y Marín 1996); el cual flota sobre agua salada, más densa, la cual penetra al menos 100 kilómetros tierra adentro al norte de la Península (Perry *et al.* 2002). La interfase salina se hace más profunda a medida que se aleja de la costa (Vera 2005).

El flujo de agua subterránea es radial, de la llamada "Sierrita de Ticul" hacia la costa, esto es debido a las fuertes precipitaciones en esta región, la cual produce relativamente grandes elevaciones del manto freático en la Sierrita de Ticul y por consiguiente se generan gradientes hidráulicos hacia la costa (Lesser y Weidie 1988), citado en González et al. (2002).

El acuífero puede considerarse libre a excepción de una franja en la zona de la costa, en donde existe una capa de roca caliza superficial conocida como "caliche", que le da un carácter de confinamiento al acuífero (Perry *et al.* 1989).

Al llegar a la costa, el agua subterránea entra al confinamiento existente en las zonas del terreno sujeto a inundación, las lagunas costeras y la duna de arena, donde el caliche superior es prácticamente impermeable.

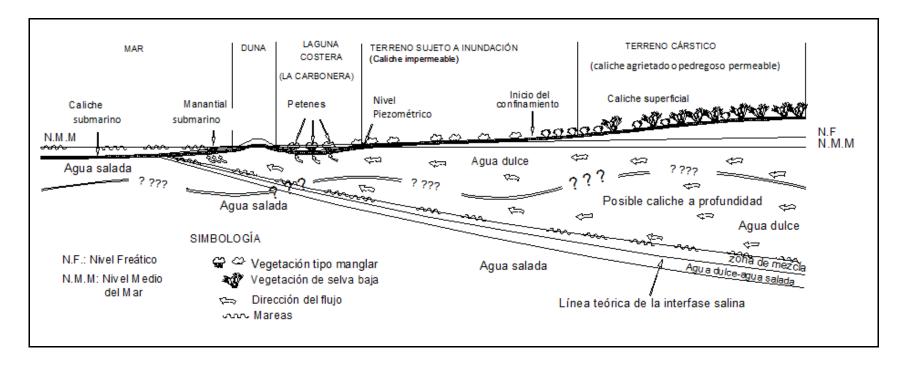
Casáres (2009) estudió con mayor detalle la zona de descarga del acuífero del Estado de Yucatán y concibió un modelo conceptual del funcionamiento hidrodinámico para esta zona, como se puede observar en la Figura 17.

El acuífero libre de Yucatán yace bajo un terreno agrietado (caliche agrietado pedregoso permeable), en el cual se presenta una zona en la que el agua lluvia se infiltra debido a la permeabilidad del caliche y por lo tanto no se presenta encharcamiento (Sánchez et al. 2005). Luego, en la costa existe una zona en la cual se presenta encharcamiento al caer las lluvias, el agua permanece allí o fluye hacia la costa de manera libre y superficial, donde se encuentran las lagunas costeras o ciénagas. En esta zona se han reportado espesores de caliche entre 1.0 y 2.5 m (Casáres 2009).

5.1.2 Zona marina.

En el terreno sujeto a inundación prevalece el caliche impermeable a nivel superficial, el cual se extiende hacia el mar pasando por debajo de las lagunas costeras y la duna de arena. En el lado del mar hay manantiales submarinos como consecuencia de que el agua del acuífero está sometida a una carga piezométrica mayor que la del nivel del mar y por lo tanto, asciende por medio de alguna fractura en el caliche. En el lado del mar, esta capa confinante se extiende a más de 3 km, distancia en la cual empieza a desintegrarse bajo la influencia de organismos marinos. La idea anterior es soportada por mediciones piezométricas del acuífero, de alrededor de 0.32 a 0.77 metros sobre el nmm (0.55 en promedio) entre 5 y 7 km tierra adentro (0.5 nmm en Chuburná) (Perry et al. 1989).

A lo largo de la Península de Yucatán se presentan mareas de tipo mixto semidiurno con un intervalo estrecho de 0.6 m (Vega *et al.* 1997). Desde el punto de vista oceanográfico, el proceso que domina todo el ambiente costero peninsular es la corriente de Yucatán, que fluye con fuerte intensidad a lo largo del litoral caribeño y penetra al Golfo de México a través del estrecho de Yucatán, entre Cuba y la Península de Yucatán.



Fuente: Modificado de Casáres 2009

Figura 17. Hidrodinámica de la laguna La Carbonera

Enfrente de las costas del Estado de Yucatán la batimetría es somera, presentándose irregularidades en la línea de costa o del fondo submarino que dan origen a corrientes y contracorrientes verticales (surgencias) (Capurro 2002), en función de los patrones de viento.

Al ingresar dicha corriente al Golfo de México, gira y vuelve a salir entre Cuba y Florida. Esta corriente de Lazo es inestable y produce remolinos de agua caliente que giran anticiclónicamente (en el sentido de las manecillas del reloj) con una periodicidad entre 3 y 17 meses (Oey *et al.* 2003), y en algunas ocasiones ciclónicamente, proveyendo de aguas oligotróficas hacia la porción oeste del Golfo (Monreal *et al.* 2004). Esta corriente de Lazo es un flujo de agua con alta salinidad 36.8 psu (unidades prácticas de salinidad) con temperaturas máximas en verano (28°C - 29°C) y mínimas en invierno (25°C - 26°C) (De La Lanza 1991; Monreal *et al.* 2004). En invierno la salinidad en el Banco de Campeche frente a la Península de Yucatán alcanza 36.4-36.6 psu producto de fricción de las capas de la corriente de Yucatán que tocan la plataforma de la Península y afloran a la superficie dispersándose sobre ella (De la Lanza 1991).

Por otra parte, se ha observado que en la Península de Yucatán el funcionamiento ecológico de sus ecosistemas costeros está relacionado con fuerzas funcionales locales y regionales (corriente de Yucatán, afloramiento de Cabo Catoche, descargas de agua subterránea), así como a eventos en pulsos (huracanes, descargas subterráneas, frentes fríos o "nortes") (Herrera 2006).

5.2 Laguna La Carbonera.

El frente costero de La Carbonera está conformado por una barra de arena de 5.6 km de longitud que hace parte de la duna, con un ancho que varía de 20 a 130 metros; subyacente a la duna de arena se encuentra el caliche cuyo espesor varía entre los 50 y 140 cm (Perry *et al.* 1989). El agua que yace sobre la duna, drena tanto hacia el Golfo como hacia la laguna, debido a la impermeabilidad del caliche en esta zona.

La barra de arena que conforma la duna en la bocana de La Carbonera está en constante movimiento según mediciones periódicas que se hicieron a la par con la batimetría, las cuales muestran erosión y acumulación para diversos sectores de la playa. Para el caso de Yucatán, aunque el oleaje es de baja energía y muy débil para generar corrientes de playa que muevan considerables volúmenes de sedimentos, existe la tendencia que el transporte litoral sea de este a oeste. Así mismo, durante la temporada de huracanes (agosto-septiembre) y de nortes (octubre-febrero) también puede ocurrir el acarreo de sedimento de este a oeste (Capurro 2002), aunque durante esos eventos la dirección de transporte se puede revertir (oeste a este).

Al interior de la laguna se encuentran profundidades máximas menores a 1.70 metros sobre el nmm en el canal principal que comunica con el Golfo, y al interior de la laguna se tiene una profundidad promedio de 0.3 metros sobre nmm, razón por la cual durante las bajamares hay sectores en los cuales la altura de la columna de agua es casi nula. El lecho lagunar de La Carbonera está constituido por arenas, finos y materia orgánica (al menos parte de ella en descomposición por medio de procesos anaerobios). En algunos sectores hay presencia de islas, las cuales tienen densa vegetación y se oponen al flujo de agua. Cabe mencionar que debajo del lecho de esta laguna se encuentra el caliche, el cual presenta algunas fracturas por los cuales yace agua dulce que brota debido a que su carga hidráulica es mayor que el nivel del lecho de la laguna y produce, como se ha mencionado anteriormente, un tipo de cenote llamados localmente "petén".

La hidrodinámica de la laguna La Carbonera está regida por el intercambio de agua entre el acuífero yucateco y el Golfo de México. Éste último tiene una conexión directa con La Carbonera, por lo cual se ha establecido una continua dinámica de flujo y reflujo regulada por las mareas. Las pleamares máximas durante el período de muestreo (agosto-septiembre) fueron de 0.20 metros (estación 5 en la Figura 7) en el canal principal que conecta con la bocana, 0.12 y 0.14 metros (estaciones 1 y 2 respectivamente en la Figura 7) de variación de la superficie libre en la cabecera de la laguna, en la cual hubieron aportes de agua dulce, mientras que a 6.5 km mar adentro, desde la costa se registró una pleamar máxima de 0.39 metros. Lo anterior

muestra la pérdida de energía que la marea va adquiriendo a medida que se propaga hacia la costa, haciéndose más notorio el fenómeno en la cabecera del sistema, debido a lo somero del sistema. Al interior de La Carbonera se encuentran algunos petenes, en los cuales existen descargas de agua del acuífero confinado al cuerpo de agua lagunar por medio de los ojos de agua. Mediciones de velocidades en el ojo de agua principal de la zona de estudio, mostraron que en las bajamares de marea viva el flujo de agua se invierte; esto es, el ojo de agua deja de ser fuente y se convierte en sumidero mientras se hace presente la siguiente pleamar, donde el flujo se invierte nuevamente y se convierte en fuente. Lo anterior es atribuido al comportamiento de los acuíferos que descargan en el mar, los cuales fluctúan en forma sinusoidal en respuesta a las fluctuaciones de la marea (Todd 1959).

Las fronteras del área a modelar en la laguna La Carbonera (Figura 18) se definieron con base en imágenes de satélite, observaciones en campo y revisión de literatura. A pesar de que La Carbonera limita al este con Chuburná, poblado que tiene una conexión directa al mar, se descarta que hayan desplazamientos significativos de masas de agua del Golfo a la laguna de estudio a través de Chuburná, puesto que se ha mostrado que en sistemas de bocanas abiertas, se crean fronteras físicas debido a equilibrios de masas de agua procedentes de diferentes bocanas (Salles 2001) y para el caso en estudio, el Golfo tiene conexión directa tanto con Chuburná como con La Carbonera. Además, por medio de imágenes satelitales se divisan barreras naturales de vegetación entre estos dos sistemas. Al oeste, dirección en la cual se encuentra Sisal, ocurre algo similar y equivalente. Al sur están los terrenos sujetos a inundación por medio de los cuales se tiene escurrimientos en la época de lluvias, la cual coincide con la época en la que se realizaron las mediciones de variables de entrada al modelo hidrodinámico. Al norte del sistema se encuentra la bocana de La Carbonera, que conecta al Golfo de México.

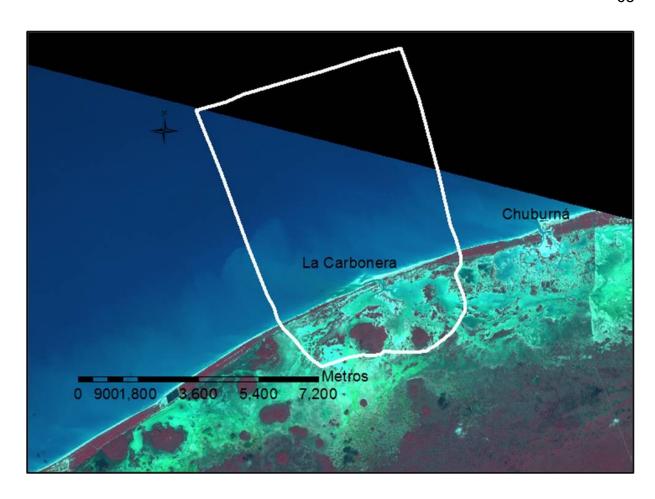


Figura 18. Fronteras del área de estudio (línea blanca).

6 RESULTADOS Y DISCUSIONES.

En este Capítulo, se presentan tanto los resultados de la evaluación como de la modelación hidrodinámica del sistema lagunar La Carbonera, Yucatán.

6.1 Batimetría.

Luego de haber unido los diversos archivos de batimetría de diferentes campañas, se usó el ArcGIS 10.0 para visualizar y corregir algunos puntos medidos con el DGPS y posteriormente, por medio del módulo MIKE Zero del MIKE 21 se interpolaron los datos topo-batimétricos a la malla de cálculo. Se utilizó el método de interpolación espacial llamado "vecino natural" (interpolación de celdas o conjunto de datos más cercanos a un punto), lo cual produjo un mejor suavizado, en comparación con otros métodos. La interpolación de la topo-batimetría de la malla de cálculo es mostrada en la Figura 19, en la cual se puede visualizar que el sistema lagunar es muy somero, con muchas islas presentes. La duna de arena presenta alturas hasta de 2 m y la parte más profunda de la laguna se presenta en el canal principal de la bocana.

6.2 Datos de gastos.

En la Figura 20 se observan las velocidades de reflujo en la sección transversal de la bocana (máximos de 1.1 ms⁻¹), a partir de las cuales se obtuvieron los gastos y los prismas de marea para las dos campañas de 24 de horas que se realizaron en mareas vivas y posteriormente, en mareas muertas.

Luego del post-proceso de las mediciones de gasto en la bocana, se calculó el flujo o gasto a través de la boca durante el ciclo diurno, como se muestra en la Figura 21, para la primera campaña (marea viva) y Figura 22, para la segunda campaña (marea muerta); en las cuales se aprecia la sensibilidad del sistema lagunar a variaciones del nivel del mar. Cabe resaltar que la marea en la estación 5 se localiza a una distancia aproximada de 700 metros del punto donde se midió el gasto, como

se mostró en la Figura 7, de allí que se observe un pequeño desfase entre un acontecimiento en la señal de marea y la de flujo. Durante la vaciante (o reflujo) se presentó un flujo de signo negativo y durante la llenante (o flujo) el signo fue positivo.

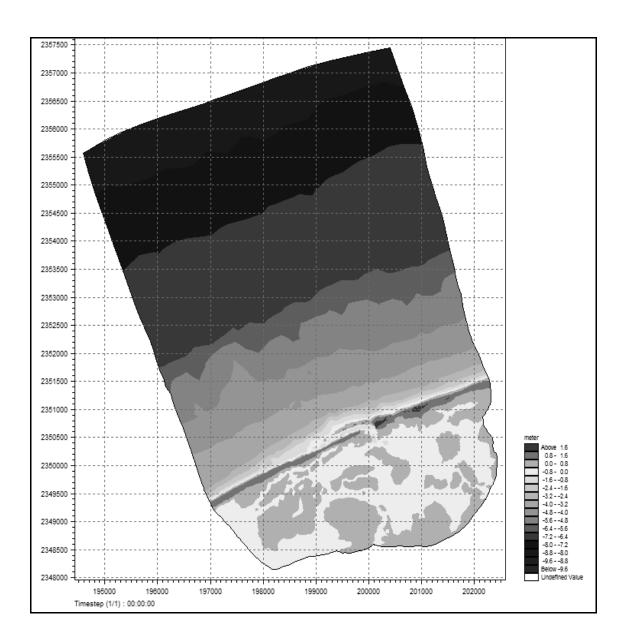


Figura 19. Batimetría de la laguna La Carbonera.

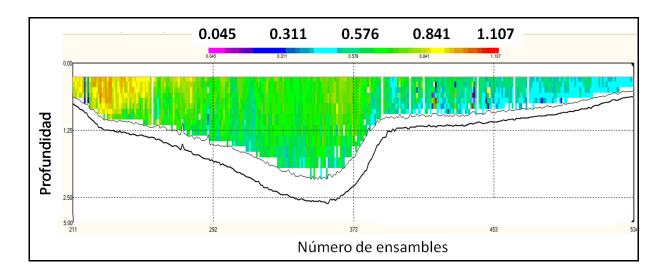


Figura 20. Velocidades en la bocana.

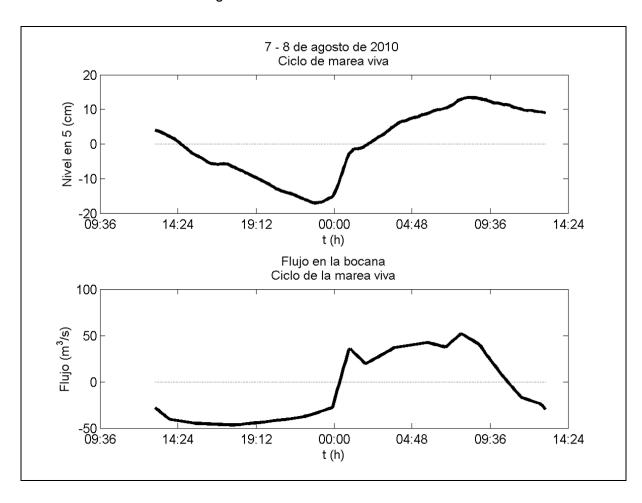


Figura 21. Gastos a través de la bocana y señal de marea viva en estación 5.

Con las tablas de datos de la señal de flujo se identificó el área positiva, (arriba del eje z=0), que multiplicada por el tiempo, dio como resultado el volumen de agua que entró a la laguna por la bocana; lo mismo se hizo con la parte negativa, las cuales dan información del volumen de agua que salió de la laguna. Las áreas fueron halladas por medio del software AutoCAD 2011 versión E.49.0.0.

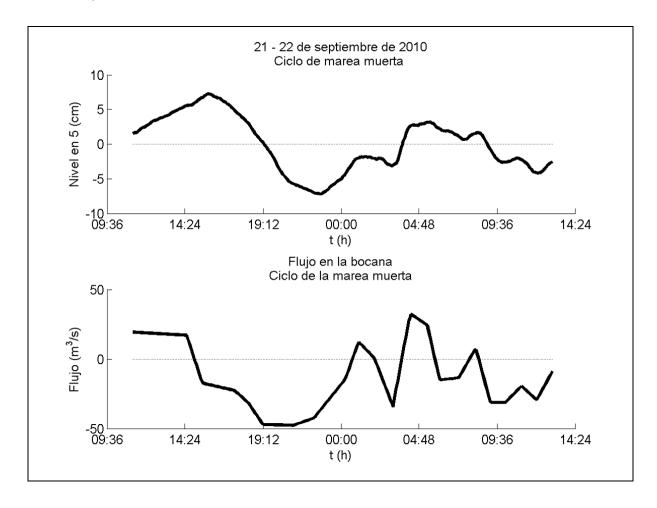


Figura 22. Gastos a través de la bocana y señal de marea muerta en la estación 5.

Los gastos medidos mostraron que la cantidad de agua que entró a la laguna por medio de la bocana fue menor que la que salió tanto en las campañas de muestreo en mareas vivas como en muertas. Durante el ciclo de marea viva se midieron 615,170 m³ de agua a la entrada, y en la salida se midieron 887,500 m³. En el ciclo de mareas muertas se registraron 212,600 m³ de entrada y en la salida se midieron 837,720 m³. Se debe tener en cuenta que, estas mediciones fueron tan sólo

para 24 horas en cada campaña, por lo que las conclusiones respecto al ciclo hidrológico deben hacerse con cierta reserva, dado que idealmente se necesitarían mediciones de muchos meses en el cual se podría constatar que el agua que entra a la laguna (bien sea proveniente del Golfo, acuífero o de la precipitación) debe ser igual al que sale por la bocana más lo que se pierde por evapotranspiración, infiltración, etc., lo cual va más allá de los objetivos de este trabajo debido al tiempo y recursos económicos. Lo que sí es claro, es que en el período de tiempo que se realizaron estas campañas, los aportes de agua dulce fueron muy importantes. Las campañas se realizaron en la temporada de lluvias, en la cual los aportes de agua provenientes de ambos acuíferos, libre y confinado, y de la zona de inundación son importantes.

6.3 Datos de variación de la superficie libre y su análisis armónico.

La red de monitoreo de la variación de la superficie libre estuvo conformada por 6 estaciones fijas, de las cuales 4 contaban con datos de 6 semanas (estaciones 1, 2, 5 en la laguna y estación "Mar" a 6.5 km de la línea de costa) del 7 de agosto al 21 de septiembre de 2011 y para las estaciones 3 y 4 de 4 semanas, del 20 de agosto al 21 de septiembre de 2010. No obstante, a la hora de hacer el análisis armónico de estas señales (Tabla 4), sólo se tomó en cuenta el período de tiempo en el cual las 6 estaciones estuvieron grabando simultáneamente (20 de agosto al 21 de septiembre de 2011). En la Figura 23 se muestran los niveles medidos en las estaciones "Mar" y 5, donde se puede observar cómo la amplitud de la onda disminuye a medida que se propaga hacia la costa, debido a que entre más cercano a la costa, más somero se hace el fondo marino, lo cual se traduce en pérdida de energía para la onda incidente. La fase de la marea en la estación 5 se retrasa respecto a la señal medida en la zona marina, mayormente debido a la geomorfología de la bocana, observada en la Figura 7, la cual es angosta (aproximadamente 70 metros) y paralela a la línea de costa y por ende, brinda una resistencia importante a la onda de marea incidente al ingresar al sistema lagunar.

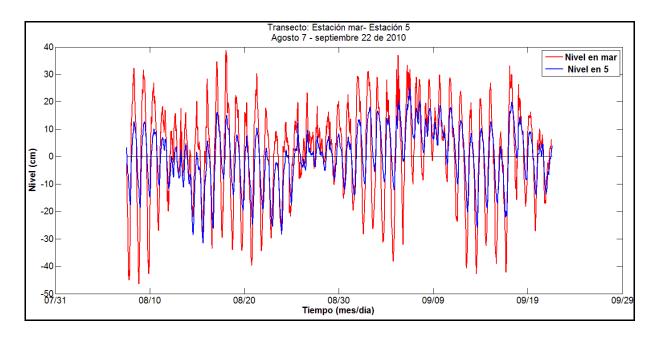


Figura 23. Nivel medido en las estaciones "Mar" y 5 (zona costera e interior del canal de la boca).

En la Figura 24 se muestran las estaciones 5, 1 y 3 en las cuales se aprecia que a medida que la onda se propaga hacia la cabecera de la laguna la amplitud disminuye y la fase respecto a la onda medida en la estación 5 se retrasa por el mismo motivo explicado anteriormente. Además se pudo apreciar que durante el 5 y 7 de septiembre de 2010, se presentaron las pleamares máximas de marea viva, las cuales podrían ser atribuidas a los diferentes aportes de agua no generados por la marea astronómica, tales como descargas importantes por escurrimientos procedentes de la zona de inundación, debido a que la campaña fue realizada en período de lluvias, sumando a ésto los aportes del agua subterránea.

En la Figura 25 se presentan las estaciones 5, 4 y 2, y se aprecia que el rango de marea es mayor en las estaciones 4 y 2 son mayores a las registradas en las estaciones 1 y 3 mostradas en la Figura 24; lo cual da una idea de que hay mayores aportes de agua provenientes de los sistemas de Chuburná Puerto que de los sistemas provenientes del Puerto de Sisal y al sur (zona de inundación) del sistema lagunar La Carbonera. Esto es complementado con el resultado del anáilsis armónico de las señales de la marea expuestas en la Tabla 4Tabla 4, en la cual se visualiza

que las amplitudes de las componentes de marea de las estaciones 4 y 2 son mayores que las amplitudes de las estaciones 3 y 1. Esto indica que hay una mayor péridida de energía de la señal de marea en éstas últimas dos estaciones.

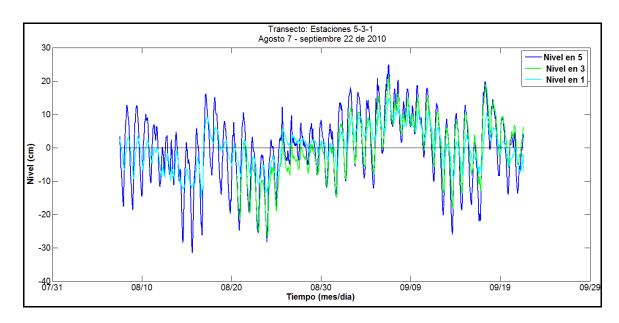


Figura 24. Nivel medido en las estaciones 5, 3 y 1.

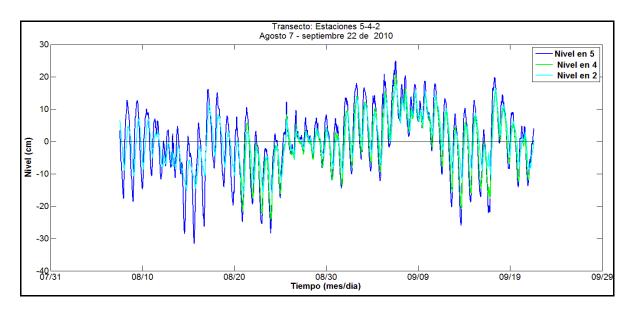


Figura 25. Nivel medido en las estaciones 5, 4 y 2.

Tabla 4. Análisis armónico a las series de marea medida.

Estación	Nombre	Amplitud	Periodo	Fase	Fase
		(cm)	(horas)	(grados)	(horas)
Mar	M_2	4.37	12.4	185.54	6.39
1	S ₂	0.94	12	86.74	2.89
	K₁	23.02	23.9	353.08	23.44
	01	15.32	25.8	337.86	24.21
5	M_2	2.47	12.4	162.04	5.58
	S2	0.5	12	139.44	4.65
	K₁	6.67	23.9	340.11	22.58
	01	8.5	25.8	334.24	23.95
4	M_2	1.62	12.4	187.89	6.47
	S2	0.27	12	174.02	5.8
	K₁	4.95	23.9	356.07	23.64
	01	6.49	25.8	351.57	25.2
3	M_2	1.49	12.4	189.18	6.52
	S2	0.16	12	156.62	5.22
	K₁	4.53	23.9	353.63	23.48
	O ₁	6.11	25.8	349.35	25.04
2	M_2	0.82	12.4	242.98	8.37
	S2	0.37	12	201.58	6.72
	K₁	3.07	23.9	24.69	1.64
	01	4.79	25.8	13.31	0.95
1	M_2	0.42	12.4	243.88	8.4
	S2	0.17	12	327.96	10.93
	K₁	1.59	23.9	18.3	1.21
	O ₁	2.78	25.8	21.23	1.52

En la Tabla 5 se da a conocer el tiempo que tardó cada componente de marea para propagarse de una estación a otra y el porcentaje de energía que pierde o gana al propagarse; por ejemplo, en la propagación de la componente de marea M_2 , en el transecto de la estación Mar a la estación 5 (Mar-05), se da un retardo de propagación de 0.81 horas y se perdió un 43.48 % de la energía (cm). Así, sucesivamente se muestra lo antes expuesto para la propagación de la marea de cada estacion a la siguiente, partiendo de la estación "Mar" hasta la estación 5 y de

allí ramificándose hacia el sureste (estaciones 4 y 2) y suroeste de la bocana (estaciones 1 y 3).

El porcentaje de energía atenuado en la Tabla 5 es de signo positivo y negativo cuando ésta se amplica, como es el caso de la componente S_2 , al propagarse de la estación 04 a la 02 y de la 03 a la 01, esto debido que al propagarse la onda progresiva de la marea incidente, se transforma parcial o totalmente en onda estacionaria al reflejarse parcial o totalmente en la cabeza, paredes y fondo, por lo cual su amplitud se incrementa, y su avance se retarda, debido a la fricción y el asomeramiento del fondo.

Tabla 5. Tiempo de retraso y pérdida de la energía de la marea al propagarse de la zona marina a la cabecera de la La Carbonera.

Transecto	Componente	Retardo (horas)	Pérdida/amplificación de la energía (9
Mar_05	M ₂	0.81	43.48
	S ₂	1.76	46.81
	K ₁	0.86	71.03
	O ₁	0.26	44.52
05_04	M ₂	0.89	34.41
	S ₂	1.15	46
	K ₁	1.06	25.79
	O ₁	1.24	23.65
05_03	M ₂	0.93	39.68
	S ₂	0.57	68
	K ₁	0.9	32.08
	O ₁	1.08	28.12
03_01	M ₂	1.88	71.81
	S ₂	5.71	-6.25
	K ₁	22.26	64.9
	O ₁	23.52	54.5
04_02	M ₂	1.9	49.38
	S ₂	0.92	-37.04
	K ₁	22	37.98
	O ₁	24.24	26.19

6.4 Comportamiento del flujo en el ojo de agua durante los ciclos de marea viva y muerta.

Durante la primera campaña (ciclo de marea viva), se hicieron mediciones de velocidad y dirección del flujo, así como de variaciones del nivel de la superficie libre del agua, tanto en el ojo de agua, como en zonas aledañas dentro de la laguna (estaciones C7, CN3 y 5 en Figura 7) y en el mar, a 6.5 km de la costa (estación "Mar"). En las estaciones C7, CN3 y 5 también se midió la conductividad eléctrica. Esta infomación sirvió para comprender y explicar el fenómeno de flujo y reflujo (es decir, "fuente" y "sumidero") que presentó el ojo de agua durante el ciclo diurno de marea en que se midió.

Como se verá a continuación, la variación del nivel e inversión de la dirección del flujo en el ojo de agua se atribuyó a la variación de la presión hidrostática en el acuífero confinado, producida por la oscilación de la marea, similar a lo que presentan Todd (1959) y Holliday *et al* (2007).

Se puede observar en el panel central de la Figura 7 que el comportamiento de los niveles de superficie libre del agua en el ojo de agua y en el mar son similares, mientras que los niveles en el mar y dentro del cuerpo principal de la laguna (estaciones 5, CN3 y C7) presentan un desfase y una atenuación considerables, lo cual sugiere que la marea se estaría propagando a una velocidad mayor en el interior del acuífero que a nivel superficial en la laguna. En otras palabras, el factor de eficiencia (cociente entre el rango de variación del nivel de la superficie libre del agua en el manantial entre el rango de variación de la marea en el mar) de la propagación de la marea resulta ser mayor al propagarse por el acuífero confinado que a superficie libre a través de la laguna. El factor de eficiencia en la estación "manantial" resultó ser del 38.8%, en tanto que en la estación C7 (interior de la laguna, estación más cercana al ojo de agua, a la salida del canal que comunica el ojo de agua con el cuerpo lagunar) fue del 31.9%,Además, es probable que el nivel superior del agua en el ojo de agua se vea limitado por la topografía circundante en el Petén, y aparentemente la pleamar marina no logra expresarse adecuadamente en la señal

de presión medida junto al ojo de agua, porque cuando el agua alcanza cierto nivel en la poza que circunda el ojo de agua, ésta reboza sobre el margen de dicha poza, impidiendo que siga subiendo el nivel del agua e inundando radialmente esa zona del petén

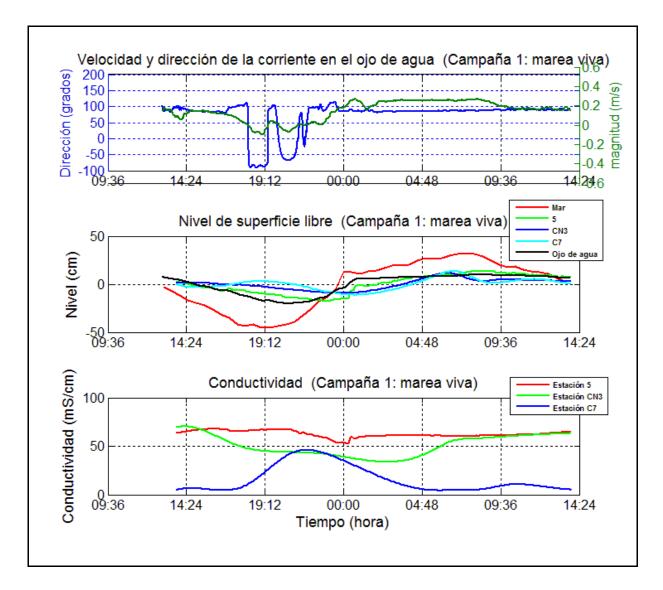


Figura 26. Magnitud de y dirección de la velocidad en el manantial, niveles de superficie libre y conductividad en estaciones seleccionadas en ciclo de 24 horas, en marea viva

En el panel superior de la Figura 26 se puede apreciar la velocidad y dirección del flujo, θ (θ = 0° equivale a Oeste y el sentido es antihorario), y se puede ver que entre las 18:00 y las 22:00 horas hay dos eventos en donde la dirección del flujo se

invierte (θ = -90°, con relación a la dirección promedio que se presenta durante el resto del ciclo diurno, $\theta = 90^{\circ}$). A esta misma hora, el nivel de la superficie libre en el ojo de agua y en el mar presentaron los valores mínimos (bajamar), en tanto que el nivel en la estación C7 aumentó. Según la hidrodinámica entre la laguna y el ojo de agua, y entre éste y el acuífero, para que exista un reflujo, es decir un ingreso de agua al acuífero a través del ojo de agua, el nivel de agua superficial en la laguna debe ser mayor que el nivel en la poza circundante al ojo de agua y también superior al nivel piezométrico del acuífero. El desfase que existe entre los niveles de agua de la laguna y el ojo de agua muestra que cuando el nivel del agua es mínimo en el manantial, en la laguna se registraron niveles altos. A pesar de que el nivel del agua en la laguna aparece superior al nivel del agua en el manantial, no se puede afirmar con certeza que la carga hidráulica de la laguna (por ejemplo, estación C7) haya sido superior en ese momento a la carga piezométrica del acuífero confinado, ya que los puntos de monitoreo del nivel del agua no pudieron ser nivelados con respecto a un nivel de referencia único (comúnmente el nivel medio del mar), dado que en varios casos la señal del DGPS no tenía la calidad suficiente para poder tomar una lectura de alta resolución de la cota vertical, debida a la cobertura vegetal (árboles) presente en la zona. Sin embargo, haciendo un análisis relativo de los niveles como el que nos ocupa en el presente análisis, sí es posible afirmar que el flujo se invirtió, dejando en claro que el ojo de agua pasó de ser una fuente de agua dulce a la laguna, a ser un sumidero, en dos eventos de más de una hora durante un ciclo diurno en la fase de mareas vivas. Además, para este mismo período de tiempo la conductividad en la estación C7 se elevó, lo cual indicó que agua de la laguna penetró el canal que conduce de ésta hacia la poza del ojo de agua por el tiempo que se presenta el reflujo; se deconoce si esta invasión de agua salada alcanza el manatial, dado que no se contó con un sensor de conductividad eléctrica en el ojo de agua.

En resumen, al menos durante las bajamares más importantes, es decir las bajamares de marea viva, la presión debida a la marea en el acuífero confinado disminuye a tal grado, y por lo tanto el nivel piezométrico del acuífero también. Esto provoca que los aportes de agua del acuífero confinado por medio de los

agrietamientos del caliche (ojos de agua), disminuyan gradualmente hasta ser nulos e incluso negativos (sumideros).

En cambio, cuando el nivel del mar aumenta (panel central de la Figura 26, a partir de las 23:00), la presión aumenta dentro del acuífero, haciendo que el nivel piezométrico de éste se vuelva mayor al nivel de la superficie en la poza que circunda el ojo de agua, y por ende el aporte de agua dulce hacia la laguna aumenta significativamente, al igual que la velocidad (panel superior).

Así mismo, en la Figura 26, aproximadamente a las 23:00 horas se aprecia cómo la conductividad eléctrica del agua empieza a disminuir en la estación C7 (ver panel inferior), lo cual coincide con la hora en que el ojo de agua empieza a actuar como fuente (panel superior) e inunda de nuevo con agua dulce el canal que conecta el ojo de agua con la laguna.

Después de las 00:00 horas, en la pleamar, el nivel del agua superficial en la estación C7 disminuyó y aumentó en el manatial hasta un punto en el cual aparentemente se esparció "radialmente" sobre el borde de las paredes que forman la poza que contiene el ojo de agua, causando que las velocidades en el plano horizontal (x, y) se mantuvieran a partir de ese momento prácticamente constantes (panel superior, Figura 26). Es necesario hacer mediciones adicionales para corrobar esta suposición relativa a la pérdida de eficiencia por "rebase" del agua en la poza.

En la Figura 27 se muestra el comportamiento de la velocidad y la dirección del flujo en el ojo de agua (panel superior) y la variación de la superficie libre en el ojo de agua y la estación "Mar" (panel inferior) durante un ciclo de 24 horas, en marea muerta, en el cual se puede observar que la variación de la superficie libre en el ojo de agua está regida principalmente por la variación de la marea semidiurna. A diferencia de lo sucedido durante las mediciones en marea viva (Figura 26), la dirección del flujo en el ojo de agua no se invirtió 180°; lo cual quiere decir, que durante todo el ciclo de 24 horas el ojo de agua se comportó como fuente, dado que la disminución de presión en el acuífero confinado debido a las oscilaciones de la

marea en bajamar no fue lo suficientemente importante para que el nivel piezométrico del acuífero disminuyera a un punto en el cual el ojo de agua se comportara como sumidero. La magnitud máxima de la velocidad se presentó en las pleamares de marea máxima (panel superior, Figura 27), dado que en este punto el nivel piezométrico del acuífero es mayor.

Lo anterior muestra que el nivel piezométrico del acuífero confinado en la zona costera Yucateca oscila en función de la marea, esto, sin dejar de lado los aportes de la recarga del acuífero, los cuales también deben influir en la variación del nivel piezométrico. Sin embargo, los datos registran la respuesta al sistema con aportaciones tanto de la marea como del acuífero; de tenerse interés en saber qué aportación tiene cada uno, una de las formas de averiguarlo podría ser monitorear tanto la variación del nivel piezométrico del acuífero como de la marea durante un período determinado (mínimo 15 días que incluya una marea muerta y una viva) y por medio de un análisis armónico de la variación del nivel piezométrico, para encontrar el porcentaje explicado por las fuerzas gravitacionales que generan la marea, y entonces el porcentaje del nivel excedente o residual daría una idea de las aportaciones de la recarga del acuífero.

Estos resultados son complementados por el estudio de Cámara (2007), quien monitoreó la variación del nivel en diferentes pozos cercanos a la costa durante 3 días. En la localidad de Progreso a 4.9 km de la costa, encontró una eficiencia de marea del 29% con un tiempo de retraso de 3 horas en marea alta y de 2 horas en marea baja. Luego, en intermediaciones entre Chicxulub Pueblo con el puerto de Progreso en tres pozos alineados orientados hacia la costa a distancias de 2.5 km, 4.1 km y 5.7 km se encontraron eficiencias de marea del 46%, con retraso de 0 horas, 36% de eficiencia con retraso de 0 horas y de 19% con retraso de 1 hora, respectivamente para cada pozo. Esto indica que la respuesta del acuífero confinado a la marea a 2.5 km y 4.1 km de la costa es inmediata, mientras que a 5.7 km es de una hora. Lo anterior indica que el factor de eficiencia deberá aumentar y el tiempo de retraso deberá disminuir entre más cerca se encuentre la línea de costa al pozo de monitoreo del nivel piezométrico.

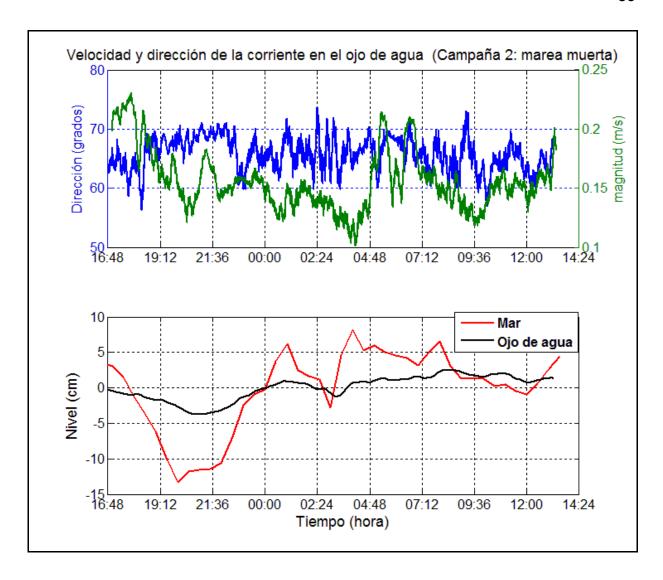


Figura 27. Magnitud de y dirección de la velocidad en el manantial, niveles de superficie libre en estaciones 'Mar' y ojo de agua en ciclo de 24 horas, en marea muerta.

Casáres (2009) monitoreó simultáneamente el nivel del agua en el mar y en un pozo ubicado en Celestún a 14 km de la costa, encontrando una eficiencia de propagación de la marea a través del acuífero del 39%, con un tiempo de retraso, hallado por medio del método de mínimos cuadrados, de 40 minutos.

6.5 Datos de viento.

En la Figura 28, se muestra la rosa de los vientos que cubre todo el tiempo de simulación y en la cual se observa que hay predominio de los vientos provenientes del Este-Noreste (ENE) y Este-Sureste (ESE), ambas con velocidades de hasta 10.2 m/s; en segunda importancia, se encuentran los vientos provenientes del Norte-Noreste (NNE), a una velocidad de 6.6 m/s.

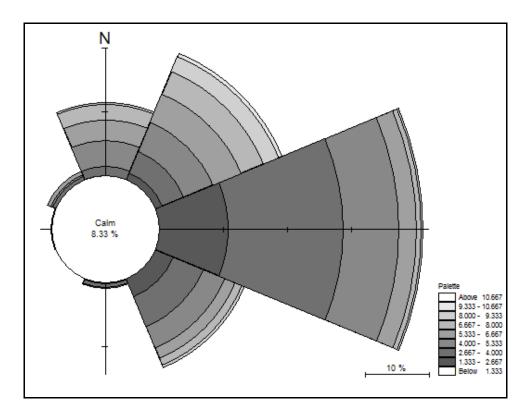


Figura 28. Rosa de vientos registrada para el período de simulación.

6.6 Calibración del modelo hidrodinámico.

Para el presente estudio, el modelo fue calibrado luego de haber hecho una serie de combinaciones de diferentes números de Manning para cada una de las cuatro zonas mostradas en la Figura 16 y variando la viscosidad turbulenta (usando la formulación Smagorinsky) en un rango de 0.05 a 0.28 constante en el dominio y a lo largo del tiempo.

Cuatro mapas de distribución de fricción de fondo (usando el número de número de Manning) con tres valores de viscosidad turbulenta (coeficientes de Smagorinsky), dieron origen a doce diferentes combinaciones. Durante este proceso, para cada mapa de fricción se asignó un valor de coeficiente de viscosidad

turbulenta, luego fue ejecutada cada combinación y se analizaron sus resultados. La Tabla 6 muestra los 4 diferentes mapas de fricción de fondo (coeficiente de Manning, usado únicamente en esta tabla para indicar que un coeficiente alto es una fricción alta y viceversa), para cada una de las zonas mencionadas en la Figura 16.

Tabla 6. Mapas de fricción de fondo.

	Zona 1	Zona 2	Zona 3	Zona 4	Promedio (Pr)
Мара 1	0.010	0.011	0.015	0.100	0.0301
Мара 2	0.010	0.010	0.010	0.100	0.0286
Мара 3	0.010	0.015	0.031	0.100	0.0351
Мара 4	0.031	0.031	0.031	0.100	0.0463

Para cada uno de los anteriores cuatro mapas, se hicieron tres corridas de simulación con cada uno de los siguientes coeficientes de Smagorinsky (Cs): Cs 1) 0.05, Cs 2) 0.16 y Cs 3) 0.28. Al resultado de cada simulación se le asignó un nombre (abreviado como Corr xx, donde xx indica el número de la corrida de simulación), como se puede observar en la Tabla 7.

Tabla 7. Combinaciones de fricción de fondo y viscosidad turbulenta usadas para la calibración.

Combinaciones	Cs 1	Cs 2	Cs3
Мара 1	Corr 73	Corr 74	Corr 75
Мара 2	Corr 76	Corr 77	Corr 78
Мара 3	Corr 79	Corr 80	Corr 81
Мара 4	Corr 82	Corr 83	Corr 84

Cada una de las anteriores combinaciones fue simulada numéricamente para la estación bocana durante 24 horas, reproduciendo gastos en una sección transversal a la bocana. Para cada uno de los anteriores casos, se halló su

respectivo error respecto a las mediciones de campo, tal como se muestra en la Figura 29, en la que la combinación que mejor reproduce los gastos medidos es el mapa 3, con una viscosidad turbulenta alta. Esta misma combinación arroja el menor error en la estación 5 (Figura 30) y estación 4 (Figura 31) al simular un período de 7 días de la variación de la superficie libre. En cada una de estas gráficas, en el panel superior se aprecian las diferentes señales reproducidas numéricamente y la señal medida en campo (color verde); en el panel inferior izquierdo, se observa el error, variando la viscosidad turbulenta y dejando constante la fricción de fondo, y en el panel inferior derecho se varió la fricción de fondo (se usó en el eje x el promedio del coeficiente de Manning de cada mapa, mencionado en la Tabla 6), dejando constante la viscosidad turbulenta.

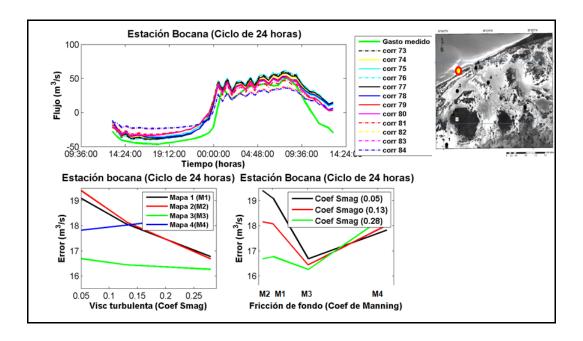


Figura 29. Calibración de la estación bocana durante un ciclo de señal de marea viva.

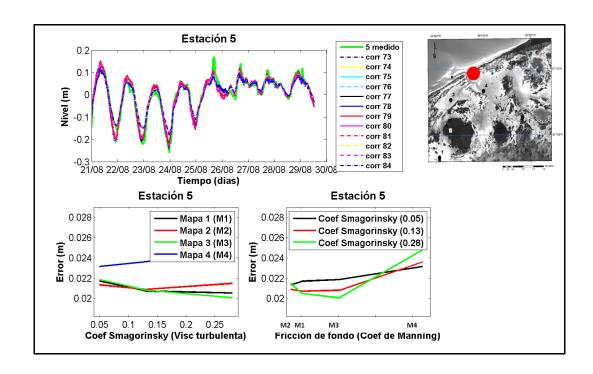


Figura 30. Calibración de la estación 5 durante un período de siete días.

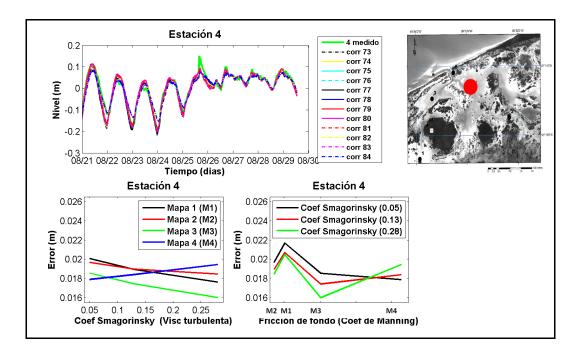


Figura 31. Calibración de la estación 4 durante un período de siete días.

Caso diferente a lo anteriormente expuesto sucedió en la estación 3 (Figura 32), en la cual el mapa 3 es aquel con mayor error; sin embargo, se puede observar

que la diferencia del error entre el mapa 3 y 4 es mínima (0.22 cm), por lo tanto, se podría decir que la combinación del mapa 3 y una turbulencia alta en ésta estación reproduce satisfactoriamente la variación de la superficie libre en toda la malla de cálculo.

Al obtener el error representativo de cada mapa para toda la malla de cálculo, se observa que el mapa 3 es quien menor error presenta a una viscosidad turbulenta alta, mientras que en el mapa 4 se eleva el error a medida que aumenta la turbulencia (Figura 33). Este error se obtuvo a partir de la matriz mostrada en la Tabla 7, en la cual cada fila representa una combinación de un mapa de fricción de fondo con una viscosidad turbulenta determinada y dado que existen tres estaciones usadas para la calibración, se obtuvieron 3 matrices. Al sumarse elemento a elemento de cada una de las filas de estas matrices y luego, al dividirse entre el total de estaciones (3), se obtuvo el error representativo de cada mapa para toda la malla de cálculo.

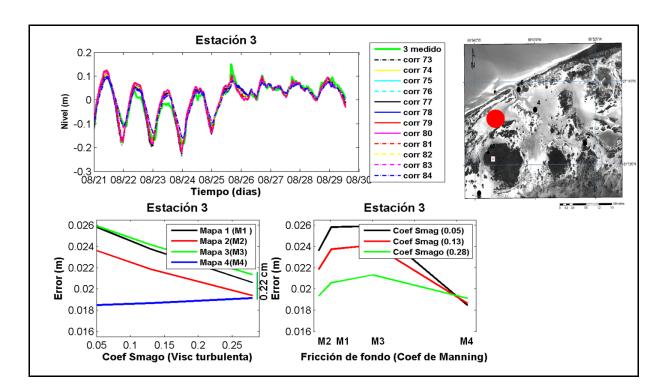


Figura 32. Calibración de la estación 3 durante un período de siete días.

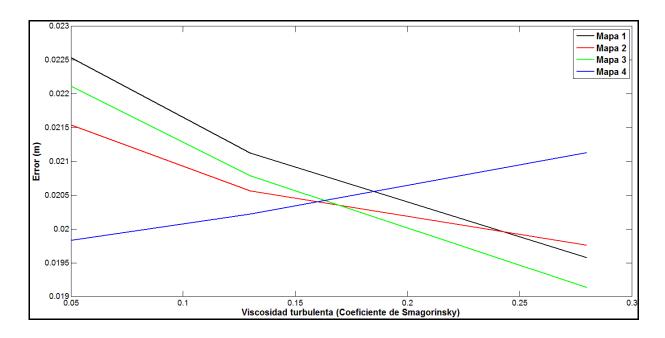


Figura 33. Error representativo de cada mapa promediado para las tres estaciones.

La mejor calibración se obtuvo con una fricción de fondo variable en el espacio (mapa 3, Tabla 6) y una viscosidad turbulenta alta (coeficiente de Smagorinsky de 0.28), cuyo resultado se puede observar en la Tabla 7 (corr 81). Estos parámetros elegidos concuerdan con las características de la rugosidad de fondo de la laguna, con materia orgánica en descomposición, así como vegetación que yace en medio de las masas de agua, lo cual ofrece una importante resistencia al flujo de agua. Además, cabe recalcar que la viscosidad turbulenta alta con la cual se calibró el modelo podría ser atribuida a los cambios de densidad del agua producidos por los procesos de mezcla del agua subterránea y el agua de mar.

Jerónimo *et al.* (2011) encontraron mediante el estudio de la parte superior de la columna de agua del sistema lagunar La Carbonera, que tanto la temperatura como la salinidad, los campos promedio y su variabilidad (desviación estándar) mostraron evidencias de zonas de distinta variabilidad a lo largo del sistema lagunar en un período de tiempo comprendido entre el 2008-2011. Aunque la ocurrencia de los mínimos de temperatura y salinidad coincidió en ese estudio para algunas estaciones, en general la variabilidad de la temperatura y la salinidad fueron diferentes. En las estaciones localizadas en la vecindad del Petén (donde se

encuentra el ojo de agua), tanto la temperatura como la salinidad exhibieron sus mínimos valores promedio; también fueron éstas las estaciones que exhibieron la mínima variabilidad alrededor del campo medio. Además, en este estudio, se encontró que hay cuatro zonas de distinta variabilidad para la temperatura y la salinidad a lo largo del sistema La Carbonera: 1) La zona de conexión con la boca de la laguna, la que exhibió una variabilidad intermedia y estuvo controlada por los intercambios de agua con el mar; 2) La zona de mezcla, la que se encontró al oeste de la boca, sus propiedades termodinámicas mostraron que ésta es una región entre el dominio de las aguas oceánicas y el dominio de agua subterránea; 3) La zona de dominio de agua dulce, ubicada en la parte más austral del plan de estaciones (cercanía al ojo de agua), en donde se encontraron los valores más bajos de temperatura y salinidad; además de ser el área de menor variabilidad, la salinidad reveló que la presencia de agua dulce es permanente y 4) La zona de valores más altos de temperatura y salinidad, ubicada al este de la boca, esta región es controlada por la circulación de las aguas en la boca.

El viento juega un papel muy importante en la hidrodinámica del sistema lagunar La Carbonera, produce turbulencia en la capa superficial de la columna de agua, y debido a que la laguna es muy somera al interior, los procesos de mezcla entre agua salada y dulce se aceleraran; de allí se originan importantes gradientes de densidad, lo cual a su vez podría originar diferentes valores de turbulencia a cada sub_área de la malla de cálculo y por ende, fue tomado en cuenta por el modelo hidrodinámico al usar una viscosidad turbulenta horizontal diferente para cada sub_área (formulación Smagorinsky).

Al observar las series de tiempo de marea reproducidas por el modelo hidrodinámico, se notó que la viscosidad turbulenta (usando la formulación Smagorinsky) está directamente relacionada con los cambios de amplitud, mientras que la fricción de fondo a pesar de que tiene cierto efecto en la amplitud, su efecto más notorio se observa en los cambios de la fase de la señal reproducida (esto es atraso o adelanto de la señal). Bourgoyne (2007) encontró en las series de marea reproducidas por el MIKE 21 en laguna de San Elijo, que la variación de la fricción de

fondo (usando el número de Manning) tuvieron diferentes efectos en la elevación de la superficie del agua, afectando principalmente la fase, cuando el número de Manning fue demasiado bajo (máxima fricción), la señal de marea se deformó, tomando una forma alargada, lo cual también se encontró en el presente estudio, cuando hay una mayor resistencia de fondo, más tiempo le tomará a la señal de marea en propagarse.

En el canal principal que comunica La Carbonera con el Golfo de México, las profundidades son considerables (1.7 m) en comparación con el resto de la laguna (0.3 m), allí los procesos de mezcla se podrían atribuir a las corrientes de fondo provenientes del Golfo de México, las cuales están alrededor de 1.1 m/s de acuerdo a mediciones con ADCP en ciclo de marea viva (Figura 20).

Adicionalmente, se hizo el análisis armónico tanto a la series de marea medida en campo en un período de 7 días, usadas para calibrar el modelo, como a las señales de marea reproducidas numéricamente y de esta forma, se determinó el error de la fase y de la amplitud de estas últimas, teniendo como referencia la fase y amplitud de las componentes de la señal de marea medida.

En la Tabla 8 se observa el error de la fase y de la amplitud de las componentes de la señal de marea reproducida numéricamente. Para la amplitud se reporta un error relativo, esto teniendo en cuenta la siguiente expresión:

$$\frac{\left|M_{j} medida - M_{i} simulada\right|}{\sum Principales \quad componentes_{j}}$$

donde, las principales componentes son las amplitudes de $la\ M_{2},\ S_{2}\ ,K_{2},\ O_{2}\ y\ las\ M_{j}$, $y\ M_{i}$ son componentes de marea medidas y reproducidas numéricamente, respectivamente.

Tabla 8. Error en la amplitud y fase de la señal de marea reproducida por el modelo.

		Error relativo	Error de fase	Período
Estación	Componente	(%)	(horas)	(horas)
3	M_2	5.62	0.28	12.40
	S ₂	1.99	1.54	12.00
	K ₁	12.17	0.02	23.90
	O ₁	10.82	0.19	25.80
4	M ₂	0.51	0.48	12.40
	S ₂	2.61	0.18	12.00
	K ₁	6.74	0.17	23.90
	O ₁	2.86	0.02	25.80
5	M ₂	0.78	0.19	12.40
	S ₂	3.23	1.40	12.00
	K ₁	3.08	0.09	23.90
	O ₁	1.86	0.05	25.80

Es necesario mencionar que debido a que no se contaba con una batimetría de alta resolución, a la hora de hacer la interpolación se observaron mal formaciones del canal principal que conecta la laguna con el Golfo, tales como aumentos o disminuciones de la profundidad, debido a ello se tuvo que homogeneizar el canal y así lograr una mejor calibración. Antes de haber homogeneizado la batimetría del canal principal, se hicieron decenas de corridas de simulación modificando cada uno de los parámetros permitidos para lograr la calibración. Sin embargo, los resultados reproducidos numéricamente fueron totalmente erróneos, ello debido a que no se le había dado importancia a tal acontecimiento. Luego de haberse obtenido la calibración, como ejercicio de prueba, se cerraron (se pusieron en tierra) las fronteras internas (cabecera de la laguna) de la malla de cálculo, para ver el efecto de dichas fronteras en el modelo. Como resultado se obtuvo un aumento en la amplitud y un atraso de la fase de la señal de marea reproducida en cada una de las estaciones usadas para la calibración, como se aprecia en la Figura 34, donde el gráfico de color verde, es la señal de marea medida en campo, el color azul es señal reproducida

como mejor calibración y el color rojo es la señal reproducida al cerrar las fronteras internas de la laguna, manteniendo todos los parámetros constantes con los cuales se consiguió la calibración. Al cerrar estas fronteras en la cabecera, la amplitud de la señal de marea aumentó, debido a que no hay forma de que el fluido pase a través de esta frontera hacia la zona llamada "inundación"; esta frontera cerrada hace las veces de una pared impermeable. Cuando se hacen presente las bajamares, la laguna se vacía, y podría ser tanto que exactamente donde están localizadas estas fronteras internas, se presenten zonas secas, lo cual no es posible al estar abierta esta frontera. El flujo que pasa a través de estas fronteras procedentes de la zona de inundación hacia la bocana brindan una cierta resistencia al agua proveniente del Golfo cuando se presenta la pleamar; de no existir estos flujos, la propagación de la marea hacia la cabecera sería más rápida. Sin embargo, se nota que se prolonga más el intervalo pleamar-bajamar-pleamar que el bajamar-pleamar-bajamar en la Figura 34 (gráfico rojo, nivel corr 88), deformando el perfil sinusoidal monocromático original de cada constituyente y originando una onda de superposición asimétrica.

Las fronteras abiertas en la cabecera de la laguna dan bastante información acerca de los aportes de agua provenientes tanto de la zona de inundación, como de sistemas aledaños a la zona de estudio que influyen en los flujos de agua que se generan dentro de la malla de cálculo del modelo. Como ya se mencionó en secciones anteriores, el hecho de colocar estas fronteras abiertas (variación de la superficie) en la cabecera de la laguna hace que el modelo asocie un gasto a cada uno de estos niveles, resultante del cálculo hidrodinámico en el dominio, lo mismo hubiese ocurrido al haberse colocado gastos en estas fronteras abiertas, el modelo hubiese asociado un nivel a dicho gasto.

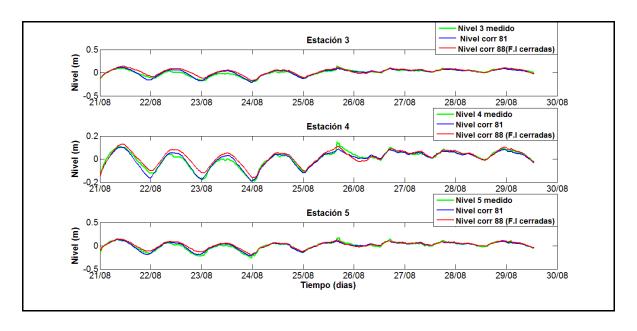


Figura 34. Efecto de las fronteras internas en los niveles reproducidos en las estaciones 3, 4 y 5.

Lo descrito anteriormente para los niveles, en la Figura 34, también se hizo para los gastos reproducidos en la bocana, como se aprecia en la Figura 35, donde al cerrar las fronteras de la cabecera de la laguna se incrementó tanto el gasto de la vaciante (semiciclo negativo) como el de la llenante (semiciclo positivo). Lo anterior es debido a que al cerrarse estas fronteras hay una menor oposición al agua que ingresa por la bocana proveniente del Golfo, ya que los aportes de agua provenientes de la zona de inundación y de otros sistemas, localizados fuera de la malla de cálculo y que por gravedad se escurren hacia la bocana no existen, y por lo tanto, la resistencia al agua que ingresa a la laguna por la bocana es menor; por consiguiente, entra más agua proveniente del Golfo hacia la laguna. El nivel del agua dentro de la laguna se incrementa debido a que en la cabecera se encuentra una pared, en la cual las velocidades del flujo son cero, y por tanto se crea un gradiente hidráulico considerable entre la bocana y la cabecera de la laguna; como consecuencia, el vaciado de la laguna es mayor comparado con el caso donde las fronteras internas están abiertas. Cuando las fronteras internas están abiertas, las velocidades de los flujos que pasan a través de ellas son variantes en el tiempo.

Se hace la aclaración de que la variación de la superficie en las fronteras internas, fueron mediciones puntuales, se asumió que la variación de la superficie en toda la frontera se comportaba en la misma forma, lo cual podría haber inducido un cierto grado de error.

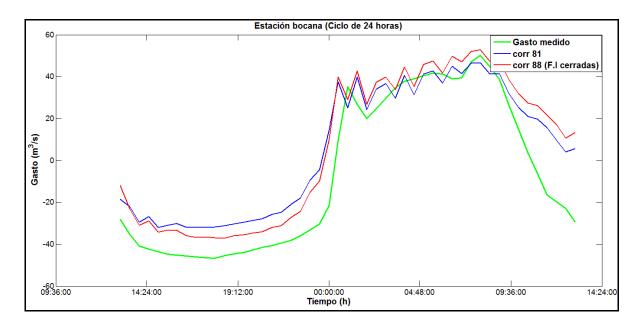


Figura 35. Efecto de las fronteras internas en los gastos reproducidos en la sección transversal de la bocana.

6.7 Análisis de sensibilidad del modelo hidrodinámico.

Luego de haberse logrado la calibración del modelo hidrodinámico, se realizó el análisis de sensibilidad tanto para la corrida de simulación de 24 horas (gastos en bocana) como para las de 7 días (niveles de agua), como se expone a continuación.

Teniendo en cuenta que la corrida de simulación 81 (Tabla 7) fue la que tanto en amplitud como en fase presentó un menor error para la estación 4 y 5 durante el período de simulación de 7 días, y que con dichos parámetros se haya obtenido el menor error en los gastos reproducidos en la bocana, fue tomada como mejor calibración y por lo tanto, se tomaron sus parámetros para hacer el análisis de sensibilidad.

Con la simulación "corr 81" se obtuvo la mejor calibración, dado que con los parámetros elegidos se consiguió el menor error tanto en los niveles de agua como flujos reproducidos numéricamente. Los parámetros elegidos para este caso, fue una fricción de fondo variable en el espacio (mapa 3, Tabla 6) y una viscosidad turbulenta alta (coeficiente de Smagorinsky de 0.28). Además se incorporó contribuciones de agua dulce del acuífero (fuente), agua marina de la zona costera y de la zona de inundación (variación de la superficie, para ambos casos) así como corrientes constantes en la zona marina costera aledaña (Figura 15) y viento.

Dado que la simulación "corr 81" tiene la máxima viscosidad turbulenta permitida, se varió únicamente la fricción de fondo del mapa 3. Al observar la Tabla 6, en la que se muestran los diferentes mapas, se puede ver que la zona 4 estuvo siempre con fricción de fondo constante debido a que esta zona nunca fue inundada, por lo cual fue irrelevante el valor que se asignará a esta zona. Luego a la zona 1 se le asignó una fricción de fondo mínima permitida, mientras que a la zona 3 se le asignó la fricción típica (DHI 2009d); por lo cual, la zona 2 fue la única que se varió para el análisis de sensibilidad de 32-100 m^{1/3}/s, por ser la zona de fricción intermedia.

En la Figura 37 y Figura 37 se puede observar que a un número de Manning de 66.6 m^{1/3}/s (0.015 en coeficiente de Manning (n), Tabla 6) en la zona 2, se obtienen los menores errores tanto en los gastos en la sección transversal de la bocana como de los niveles reproducidos en las estaciones 4 y 5 respectivamente, lo cual no sucede en la estación 3, donde el error disminuye a valores pequeños o altos de fricción de fondo. Sin embargo, en la estación 3 se observa que la diferencia entre el error máximo y mínimo no es relevante (0.22 cm); por lo cual, se podría decir que los valores de fricción de fondo escogidos para el mapa 3 a una viscosidad turbulenta alta fueron los parámetros adecuados para obtener la calibración del modelo hidrodinámico de La Carbonera.

El análisis de sensibilidad muestra que el valor 66.6 m^{1/3}/s en la zona 2 es con el que menor error a la salida se tiene. El error (rms) de los niveles de agua

reproducidos es de 2.2 cm, 1.6 cm y 2 cm en las estaciones 3, 4 y 5 respectivamente para un período de simulación de 7 días. Además, en la sección transversal de la bocana se reprodujo un gasto con un error de 16.3 m³/s, para el primer día de simulación.

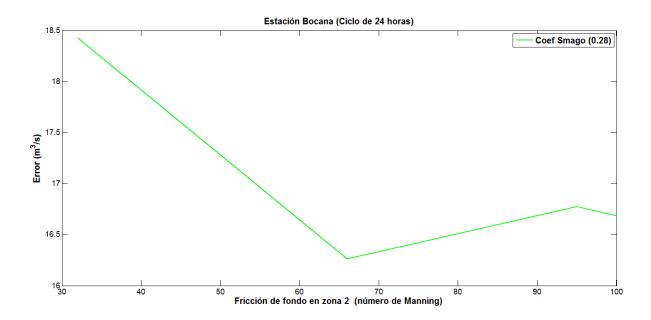


Figura 36. Análisis de sensibilidad para la estación bocana durante la corrida de simulación de 24 horas

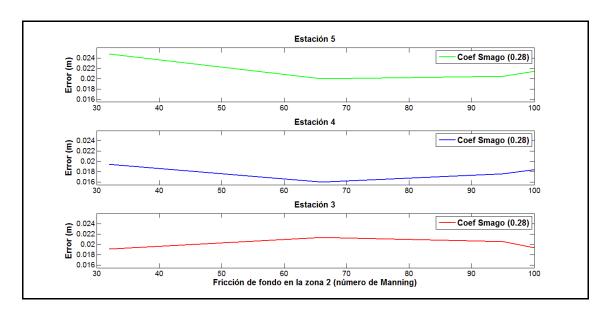


Figura 37. Análisis de sensibilidad para las estaciones 2, 3 y 5 durante la corrida de simulación de 7 días.

7 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Habiendo evaluado y modelado numéricamente la hidrodinámica del sistema lagunar La Carbonera, (Yucatán, México), las conclusiones más relevantes se presentan a continuación:

El modelo conceptual de la hidrodinámica de La Carbonera se concibe como un sistema lagunar, en el cual existen aportaciones importantes de agua dulce (acuífero confinado costero por debajo de la roca impermeable denominada Caliche), escurrimientos de agua superficiales de la denominada zona de inundación (a través de un acuífero libre superior al Caliche) particularmente durante la época de lluvias, e intercambio de agua con el mar (Golfo de México) a través de la boca de comunicación. Por otro lado, durante la época de lluvias y en pleamares de marea viva se presentan interconexiones con ciénagas y humedales aledaños. La descarga de agua dulce del acuífero a la laguna se mezcla gradualmente con el agua salada, lo cual, aunado con niveles importantes de evaporación que en algunas zonas someras y con una dinámica baja saliniza y calienta de manera importante el agua, hace que se generen corrientes no despreciables debido a gradientes de temperatura y salinidad. Lo anterior se conoce como circulación termohalina, y es algo que no fue estudiado a fondo en este trabajo, pero que merece una mayor atención en estudios futuros.

En cuanto a la caracterización de la hidrodinámica del sistema lagunar, se encontró, por medio de un análisis armónico para cada una de las señales de marea en cada estación, que la señal se atenúa y desfasa a medida que se propaga hacia la costa; en particular, la complejidad de la geomorfología de la bocana es un factor por el cual la marea se atenúa de una forma considerable al propagarse de la estación "Mar" a la estación 5. De haberse contado con una bocana corta y perpendicular a la costa, tanto el desfase como la atenuación hubiesen sido menos importantes. La propagación de la onda de marea dentro de la laguna tuvo una tendencia hacia la atenuación y el desfase a excepción de la componente S₂, la cual,

al propagarse hacia la cabecera de la laguna, se amplificó. Este fenómeno se debe a los procesos que se llevan a cabo dentro de los sistemas lagunares, donde la onda incidente se transforma parcial o totalmente en una onda estacionaria al reflejarse en la cabeza de la laguna; por lo cual, su amplitud se incrementa, y eso es lo que visiblemente sucedió con la componente S₂

Por otro lado, en las dos campañas de campo que se realizaron, se encontró que la cantidad de agua que ingresó a la laguna por la bocana (prisma de marea de entrada, o de flujo) fue menor que la que salió (prisma de marea de salida, o de reflujo), tanto en mareas vivas como en muertas. Ello se debe, sobre todo, al aporte significativo de agua dulce en período de lluvias y por otro lado, al ciclo mensual (lunar) en el cual las lagunas tienen períodos de "llenado" y períodos de "vaciado". En este caso, aparentemente, la laguna se encontraba en el ciclo de "vaciado". Más estudios deben realizarse para comprobar y confirmar esto.

También se observó, mediante mediciones de presión (variación de la superficie libre del agua), así como de velocidad y dirección de la corriente en el ojo de agua o manantial, que su descarga a la laguna está modulada por la marea y que puede comportarse como fuente ó sumidero dependiendo de si hay presencia de pleamares ó bajamares, respectivamente, al menos en marea viva. En marea muerta, en cambio, el ojo de agua se comporta como una fuente, tanto en pleamares como en bajamares, dado que la variación del nivel del mar es tan leve que no produce variaciones importantes del nivel piezométrico del acuífero confinado costero y dicho nivel nunca llega a ser menor que el nivel de la superficie libre en la poza donde se encuentra el ojo de agua. La eficiencia de propagación de la marea resultó ser mayor a través del acuífero confinado que al propagarse a nivel superficial en la laguna. Finalmente, se enfatiza en que la variación del nivel del agua en el manantial principal de La Carbonera está modulada por la recarga del acuífero y de la variación del nivel mar; sin embargo, las mediciones en el ojo de agua reportan las aportaciones de ambos.

El modelo hidrodinámico en dos dimensiones de La Carbonera con el Mike 21 reproduce numéricamente niveles, flujos y reflujos en la bocana, aceptables cuando se incorporan contribuciones de agua dulce del acuífero (manantial) y agua marina de la zona costera, así como aportaciones de flujos de agua procedentes de la zona de inundación (flujos calculados numéricamente a través de la variación de la superficie en la cabecera de la laguna), corrientes constantes en la zona marina costera aledaña, fricción del fondo variante en el espacio, viscosidad turbulenta y viento. Los parámetros de fricción de fondo y viscosidad turbulenta elegidos para la calibración del modelo son justificables al tener en cuenta los diferentes tipos de rugosidad de fondo presentes (arenas en la boca, materia orgánica en descomposición, vegetación y pequeños petenes al interior del sistema, los cuales se oponen al flujo del agua) y las cuatro zonas de distinta variabilidad para la temperatura y la salinidad a lo largo del sistema La Carbonera (la zona de conexión con la bocana de la laguna, oeste de la bocana, la zona de dominio de agua dulce y la zona ubicada al este de la bocana). Ésta variabilidad, junto con la presencia del viento, originan procesos de mezcla y por ende, parecen estar asociados con viscosidades turbulentas altas. La mejor calibración se obtuvo con un coeficiente de viscosidad turbulenta de 0.28 m²/s, y una fricción de fondo variable en el espacio, mencionada en la Tabla 6 (mapa 3).

Los escurrimientos superficiales son difíciles de incluir en la implementación del modelo numérico, por ende, fue necesaria la inclusión de fronteras abiertas (niveles de agua) en la cabecera de la laguna, con los cuales el modelo asoció un gasto a cada uno de estos niveles, resultante del cálculo hidrodinámico en el dominio; de esta forma, proporcionó información de los flujos de sistemas de ciénagas aledañas y del escurrimiento de agua superficial procedente de la zona de inundación. La fricción de fondo mostró tener efecto directo en el atraso o adelanto de fase de la señal reproducida, mientras que la viscosidad turbulenta (formulación Smagorinsky) en la amplificación o atenuación de la señal.

El análisis de sensibilidad del modelo hidrodinámico indica que los niveles del agua, flujos y reflujos en la bocana de la laguna se reproducen satisfactoriamente al

tenerse en cuenta una fricción de fondo variante en el espacio y viscosidad turbulenta alta. El error (rms) de los niveles de agua reproducidos es de 2.2 cm, 1.6 cm y 2 cm en las estaciones 3, 4 y 5 respectivamente para un período de simulación de 7 días. Además, en la sección transversal de la bocana se reprodujo un gasto con un error de 16.3 m³/s para el primer día de simulación (debido a que sólo se contó con un día de medición de flujo, que a su vez coincidió con la fecha de medición de los niveles de agua). El error disminuyó al incrementar el coeficiente de viscosidad turbulenta y al usar una fricción de fondo variable en el espacio.

La evaluación y modelación numérica de la hidrodinámica del sistema lagunar La Carbonera se logró a partir de la caracterización de la hidrodinámica de la laguna a través de mediciones, tanto de variación del nivel de la superficie libre como de flujos, en la bocana y en el ojo de agua o manantial principal. Después de haberse caracterizado la hidrodinámica del sistema, se procedió con la calibración del modelo numérico (usando fricción de fondo variante en el espacio y viscosidad turbulenta).

El modelo numérico servirá para acoplarlo a modelos de transporte (advección/dispersión) de sustancias conservativas y no conservativas Además, basado en éste modelo se podrán hacer escenarios específicos de inundación debido a eventos de mareas de tormenta, aportes extraordinarios de agua dulce y al incremento del nivel medio del mar, causado por el cambio climático, que pudiesen modificar la dinámica del sistema y de esta forma plantear medidas de mitigación y manejo de esta área natural de gran importancia ambiental.

Se debe tener en cuenta que cuando la descarga del manantial aumenta, la variación del nivel del agua en el mismo llega a un punto máximo donde el nivel es constante, aparentemente porque el agua rebasa el nivel del terreno, es decir el nivel del borde de la poza donde se encuentra el ojo de agua. Por ende, para efectos prácticos lo recomendable para conocer la influencia tanto de la marea como del acuífero en la variación del nivel piezométrico del acuífero confinado costero, es perforar un pozo y registrar una serie de variaciones del nivel del agua, en el pozo y en el mar, al mismo tiempo, durante un período no inferior a 15 días (lo cual incluye

una marea viva y una muerta); luego, por medio de un análisis armónico de la variación del nivel piezométrico registrado en el pozo, se podrá identificar qué porcentaje de la variación es explicado por las fuerzas gravitacionales que generan la marea, y qué porcentaje es atribuible a las aportaciones de la recarga del acuífero.

Se debe tener en claro que debido a que la hidrodinámica del sistema lagunar La Carbonera varia, dependiendo de la época (nortes, secas y lluvias), el presente modelo fue calibrado exclusivamente para un período contenido dentro del período de lluvias, del cual se tienen registro de variables hidrodinámicas y climáticas. Es recomendable realizar más mediciones que incluyan (al menos) un año de registro para poder validar el modelo numérico con las condiciones en todas las épocas del año.

8 REFERENCIAS.

Alcocer, J., Lugo, A., Marín, L.E., Escobar, E. (1998). <u>Hydrochemistry of waters from five cenotes and evaluation of their suitability for drinking-water supplies, northeastern Yucatán, Mexico.</u> "Hydrogeol. J." .6(2), 293-301.

Álvarez, C., Herrera, J. A. (2006). <u>Variations of phytoplankton community structure</u> related to water quality trends in a tropical karstic coastal zone. "Marine Pollution Bulletin". 52, 48–60.

Aranda, C. (2001). <u>Alimentando al mundo, envenenando al planeta: eutrofización y calidad del agua</u>. "Avance y perspectiva". 20, 293-303.

Bourgoyne, M. (2007). <u>Hydrodynamic modeling of san Elijo Lagoon, California</u>. Thesis for the degree of Master of Science in Civil Engineering. Louisiana State University. United States of America.

Brutsaert, W.H. (1982). <u>The evaporation into the atmosphere</u>, Reidel Pub. Co., Dordrecht.

Cámara, N.J. (2007). <u>Análisis de la influencia de las mareas sobre el flujo subterráneo y técnicas de filtrado de su efecto.</u> Tesis de licenciatura en Ingeniería Civil. Universidad Autónoma de Yucatán, México.

Casáres, R. (2009). <u>Hidrogeología de la zona de descarga del acuífero del estado de Yucatán y sus implicaciones ambientales.</u> Tesis de Maestría en Ingeniería Opción Hidrología. Universidad Autónoma de Yucatán, México.

Capurro, L. (2002). <u>Un Gran ecosistema Costero: la Península de Yucatán</u>. "Avance y Perspectiva". 22, 69-75.

Chow. V. (1994). <u>Hidráulica de Canales abiertos</u>. McGRAW- Hill Interamericana S. A. Santafé de Bogotá. Colombia.

Custodio E., Llamas M.R. (1976). Hidrología subterránea. Tomo I. Segunda edición, Ediciones Omega, S.A., Barcelona, España.

Day, W.J. JR., Hall, A C., Kemp, M.W., Yañez A. (1989). <u>Estuarine Ecology</u>. John Wiley & Sons, New York.

De La lanza, G. (1991). Oceanografia de mares Mexicanos. Agt Editor S.A. México.

DHI. (2009a). MIKE 21 Tidal Analysis and predition Module scientif Documentation.

DHI. (2009b). MIKE 21. Toolbox. User guide.

DHI. (2009c). MIKE 21 & MIKE 3 Flow Model FM. <u>Hydrodynamic and Transport Module:</u> Scientific Documentation Manual.

DHI. (2009d). MIKE 21 flow model fm. Hydrodynamic Module. User Guide.

Doehring, D.O., Butler, J.H. (1974). <u>Hydrogeologic constrains on Yucatan's</u> development, "Science", 186, 591-595.

Doodson, A.T. (1921). <u>The armonic development of the Tide-Generating Potential</u>. "Proc. Roy. Soc." Series A, 100, 305-329.

Doodson, A.T., Warbrug, H.D. (1941). <u>Admiralty Manual of tides. Her Majesty's Stationary Office</u>, London.

Farreras F. S. (2006). <u>Hidrodinámica de lagunas</u> .Primera edición electrónica. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), México.

Frangoise, F. (1998). <u>Hidrodynamic simulations with MIKE 21 for Majur Atoll, Marshall Islands</u>. SOPAC Preliminary Report.

González, R. (1994). <u>Consideraciones acerca del transporte de solutos en Yucatán.</u>

<u>Modelo conceptual. "</u>Ingeniería Hidráulica en México". 9, 73-79.

González, R., Sánchez, I., Gamboa, J. (2002). <u>Groundwater-flow modeling in the Yucatan karstic aquifer, México. "Hydrogeology Journal"</u>. 10:539–552.

Goodwin, P., Ashish, J., Zedler J. (2001). <u>Tidal Wetland Restoration</u>: An Introduction."Journal of Coastal Research" SI., 27, 1-6.

Goodwin, P., Kamman, R. (2001). <u>Mixing and Circulation in Tidal Wetlands.</u> "Journal of Coastal Research" SI., 27, 109-120.

Herrera, J.A. (2006). <u>Lagunas costeras de Yucatán (SE, México)</u>: <u>investigación</u>, <u>diagnóstico y manejo</u>. "Ecotropicos" 19 (2), 94-108.

Herrera, J.A., Comín, S., Sánchez, E. I. (1998). Limnological characterization of aquatic ecosystems in Yucatan Peninsula (SE México). "Verth. Internat. Vereining. Limnol". 26,1348-1351

Herrera, J.A; Gold, G; Mariño I; Zapata, O; Vidal, V; Aguirre, L; Ardisson, P. (2006) Evaluación de impactos al ambiente marino y zona de playa debidos al derrame de gasolina del 13 de mayo del 2006 en los ductos de PEMEX a la playa oeste del muelle de Progreso, Yucatán. Contrato No. GPA-CINVESTAV -01/2006. Servicio solicitado por la Secretaría de Ecología del Gobierno de Yucatán.

Isla, I. F. (1995) <u>Coastal Lagoons</u>. in "Geomorphology and sedimentology of estuaries". Elsevier. Netherlands. 241-272.

INEGI. (2002). <u>Estudio hidrológico del estado de Yucatán</u>. Primera edición, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática y Gobierno del Estado de Yucatán. México.

Jerónimo, G., Gómez, J., Arroyo, L., Badillo, M., López, K; Galindo, C; Loera, J; Gallardo, A; Chiappa, X. (2011). Variabilidad de la temperatura y la salinidad en la Carbonera, Yucatán, en el período 2009-2011. En "Memorias del segundo simposium para el conocimiento de los recursos costeros del sureste de México". Ciudad del Carmen, Campeche, México .102-104.

King, P. (2001). <u>Modeling of Marshes and wetlands</u>. "Journal of Coastal Research" SI. 27, 76-87.

Kjerfve, B. (1994). Coastal Lagoons Processes. Elsevier. New York.

Lankford R.R. (1976). <u>Coastal lagoons of Mexico: their origin and classification</u>, in: "Estuarine Processes", Volume II, Wiley, M (editor), Academic Press, New York, N.Y., 182-215.

Lesser J.M., Weidie, A.E. (1988). <u>Region 25. Yucatan Peninsula</u>. In: "Hydrogeology. The geology of North America" Vol. O-2, Back W., Rosenshein J. S., Seaber, P. R. (editors). Geological Society of America., 237-241.

Lugo, J., Aceves, JF., Espenasa, R. (1992). <u>Rasgos geomorfológicos mayores de la Península de Yucatán</u>. "Revista Mexicana de Ciencias Geológicas"., 10,143 – 150.

Margalef, R. (1983). <u>Limnología</u>. Omega, Barcelona.

Marín, L. E. (1990). <u>Field investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatan, Mexico</u>, Ph.D. Thesis, Northern Illinois University, DeKalb.

Marín, L. E., Sanborn, R., Reeve, A., Felger, T., Gamboa, J., Perry, E., Villasuso, M. (1988). <u>Petenes: a key to understanding the hydrogeology of Yucatan, Mexico</u>. International Symposium of Hydrology of Wetlands in Semiarid and Arid Regions, Sevilla, Spain, May 9 –12.

Monreal, M.A; Salas de Leon, D.A; Velasco, H. (2004). <u>La hidrodinámica del Golfo de Mexico</u>, En: "Diagnóstico Ambiental del Golfo de México. Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies", Caso, M., Pisanty I., Ezcurra E. (Editores). INE-SEMARNAT México., 47-68.

Oey, LY; Lee; H.-C; Schmitz Jr, W. J. (2003). <u>Effects of winds and Caribbean eddies on the frequency of Loop Current eddy shedding:</u> A numerical model study, "Journal of Geophysical Research", 108 (C10).

Perry, E; Marin, L.E; McClain, J., Velázquez. G. (1995). <u>"Ring of Cenotes (sinkholes), northwest Yucatán, Mexico: its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater",</u> "Geology". 23, 17-20.

Perry, E; Swift, J; Gamboa, J; Reeve, A; Sanborn, R; Marín, L.E; Villasuso, M. (1989). Geologic and environmental aspects of surface cementation, north coast, Yucatan, Mexico. "Geology" 17, 818–821.

Perry, E., Velázquez, G. (1993). <u>Determination of flow directions in the ring of cenotes in the Yucatán State, Mexico,</u> (abs): "Geos" (Unión Geofísica Mexicana), 13 (5).

Perry, E; Velazquez, G., Marin, L.E. (2002). <u>The Hydrogeochemistry of the Karst Aquifer System of the Nortnern Yucatan Peninsula, Mexico</u>. "International Geology Review". 44, 191-221.

Salles, P. (2001). <u>Hydrodynamic Controls on Multiple Tidal Inlet Persistence.</u> Doctoral dissertation. Massachusetts Institute of Technology. Wood Hole Oceanographic Institution.

Sánchez, M., Alcocer, J., Lugo, A., Sánchez M.R., Escobar, E. (1998). <u>Variación temporal de las densidades bacterianas en cinco cenotes y dos cuevas sumergidas del NE de Quintana Roo, México</u>, En "Cuadernos de investigación interdisciplinaria en ciencias de la salud, la educación y el ambiente", Manzilla D., Vilaclara, J. M. (compiladores), UNAM, México., 1, 66-80.

Sánchez, I; González, R; Perry, E. (2005). <u>Hydrodynamic behavior of the Yucatán aquifer.</u> A perspective on the hydraulic conductivity estimation. "Espelunca Digital" N° 2. Órgano Oficial de la Sociedad Espeleológica de Cuba.

Schmitter, J.J., Comín, F.A., Escobar, J., Herrera, J.A., Alcocer, J., Suárez, E., Elías M., Díaz, V., Marin, L.E., Steinich, B. (2002a). <u>Hydrogeochemical and biological characteristics of cenotes in the Yucatan Peninsula</u> (SE Mexico) "Hydrobiologia" 467, 215–228.

Schmitter, J.J., Escobar, E., Alcocer, J., Suárez, E., Elías, M., Marín, L.E. (2002b). Los cenotes de la península de Yucatán. En "Lagos y presas de México", De La Lanza, G., García J. L. (compiladores), Centro de Ecología y Desarrollo, A.C. México, 338-381.

Serfes M.E. (1991). <u>Determining the mean hydraulic gradient of ground water</u> <u>affected by tidal fluctuations</u>. "Ground Water", AGWSE. 29 (4), 549-555.

Smagorinsky, J. (1963). <u>General circulation Experiment with the primitive Equations</u>. "Monthly Weather Review". 91 (3), 99-164.

Springall, G y Espinosa, L. (1972). El subsuelo de la península de Yucatán. En "VI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos. Cimentaciones en Áreas Urbanas de México: Acapulco, Morelia, Tampico y Yucatán". Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, México D.F.

Steinich, B; Marín, L.E. (1996). <u>Hydrogeological investigations in northwestern</u> <u>Yucatán, México, using resistivity surveys</u>. "Ground Water". 34, 640–646.

Steinich, B., Velázquez, G., Marín, L. E., Perry, E. (1996). <u>Determination of the groundwater divide in the karst aquifer of Yucatan, Mexico, combining geochemical and hydrogeological data</u>. "Geofís", Int. 35, 153–159.

Suárez, J.W., Reid, T.M., Fiers, F. (1996). Catálogo de los copépodos (crustáceo) continentales de la península de Yucatán, México. CONABIO/ ECOSUR, México.

Todd D.K. (1959). <u>Ground water hydrology</u>. First Edition, Jhon Wiley & Sons, Inc New York and London.

Vega, C.M; Hernández, M; De La Cruzagüero, G. (1997). <u>Los Peces de la Reserva</u> <u>de Celestún</u>. Pronatura y CINVESTAV-Mérida, México.

Velázquez, G. (1995). <u>Estudio geoquímico del anillo de cenotes,</u> Tesis de maestría. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F, México.

Vera, M.I. (2005). <u>Estudio de la dinámica de la interfase salina y características físico-químicas del acuífero costero nororiental del estado de Yucatán.</u> Tesis de maestría Opción Ambiental. Universidad Autónoma de Yucatán.

Wu, J. (1980). <u>Wind-stress Coefficients over sea surface and near neutral conditions</u> - A revisit, "Journal of Physical". Oceanography. 10, 727-740.

Wu, J. (1994). The sea surface is aerodynamically rough even under light Winds. "Boundary-Layer Meteorology". 69, 149-158.