### TESIS DEFENDIDA POR César Alfonso Coronado Méndez Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Julio Candela Pérez Director del Comité

Dr. Guillermo Gutiérrez de Velasco Miembro del Comité Dr. Juan Manuel López Mariscal Miembro del Comité

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres Miembro del Comité

Dr. Julio Sheinbaum Pardo Miembro del Comité

Dr. Juan Manuel López Mariscal Coordinador del programa de posgrado en Oceanografía Física

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla Director de Estudios de Posgrado

29 de noviembre de 2005

### CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA



### PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA

### INFLUENCIA DE LOS FORZAMIENTOS AMBIENTALES EN LA HIDRODINÁMICA DE LA LAGUNA ARRECIFAL DE PUERTO MORELOS, Q.ROO, MÉXICO

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

CÉSAR ALFONSO CORONADO MÉNDEZ

**RESUMEN** de la tesis de **CÉSAR ALFONSO CORONADO MÉNDEZ**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California. Noviembre de 2005.

### INFLUENCIA DE LOS FORZAMIENTOS AMBIENTALES EN LA HIDRODINÁMICA DE LA LAGUNA ARRECIFAL DE PUERTO MORELOS, Q.R., MÉXICO

Resumen aprobado por:

Dr. Julio Candela Pérez Director de Tesis

Se presenta un estudio de la circulación en la laguna arrecifal de Puerto Morelos, localizada en la costa del Caribe Mexicano, que forma parte de un proyecto multidisciplinario que se enfoca en los procesos oceanográficos y ecológicos que afectan a sistemas de arrecifes coralinos. La región se caracteriza por la presencia de la corriente de Yucatán, un ambiente micromareal y la influencia de los vientos alisios. Por un periodo de 18 meses, comenzando en septiembre de 2003, se mantuvieron instalados 4 perfiladores acústicos (ADCP): uno en el frontal del arrecife, uno en cada una de las dos bocas de la laguna, y uno en su interior. Estos instrumentos obtuvieron mediciones de corrientes, nivel del mar, temperatura del agua y oleaje, que fueron complementadas con datos meteorológicos locales y con la información de un perfilador de corriente ADCP instalado a 12 km mar adentro frente a la laguna. Las observaciones revelan que el patrón de circulación normal consiste en un flujo inducido por la rompiente del oleaje, que ingresa a la laguna a través de la barrera arrecifal, y que la abandona por sus bocas norte y sur. Este flujo inducido por el oleaje es modulado por un cambio de baja frecuencia del nivel del mar, asociado a la respuesta geostrófica de la variabilidad de la corriente de Yucatán, mientras que los forzamientos del viento y la marea juegan un papel secundario. Este escenario implica que en el verano, durante periodos prolongados de calma que coincidan con un descenso en el nivel del mar debido a la intensificación de la corriente de Yucatán, el intercambio de la laguna con el océano adyacente se ve drásticamente reducido. Esto ocasiona una acumulación del calor introducido por la radiación solar, que podría ocasionar eventos de blanqueamiento de coral. Durante condiciones de oleaje promedio  $(H_S = 0.8 \pm 0.4 \text{ m})$  el tiempo de residencia de las aguas de la laguna es del orden de 3 h, mientras que durante el oleaje intenso producido por el huracán Iván ( $H_S = 6$  m), este tiempo disminuyó a 0.5 h. Estos tiempos de residencia son sorprendentemente cortos, y probablemente ayuden a explicar algunas características biogeoquímicas de este sistema arrecifal.

Palabras clave: Hidrodinámica, laguna arrecifal, circulación, oleaje, tiempo de residencia, blanqueamiento de coral

**ABSTRACT** of the thesis presented by **CÉSAR ALFONSO CORONADO MÉN-DEZ** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in PHY-SICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, Mexico. November 2005.

### THE INFLUENCE OF ENVIRONMENTAL FORCINGS ON THE HYDRODYNAMICS OF PUERTO MORELOS FRINGING REEF LAGOON, Q.R. MEXICO

The circulation in the fringing coral reef lagoon of Puerto Morelos, located along the Caribbean coast of Mexico, is being studied as part of a multidisciplinary project that focuses on the oceanographic and ecologic processes that affect the coral reef system. The region is characterised by the strong Yucatan Current offshore, a microtidal environment and a Trade Wind regime. For a period of 18 months, beginning in September 2003, four acoustic Doppler current profilers (ADCP) were deployed: one on the fore reef, one on each of the two channels connecting the lagoon to the ocean, and one inside the lagoon, measuring water currents, sea level, bottom water temperature and surface waves. This nearshore information was complemented by coastal meteorological data and surface currents from an ADCP moored 12 km offshore. Observations show that normal conditions consist of a surface wave induced flow entering the lagoon over the shallow reef flat and strong flows exiting the lagoon through its northern and southern channels. This wave induced flow is modulated by a low frequency sea level change related to a geostrophic response to the Yucatan Current variability offshore, with tidal and wind forcing playing a minor role. This implies that under extended summer low wave height conditions, that coincide with a decrease in sea level due to the intensification of the offshore current, the exchange of the lagoon with the adjacent ocean is drastically reduced, leading to solar radiation heat build up and a water temperature increase that could trigger coral bleaching events. Under normal wave conditions  $(H_S = 0.8 \pm 0.4 \text{ m})$ , the lagoon's water residence time is on average 3 h, whereas during Hurricane Ivan's extreme swell  $(H_S = 6 \text{ m})$  it decreased to 0.5 h. These residence times are surprisingly short and may help to explain how this reef supports high net organic production.

**Keywords:** Hydrodynamics, reef lagoon, circulation, wind waves, residence time, coral bleaching

# Agradecimientos

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento a Julio Candela, ya que si hay algo de bueno en este trabajo, se debe a su excelente asesoría y a que nunca me empujó en una dirección que no quisiera yo tomar. Julio me brindó todas las facilidades que un estudiante podría desear; sus comentarios fueron siempre francos, concisos, pero sobre todo constructivos. Este agradecimiento se extiende a los miembros del comité de tesis; Julio, Paco, Manuel y Guillermo me ofrecieron su continuo apoyo, y con su disposición y correcciones, enriquecieron de manera significativa este trabajo. Así mismo, los comentarios de José Luis Ochoa, Modesto Ortiz y Salvador Farreras son ampliamente apreciados.

El haber tenido la oportunidad de trabajar en el proyecto de Puerto Morelos ha sido una de las mayores experiencias de mi vida. No sólo por la posibilidad de viajar y conocer lugares y personas, sino además por la oportunidad de colaborar con un excelente equipo de trabajo. Particularmente, se destaca el trabajo de Sergio Ramos; su dedicación y experiencia son el sólido cimiento sobre el que se ha construido esta investigación. Así mismo, el apoyo y humor de Edgar Escalante y Francisco Ruiz Rentería han sido invaluables durante las estancias en Puerto Morelos. El apoyo, confianza, pero sobre todo el entusiasmo de Roberto Iglesias, Eric Jordán, Susana Enríquez y Brigitta Van Tussenbroek también son ampliamente agradecidos. Así mismo, aprecio el trabajo de Ignacio González, Armando Ledo, Joaquín García, Miguel Ojeda, Benjamín Pérez, y el de la tripulación del B/O Justo Sierra. Finalmente, me permito recordar que sin la labor de Lupita Rodríguez, Teresa Agüero, Elvia Serrano, Ma. Guadalupe Pacheco, Lina Zúñiga y Julieta Castro, Alina Morales y Roberto Soto, nuestro trabajo sería considerablemente más difícil.

Especialmente agradezco la convivencia con mis compañeros estudiantes del DOF: Aleph Jiménez, David Rivas, Domitilo Nájera, Julio Cesar Figueroa, Ángel Carrillo, Lorena Guerrero, Joulien Jouanno, Rocío Mancilla, Luis Siero, Matías Durán, Mark Marín, Paulina Cetina, Gerardo Sosa, Efraín Mateos, Ana Laura Flores, Ma. Eugenia Allende, Rubén Alvarado, Miguel Tenreiro y Cuauhtémoc Turrent; además a mi gran amigo Iván Méndez y a todas las personas del Laboratorio de Ecología Pesquera del CICESE; pero especialmente a mis entrañables amigos, mis compadres, Xavier Flores, Héctor García y Fernando Andrade ;). Una mención especial merece Silvia Chacón, que ha sido el elemento que ha mantenido la fuerte cohesión de nuestro grupo, y ha impulsado nuestra convivencia con investigadores y técnicos del CICESE.

Finalmente, agradezco a Kena, el verdadero amor de mi vida. Nada malo puede pasar con una mujer como ella a mi lado.

Este trabajo fue posible gracias al apoyo de CONACYT, a través de una beca de maestría (ref. 179407), y del Departamento de Oceanografía Fisica del CICESE. Apoyo adicional ha sido amablemente brindado por la UNAM, a través del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, por Nortek con su Annual Student Equipment Grant y la IAPSO a través de su Student Travel Grant.

Esta tesis está dedicada a las dos pequeñas, pero grandes fuerzas que impulsan mi destino: Rodrigo Nicolás y Cristóbal.

# Contenido

		Página
I.	Introducción	1
	I.1. Antecedentes	4
	I.2. Área de estudio	9
II.	Metodología	13
	II.1. Observaciones	14
	II.2. Procesamiento de datos	18
II	I. Resultados y discusiones	22
	III.1. Circulación general	23
	III.2. Modelo conceptual	28
	III.3. Análisis con FEOs de la corriente superficial	31
	III.4. Influencia de los forzamientos	38
	III.4.1. Influencia del cambio del nivel del mar	38
	III.4.2. Influencia de la corriente de Yucatán	44
	III.4.3. Influencia del viento	51
	III.4.4. Influencia del oleaje	58
	III.5. Validación del modelo simplificado	66
	III.6. Tiempo de residencia y sus implicaciones en el blanqueamiento de coral	69
	III.7. Recapitulación	75

### **IV.** Conclusiones

# Índice de figuras

Figura		Página
1.	Localización del área de estudio	10
2.	Localización e instalación de los instrumentos colocados en la laguna	
	arrecifal	15
3.	Intervalos de mediciones simultáneas	18
4.	Estadística básica de los datos de corriente superficial de LPM	24
5.	Datos horarios de la corriente superficial de LPM	26
6.	Histograma polar de los datos de corriente superficial en LPM $\ldots$ .	27
7.	Perfil vertical promedio en las cuatro estaciones de LPM	28
8.	Modelo conceptual de la circulación en LPM	29
9.	Comparación entre el transporte lagunar $Q_L$ y la $H_S$ del oleaje incidente	
	en LPM3	30
10.	Descomposición en modos empíricos de la corriente superficial de fre-	
	cuencia subinercial	34
11.	Descomposición en modos empíricos de la corriente superficial de fre-	
	cuencia suprainercial	37
12.	Influencia de las corrientes de marea en la componente principal de la	
	corriente superficial en LPM	41
13.	Nivel del mar relativo, predicción y espectro de amplitud de la observa-	
	ción del nivel del mar	43
14.	Nivel del mar relativo, predicción y espectro de amplitud de 3 meses de	
	observaciones de nivel del mar	44
15.	Estadística básica y características observadas en la corriente de Yucatán	45
16.	Gráfica de las componentes de la velocidad $(u, v)$ comparando las medi-	
	ciones en LPM3 y PM8	46
17.	Conceptualización de los efectos del balance geostrófico en LPM $\ . \ . \ .$	49
18.	Comparación entre la magnitud de la CP de la corriente de Yucatán, y	
	el nivel del mar relativo en LPM	50
19.	Comparación entre el gradiente de presión inducido por la CY y el nivel	
	del mar relativo en LPM	51
20.	Segundo modo empírico ortogonal de la corriente superficial de frecuencia	
	subinercial, comparado con la CP de la corriente de Yucatán	52

Figura	Índice de figuras (continuación)	Página
21.	Rapidez, dirección (convención oceanográfica), componentes del vector	54
$\mathcal{D}\mathcal{D}$	Temperatura del aire, humedad, precipitación y radiación solar registrada	34
22.	en LPM (estación Davis).	55
23.	Descomposición en modos empíricos ortogonales de los datos regionales	
	de viento NCEP-QuickScat	57
24.	Primer modo empírico ortogonal de la corriente superficial de frecuencia	
	subinercial, comparado con la $H_S$ del oleaje incidente en el exterior de	
~ ~	la laguna (LPM3)	59
25.	Registro de altura significante $(H_S)$ del oleaje para cada una de las es-	60
26	taciones de LPM	60 62
$\frac{20}{27}$	Travactorias de los huracanes en la región del Atlántico norte durante la	02
21.	temporada 2003.	63
28.	Gradiente de presión inducido por el huracán Iván, y espectro direccional	00
	asociado al registro de $H_S$ máxima $\ldots \ldots \ldots$	64
29.	Ajuste entre las mediciones de transporte lagunar $Q_L$ y la predicción del	
	modelo estadístico	68
30.	Relación entre $H_S$ y el tiempo de recambio $T_t$	71
31.	Relación entre el transporte lagunar, la $H_S$ , el nivel del mar relativo y la	
20	temperatura del agua de fondo.	72
32.	Relacion entre el transporte lagunar, la $H_S$ , el nivel del mar relativo y la temporatura del agua de fende para el periode de mediciones en el que	
	se registró blanqueamiento de coral	74
33.	Relación entre las corrientes en LPM0 y los diversos forzamientos am-	11
	bientales	76

# Índice de tablas

#### Tabla Página I. Configuración de los sensores Nortek Aquadopp 1 MHz. . . . . . . . 16 II. Configuración de los ADCP RDInstruments Workhorse/Broadband 300 Khz. Los instrumentos fueron instalados durante el crucero CANEK 8, 17III. Fase y amplitud de los armónicos de marea observados por los sensores de presión Nortek. Las amplitudes están expresadas en centímetros, y la fase es relativa a Greenwich. 40 IV. Estadística básica de los datos meteorológicos colectados en la estación 53

### Ι

# Introducción

Los arrecifes coralinos son de los ecosistemas más espectaculares y diversos que existen en nuestro planeta. Complejos y productivos, los arrecifes son hogar de cientos de miles de especies, muchas de las cuales son actualmente desconocidas para la ciencia.

Los arrecifes coralinos han tenido un papel crucial en el desarrollo de los ecosistemas que han dominado los océanos tropicales en los últimos 200 millones de años. Científicos como Charles Darwin quedaron perplejos al observar la inusual localización de estos ambientes altamente productivos: en el mar abierto que rodea a los arrecifes, la baja concentración de nutrientes resulta en una productividad primaria reducida, mientras que la que está asociada a los corales puede ser varios miles de veces mayor (Hatcher, 1988). Esta elevada productividad, en mares que de otra forma serían pobres, hace de los corales elementos críticos para la sobrevivencia del ecosistema tropical, y consecuentemente, de la gente que habita estas regiones.

La pérdida de los arrecifes tendría graves consecuencias, ya que representan fuentes cruciales de ingresos y recursos, a través del papel que juegan en el turismo, pesca, construcción, protección costera y el descubrimiento de sustancias medicinales. Globalmente, gran cantidad de personas dependen de los arrecifes en parte o en su totalidad, y alrededor del 15% de la población mundial vive a menos de 100 km de un arrecife coralino. Solamente el turismo le genera miles de millones de dólares a los países asociados con arrecifes. Otra fuente de riqueza asociada a los corales se relaciona con las pesquerías, que producen globalmente al menos 6 millones de toneladas de pescado, y proporciona empleo a millones de personas. Incluso más allá del beneficio económico, las pesquerías en arrecifes representan una fuente de proteínas indispensable para muchas de las sociedades más pobres del mundo. Por ejemplo, el 25% de las capturas en países en desarrollo está relacionado con las pesquerías en arrecifes coralinos (Hoegh-Guldberg, 1999). Los arrecifes de coral también protegen la línea de costa del daño que podrían sufrir por tormentas, erosión e inundaciones, ya que amortiguan la acción del oleaje. La protección que ofrecen permite la formación de algunos ecosistemas asociados, como los campos de pastos marinos y los manglares (Hoitink, 2003).

A pesar de su habilidad para construir las estructuras más grandes creadas por organismos vivos, los corales son especialmente vulnerables a perturbaciones naturales y a los efectos de las actividades humanas. Mundialmente se han reportado degradaciones en la salud de los corales. Las principales causas de destrucción antrópica de los arrecifes son la eutroficación y el incremento del flujo de sedimento proveniente de ambientes terrestres modificados, sobreexplotación de especies marinas y la destrucción directa ocasionada por sus usuarios (*e.g.* tocar con las manos los pólipos de coral). El "blanqueamiento" del coral es otro factor que contribuye a la declinación de los arrecifes. La temperatura superficial del océano en áreas tropicales se ha incrementado en casi 1°C en los últimos 100 años, y está elevándose  $\sim 1-2°C$  por siglo, lo que ha resultado en eventos de blanqueamiento masivo en los últimos 20 años (Hoegh-Guldberg, 1999). Tradicionalmente se ha considerado el blanqueamiento de coral como la respuesta fisiológica al aumento de la temperatura del agua: cuando se excede la tolerancia térmica de los corales las microalgas dinoflageladas (zooxantelas), que viven en simbiosis en su interior, son expulsadas; el coral pierde su color y muere, dejando al descubierto el substrato carbonatado blanco. Sin embargo, aunque la temperatura elevada del agua explica gran parte de la incidencia de blanqueamiento, existe variabilidad asociada a estos eventos que no se explica por la anomalía en la temperatura del agua. Así mismo, en una escala geográfica, la intensidad del blanqueamiento no siempre se correlaciona perfectamente con las anomalías de la temperatura superficial del océano (Hoegh-Guldberg, 1999; Hoitink, 2003). Otros factores involucrados son la modificación de la salinidad, el incremento en los niveles de turbidez y flujo de sedimento, y la exposición prolongada a la radiación solar asociada a periodos de movimiento reducido del agua o estancamiento. Estos factores en forma independiente no contribuyen al blanqueamiento, pero combinados sinérgicamente con el estrés que la temperatura elevada ejerce sobre los corales, causan la fotoinhibición y finalmente la expulsión de los dinoflagelados simbiontes (Banaszak et al., 2003).

El Caribe mexicano contiene una porción importante de uno de los sistemas de arrecifes de barrera más importantes del mundo. Estos arrecifes son el núcleo de uno de los desarrollos turísticos más importantes de México. Puerto Morelos está situado en la parte norte de este extenso tramo de coral, que se extiende desde Honduras hasta el canal de Yucatán. Puerto Morelos es una pequeña localidad pesquera que en años recientes ha estado amenazada por la contaminación y el desarrollo inmoderado. La urbanización para la creación de infraestructura turística y residencial ha incrementado rápidamente, lo que resulta en deforestación y relleno de las áreas de humedal. Se prevee que este desarrollo urbano se incrementará en un futuro próximo, ya que el gobierno tiene planes para el establecimiento de complejos turísticos y un parque industrial tierra adentro (Ruíz-Rentería *et al.*, 1998). Actualmente el área de Puerto Morelos sigue relativamente prístina. Sin embargo, creciendo bajo la sombra de Cancún, Puerto Morelos está luchando para evitar el desarrollo desenfrenado y la consiguiente degradación ambiental que empaña a su vecino del norte.

La preservación de este ambiente y el desarrollo sustentable de sus recursos requiere de un conocimiento básico de la circulación costera a lo largo de esta región. Es evidente que la ecología y la salud de los arrecifes, y sus lagunas asociadas, están íntimamente conectadas con los procesos físicos y la dinámica de las aguas que fluyen sobre los arrecifes y a través de sus bocas. Además, el entendimiento de la interacción entre la física, biología y química es una componente crucial, y poco estudiada, de la ciencia de los arrecifes de coral.

En la siguiente sección revisaremos algunos aspectos generales de la oceanografía física de sistemas arrecifales, para posteriormente enfocarnos a los estudios relevantes a nuestra zona de estudio: el Caribe mexicano y Puerto Morelos (de aquí en adelante llamado PM).

### I.1. Antecedentes

Durante los últimos 100 años, el centro de gravedad del estudio de los procesos físicos en arrecifes coralinos ha estado localizado en la Gran Barrera Arrecifal Australiana. Estos estudios han sido reseñados por Pickard *et al.* (1977) y por Andrews y Pickard (1990). Más recientemente, Massel (1999) describió los procesos físicos en arrecifes desde la perspectiva del biólogo marino, mientras que Wolanski (2001) se enfoca a describir los vínculos entre la física y la biología en la Gran Barrera.

Los arrecifes de coral son un ambiente físico muy diferente a otros cuerpos de agua semicerrados, generalmente conformados por fondos arenosos. Lo intrincado de su batimetría, con pendientes abruptas en la barrera, la competencia que ejercen los distintos agentes dinámicos y la extrema rugosidad del coral crean un ambiente muy diferente del que se puede experimentar en cualquier otro medio océanico. Aún así, la hidrodinámica en estos sistemas se rige por los mismos mecanismos que fuerzan la circulación en otras cuencas someras: viento (Frith y Mason, 1986), marea (Atkinson et al., 1981; Wolanski, 2001) y los gradientes de densidad (Hoitink, 2003). Además, la circulación tiene una contribución adicional debida al oleaje que rompe en la barrera, y que en muchas lagunas puede llegar a ser el agente forzante principal en la generación de corrientes y en la determinación del tiempo de residencia (Symonds et al., 1995; Hearn, 1999; Massel, 1999). El flujo generado por el oleaje sobre la barrera y hacia el interior de la laguna es también un factor crítico en la distribución de comunidades coralinas ya que controla el aporte de nutrientes y el nivel de turbulencia en el arrecife. La intensidad de la corriente generada por el oleaje depende del apilamiento de agua generado por las olas, de la fricción que ejerce el arrecife y de la profundidad del agua. En condiciones de oleaje intenso (altura significante mayor que 4 m) la corriente generada puede exceder los 0.5 m s<sup>-1</sup> (Hearn, 1999) y representa un peligro para bañistas ocasionales.

Los detalles de la circulación en una laguna arrecifal dependen, además, de la importancia relativa de cada forzamiento y de las condiciones locales asociadas, *e.g.* corrientes oceánicas, orientación y batimetría de la laguna. Por ejemplo, las mareas son consideradas como el forzamiento principal de los arrecifes en la Gran Barrera, debido a su gran extensión y a que la región tiene un régimen macromareal (Yamano *et al.*, 1998; Wolanski, 2001). En cambio en sistemas más pequeños, el oleaje toma relevancia. Mediciones realizadas por Hearn (1999) en la laguna de la bahía de Keneohe, en el lado este de la isla de Oahu (Hawaii), muestran evidencia de que el agua ingresa sólamente a través de la cresta arrecifal. El flujo continuo que sale de la laguna por sus canales, independiente de la fase de la marea, indica que el bombeo inducido por el oleaje es un proceso más importante para determinar el tiempo de residencia que las corrientes de marea. En este mismo sentido, Roberts *et al.* (1992) señalaron que en los arrecifes de barrera del Caribe, el flujo inducido por el derrame de la rompiente es el mecanismo principal que dirige la circulación.

La importancia del viento en la circulación en sistemas arrecifales ha sido estudiada en atolones profundos (Atkinson *et al.*, 1981; Tartinville *et al.*, 1997). Sin embargo, el efecto del viento en lagunas arrecifales someras ha sido investigado en menor medida, comparado con la marea o el oleaje, aunque este último depende del viento. La razón de esta atención reducida al viento se debe a que la mayoría de los estudios se han realizado en áreas influenciadas por los vientos alisios, donde las condiciones de viento (y del oleaje inducido) son relativamente constantes. Aún así, (Yamano *et al.*, 1998) demostraron que el efecto del viento puede ser importante en lagunas someras, sobre todo durante eventos extremos, en los que el viento cambia súbitamente de intensidad y dirección.

Considerando el caso específico de la región de PM, debemos agregar el efecto de la intensa corriente de Yucatán (CY), que en la escala océanica, es la característica dominante en la región del Caribe mexicano. Este flujo es el precursor de la corriente del Golfo y fluye paralelo a la plataforma continental frente a PM. Mediciones recientes sugieren que esta corriente está persistentemente dirigida hacia el noreste, y que la media del flujo es mayor que su desviación estándar, lo que generalmente descarta la ocurrencia de inversiones (Badan *et al.*, 2004). El transporte en el canal de Cozumel se estima en 5 Sv en promedio, aunque con una alta variabilidad (Chávez *et al.*, 2003). Si suponemos balance geostrófico, la corriente de Yucatán induce un gradiente de presión en la dirección transversal al canal de Cozumel, que afecta el nivel del mar a ambos lados del canal. Por lo tanto, se espera que la variabilidad de la corriente de Yucatán module la variación del nivel del mar en PM. La corriente de Yucatán también influye de manera decisiva en el patrón de circulación costera. Merino-Ibarra (1986) utilizó tarjetas de deriva para inferir algunos aspectos de la circulación costera. Encontró que se observan corrientes con dirección sur cerca de la costa, que se establecen entre las puntas más prominentes y que forman, junto con el flujo hacia el norte que se presenta hacia mar adentro, giros de forma alargada.

En la escala local, se puede suponer que tanto la marea como el viento juegan papeles secundarios en la circulación. La primera, debido a que LPM tiene un régimen de micromarea (0.24 m de amplitud máxima). El segundo, por un par de factores: a) la región está dominada por los vientos alisios, que deberían ser más eficientes generando oleaje sobre el mar Caribe, que a su vez incide sobre la laguna, que mediante la generación de corriente por arrastre directo; y b) debido a que la orientación de la laguna, con su eje mayor dirigido hacia el noreste, brinda una menor oportunidad al viento para inducir corrientes transversales a la costa. Por otro lado, aunque la variación del nivel del mar sea pequeña, pueden presentarse oscilaciones de importancia considerable con respecto a la variación semidiurna debido a los efectos de la presión atmosférica y el mismo viento. Éstos pueden causar variaciones de gran magnitud, particularmente durante eventos meteorológicos drásticos, como durante los "Nortes" y durante la temporada de huracanes (Merino-Ibarra y Otero-Dávalos, 1991).

Desafortunadamente los estudios oceanográficos en PM son escasos. Un par de reportes elaborados por la Secretaría de Marina en 1978 y 1980 aportan información general sobre la zona aledaña. El Instituto de Geofísica de la UNAM ha elaborado tablas de algunas variables hidrológicas, mientras que el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL) ha generado información de las características ambientales de la zona. Merino-Ibarra y Otero-Dávalos (1991) recopilaron esta información y elaboraron un atlas en el que se describen las generalidades del medio terrestre, atmosférico y marino de la región de PM. Merino-Ibarra y Otero-Dávalos (1991) además realizaron algunas mediciones de corrientes, y determinaron que la circulación en el interior de la laguna arrecifal es por lo general paralela a la costa, con una rapidez promedio de  $0.1 \text{ m s}^{-1} \text{ y}$  máximos de  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  en los canales que la comunican con el océano abierto. Generalizando esta evidencia, Merino-Ibarra y Otero-Dávalos (1991), y después Ruíz-Rentería et al. (1998), concluyeron que las corrientes cambian de dirección e intensidad debido al efecto combinado de las siguientes variables: marea, viento, flujo inducido por el oleaje y la corriente de Yucatán. Sin embargo, no existe información adicional que permita cuantificar el papel que juegan cada una de estas variables, ni se ha propuesto ninguna estimación cuantitativa que permita establecer el efecto que cada forzamiento ejerce en indicadores tales como el tiempo de residencia y la productividad primaria.

El objetivo de este trabajo es estudiar los factores que rigen la circulación en la laguna arrecifal de Puerto Morelos. Específicamente, se analizará la influencia de la marea, el viento, el oleaje y la corriente de Yucatán, estableciendo sus características espaciales y temporales, y se determinará la importancia relativa de cada forzamiento en la circulación y transporte en la laguna. De esta manera se podrá construir un modelo conceptual que explique los patrones de circulación observados, para así generalizarlos a una laguna arrecifal idealizada. Estos resultados permitirán establecer las conexiones que existen entre los procesos físicos de pequeña- y mesoescala, y los procesos ecológicos del arrecife, *e.g.* el fenómeno de blanqueamiento de coral. Además, este estudio contribuirá con bases sólidas para el desarrollo de una herramienta operacional que permita prever estos eventos de blanqueamiento, y en general pronosticar las condiciones de la circulación en la laguna arrecifal.

### I.2. Área de estudio

La laguna arrecifal de Puerto Morelos (LPM) está localizada en la costa noreste de la península de Yucatán, aproximadamente a 25 km al sur de Cancún (figura 1). La costa frente a PM se caracteriza por la presencia de un arrecife de barrera, que se extiende paralelamente a la costa por aproximadamente 4 km, creando una laguna arrecifal de entre 550 y 1500 m de ancho. La laguna es relativamente somera, y tiene un canal natural alineado con la barrera, con una profundidad promedio de entre 3 y 4 m, que conecta los dos accesos con el océano: al norte, una brecha en el arrecife crea una canal de 300 m de ancho y 6 m de profundidad; al sur, el canal de navegación utilizado en las actividades del puerto tiene un ancho de 400 m y está dragado hasta una profundidad de 8 m. Este tipo de topografía es común en lagunas arrecifales y es producto del efecto erosivo de las corrientes inducidas por el oleaje: el agua fluye sobre la barrera y a lo largo del canal, para finalmente salir por los claros o brechas del arrecife.



Figura 1: Localización geográfica del área de estudio. En el panel de la izquierda se muestra la porción este de la península de Yucatán, y la localización de la instrumentación utilizada en este trabajo: señalados con cuadros azules se muestran los anclajes profundos con ADCP RDI WorkHorse 300 KHz frente a Puerto Morelos (PM8), al este de Cozumel (CZE8) y frente a Tulum (TU8); con puntos rojos se indican los sensores de presión SBE26 instalados en Isla Mujeres, Cozumel y Calica; los rombos verdes ubican los perfiladores Nortek instalados en la laguna arrecifal. El panel de la derecha muestra el detalle del arreglo de instrumentos en la laguna: perfiladores ADCP Nortek (círculos rojos) y estación meteorológica (círculo magenta).

El fondo de la laguna está cubierto en su mayor parte por arena calcárea, que está estabilizada por la presencia de campos de pasto marino. En algunas áreas, el basamento de roca calcárea está expuesto, y es colonizado por corales, o está cubierto por sedimento no consolidado. La parte más alta de la barrera generalmente está cubierta por  $\sim 0.5$  m de agua, aunque algunas zonas pueden llegar a descubrirse durante mareas excepcionalmente bajas. Desde la cresta arrecifal en dirección hacia mar abierto, el arrecife tiene una pendiente suave y a los 20–25 m de profundidad el fondo se convierte en una planicie arenosa de varios kilómetros de longitud. El quiebre de la plataforma

continental ocurre a una profundidad de entre 40 y 60 m y da lugar al canal de Cozumel, que tiene profundidades de alrededor de 400 m (Ruíz-Rentería *et al.*, 1998).

El clima de esta región es tropical, con dos estaciones que pueden diferenciarse en función de la temperatura del aire y el régimen del viento. El invierno comienza en noviembre, y continua hasta marzo o abril. El promedio mensual de la temperatura del aire desciende hasta 24–25 °C, aunque puede ser sustancialmente menor durante el paso de frentes fríos provenientes del Golfo de México, evento conocido localmente como "Nortes". Entre octubre y febrero el viento proviene en promedio del cuadrante noreste, aunque puede soplar del norte y del sureste como resultado del paso de los frentes fríos. El patrón meteorológico del verano se caracteriza por la influencia del aire tropical marítimo y la ocurrencia frecuente de tormentas. El viento muestra la influencia de los alisios, soplando del este con magnitudes de 3–9 m s<sup>-1</sup>, en el rango inferior de la escala anual. La temperatura del aire máxima se alcanza en agosto, con un promedio mensual de 29 °C.

El ciclo anual de temperatura del mar incluye un máximo en verano de aproximadamente 31–32 °C, que ocurre en una o varias ocasiones entre agosto y septiembre. La temperatura mínima en invierno es de 24–25 °C y ocurre entre diciembre y marzo. En general, las aguas someras del interior de la laguna responden con mayor intensidad a los ciclos de enfriamiento y calentamiento estacionales (y de periodo más corto), que las aguas afuera del arrecife. Así, la temperatura del agua en la laguna es mayor que en el exterior durante el verano, y menor en invierno, además de que las fluctuaciones de baja frecuencia son más prominentes.

La climatología del oleaje en la región de LPM está dominada por las olas generadas por los vientos alisios en el mar Caribe. Este oleaje incide en la barrera arrecifal proveniente del este, con una altura significante  $(H_S)$  de entre 0.5 y 1.5 m y un periodo dominante  $(T_p)$  relativamente corto, típicamente de entre 6 y 8 s. Este oleaje relativamente poco energético no descarta la ocurrencia de eventos "notables", que en LPM están definidos como aquel oleaje con  $H_S$  mayor a 2.7 m. Anualmente ocurren entre 6 y 8 de estos eventos, provocados en invierno por los "Nortes", que se caracterizan por generar oleaje con  $H_S \sim 1.5 - 2.5$  m y  $T_p \sim 4 - 8$  s, proveniente del noreste; en verano el oleaje es típicamente pequeño, y se pueden registrar calmas ( $H_S < 0.5$  m) que duran hasta una semana. Sin embargo, es en el verano cuando se ha registrado el oleaje más intenso, inducido por el paso de huracanes sobre el mar Caribe, y que, si el huracán pasa directamente sobre PM, puede generar oleaje de hasta 6 m de  $H_S$ , de periodo relativamente largo ( $T_p \sim 10 - 18$  s) y dirección muy variable.

Teniendo en cuenta estos elementos, se diseñó un experimento en la laguna de Puerto Morelos, que empezó en septiembre de 2003 y que sigue en operación al momento de escribir este documento. Los instrumentos que se han utilizado (perfiladores de corriente acústicos, sensores de presión, temperatura, oleaje, y estaciones meteorológicas) permiten una descripción muy fina de la hidrodinámica de la laguna, logrando capturar procesos que abarcan un rango muy amplio de escalas temporales y espaciales. En el siguiente capítulo se describe este arreglo experimental y la metodología que se siguió para el procesamiento de la información recopilada. En el capítulo III se describen los resultados y se discuten sus implicaciones. Finalmente, en el capítulo IV se presentan las conclusiones de esta investigación, proponiéndose algunas recomendaciones que podrían abrir la puerta a investigación posterior.

# II

# Metodología

Esta investigación está basada en observaciones obtenidas como parte del experimento "Circulación a lo largo del Caribe Mexicano", desarrollado por el Departamento de Oceanografía Física del CICESE, en conjunto con el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMYL), Unidad Académica de Puerto Morelos, de la UNAM. Las premisas básicas en el diseño de este experimento fueron que, para entender la circulación costera, es necesario monitorear simultáneamente la circulación a gran escala en la región, para así entender la interacción que existe con los sistemas de lagunas arrecifales. Como consecuencia, el valor de las mediciones se incrementa si las series de tiempo tienen la longitud suficiente que permita extraer señales de variabilidad estacional y anual. A continuación se describen las características de este experimento, así como el procesamiento y análisis de la información recopilada.

### II.1. Observaciones

En septiembre de 2003 se instaló en la laguna de Puerto Morelos un arreglo de cuatro perfiladores acústicos de corrientes (ADCP por sus siglas en inglés) Nortek Aquadopp, anclados en el fondo (figura 2): uno en el acceso sur a la laguna, en el centro del canal de navegación frente al pueblo de PM, a 8 m de profundidad (LPM0 o "Pueblo"); uno en la región interior de la laguna, frente a la Unidad Académica Puerto Morelos del ICMYL, a 3.5 m de profundidad (LPM1 o "UNAM"); uno en el centro de la boca norte de la laguna a 6 m de profundidad (LPM2 "Bocana"); y uno en la parte frontal del arrecife a 22 m de profundidad y a 500 m de la barrera (LPM3 o "Frontal"). Estos instrumentos colectaron información sobre el perfil de la corriente, generando promedios de 60 pulsos cada 15 minutos, con datos de temperatura del agua ( $\Delta t = 15$  min), presión subsuperficial ( $\Delta t = 15$  min) y oleaje (variable, entre 1 y 3 horas de  $\Delta t$ ), en campañas de aproximadamente 3.5 meses, tras las cuales se recuperaban los datos, se cambiaban las baterías y se reinstalaban los perfiladores en el agua. La tabla I muestra las características y la configuración utilizada en estos instrumentos durante cada uno de los muestreos utilizados en este trabajo.

Así mismo, se utilizaron datos de los anclajes profundos instalados en agosto de 2003 durante el octavo crucero del proyecto CANEK<sup>1</sup>, recuperados en septiembre de 2004. En particular, fue de interés para este trabajo el anclaje instalado frente a PM, a 12 km mar adentro y anclado a 500 m de profundidad (para referencia véase la figura 1). El instrumento es un perfilador ADCP RDInstruments WorkHorse, que quedó ubicado a 130 m de profundidad y monitoreó el perfil de las corrientes desde ~120 m hasta ~30 m de profundidad. En la tabla II se muestran los parámetros de configuración de

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Véanse los detalles de este proyecto en Badan et al. (2004)



Figura 2: Localización e instalación de los instrumentos Nortek Aquadopp. Panorámica cortesía de E. Jordán Dahlgren; fotos subacuáticas cortesía de S. Ramos.

este instrumento, de aquí en adelante llamado anclaje PM8.

Para complementar esta información, se utilizaron datos de una estación meteorológica instalada en el muelle del ICMYL. A lo largo del experimento se renovaron los sensores, por lo que desde octubre de 2003 hasta mediados de marzo de 2004, sólamente están disponibles datos horarios de dirección y magnitud del viento, provenientes de una estación marca Davis modelo Weather Monitor II. Este instrumento tiene una resolución angular en la dirección relativamente pobre (22.5°), por lo que en marzo de 2004 se instaló una estación marca Vitel, que hasta la fecha proporciona datos horarios del viento, presión barométrica, temperatura del aire, humedad relativa, precipitación y radiación solar, además de datos cada 6 minutos del nivel del mar, monitoreado con un sensor acústico marca Aquatrak. Esta estación meteorológica en ocasiones es desacTabla I: Configuración de los sensores Nortek Aquadopp 1 MHz. La nomenclatura que sigue la clave está construida con las siglas LPM, seguida de un dígito del 0 al 3 que indica la localización del anclaje, dos dígitos que representan los dos últimos dígitos del número de serie del instrumento, y dos dígitos que indican el consecutivo de la campaña de mediciones. La columna "Med." se refiere al número de ensambles que el aparato registró; la columna "Ens." se refiere al número de pulsos que se promediaron para generar un ensamble (1 pulso por segundo). En todos los casos la configuración para el registro del oleaje es: número de muestras: 1024; frecuencia de muestreo: 1 Hz; ancho del celda: 2 m

Clave	Inicio	Fin	Med.	$\overline{z}$ [m]	dt [min]	Ens.	Celdas	dt oleaje
							(ancho	[h]
							[m])	
LPM03701	04-Sep-2003	10-Dic-2003	9332	8.19	15	45	20(0.5)	3
LPM14401	04-Sep-2003	10-Dic-2003	9245	3.51	15	120	$10 \ (0.5)$	3
LPM21101	03-Sep-2003	09-Dic-2003	8917	6.55	15	45	20 (0.5)	3
LPM31201	03-Sep-2003	26-Nov-2003	8099	21.92	15	45	25(1.0)	1
LPM01102	10-Dec-2003	15-Abr-2004	6111	8.71	30	55	20 (0.5)	_
LPM11202	10-Dec-2003	12-Abr-2004	11949	3.64	15	45	10 (0.5)	1.5
LPM29902	09-Dec-2003	14-Abr-2004	6112	6.13	30	55	20 (0.5)	_
LPM31502	09-Dec-2003	19-Mar-2004	9680	21.64	15	45	25(1.0)	1.5
LPM09903	15-Abr-2004	05-Ago-2004	10757	8.29	15	60	20 (0.5)	2
LPM11503	15-Abr-2004	05-Ago-2004	10770	3.64	15	60	10 (0.5)	2
LPM27603	14-Abr-2004	06-Ago-2004	10988	6.09	15	60	20 (0.5)	2
LPM34403	14-Abr-2004	06-Ago-2004	10959	21.68	15	45	25(1.0)	1.5
LPM08704	04-Ago-2004	25-Nov-2004	10832	8.06	15	60	20 (0.5)	2
LPM19104	05-Ago-2004	25-Nov-2004	10825	3.15	15	60	20(0.5)	2
LPM29904	06-Ago-2004	24-Nov-2004	10629	6.27	15	60	20 (0.5)	2
LPM31504	06-Ago-2004	21-Nov-2004	10283	21.51	15	60	25(1.0)	1.5
LPM09905	25-Nov-2004	09-Mar-2005	10015	8.45	15	60	20 (0.5)	2
LPM11505	25-Nov-2004	09-Mar-2005	10014	3.47	15	60	20 (0.5)	2
LPM27605	24-Nov-2004	08-Mar-2005	10014	6.11	15	60	20 (0.5)	2
LPM34405	24-Nov-2004	08-Mar-2005	10015	21.76	15	60	25(1.0)	1.5
LPM07606	09-Mar-2005	06-Jul-2005	11428	8.04	15	60	20 (0.5)	2
LPM14406	09-Mar-2005	06-Jul-2005	11369	3.24	15	60	20 (0.5)	2
LPM28706	08-Mar-2005	05-Jul-2005	11445	5.89	15	60	20 (0.5)	2
LPM39106	08-Mar-2005	06-Jul-2005	11447	21.41	15	60	25(1.0)	1.5

tivada para prevenir el daño que podrían causar eventos como huracanes y nortes. Por este motivo también se utilizó un producto que combina los datos del escaterómetro abordo del satélite QuickSCAT con los análisis del modelo atmosférico global NCEP. Este producto<sup>2</sup> tiene una buena resolución espacial y temporal (cada 6 horas, malla de

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Disponible en la dirección electrónica http://dss.ucar.edu/datasets/ds744.4 (enero de 2005).

Tabla II: Configuración de los ADCP RDInstruments Workhorse/Broadband 300 Khz. Los instrumentos fueron instalados durante el crucero CANEK 8, a una profundidad aproximada de 130 m.

Característica	Valor
Clave	PM8
Inicio	23-Ago-2003
Final	29-Ago-2004
Núm. ensambles	17874
Núm. celdas	16
Núm. celdas	12
válidas	
Ancho de celda	8 m
Pulso (dt)	48.64 s
Pulsos/ensamble	37
Sensores disponibles	
Profundidad	No
Heading	Sí
Pitch	Sí
Roll	Sí
Salinidad	No
Temperatura	Sí
Alcance (range)	10.1 a 106.1 m

0.5 grados), y cuenta con una cobertura global desde julio de 1999 (Milliff et al., 2004).

La figura 3 ofrece un panorama general de los datos disponibles, ya que para calcular la importancia relativa de cada forzamiento, es importante contar con datos simultáneos de todas las variables. En general, se cuenta con datos simultáneos durante el tiempo en que los perfiladores Nortek midieron, en intervalos que en promedio duraron 110 días. Hubo algunas interrupciones por el agotamiento de las baterías, pero en general los huecos en las series de tiempo fueron de 1 día, aunque en el sensor del frontal del arrecife (LPM3) hubo interrupciones que duraron hasta 3 semanas.



Figura 3: Intervalos de mediciones simultáneas de las diversas fuentes de datos utilizadas en este estudio. El intervalo en negro significa información válida, mientras que los intervalos en blanco significan que no se obtuvo información. En el caso de LPM0 y LPM2, el intervalo en gris significa que no se obtuvo información de oleaje.

### II.2. Procesamiento de datos

Los datos de los perfiladores Nortek se extrajeron de los instrumentos utilizando el programa AquaPro, versión 1.25, que también cumple la función de transformarlos de formato binario a un formato tipo ASCII. Al hacer esta conversión, simultáneamente se obtiene la información del perfil de corrientes, nivel del mar, temperatura del agua y del oleaje.

En el caso de los pefiladores RDInstruments WorkHorse, se siguió un procedimiento similar, utilizando en este caso el programa WinADCP, que es capaz de exportar los datos del perfil de corrientes y series de tiempo auxiliares en formato MAT, utilizable directamente en Matlab.

#### Corrientes

El primer paso en el procesamiento de datos de corrientes es identificar el número de celdas (capas) con datos válidos. Por consistencia y debido a que la marea en la región es pequeña, el número de celdas válidas se mantuvo constante de la siguiente manera (contando desde la cara del transductor): LPM0: 12: LPM1: 4; LPM2: 9; LPM3: 17; PM8: 12. Utilizando esta convención, la capa más superficial de datos válidos de los perfiladores Nortek está aproximadamente a 2 m de profundidad, mientras que en el caso del RDI, la celda válida más superficial está ubicada a 30 m de profundidad. El siguiente paso en el procesamiento fue el de identificar el intervalo de mediciones válido, con el instrumento dentro del agua. En el caso de los "Norteks", este criterio está basado en la presión que registró el sensor, mientras que en el caso de los RDI, el intervalo válido se puede encontrar en función de la temperatura o de la amplitud del eco que registran los transductores (en el aire este valor arroja datos irrazonables). Una vez con la información de velocidad (u, v, w) válida, los datos se remuestrearon con un intervalo de tiempo de 1 hora, se realizó para cada capa un análisis de estadística básica y se calcularon las corrientes a lo largo del eje de variabilidad principal. Posteriormente se les aplicó a los datos un filtro de Lanczos pasabajas, con una frecuencia de corte equivalente a 48 h, con el fin de eliminar las señales inducidas por la marea diurna y semidiurna; de esta manera, se obtuvieron variables separadas con la información de alta y baja frecuencia. Finalmente, el caso de los datos de LPM, para cada estación los datos de las campañas se concatenaron de manera consecutiva, con el fin de generar series de tiempo horarias simultáneas. Dado que el intervalo entre una campaña y otra no es constante, se intercaló una cantidad variable de banderas "NaN", lo que permite utilizar el mismo vector de tiempo para todas las estaciones, e identificar de manera sencilla los datos inválidos.

Este procesamiento fue realizado en Matlab, y el producto final son archivos en formato MAT, que se utilizaron posteriormente en el graficado, análisis e interpretación de los datos.

#### Temperatura y Nivel del mar

Las series auxiliares de temperatura y nivel del mar se sometieron a un análisis similar al de las corrientes: identificación de intervalo válido, remuestreado a 1 hora, filtrado pasobajo y concatenación en series simultáneas. En el caso del nivel del mar, se realizó un análisis armónico utilizando la librería t\_tide para Matlab. De esta manera se calculó la amplitud y fase de los armónicos de marea principales y se obtuvo una predicción de marea, cuya síntesis se basó en los armónicos que presentaron una relación señal-ruido (SNR) mayor a 50. Cabe señalar que entre una campaña y otra se detectaron cambios de algunos centímetros en la referencia vertical del nivel del mar; estas variaciones se deben a la ligera diferencia en el posicionamiento vertical del instrumento en su base entre una campaña y otra, además de diferencias en la calibración del sensor de presión. Para remediar esto se realizó un ajuste lineal entre los datos del sensor de presión y los del mareógrafo Aquatrak instalado en el muelle del ICMYL. De esta manera, todos los datos están ajustados al datum vertical del mareógrafo, que en este trabajo se presenta referido al nivel medio del mar.

#### Oleaje

La técnica de muestreo del oleaje de los perfiladores Nortek es colectar 1024 muestras de presión y de las velocidades orbitales (u, v) generadas por el oleaje a 2 m de los transductores, con una razón de muestreo de 1 Hz. Esta información fue procesada utilizando la librería de programas de Matlab proporcionada por Lee Gordon, y en particular la rutina WDS. Ésta calcula los espectros del oleaje 1D con base en la presión y en las velocidades orbitales, además de que proporciona información acerca de la direccionalidad y la distribución angular de la energía del oleaje en función de la frecuencia. El resultado es la cuantificación de los parámetros integrales del oleaje, en función del método de los momentos: altura significante  $(H_S)$ , periodo de cruces por cero  $(T_z)$ ; y los que están asociados al máximo espectral: periodo  $(T_p)$ , dirección  $(T_pd)$ , dispersión  $(T_ps)$ . Finalmente, a partir del espectro 1D, de la direccionalidad y la dispersión, se calculó el espectro direccional 2D del oleaje.

#### Datos meteorológicos

Los datos meteorológicos (viento, temperatura del aire, humedad, presión barométrica y radiación solar), ya sea de las estaciones meteorológicas o del producto NCEP-QuickSCAT, son proporcionados como series de tiempo, a las cuales es necesario someter a un proceso de control de calidad. En el caso particular del producto NCEP-QuickSCAT, se sugiere que el lector interesado consulte la metodología de extracción de datos a partir de archivos binarios en la dirección:

#### http://dss.ucar.edu/datasets/ds744.4

En general, se descartaron datos que excedieron tres veces su desviación estándar; finalmente se generaron series de tiempo horarias simultáneas, con el fin de facilitar la comparación con los datos de corrientes, y verificar su posible influencia.

# III

# Resultados y discusiones

A continuación se presentan los resultados de este estudio. Esta descripción comienza analizando el patrón general de la circulación horizontal y la variación vertical del perfil de corriente, así como su evolución temporal y el cálculo del transporte. Este patrón general permite proponer un modelo simplificado de la circulación en la laguna, que brinda una estimación cuantitativa de la importancia relativa de cada forzamiento. El modelo conceptual sugiere que uno de los forzamientos es el que domina la variabilidad de las corrientes, por lo que el análisis con funciones empíricas ortogonales (FEOs) es la herramienta ideal para extraer los modos principales de variabilidad en el espacio y tiempo. Con esta separación en mente, se discutirá sobre la influencia que tienen cada uno de los forzamientos. Posteriormente, se validará este modelo simplificado y se calculará una estimación volumétrica del tiempo de residencia de las aguas en la laguna. Finalmente, y ya con el panorama global, se discutirán las implicaciones que estos procesos tienen en el fenómeno del blanqueamiento de coral.

### III.1. Circulación general

En la figura 4 se presenta una panorámica de la corriente superficial promedio, obtenida a partir de 18 meses de datos horarios. Esta circulación promedio consiste en una corriente pequeña (2-3 cm s<sup>-1</sup>), dirigida del exterior de la laguna (LPM3), en la dirección transversal a la barrera arrecifal. En los canales norte y sur, la corriente tiene una dirección preferencial hacia el exterior de la laguna, con magnitud de aproximadamente 20 cm s<sup>-1</sup>, mientras que en el centro de la laguna la corriente es menor, con un promedio de alrededor de  $10 \text{ cm s}^{-1}$  en dirección norte. En general la variabilidad de la corriente es mayor que su promedio, lo que generalmente implica que ocasionalmente ocurren inversiones de la corriente. Las elipses de variabilidad indican que, a excepción de la corriente en el el exterior del arrecife, la orientación de la corriente está generalmente confinada por los canales de acceso (LPM0 y LPM2) y por la orientación del eje mayor de la laguna (LPM1). El caso anómalo de la corriente frontal, en el que la corriente promedio está orientada hacia tierra pero su variabilidad está orientada hacia el noreste, podría explicarse debido a un efecto combinado de la configuración de las isóbatas, la corriente de Yucatán y la orientación en la región de las líneas cotidales, determinadas también en gran medida por la batimetría de la zona. Más adelante se ofrecerán evidencias de que en frecuencias subinerciales (el periodo inercial a 20°50'de latitud es de 33.7 h), el factor que domina la variabilidad de la corriente exterior es la CY, mientras que en frecuencias suprainerciales, el forzamiento dominante es la marea.

Este panorama promedio nos permite establecer en primera aproximación el patrón general de la circulación en la laguna, pero la operación de promediar impide observar la verdadera intensidad que puede alcanzar la corriente instantánea. Por este motivo, en la figura 5 se presentan datos horarios de la corriente superficial. Nuevamente se



Figura 4: Estadística básica de los datos de corriente superficial de LPM, durante el intervalo de 22 meses de mediciones. Las flechas verdes muestran el vector de velocidad promedio (con su vector de referencia arriba a la izquierda); las elipses rojas indican la dirección de los semiejes mayor y menor de la variabilidad de la corriente. La escala de la elipse representa una desviación estándar a lo largo de cada semieje.

observa el patrón de circulación divergente, pero revela que el vector de corriente promedio es pequeño precisamente debido a la ocurrencia de inversiones de su dirección preferencial. En los canales norte y sur se observó una asimetría en la corriente, con tendencia preferencial a orientarse en la dirección hacia el mar, con magnitudes que en ocasiones exceden 1.5 m s<sup>-1</sup>, asociada generalmente al paso de fenómenos meteorológicos intensos (e.g. nortes y huracanes). Las corrientes en el interior de la laguna también son asimétricas, pero en una menor medida comparadas con las observadas en las bocas; en este caso la dirección preferencial es hacia el norte, aunque los eventos con corriente máxima ( $0.6 \text{ m s}^{-1}$ ) están orientados hacia el sursuroeste. En cambio, la corriente exterior muestra tendencia de ser simétrica a lo largo de su eje principal, con corrientes que rara vez exceden de  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ . Este comportamiento refuerza la hipótesis de que en el exterior de la laguna, el forzamiento dominante es periódico, con promedio cero (concisamente, la marea), dado que en el otro forzamiento probable, la CY, no se han observado inversiones en su sentido (Chávez *et al.*, 2003). En cambio, en el interior de la laguna y sus canales, el forzamiento principal debe ser capaz de causar flujos más o menos unidireccionales. Otros estudios en lagunas arrecifales con dimensiones y ambientes oceanográficos similares indican que el responsable de este comportamiento es el flujo inducido por el oleaje que rompe sobre la barrera arrecifal (Tait, 1972; Young, 1989; Symonds *et al.*, 1995; Kraines *et al.*, 1998; Hearn, 1999; Storlazzi *et al.*, 2004). Más adelante se discutirá sobre el mecanismo que origina este flujo.

La figura 6 tiene como objetivo brindar un panorama cuantitativo de la persistencia de las corrientes. En general, la corriente más persistente es la que se midió en LPM0, ya que estuvo orientada aproximadamente hacia el suroeste durante casi el 50 % del periodo de mediciones. En la bocana (LPM2) la persistencia de la corriente hacia el exterior de la laguna fue un poco menor (30 %), orientada hacia el estesureste. En el caso de las mediciones en LPM1 y el exterior (LPM3), las corrientes más persistentes sólo ocurrieron en algo más del 13 % del periodo de mediciones.

Finalmente, la figura 7 muestra el perfil de velocidad promedio de cada una de las estaciones. Es evidente que en LPM0, LPM1 y LPM2 la dirección de la corriente es



Figura 5: Datos horarios de la corriente superficial en LPM durante el intervalo de 22 meses de mediciones. Cada astilla representa una medición del vector corriente; el vector de referencia se indica arriba a la izquierda.

coherente en la vertical y sólo se observa una disminución en su intensidad conforme se incrementa la profundidad, lo que es consistente con un efecto de capa límite friccional en el fondo. Un poco más complicado es lo que sucede en el exterior (LPM3), dado que en los primeros metros, el perfil de velocidad es coherente, dirigido hacia el oeste, pero conforme aumenta la profundidad, los vectores se orientan formando una espiral. La explicación de esta configuración es incierta, pero se propone que la capa superficial está influenciada por el efecto combinado de los vientos alisios y la deriva de Stokes


Figura 6: Histogramas polares de los datos de corriente superficial de cada una de las estaciones de medición en LPM. La dirección radial indica la frecuencia relativa, expresada como porcentaje, de cada rango de dirección (dimensión angular).

inducida por el oleaje (proveniente en promedio del este). El perfil cerca del fondo recuerda a una espiral de Ekman, pero esta explicación sólo se sostiene si la capa que ejerce la fricción es el fondo (y no el viento superficial). De esta manera, la supuesta espiral de Ekman giraría en el sentido correcto (a la derecha, si se mira del fondo hacia la superficie). Otra explicación podría ser el de un efecto de capa límite tanto del fondo como de la pared lateral (la barrera arrecifal) sobre la corriente.



Figura 7: Perfil vertical promedio de las cuatro estaciones de medición en LPM. La escala de las componentes vectoriales se indica en su correspondiente eje x y y; la dimensión vertical de cada panel es z (profundidad).

# III.2. Modelo conceptual

El análisis de los datos de corriente promedio permite proponer un modelo conceptual de la circulación en la laguna de Puerto Morelos, considerándola como un caso idealizado (figura 8). Consideremos una costa franqueda por un obstáculo recto, relativamente delgado y paralelo a la costa. Esta barrera es impermeable, pero no emerge a la superficie, y en su lado expuesto al oceano tiene una pendiente que ocasiona que el oleaje incidente rompa; este oleaje induce una corriente transversal a la barrera (corriente arrecifal o  $U_A$ ), que es función de la altura significante del oleaje ( $H_S$ ) y del nivel relativo del mar (h). Esta corriente genera un flujo unidireccional, e implica una acumulación de agua en el interior de la laguna, que por un balance de volumen, debe salir a través de las interrupciones, o bocas de la barrera. En general, la velocidad de la corriente en la laguna (velocidad lagunar o  $U_L$ ) deberá ser la suma de la corriente inducida por todos los términos forzantes: corriente arrecifal inducida por el oleaje  $(U_A)$ , corriente de marea  $(U_M)$ , corriente inducida por el viento  $(U_V)$ , y corriente inducida por la CY  $(U_{CY})$ .



Figura 8: Modelo conceptual de la circulación en LPM. El panel superior muestra una vista de planta de la configuración idealizada del arrecife en Puerto Morelos, con la localización de cada una de las estaciones de monitoreo. Las flechas azules indican la conceptualización flujos observados. En panel inferior se muestra un corte transversal de la barrera arrecifal idealizada, además del significado de los parámetros que vamos a considerar y una propuesta de modelo estadístico.

Si establecemos las analogías entre este modelo simplificado, y el diseño del experimento en PM, observamos que podemos determinar tanto el oleaje incidente y el nivel relativo del mar. Así mismo, dado que contamos con series de tiempo del perfil de velocidades en cada boca, y conocemos su área transversal, podemos calcular el transporte que fluye a través de cada uno de los accesos. La suma de estos transportes representa el transporte lagunar total  $Q_L$ . Si aceptamos estrictamente el balance en nuestro volumen de control, este flujo de agua debió haber entrado a través de la barrera arrecifal y consecuentemente estar correlacionado con el oleaje incidente en ésta.



Figura 9: Comparación entre el transporte lagunar  $Q_L$  y la  $H_S$  del oleaje incidente en LPM3. La correlación significativa entre ambas series es de  $r^2 = 0.89$ .

En la figura 9 se muestra el resultado de este análisis. La comparación entre  $Q_L$  y la altura significante del oleaje incidente tiene una correlación significativa  $r^2 = 0.89$ , lo que indica que una proporción importante de la varianza del flujo lagunar es inducida por el oleaje. Así mismo es notable que, aunque el oleaje es un fenómeno que ocurre en frecuencias altas (del orden de 1 Hz), la componente de variabilidad más energética que éste induce en el transporte tiene frecuencias menores que la inercial. Esto significa que el transporte se rige según los eventos de oleaje incidente (ya sea oleaje intenso o calmas), con periodos que pueden durar alrededor de una semana. Este resultado justifica que más adelante hagamos el análisis de la influencia del oleaje separándolo de la señal de transporte total como su componente de frecuencia subinercial. Por otro lado, es evidente que nuestra frecuencia de muestreo ( $\Delta t = 15 \text{ min}$ ) nos impide ver "pulsaciones" en el transporte atribuible a la rompiente de olas individuales. Sin embargo, aún si pudiéramos observarlas, suponemos que éstas no modificarían la conceptualización que hemos hecho hasta aquí.

# III.3. Análisis con FEOs de la corriente superficial

Del modelo conceptual encontramos que el oleaje contribuye en una proporción importante en la variabilidad del transporte lagunar  $Q_L$ . Dado que tenemos un forzamiento dominante, el análisis de componentes principales (o funciones empíricas ortogonales, FEOs) es la herramienta ideal para extraer los modos principales de variabilidad.

En este caso aplicaremos los FEOs a las series de tiempo de corriente superficial en las cuatro estaciones de muestreo. Sin embargo, es conveniente hacer la separación de la señal de corriente superficial en sus componentes de frecuencia supra- y subinercial. Para esto se diseñó un filtro de Lanczos pasabajas, con una frecuencia de corte equivalente a un periodo de 48 horas. El paso alto de la señal de corriente es así la diferencia entre la serie original y su paso bajo. Para cada una de estas señales se construyó una matriz de trabajo  $\mathbf{W}(m \times n)$ ,

$$\mathbf{W} = \left( \begin{array}{cccccccccc} \mathbf{u_{LPM0}} & \mathbf{u_{LPM1}} & \mathbf{u_{LPM2}} & \mathbf{u_{LPM3}} & \mathbf{v_{LPM0}} & \mathbf{v_{LPM1}} & \mathbf{v_{LPM2}} & \mathbf{v_{LPM3}} \\ \vdots & \end{array} \right),$$

en la que las columnas n representan las componentes  $\mathbf{u}$  y  $\mathbf{v}$  de cada estación, y las

filas m son la dimensión temporal; cada serie de tiempo se normalizó dividiendo entre la raíz cuadrada del número de muestras temporales. Los FEOs se obtuvieron haciendo descomposición en valores singulares (SVD) de la matriz **W**, de forma que

$$\mathbf{USV}^{\mathbf{T}} = \operatorname{svd}(\mathbf{W}).$$

Con esta descomposición los modos de variabilidad espacial, con unidades físicas en m s<sup>-1</sup>, están dados por las columnas de **VS**, mientras que su evolución temporal, adimensional y con varianza unitaria, es la correspondiente columna de  $\sqrt{m}\mathbf{U}$ . El porcentaje de la varianza que cada modo explica está dado por el cuadrado de los valores singulares contenidos en la diagonal de **S** ( $\mathbf{s} = \text{diag}(\mathbf{S})$ )

$$\frac{\mathbf{s^2}}{\sum \mathbf{s^2}} \times 100$$

El resultado de este análisis para la componente de frecuencia baja de la corriente superficial se muestra en la figura 10. Los páneles superior e inferior representan el primero y segundo modo de variabilidad espacial; la serie de tiempo abajo de cada panel representa la evolución temporal de dicho modo. El primer modo explica poco más del 90 % de la varianza y se manifiesta como la corriente lagunar promedio descrita anteriormente. El signo de la serie temporal determina que este patrón sea el de un flujo divergente la mayor parte del tiempo, con un máximo a mediados de septiembre de 2003, correspondiente al paso del huracán Iván. Menos frecuentes son las inversiones de este patrón. Obsérvese por ejemplo el cambio de signo ocurrido alrededor de octubre de 2003. Estas inversiones implican convergencia de agua, pero de magnitud tan pequeña que más bien indican estancamiento. Más adelante veremos que estos periodos de estancamiento se producen durante periodos de calma de oleaje y tienen consecuencias importantes en el fenómeno del blanqueamiento de coral. El segundo modo empírico explica una proporción mucho menor de la varianza (6.8%) e indica corrientes paralelas a la costa, con inversiones frecuentes. Los candidatos más probables en la explicación de este modo es un efecto combinado del forzamiento de gran escala del viento y la influencia de la corriente de Yucatán. Por ejemplo, los picos de la serie de variabilidad temporal registrados alrededor de octubre de 2003 y junio de 2004 corresponden a eventos de intensifiación de la corriente de Yucatán. En cambio, los eventos de inversiones frecuentes registrados en el invierno de 2003-2004 están más correlacionados al régimen de viento, dominado por la presencia de Nortes y Surestes. La inversión intensa registrada en septiembre de 2004 se puede atribuir al paso del huracán Iván. Sin embargo estas suposiciones están limitadas por el estrecho margen de mediciones simultáneas de corrientes en la laguna, corriente exterior y viento.



Figura 10: Descomposición en los dos primeros modos empíricos de la corriente superficial de frecuencia subinercial. El el mapa se muestra la estructura espacial de cada modo, con su vector de referencia localizado arriba a la izquierda. Abajo de cada mapa se indica la evolución temporal de cada modo.

El análisis con FEOs en frecuencias suprainerciales se presenta en la figura 11. El primer modo, que explica el 58% de la variabilidad en frecuencias altas, resulta en corrientes alineadas a los canales de la laguna, dirigiéndose hacia su interior en su fase positiva. En el exterior, la corriente de alta frecuencia es más intensa y está orientada de forma paralela a la costa. El análisis armónico de la serie de variabilidad temporal de este modo revela que los armónicos dominantes son los diurnos K1, con una amplitud de 0.62 y O1, con amplitud de 0.36 (tal y como construimos los FEOs, la serie temporal no tiene dimensiones). Considerando únicamente estos armónicos y teniendo en cuenta que la magnitud del vector en LPM3 es de  $0.12 \text{ m s}^{-1}$ , resulta que la corriente de marea en el exterior de la laguna es de alrededor de  $0.1 \text{ m s}^{-1}$ . Este resultado explica la intensa variabilidad que se observa en los datos horarios de la corriente exterior, orientada en forma paralela a la barrera arrecifal. La corriente de marea es considerablemente menor en los canales de acceso a la laguna. Sin embargo existe una diferencia entre las fases del armónico K1 de la corriente de marea con el del nivel del mar de 160 grados, lo que implica que por la orientación de la fase positiva (con corriente convergiendo hacia el interior de la laguna) durante la pleamar la corriente de marea es opuesta al flujo inducido por el oleaje (en promedio abandonando la laguna); en cambio, durante la fase negativa (bajamar) la corriente lagunar se ve favorecida por la corriente de marea. Por lo tanto, este modo se explica como la modulación que el cambio de nivel del mar debido a la marea ejerce sobre el flujo inducido por el oleaje. El segundo modo explica el 17% de la variabilidad. Sin embargo, probablemente este modo no tenga explicación física, dado que estamos forzando a los FEOs a extraer modos ortogonales a partir de armónicos de marea cuyas funciones senoidales también son ortogonales. De hecho, si comparamos el modo 1 con el 2, podemos observar que dos de tres vectores cambiaron su

sentido, lo que revela ortogonalidad entre estos modos. Esta afirmación podría parecer obvia, pero implica que la separación entre ambos modos es poco clara. Sin embargo puede afirmarse que la contribución de la corriente de marea en la variabilidad de la señal de frecuencia alta es por lo menos de 58 %.

La separación que hemos realizado con el análisis de componentes principales nos proporciona un panorama más claro de las escalas temporal y espacial con las que actúan los diversos forzamientos en la circulación general de la laguna. En frecuencias bajas, el forzamiento principal es el flujo transversal a la barrera inducido por el oleaje, mientras que el viento y la corriente de Yucatán juegan papeles secundarios. En frecuencias altas, la marea explica una porción significativa de la variabilidad de la corriente superficial, sobre todo en el exterior de la laguna. En la siguiente sección examinaremos con mayor detalle cada uno de los términos forzantes, de manera que al analizar sus características específicas, podamos cuantificar su importancia relativa.



Figura 11: Tal y como en la figura 10, pero para la corriente de frecuencia suprainercial.

# III.4. Influencia de los forzamientos

En esta sección entraremos en el detalle del comportamiento de cada forzamiento relevante. Empezaremos discutiendo la influencia del cambio del nivel del mar, y cómo sus componentes de marea astronómica y no astronómica afectan en medida diferente la circulación de la laguna. Posteriormente relacionaremos el cambio no astronómico del nivel del mar con la influencia de la corriente de Yucatán y hablaremos acerca del acoplamiento directo que ésta tiene sobre la laguna arrecifal. Posteriormente discutiremos la influencia del viento y necesariamente conectaremos éste con la influencia ejercida por el oleaje.

## III.4.1. Influencia del cambio del nivel del mar

La variación del nivel del mar puede tener orígenes diversos: tanto puede estar influenciada por variaciones en la presión atmosférica, por el fenómeno conocido como el barómetro invertido, como por la influencia gravitatoria que ejercen el Sol y la Luna sobre la masa oceánica (y terrestre y atmosférica); puede variar por efectos eustáticos (cambios en el volumen del océano) y por respuesta isostática (cambio de nivel de la masa terrestre); en el océano abierto, la estratificación puede afectar el nivel del mar, por lo que es necesario realizar una corrección estérica al hacer, por ejemplo, la interpretación de datos de altimetría. El nivel del mar puede estar afectado también por la respuesta geostrófica de una corriente que fluya frente a nuestra área de estudio. Incluso, en caso extremo, el nivel del mar puede estar influenciado por la manera en que lo medimos: un mareógrafo de flotador ó un mareógrafo acústico y un sensor de presión subsuperficial podrían registrar en un mismo punto valores diferentes del nivel del mar. Esto se debe, como ejemplo, a que un sensor de presión mide el peso de la columna de agua (presión hidrostática) además del peso de la columna de aire que descansa en la superficie del mar (presión barométrica). Consideremos como ejemplo el paso de un huracán: por el fenómeno del barómetro invertido, el nivel del mar se eleva, y este cambio es registrado por un mareógrafo de flotador. Sin embargo, el nivel del mar se incrementa por el descenso de la presión barométrica, por lo que se compensarían y ocasionarían que un sensor de presión no detectara este cambio. En la realidad, ambos tipos de sensores registran este cambio, debido que el incremento del nivel del mar se debe a un apilamiento de agua contra la costa, empujada por el viento y el oleaje (fenómeno conocido como *setup*). A continuación discutiremos acerca del comportamiento del nivel del mar durante la campaña de mediciones.

#### Marea: análisis armónico

La amplitud de la marea en LPM fue de aproximadamente 17 cm, con una rango máximo en mareas vivas de 32 cm y un mínimo en mareas muertas de un poco menos de 7 cm. Los datos de presión obtenidos con los perfiladores Nortek se sometieron a un análisis armónico, utilizando la librería de programas t\_tide desarrollada por Pawlowicz *et al.* (2002). En la tabla III se presentan la amplitud y fase de los armónicos de marea que mostraron razones señal/ruido mayores a 100. Los armónicos semidiurnos  $M_2$  y  $S_2$ dominan la amplitud de la marea en LPM. El factor de forma de las mareas, determinado por la razón entre amplitudes  $[F = (K_1 + O_1)/(S_2 + M_2)]$  es 0.34, lo que significa que las mareas son del tipo mixto, predominantemente semidiurnas. La comparación entre estaciones revela que en el interior de la laguna existe un incremento en la amplitud de los armónicos respecto al exterior, a excepción del armónico diurno K1. Así mismo, la fase de los armónicos es similar, aunque consistentemente se observa un retraso de la marea en la estación LPM1, respecto a la marea en LPM3; por ejemplo, el retraso entre el exterior y el interior de la laguna para la onda de marea M2 es equivalente a 1 minuto.

Armónico	LPM0	LPM1	LPM2	LPM3	
Amplitud					
$O_1$	3.0	3.1	3.1	2.9	
K <sub>1</sub>	0.6	0.4	0.6	0.6	
$N_2$	2.1	2.1	2.1	2.0	
$M_2$	7.1	7.1	7.1	6.9	
$S_2$	3.3	3.3	3.3	3.1	
$K_2$	0.9	0.9	0.9	0.8	
Fase					
$O_1$	2.8	2.1	3.7	2.8	
K <sub>1</sub>	277.8	298.3	288.6	277.8	
$N_2$	61.2	62.0	61.2	61.2	
$M_2$	75.1	75.6	75.3	75.1	
$S_2$	58.1	58.0	57.5	58.1	
K <sub>2</sub>	47.5	45.8	43.5	47.5	

Tabla III: Fase y amplitud de los armónicos de marea observados por los sensores de presión Nortek. Las amplitudes están expresadas en centímetros, y la fase es relativa a Greenwich.

Nuestro modelo conceptual requiere la cuantificación de las corrientes inducidas por la marea. La importancia de éstas se puede estimar haciendo análisis armónico de la corriente superficial y así calcular el porcentaje de la varianza total que puede ser explicada por las mareas. En este caso el análisis armónico se realizó con la corriente proyectada a lo largo del eje principal, de manera que el análisis se efectuó sobre una función escalar. La figura 12 muestra que la corriente de marea puede explicar sólamente una fracción de la corriente observada. En los canales sur y norte (LPM0 y LPM2), las corrientes de marea explican menos del 10 % de la varianza de la corriente a lo largo del eje principal. En cambio en el exterior de la laguna (LPM3) las corrientes de marea explican hasta el 25 % de la variabilidad. Esto es consistente con el resultado del análisis armónico de la evolución temporal del primer modo de variabilidad de las corrientes superficiales de alta frecuencia. Así se confirma el hallazgo de que la marea tiene importancia reducida en la dinámica del interior de la laguna, pero es un factor importante en el régimen de corrientes afuera de la barrera arrecifal.



Figura 12: Influencia de las corrientes de marea en la componente principal de la corriente superficial en LPM. La línea negra muestra las observaciones de la corriente superficial, proyectadas a lo largo de la componente principal; la línea gris es la corriente de marea predicha, calculada con T\_TIDE. Arriba de cada panel se indica el porcentaje de la varianza que la corriente de marea explica de la varianza total. Es necesario tener en cuenta que las series de tiempo han sido ajustadas de manera que valores negativos indican corriente saliendo de la laguna, y valores positivos significan corriente ingresando a la misma.

Es interesante que en ambos canales el análisis armónico revela una ligera modulación anual en la corriente a lo largo del eje principal. Es probable que esta modulación esté asociada al régimen estacional del oleaje en la región. Esto implica que durante los meses de invierno, cuando el oleaje tiene altura significante en promedio más alta, la corriente dirigida hacia el exterior de la laguna se ve favorecida. Lo contrario ocurre en los meses de verano, también asociado a la disminución en la altura significante promedio que incide en la barrera arrecifal. Más interesante aún es la gran variabilidad que presenta el nivel del mar en la región, apartándose de manera significativa de la predicción de la marea astronómica. Esto se ilustra en la figura 13: en el primer panel se muestran 22 meses de datos horarios de nivel del mar en el interior de la laguna (LPM3), mientras que en el segundo panel se calculó con t\_tide la predicción de marea a partir de estos datos utilizando todos los armónicos relevantes. Se observa que el residual (obsevación-predicción) tiene amplitudes que frecuentemente rebasan la amplitud de la marea astronómica. El evento de septiembre de 2003 se puede atribuir al paso del huracán Iván, pero el resto de la variabilidad necesita una explicación acerca de su origen. El espectro de amplitud indica que las amplitudes de marea más importantes están en la banda semidiurna, pero amplitudes comparables a la marea diurna se pueden apreciar desde la banda quincenal hasta las oscilaciones con periodo de 6 meses. Sin embargo, se puede demostrar que el forzamiento que origina estas oscilaciones no tiene amplitud ni fase constantes, por lo que su origen no puede ser astronómico.

Por ejemplo, en la figura 14 se presenta el detalle de un evento de descenso del nivel del mar observado en octubre de 2003. El espectro de este intervalo de mediciones (panel inferior, línea negra) indica que estas oscilaciones tiene periodos de entre 15 y 30 días, y amplitudes comparables con la oscilación semidiurna. Si comparamos este espectro con



Figura 13: (a) Serie de tiempo de nivel del mar, observado en LPM1. A esta serie se le ha eliminado su promedio para representar el nivel del mar relativo al NMM. (b) En línea negra, predicción de marea a partir de los datos de nivel del mar mostrados en (a) y en línea gris se muestra el residual (observación-predicción). (c) Espectro de amplitud de la serie de nivel del mar (a). Las unidades del eje vertical son [m] y el eje horizontal es periodo, escalado logarítmicamente.

el de la serie completa (línea gris), se aprecia que el pico asociado a la banda quincenal tiene una cambio significativo de amplitud, y que el pico correspondiente a la banda mensual no se aprecia en el espectro de la serie completa. Este resultado hace suponer que el forzamiento que genera estas oscilaciones no es periódico. Un candidato para originarlas podría ser el esfuerzo del viento, que según su orientación podría elevar o hacer descender el nivel del mar. El otro candidato es la variabilidad de la corriente de Yucatán. En la siguiente sección se discutirá su influencia y se demostrará que existe



Figura 14: Tal y como en la figura 13, pero con un intervalo de mediciones de sólamente 3 meses.

## III.4.2. Influencia de la corriente de Yucatán

Para caracterizar la influencia de la corriente de Yucatán, comenzaremos describiendo la estadística básica de las mediciones de corriente realizadas en el anclaje PM8, aproximadamente a 12 km frente a la costa de PM, en el núcleo de la CY. En el primer panel de la figura 15 se observa que el promedio de la velocidad de la corriente tuvo una magnitud de 1.5 m s<sup>-1</sup>, orientado hacia el noreste. El segundo panel muestra la variación temporal de la corriente en la capa más superficial ( $\sim 30$  m de profundidad), proyectada a lo largo del eje de energía máxima y en la dirección transversal a éste. Es notorio el ciclo de variabilidad anual, en el que la CY fue más intensa (hasta 2 m s<sup>-1</sup>) en los meses de abril a noviembre, mientras que durante el invierno su intensidad disminuyó hasta un mínimo de 0.9 m s<sup>-1</sup>. Este escenario es consistente con lo obtenido en análisis previos de la CY (e.g. Chávez *et al.* (2003)).



Figura 15: (a) Estadística básica de la corriente de Yucatán. La flecha verde indica el vector corriente promedio, y las elipses indican la dirección preferencial (a una desviación estándar) de la variabilidad. (b) Magnitud de la componente principal (CP) y transversal (CT) de las observaciones de corriente superficial en PM8. El panel inferior muestra la variación temporal del perfil CY, proyectada a lo largo del eje principal. La barra de color indica la escala de la magnitud de la corriente, en m s<sup>-1</sup>.

Una manera de determinar la posible influencia de la corriente de Yucatán sobre la circulación costera es comparando las corrientes observadas en el exterior de la laguna

(LPM3) con las que se registraron por el anclaje profundo (PM8). La figura 16 muestra que, aunque en ambos casos la orientación del eje de variabilidad principal es similar, la corriente costera tiene una magnitud significativamente menor a la de la corriente de Yucatán. Más aún, la corriente superficial en LPM3 presenta inversiones frecuentes, evento que nunca se ha observado en la CY (Chávez *et al.*, 2003). Por lo tanto, debemos descartar la hipótesis de un acoplamiento directo, en la cual la CY "arrastraría" las aguas cerca de la costa. El otro mecanismo de acoplamiento es el gradiente de presión y cambio de nivel del mar provocado por el ajuste geostrófico de la CY, que se discutirá en la siguiente sección.



Figura 16: Gráfica de las componentes de la velocidad (u, v), comparando las mediciones en LPM3 (puntos grises) con las realizadas en PM8 (puntos negros).

#### Balance geostrófico

Durante el intervalo de mediciones la variabilidad de la corriente ocurrió en un eje de coordenadas rotado aproximadamente  $45^{\circ}$  en el sentido de las manecillas del reloj, respecto al eje coordenado geográfico local. Por este motivo, a lo largo de la siguiente discusión adoptaremos el eje de coordenadas "privilegiado", en el que el eje y crece en la dirección de la corriente promedio frente a PM, y el eje x lo hace en la dirección transversal. Consideremos las siguientes ecuaciones de momento sin fricción en la horizontal,

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - fv = -\frac{1}{\rho_o}\frac{\partial P}{\partial x},\tag{1}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + fu = -\frac{1}{\rho_o}\frac{\partial P}{\partial y},\tag{2}$$

donde t es el tiempo, u y v son las componentes de la velocidad a lo largo de las componentes x y y, f es el parámetro de Coriolis, P es la presión y  $\rho_o$  es una densidad de referencia. En este caso estamos interesados en los gradientes de presión transversales que podría originar la CY, ya que serían éstos los que tendrían un efecto significativo en LPM. Por lo tanto descartaremos la ecuación (2); para simplificar (1), haremos la suposición de que la CY es estacionaria, con lo que podemos descartar el término del cambio local  $\frac{\partial u}{\partial t}$ . Finalmente, Chávez *et al.* (2003) encontró que los términos advectivos de (1) tienen una contribución pequeña en el balance total, con lo que el remanente es un balance puramente geostrófico,

$$fv = \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x},\tag{3}$$

y sustituyendo  $P=\rho_o g\eta,$  obtenemos

$$\Delta \eta_G = \frac{f v \Delta x}{g},\tag{4}$$

que relaciona la diferencia de nivel del mar  $\Delta \eta_G$  entre ambos lados de la corriente con su magnitud. De manera inversa, si tenemos mediciones de presión, podemos calcular la velocidad geostrófica, que es simplemente la diferencia de presión transladada a unidades de velocidad (Ochoa *et al.*, 2005). El significado conceptual de la ecuación (4) en el marco de referencia de nuestra área de estudio se presenta en la figura 17: dado que  $\frac{\partial P}{\partial x}$  es positivo, el equilibrio geostrófico de una corriente dirigida hacia el eje y positivo resulta en que el nivel del mar es más bajo en PM que fuera de la costa. Así mismo, dado que  $v \propto \frac{\partial P}{\partial x}$ , las fluctuaciones de la rapidez de la CY inciden decisivamente en el registro del nivel del mar en LPM. En particular, una intensificación de la corriente generalmente implica un descenso generalizado del nivel del mar en la costa. Así mismo, si suponemos un océano idealizado con 2 capas, el ajuste baroclínico daría como resultado la elevación de la capa inferior en el lado oeste del canal de Cozumel. Por lo tanto la validez de esta hipótesis se vería confirmada si lo periodos de intensificación de la CY coinciden con eventos de descenso generalizado del nivel de mar en LPM, y además se observa una disminución en la temperatura del agua del fondo en el exterior de la laguna.

En la figura 18 se muestra que la variabilidad de la corriente de Yucatán podría ser responsable de las oscilaciones no astronómicas, de baja frecuencia que presenta el registro en LPM. El evento más importante de disminución del nivel del mar en el registro de LPM corresponde al periodo en el que se observaron las corrientes más intensas en la CY (alrededor del 12 de octubre de 2003).

La correlación entre la serie completa de nivel del mar y la corriente exterior es significativa, aunque relativamente baja (r = -0.5). Sin embargo, por intervalos de



Figura 17: Conceptualización de los efectos del balance geostrófico en LPM. Este corte transversal de la corriente de Yucatán tiene en el lado oeste la costa de PM; el círculo con flecha representa la CY, como una corriente que está dirigida hacia el interior de la hoja. Los colores rojo y azul distinguen las capas de agua superficial y profunda.

tiempo de alrededor de 12 días, la correlación puede aumentar hasta r = -1 (figura 19).

### Acoplamiento directo

En la sección III.3 se encontró que en bajas frecuencias existe un modo de variabilidad que, aunque explica una porción pequeña de la varianza total, es consistente con el efecto que podría inducir directamente la CY (corrientes alineadas al noreste). La figura 20 muestra una comparación entre la evolución temporal de este modo y la componente principal de la corriente de Yucatán en PM8. Aunque el sentido de este modo sufre inversiones frecuentes, en general es positivo cuando la corriente de Yucatán es más intensa. De hecho, los valores más altos que alcanza este modo ( $0.5 \text{ m s}^{-1}$  en el exterior de la laguna) ocurren cuando la CY tiene una magnitud cercana a 2 m s<sup>-1</sup>



Figura 18: Comparación entre la magnitud de la CP de la corriente de Yucatán (línea negra) y el nivel del mar relativo en LPM (línea gris). A las dos series se les aplicó un filtro de Lanczos pasabajas, con frecuencia de corte equivalente a un periodo de 48 h.

(octubre de 2003 y junio de 2004). Una posible explicación de este fenómeno es que al intensificarse, la CY se acerca a la costa de la península de Yucatán, generando una arrastre directo sobre la circulación costera en la región. Este resultado contrasta con las especulaciones de Merino-Ibarra (1986), que consideró que la CY interacciona con las puntas prominentes de la costa, generando giros alargados que provocarían corrientes al sur cerca de la costa. Este podría ser el caso en los meses de invierno (noviembre 2003 a febrero de 2004), cuando en promedio la CY presentó magnitudes menores, y en las que las inversiones de las corrientes en LPM parecen estar relacionadas con los eventos de debilitamiento de la CY. Sin embargo, es necesario mencionar que la interpretación de estos datos está limitada por el periodo de observaciones simultáneas en LPM y



Figura 19: Comparación entre el gradiente de presión inducido por la CY y el nivel del mar relativo en LPM. El panel inferior muestra las correlaciones significativas entre bloques de 7 días de datos de corriente y nivel del mar.

en PM8. Una vez que estén disponibles series de tiempo más largas, el modelo de la interacción directa de la CY con la laguna arrecifal deberá ser actualizado.

## III.4.3. Influencia del viento

En esta sección se presenta la información meteorológica obtenida en la estación de LPM. La tabla IV presenta la estadística básica de la información meteorológica, mientras que la figura 21 muestra datos de magnitud, dirección y componentes del viento, además de la presión atmosférica; la figura 22 presenta datos de temperatura,



Figura 20: Segundo modo empírico ortogonal de la corriente superficial de frecuencia subinercial (evolución temporal en línea azul), comparado con la serie de tiempo de CP superficial de la corriente de Yucatán (línea roja).

humedad relativa, lluvia y radiación solar. Es importante resaltar que en todos los casos la hora local (GMT-6) ha sido corregida y se expresa en hora UTC. Así mismo, la dirección del viento sigue la convención oceanográfica, por lo que los valores reportados expresan el viento hacia donde se dirige.

Aunque el intervalo de mediciones meteorológicas confiables es limitado, podemos extraer algunas generalidades del forzamiento debido al viento. Tal como lo indica la tabla IV, el viento en PM proviene en promedio del Este, lo que revela la influencia persistente de los alisios. Sin embargo, en el periodo de noviembre a marzo se presenta-

	$\overline{x}$	σ	$\sigma^2$	Mínimo	Máximo	CP
Viento						
Magnitud $[m \ s^{-1}]$	5.73	2.63	6.91	0	13.4	_
Comp. E ( <i>u</i> ) [m s <sup>-1</sup> ]	-3.52	3.33	11.07	-13.4	4.74	_
Comp. N (v) $[m \ s^{-1}]$	-0.17	4.03	16.23	-11.55	11.6	_
Dirección $[^{o}N]$	_	—	_	—		264.18
Temperatura [°C]	24.94	2.81	7.90	14.6	29.5	_
Presión [mbar]	1012.69	3.44	11.80	1001.3	1023.4	—
Humedad [%]	75.77	8.71	75.86	41	96	—
Rad. solar $[W m-1]$	213.23	311.57	97076	0	1120	—

Tabla IV: Estadística básica de los datos meteorológicos colectados en la estación del ICMyL, entre el 01-Oct-2003 al 16-Mar-2004

ron eventos intensos, que podemos relacionar con el paso de frentes fríos sobre el Golfo de México (Nortes). Estos eventos se caracterizan por provocar una baja pronunciada en la presión barométrica y un descenso en la temperatura y humedad del aire (figuras 21 y 22). Cuando ocurre un Norte, en PM se percibe como un viento proviente del sureste, con magnitudes de alrededor de 10 m s<sup>-1</sup>, que después de algunos días vira y se convierte en viento del norte. En la temporada de invierno de 2003, se registraron 14 de estos eventos, pero sólamente 6 presentaron máximos sostenidos de rapidez del viento mayor que 10 m s<sup>-1</sup>.



y presión atmosferica registrada en LPM (estación Davis). Figura 21: Rapidez, dirección (convención oceanográfica), componentes del vector del viento



Figura 22: Temperatura del aire, humedad, precipitación y radiación solar registrada en LPM (estación Davis).

Para obtener una panorama del forzamiento regional del viento, se utilizó el producto que combina los datos del modelo NCEP-Reanalysis con los datos obtenidos por el escaterómetro a bordo del satélite QuickSCAT. La malla que se extrajo del modelo global cubre entre los 89° y 84° de longitud oeste y entre los 19° y 23° de latitud norte. y cubre el Este de la península de Yucatán y el mar Caribe adyacente. A partir de esta información se hizo un análisis de funciones empíricas ortogonales con el fin de extraer los modos de variabilidad regional del viento. La figura 23 revela que el modo que domina la variabilidad del viento regional es el que inducen los vientos alisios (60% de la varianza). El signo del comportamiento temporal de este modo es persistentemente positivo a lo largo del año y sólo ocasionalmente sufre inversiones. El segundo modo (30% de la varianza) se revela como viento proveniente del norte, que en el verano (abril a octubre) tiene una variabilidad pequeña; en cambio en invierno se intensifica y sufre de inversiones frecuentes, lo que es consistente con el paso de frentes fríos y las observaciones de viento del Norte y Sureste en PM. El tercer modo, aunque explica un porcentaje de la varianza comparativamente pequeño (3%), es interesante ya que en general a lo largo del año es pequeño, pero presenta picos muy bien definidos en los meses de temporada de huracanes. Revisando el registro histórico, resulta que podemos relacionar estos eventos de intensificación con el paso de huracanes por la región: Isidore (21 al 25 de octubre de 2002), Claudette (11 al 12 de julio de 2003), Grace (30 agosto al 2 de septiembre de 2003), Larry (1 al 6 de octubre de 2003) e Iván (13 al 15 de septiembre de 2004). La estructura espacial de este modo no revela un patrón ciclónico, por lo que su interpretación está relacionada con el abanico de vientos generados a lo largo de las trayectorias de los huracanes. De hecho, todos los huracanes mencionados transitaron por la región ya sea al norte de la península o sobre el canal de Yucatán.



Figura 23: Descomposición en modos empíricos ortogonales de los datos regionales de viento NCEP-QuickScat. Los tres mapas superiores representan los tres primeros modos de variabilidad, que explican respectivamente el 59 %, 29 % y 3 % de la variabilidad del régimen de viento. Arriba a la izquierda de cada mapa se muestra el vector de referencia. La evolución temporal de cada modo se presenta en los tres páneles inferiores.

### III.4.4. Influencia del oleaje

La disipación de energía turbulenta en arrecifes resulta principalmente del efecto de las corrientes transversales a la barrera arrecifal y la pérdida de energía del oleaje. Adicionalmente, las corrientes y el oleaje están íntimamente conectados en lagunas arrecifales debido a que las primeras son inducidas por las olas que rompen en la barrera coralina. Puede que en ciertas ocasiones éste no sea el caso, ya que las corrientes también pueden estar forzadas por mareas y viento. Sin embargo, estos flujos tienen una importancia secundaria en la conformación de la morfología básica de sistemas arrecifales, que está construida principalmente alrededor de los procesos asociados al forzamiento del oleaje. El estrés ejercido por las olas ha sido desde hace tiempo reconocido como el proceso físico más importante en estos sistemas coralinos, ya que determina muchos de los principales aspectos de su ecología (Bradbury y Young, 1981; Dollar, 1982; Hatcher *et al.*, 1987; Roberts *et al.*, 1992).

El análisis del transporte lagunar  $(Q_L)$  y el de componentes principales de la corriente superficial apoyan la hipótesis de que el oleaje es el forzamiento dominante de la circulación en la laguna arrecifal de PM. De hecho, la correlación entre la evolución temporal del primer modo empírico de la corriente de baja frecuencia se correlaciona muy bien  $(r^2 = 0.9)$  con la altura significante del oleaje incidente en el exterior de la laguna (figura 24), lo que de hecho confirma que el agente que domina la circulación en LPM es el oleaje. Sin embargo, examinaremos con mayor detalle la información disponible del oleaje incidente en LPM.

La figura 25 presenta series de tiempo de la altura significante del oleaje  $(H_S)$ registrada por los cuatro sensores Nortek. Es evidente que la altura del oleaje en el interior de la laguna es reducida, ya que cuenta con la protección que la barrera arrecifal



Figura 24: Primer modo empírico ortogonal de la corriente superficial de frecuencia subinercial (evolución temporal en línea azul), comparado con la  $H_S$  del oleaje incidente en el exterior de la laguna (línea roja).

ofrece; de hecho, el promedio de altura de oleaje en LPM0 es de 0.15 m y en LPM1 es de 0.3 m, con máximos de 0.69 m y 1.33 m respectivamente. En cambio, en el canal norte (LPM2) y en el exterior (LPM3), los sensores detectaron alturas mayores: en LPM2 el promedio de  $H_S$  es de 0.63 m, con máximos de 2.5 m; en LPM3 la  $H_S$  promedio es de 0.83 m y el máximo registrado es de 5.7 m. Todos los máximos de  $H_S$  ocurrieron como consecuencia del paso del huracán Iván, a mediados de septiembre de 2004.

Durante la segunda campaña de mediciones los instrumentos en LPM0 y LPM2 no registraron oleaje, por lo que en la discusión que sigue sólo consideraremos los datos del sensor exterior; así mismo la hipótesis original sólo se basa en el oleaje que incide en la



Figura 25: Registro de altura significante  $(H_S)$  del oleaje para cada una de las estaciones de LPM en función del tiempo del periodo de las mediciones.

barrera arrecifal. En este caso es útil tener una medida cuantitativa para establecer una separación entre el oleaje "normal" y los eventos "notables". El criterio de separación se basa en el intervalo de confianza definido por el promedio de  $H_S$  más dos desviaciones estándar, que contiene aproximadamente el 95% de los datos. Por lo tanto, cualquier evento de oleaje en LPM que exceda 1.75 m de  $H_S$  es considerado como "notable". La figura 26 presenta el resultado de este análisis, así como la dirección y periodo asociado al máximo espectral. Entre septiembre de 2003 y julio de 2005 se presentaron 12 eventos notables, distribuidos a lo largo del año. Sin embargo, los eventos notables de invierno tienen características diferentes a los que se presentan en verano. Por ejemplo, el evento de principios de marzo de 2003 duró alrededor de una semana, con oleaje de altura significante máxima de poco más de 2 m; el periodo fue relativamente corto, de entre 6 y 7 s; aunque la característica más reveladora es el comportamiento de la dirección de los trenes de onda: antes del inicio del evento, el oleaje provenía del este (dirección de propagación igual a 270°) que es el promedio de dirección del oleaje a lo largo del año y está relacionado con los persistentes vientos alisios; durante el evento, el oleaje comenzó a provenir del sureste, virando lentamente a lo largo de una semana hasta alcanzar una dirección de propagación hacia el suroeste. Esto es consistente con la descripción de los "Nortes" presentada en la sección III.4.3: el viento, inicialmente del sureste, induce oleaje local de periodo corto, que proviene aproximadamente de esa dirección; conforme vira el viento para convertirse en Norte, el oleaje se alinea con él, aunque por la configuración de la costa y la refracción que induce el fondo, el oleaje se percibe como proveniente del noreste.

En cambio, en verano el oleaje es en promedio menor que en el invierno, ya que pueden registrarse calmas ( $H_S < 0.1 \text{ m}$ ) que duran hasta una semana. Sin embargo es en el verano cuando se han registrado los eventos de oleaje de tormenta más intensos. Por ejemplo, el evento registrado a mediados de septiembre de 2004 está relacionado con el paso del huracán Iván por la región. El máximo oleaje registrado fue de 5.7 m de  $H_S$ , con dirección del este y periodo largo (>12 s). Podemos relacionar los otros eventos de oleaje que registraron periodo largo, los de mediados de agosto y septiembre 2004, con el paso de los huracanes Bonnie, Charley y Earl (figura 27). Estos meteoros transitaron a lo largo del Caribe, desde la Antillas Menores hasta el canal de Yucatán y Cuba, lo que les ofreció la oportunidad de inducir oleaje sobre un área de generación relativamente amplia. Por la importancia e intensidad de los huracanes, en la siguiente sección se describirá el efecto sobre la laguna del paso del huracán Iván.



Figura 26: Parámetros integrales del oleaje registrado en LPM3. (a) Estadística básica de la información de  $H_S$ . La línea amarilla separa los datos con  $H_S$  mayores a la media más una desviación estándar, mientras que la línea roja separa los datos mayores a la media más dos desviaciones estándar. (b) Dirección asociada al máximo espectral, con convención oceanográfica. (c) Periodo asociado al pico espectral.

#### Comportamiento de la laguna durante eventos extremos: Huracán Iván

El efecto principal de un huracán que golpea contra una costa es, además de la intensidad del viento, el apilamiento de agua en la playa inducido por la rompiente del oleaje; este fenómeno es el responsable del incremento del nivel del mar y las subsecuentes marejadas que se presentan. En la figura 28 se presenta evidencia de esta elevación del nivel del mar como consecuencia del paso del huracán Iván, en septiembre


Figura 27: Trayectorias de los huracanes en la región del Atlántico norte durante la temporada 2003. Fuente: NOAA–NCEP–NHC Miami, Florida, EUA.

de 2004. Como referencia, también se muestra el espectro direccional del instante de energía espectral máxima. En los días anteriores al paso del huracán, el oleaje exterior presentó  $H_S$  de alrededor de 1 m y el nivel del mar relativo entre el interior y el exterior tuvo sólo diferencias pequeñas. A partir del día 12 de septiembre el oleaje se incrementó para alcanzar un máximo de 5.7 m de  $H_S$ ; paralelamente, el nivel del mar en el interior de la laguna se incrementó, mientras que en el exterior permaneció estable (sólo modificado por la marea). Respecto al nivel medio del mar, LPM1 fue la estación en la que se observó el mayor *setup* por oleaje de tormenta, con una diferencia de nivel del mar entre esta estación y el exterior de la laguna de 0.55 m; el incremento del nivel del mar fue algo menor en LPM2, mientras que en LPM0 el incremento del nivel del mar fue menor, sólamente 0.2 m respecto a la medición en el interior.



Figura 28: Gradiente de presión inducido por el huracán lván, y espectro direccional asociado al registro de  $H_S$  máxima; (a) Comparación entre los registros de nivel del mar en las cuatro estaciones de LPM; (b) Registro de  $H_S$  en LPM3 durante el evento del huracán lván; (c) Diferencia de nivel entre LPM3 y LPM1; (d) Espectro direccional asociado a la  $H_S$  máxima durante el huracán lván. La dimensión angular indica la dirección, mientras que la dirección radial indica la frecuencia. A la derecha se indica con una barra de color la magnitud de la energía asociada al espectro.

Este panorama implica que existió una acumulación importante de agua en el interior de la laguna como consecuencia del flujo transversal a la barrera exacerbado por el oleaje de Iván. Esta acumulación de agua impuso un gradiente de presión entre el interior y el exterior de la laguna; para sostenerse, este gradiente de presión debe estar en balance con la fricción entre la corriente lagunar y el fondo (Hearn *et al.*, 2001). Este balance entre la pendiente de la superficie libre y la fricción es común en aguas someras, sin embargo los arrecifes resaltan por la magnitud que este gradiente puede llegar a tener. En este estudio es de primordial interés calcular este coeficiente de fricción, aunque sea de manera aproximada, ya que este es el primer estudio a la fecha que cuenta con mediciones de corriente en condiciones de oleaje extremo. Para calcular este coeficiente consideraremos el balance entre el gradiente de presión y un modelo de fricción lineal

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} - \lambda u, \tag{5}$$

donde  $\lambda$  es una escala de decaimiento. Dado que  $\lambda = C_d U/h$ , donde  $C_d$  es el coeficiente de fricción adimensional, U es una velocidad característica y h es la profundidad, sustituyendo en (5)  $P = \rho g \eta$  y discretizando para  $\Delta \eta$  y  $\Delta x$  obtenemos

$$C_d = \frac{gh}{U} \frac{\Delta\eta}{\Delta x}.$$
(6)

Hemos descartado el signo negativo de esta ecuación, ya que no estamos interesados en la dirección del gradiente de presión. Considerando que durante el huracán se alcanzaron velocidades máximas U del orden de 1 m s<sup>-1</sup>, que la diferencia de nivel  $\Delta \eta$ entre el exterior y el interior de la laguna es de 0.55 m, que la separación  $\Delta x$  entre ambas estaciones es de 1800 m y que la profundidad promedio de la laguna, h, es de 5 m, resulta en un valor  $C_d = 0.015$ . Este valor es consistente con el  $C_d = 0.02$  obtenido por Wolanski (1983) en la plataforma continental de la Gran Barrera australiana, y dentro de un orden de magnitud al valor de  $C_d = 0.06$  calculado por Lugo-Fernández *et al.* (1998) en al arrecife Tague, Islas Vírgenes (EUA). Este valor es considerablemente más alto que el que comúnmente se aplica en cuencas arenosas ( $C_d = 0.0025$ ), lo que revela la extrema rugosidad de los corales. De hecho, podemos estimar una escala de rugosidad r a partir de la siguiente relación (Lugo-Fernández *et al.*, 1998):

$$C_d \sim \left[ \kappa / \ln\left(\frac{h}{r}\right) \right]^2 \tag{7}$$

donde  $\kappa$  es la constante de von Kármán, cuyo valor es 0.4. Así, por ejemplo, el valor para el coeficiente de fricción  $C_d = 0.0025$ , comúnmente asociado con la arena, corresponde con una escala r del orden de unos milímetros. En cambio, para escalar (7) de manera que  $C_d$  sea un orden de magnitud mayor que en el caso de la arena, tenemos que r debe ser alrededor del 50 % de h. Esto significa que la única manera posible de obtener coeficientes de arrastre tan altos es que la escala de rugosidad sea una fracción significativa de la profundidad del agua. Esto es consistente con las formaciones de coral que construyen la barrera arrecifal en LPM, así como en lo reportado en otras comunidades coralinas (Roberts *et al.*, 1992; Lugo-Fernández *et al.*, 1998).

#### III.5. Validación del modelo simplificado

El modelo simplificado propuesto en la sección III.2 es un modelo físico cuya validez puede comprobarse con un análisis estadístico de regresión múltiple, a través de ajuste por cuadrados mínimos. El objetivo es obtener una medida cuantitativa de la contribución de cada uno de los forzantes que hemos estudiado. La validación del modelo simplificado se hará utilizando el transporte lagunar  $Q_L$  previamente calculado, que se considera como un parámetro integral de la circulación en la laguna arrecifal. Así, tenemos que el modelo estadístico puede expresarse como

$$Q_L = aH_s + bM + cV + dY \tag{8}$$

donde  $H_S$ , M, V y Y (oleaje, marea, viento y CY) están dados por las series de tiempo de  $H_S$  de oleaje en LPM3, la predicción de marea en LPM1, el viento en la estación meteorológica del muelle del ICMyL y la componente principal de la corriente superficial observada en PM8, respectivamente; por su parte, los coeficientes a, b, c y d representan la importancia relativa de cada forzamiento. Para obtener un ajuste insesgado, a cada serie de tiempo de se eliminó su promedio y se normalizó con su desviación estándar. Así construido el modelo, los coeficientes tienen valores entre 0 y 1, y en un ajuste ideal se debería cumplir que |a| + |b| + |c| + |d| = 1.

El resultado de este ajuste se presenta en la figura 29; por claridad se presenta el detalle de 2 meses de datos, octubre y noviembre de 2003. El ajuste es relativamente bueno, ya que la autocorrelación del residuo (no mostrada) presenta poca estructura. Sin embargo, el resultado más interesante es el valor de los coeficientes: a = 0.87, b = 0.024, c = -0.018, y d = -0.14. El valor del coeficiente a implica que el oleaje contribuye con 87 % de la variabilidad del transporte lagunar, lo que es consistente con los resultados obtenidos con la correlación directa entre  $Q_L$  y  $H_S$  que hicimos en la sección III.2, y con el análisis del primer modo empírico de las corrientes en frecuencias bajas (sección III.3). Así mismo, d, el coeficiente que le corresponde al efecto de la CY, indica que ésta contribuye con una porción significativa de la variabilidad de la dinámica de LPM, pero de una forma negativa: a mayor intensidad de la CY, menos

vigoroso es el transporte lagunar. La explicación a este comportamiento es que, al estar la CY modulando el nivel del mar en LPM mediante el mecanismo de acoplamiento geostrófico, su intensificación causa que el forzamiento dominante, el oleaje, sea menos eficiente. Esto se debe a que al descender el nivel del mar, la rompiente se aleja de la barrera, lo que somete a la corriente arrecifal a una mayor disipación durante su tránsito a través de una distancia incrementada sobre la barrera arrecifal. Finalmente, el valor de los coeficientes b y c sugiere que la contribución de la marea y el viento en la circulación de largo plazo es pequeña.



Figura 29: Ajuste entre las mediciones de transporte lagunar  $Q_L$  (línea azul) y la predicción del modelo estadístico (línea roja).

### III.6. Tiempo de residencia y sus implicaciones en el blanqueamiento de coral

La escala temporal en la que se renueva el agua en una laguna arrecifal es un parámetro crucial dentro de los procesos biológicos que ocurren en sistemas coralinos. Por ejemplo, Hatcher y Frith (1985) demostraron que en la laguna One Tree Reef, el promedio en el largo plazo de la concentración de amonio está relacionado estrechamente con el tiempo de residencia. Así mismo, tanto la distribución de larvas planctónicas (Hatcher *et al.*, 1987) como la biomasa fitoplanctónica (Delesalle y Sournia, 1992) dependen de las escalas de tiempo de los procesos físicos del sistema arrecifal. Existe conexión similar con los procesos de dispersión de contaminantes (Wang *et al.*, 2004).

Diversos autores han sugerido metodologías para el cálculo de estas escalas temporales que pueden aplicarse en el caso de LPM (e.g. Gallagher *et al.* (1971); Deleersnijder *et al.* (1997); Tartinville *et al.* (1997); Andréfouët *et al.* (2001)). Antes de proceder, es necesario dar definiciones precisas del tiempo de residencia y del tiempo de recambio (*turnover time*). De acuerdo con Tartinville *et al.* (1997) el tiempo de residencia,  $T_r$ , es el tiempo que una parcela de agua, inicialmente localizada en un punto dado del interior de la laguna, requiere para abandonarla a través de sus accesos o sobre la barrera arrecifal. El tiempo recambio,  $T_t$ , se obtiene promediando el tiempo de residencia en el volumen de la laguna.  $T_t$  es relevante en una escala que comprende toda la laguna y es espacialmente independiente, mientras que  $T_r$  es explícitamente dependiente del espacio. Es necesario enfatizar que no es posible determinar  $T_r$  ni  $T_t$  con base en un razonamiento físico simple. El cálculo de  $T_r$  y  $T_t$  sólamente puede hacerse mediante simulación numérica o rastreo de partículas. Por otro lado, podemos calcular una cota inferior para el valor de  $T_t$  mediante la razón entre el volumen de la laguna V (en m<sup>3</sup>) y el flujo que entra o sale de la laguna Q (en m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>),

$$T_t = \frac{V}{Q}.$$
(9)

El volumen de la laguna de PM puede estimarse a partir de los datos de batimetría que periódicamente se han colectado. Así mismo, el flujo es de hecho el transporte lagunar  $Q_L$ , calculado previamente.

El propósito de este análisis es establecer la conexión entre  $T_t$  y el fenómeno del blanqueamiento de coral. La hipótesis es que el tiempo de recambio debe estar ligado con los eventos de blanqueamiento, ya que valores de  $T_t$  grandes implican estancamiento del agua. Sobre todo en el verano, durante periodos prolongados de calma de oleaje que coincidan con un descenso en el nivel del mar debido a la intensificación de la corriente de Yucatán, el intercambio de la laguna con el océano adyacente se vería drásticamente reducido. Esto ocasiona una acumulación del calor introducido por la radiación solar, que podría disparar los eventos de blanqueamiento de coral. La confirmación de este escenario puede obtenerse examinando la figura 30. Si utilizamos un valor para V de 8,000,000 m<sup>3</sup>, entonces para una  $H_S$  promedio de 0.83 m, el transporte lagunar  $Q_L$  es de 986 m $^3$ s<sup>-1</sup>. Así, por medio de (9) podemos estimar que para condiciones promedio  $T_t = 2.25$  horas. Sin embargo, durante las calmas de oleaje ( $H_S < 0.1$  m),  $Q_L$  puede llegar a ser cero o invertir su signo. Dado que (9) tiende a infinito para valores de  $Q_{L}$  cercanos a cero, la interpretación práctica es que el agua permanecerá estancada durante el tiempo en que dure la calma de oleaje, que puede ser, como máximo, dos semanas. En el extremo opuesto, durante el oleaje extremo inducido por el huracán Iván, este tiempo de residencia descendió hasta un mínimo de  $T_t = 0.35$ h. Estos valores concuerdan con los obtenidos en otros casos de estudio similares. Por ejemplo,

durante el proyecto Typ<br/>Atoll, Pagès y Andréfouët (2001) encontraron que la laguna Tekokota, un atol<br/>ón con un área lagunar de 5.11 km², profundidad promedio de 3 m y un volumen de 0.015 km³, tiene un <br/>  $T_t = 7.2$  h.



Relacion entre Hs y T<sub>1</sub>

Figura 30: Relación entre  $H_S$  y el tiempo de recambio  $T_t$ . Los puntos rojos indican las mediciones mientras que la línea azul indica el mejor ajuste a los datos usando una relación  $T_t \propto H_S^{-1}$ .

Con esta información estamos en condiciones de conectar los procesos hidrodinámicos con el fenómeno del blanqueamiento de coral, indirectamente a través de la información de temperatura del agua en el fondo, y directamente debido a la información recopilada en muestreos biológicos, que documentan el fenómeno del blanqueamiento. Examinando la figura 31, podemos apreciar que los eventos de calentamiento, en los que la temperatura del agua en el interior de la laguna excede los 30 °C, ocurren en el verano y se correlacionan con las calmas de oleaje. De hecho, la acumulación de calor se interrumpe cuando arriba a la costa un nuevo evento de oleaje. Contradictoriamente, aunque se registraron eventos de calentamiento muy intenso (como el del verano de 2004), entre octubre de 2003 y julio de 2005 no se documentaron eventos de blanqueamiento de coral. Sin embargo, en agosto de 2005 se registró el evento de blanqueamiento más intenso que se tenga memoria en Puerto Morelos (Iglesias-Prieto, R., com. pers.).



Figura 31: (a) Transporte lagunar  $Q_L$ ; (b) Altura significante del oleaje en LPM3; (c) Nivel del mar relativo observado en LPM1; (c) Temperatura del agua de fondo, registrada por los perfiladores Nortek: LPM0 en verde, LPM1 en magenta, LPM2 en azul y LPM3 en rojo. Las series de los páneles (a), (c) y (d) han sido filtradas (periodo de corte: 48 h).

En la figura 32 se documenta el evento de blanqueamiento que sucedió después del paso del huracán Emily el 20 de julio de 2005: el oleaje, después de haber tenido valores de  $H_S$  de varios metros, disminuyó y se mantuvo en menos de 1 m, lo que significó que

el transporte lagunar se viera drásticamente reducido. Coincidentemente, se observó un descenso generalizado del nivel del mar, que comenzó justo despúes del paso del huracán y no se detuvo hasta mediados de agosto de 2005. Estas condiciones fueron propicias para que se acumulara calor en las aguas del interior de la laguna. De hecho, a partir del 1 de agosto, la temperatura del agua se mantuvo entre 30 y 32°C durante aproximadamente 2 semanas, causando un evento de blanqueamiento que fue detectado a mediados de agosto. Esto confirma la hipótesis propuesta por Banaszak et al. (2003): no es suficiente el calentamiento del agua arriba de una temperatura crítica para causar el blanqueamiento. En el caso particular de LPM, deben coincidir en el verano condiciones de oleaje pequeño y nivel del mar por abajo de la media debido a la intensificación de la CY; además de cielos despejados y poco viento. Estas condiciones desfavorables para el coral deben persistir durante al menos 15 días, y aún así es probable que el agente que haya disparado el blanqueamiento haya sido algún otro; por ejemplo, elevada carga de sedimento que el oleaje de Emily puso en suspensión pudo haber ocasionado abrasión mecánica sobre la los corales. Otra posibilidad es que las intensas lluvias hayan modificado la salinidad del agua, causando estrés a los organismos.



Figura 32: Relación entre el transporte lagunar, la  $H_S$ , el nivel del mar relativo y la temperatura del agua de fondo para el periodo de mediciones en el que se registró blanqueamiento de coral. Los páneles son tal y como en la figura 31, además de que se agregó la serie de tiempo de la intensidad del eco de los datos de ADCP.

### III.7. Recapitulación

A lo largo de este capítulo se han descrito los procesos físicos observados en la laguna arrecifal de Puerto Morelos y se ha proporcionado evidencia suficiente para afirmar que el oleaje es el forzamiento dominante del la circulación, que la Corriente de Yucatán representa un forzamiento secundario e indirecto y que el efecto del viento y la marea pueden ser considerados despreciables. Sin embargo, este es un panorama de la circulación de largo plazo, que en un instante dado podría no ser del todo acertado. Esto se debe a que en la dinámica de pequeña escala, los forzamientos compiten de una manera muy cerrada para dirigir la circulación. Por ejemplo, aunque el oleaje sea en promedio dominante, ¿como se comporta la circulación de la laguna cuando éste está ausente? Podemos responder esta pregunta examinando la figura 33. En ésta se presentan 2 meses de datos (octubre y noviembre de 2003) que fueron particularmente ricos en procesos.

En el primer panel se muestra la componente de la corriente a lo largo del eje principal en la estación LPM0 (canal sur). Recordemos que con la convención que establecimos al inicio, magnitudes negativas implican flujos que salen de la laguna y positivas que entran. El segundo panel muestra el registro del nivel del mar referido al NMM, también para LPM0. El tercer panel presenta el registro de la  $H_S$  del oleaje en LPM3 (recordemos que la circulación está dominada por el oleaje exterior incidente). El último panel indica la velocidad del viento, proyectada sobre el mismo eje principal que la corriente del primer panel, con una inclinación aproximadamente alineada al eje longitudinal de la laguna arrecifal. Analicemos por segmentos esta información: hasta aproximadamente el 10 de octubre, el transporte inducido por el oleaje fue el forzamiento dominante, ya que se registraron el LPM0 corrientes en la dirección hacia el exterior de la laguna.



Figura 33: Relación entre las corrientes en LPM0 y los forzamientos ambientales. (a) Componente principal de la corriente observada durante 2 meses en LPM0. Cada astilla indica la magnitud y sentido del flujo; (b) Nivel del mar relativo, observado en LPM0; (c) Altura significante del oleaje, registrado en LPM3; (d) Vector del viento, proyectado sobre el mismo eje que la componente principal de la corriente en LPM0. El rango del eje de tiempo es entre el 1 de octubre y 30 de noviembre de 2003.

Después del 10 de octubre, el oleaje se debilitó paulatinamente, al mismo tiempo que el nivel del mar disminuyó, probablemente debido a la intensificación de la corriente de Yucatán. El descenso del nivel hizo que el trasporte debido al oleaje fuera aún más ineficiente, debido a que la corriente debió transitar por una mayor distancia sobre la barrera, exponiéndose a una mayor disipación. Estas condiciones permitieron que la corriente comenzara a fluir hacia el interior de la laguna. El flujo hacia el interior fue impulsado por el viento, que puede observarse que estuvo orientado persistentemente en la dirección hacia el interior de la laguna. A partir del día 16 de octubre, se observaron inversiones diurnas en el flujo del agua, que se debieron a un efecto de brisa, favorecida también por el ciclo de marea viva. Sin embargo, una vez que reinició el forzamiento de oleaje con intensidad, estas inversiones fueron opacadas, y en el registro sólamente se observa corriente fluyendo hacia el exterior de la laguna. A partir del día 5 de noviembre el régimen de circulación parece dominado por el oleaje, y los pequeños eventos de reversión sólo son posibles debido a que el oleaje se debilitó al mismo tiempo que se intensificó el viento. Por lo tanto, el panorama generalizado sería así: el oleaje, cuando está presente, domina las características de la circulación en LPM, opacando el resto de los procesos. La marea, aunque representa un forzamiento permanente, tiene una influencia pequeña en la circulación, debido principalmente a su reducida amplitud en la región. El viento adquiere importancia cuando se presentan condiciones de oleaje pequeño y su efecto es máximo cuando el vector viento está alineado al eje longitudinal de la laguna. La corriente de Yucatán tiene una efecto indirecto, modulando el nivel del mar y en consecuencia el flujo inducido por oleaje.

# $\mathbf{IV}$

# Conclusiones

En este trabajo se ha descrito la hidrodinámica de la laguna arrecifal de Puerto Morelos, con énfasis en la determinación de la influencia de cuatro forzamientos relevantes. Esto ha sido posible gracias el excelente conjunto de datos, que constituye el experimento sobre procesos físicos más detallado realizado a la fecha sobre un sistema arrecifal.

El **oleaje** es el agente dominante de la circulación en la laguna arrecifal. La marea y el viento juegan papeles secundarios, cuyo efecto se aprecia sólamente cuando calma el oleaje. Las corrientes de **marea** contribuyen con un porcentaje pequeño de la variabilidad de las corrientes en el interior de la laguna, pero en su exterior, la marea dirige las caracteríticas más apreciables de los flujos (e.g. inversiones de corriente semidiurnas).

El **viento** juega su papel de dos modos diferentes: los alisios son más eficientes transfiriendo energía hacia la generación de oleaje sobre el Caribe, que generando corrientes transversales al eje longitudinal de la laguna, dado que ésta es angosta. En cambio, los "Nortes" y "Surestes", que están alineados a este eje preferencial, son capaces de dominar temporalmente las características de la circulación lagunar, siempre y cuando la  $H_S$  del oleaje sea pequeña.

La corriente de Yucatán ejerce un efecto indirecto sobre la circulación, ya que en lugar de generar corriente por arrastre directo, su principal influencia es modular en baja frecuencia el nivel del mar. Por lo tanto la CY incide en la eficiencia de los flujos inducidos por oleaje. En el exterior de la laguna, la CY es capaz de ejercer influencia directa, pero sólo cuando su magnitud excede aproximadamente  $1.75 \text{ m s}^{-1}$ .

Este escenario implica que durante las calmas de oleaje de verano que coincidan con un descenso de nivel del mar debido a la intensificación de la CY, el intercambio de la laguna con el océano se ve drásticamente reducido; durante estos eventos la acumulación del calor introducido por la radiación solar crea condiciones favorables para que ocurra **blanqueamiento de coral**. Sin embargo, probablemente debe existir algún mecanismo adicional que sea el que finalmente dispare el blanqueamiento; los candidatos posibles son un incremento en la carga de sedimento suspendido por efectos de turbulencia o la modificación por lluvia de la salinidad del agua de la laguna.

Para condiciones de oleaje promedio, el límite inferior del valor probable de **tiempo de recambio** es del orden de unas horas. Este tiempo puede descender a una fracción de hora durante oleaje de tormenta, o puede incrementarse hasta el orden de días durante las calmas extendidas de oleaje.

# Literatura citada

- Andréfouët, S., Pagès, J., y Tartinville, B. (2001). Water renewal time for clasification of atoll lagoons in the Tuamotu Archipielago (French Polynesia). *Coral Reefs*, **20**: 399–408.
- Andrews, J. C. y Pickard, G. L. (1990). The physical oceanography of coral-reef systems. En: Z. Dubinsky, editor, *Ecosystems of the world: coral reefs*, volumen 25, capítulo 2, páginas 11–48. Elsevier.
- Atkinson, M., Smith, S. V., y Stroup, E. D. (1981). Circulation in Enewetak atoll lagoon. *Limnology and Oceanography*, 26(6): 1074–1083.
- Badan, A., Ochoa, J., Sheinbaum, J., y Candela, J. (2004). Circulation in the approaches to Yucatan Channel. En: W. S. Sturges y A. Lugo-Fernández, editores, New Developments in the Circulation of the Gulf of Mexico. American Geophysical Union (sometido).
- Banaszak, A. T., Ayala-Schiaffino, B., Rodríguez-Román, A., Enríquez, S., y Iglesias-Prieto, R. (2003). Response of *Millepora alcicornis* (Milleporina: Milleporidae) to two bleaching events at Puerto Morelos reef, Mexican Caribbean. *Rev. Biol. Trop.*, 51: 57–66.

- Bradbury, R. H. y Young, P. C. (1981). The effects of a major forcing function, wave energy, on a coral reef ecosystem. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **5**: 229–241.
- Chávez, G., Candela, J., y Ochoa, J. (2003). Subinertial flows and transports in Cozumel Channel. J. Geophys. Res., 108(C2): 1901–1911.
- Deleersnijder, E., Tartinville, B., y Rancher, J. (1997). A simple model of the tracer flux from the Mururoa Lagoon to the Pacific. *Applied Mathematics Letters*, **10**(5): 13–17.
- Delesalle, B. y Sournia, A. (1992). Residence time of water and phytoplankton in coral reef lagoons. *Continental Shelf Research*, **12**(7/8): 939–949.
- Dollar, S. J. (1982). Wave stress and coral community structure in Hawaii. Coral Reefs,1: 71–81.
- Frith, C. A. y Mason, L. B. (1986). Modelling wind driven circulation, One Tree Reef, southern Great Barrier Reef. Coral Reefs, 4: 201–211.
- Gallagher, B. S., Shimada, K. M., Gonzalez, F. I., y Stroup, E. D. (1971). Tides and currents in Fanning atoll lagoon. *Pacific Science*, 25: 191–205.
- Hatcher, B. G. (1988). Coral reef primary productivity: a beggar's banquet. Trends in Ecology and Evolution, 3: 106–111.
- Hatcher, B. G. y Frith, C. A. (1985). The control of nitrate and ammonium concentrations in a coral reef lagoon. *Coral Reefs*, 4: 101–110.
- Hatcher, B. G., Imberger, J., y Smith, S. V. (1987). Scaling analysis of coral reef systems: an approach to problems of scale. *Coral Reefs*, 5: 171–181.

- Hearn, C. J. (1999). Wave-breaking hydrodynamics within coral reef systems and the effect of changing relative sea level. J. Geophys. Res., **104**(C12): 30007–30019.
- Hearn, C. J., Atkinson, M. J., y Falter, J. L. (2001). A physical derivation of nutrientuptake rates in coral reefs: effects of roughness and waves. *Coral Reefs*, **20**: 347–356.
- Hoegh-Guldberg, O. (1999). Climate change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs. Marine and Freshwater Research, 50: 839–866.
- Hoitink, A. J. F. (2003). Physics of coral reef systems in a shallow tidal embayment.Tesis de doctorado, Faculty of Geographical Sciences, Utrecht University. 144 pp.
- Kraines, S. B., Yanagi, T., Isobe, M., y Komiyama, H. (1998). Wind-wave driven circulation on the coral reef at Bora Bay, Miyako Island. *Coral Reefs*, 17: 133–143.
- Lugo-Fernández, A., Roberts, H. H., Wiseman, W. J., y Carter, B. L. (1998). Water level and currents of tidal and infragravity periods at Tague Reef, St. Croix (USVI). *Coral Reefs*, 17: 343–349.
- Massel, S. R. (1999). Fluid Mechanics for Marine Ecologists. Springer-Verlag. 556 pp.
- Merino-Ibarra, M. (1986). Aspectos de la circulación costera superficial del Caribe mexicano con base en observaciones utilizando tarjetas de deriva. An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol., 13(2): 31–46.
- Merino-Ibarra, M. y Otero-Dávalos, L. (1991). Atlas ambiental costero: Puerto Morelos, Quintana Roo. Centro de Investigaciones de Quintana Roo. Chetumal, Q.R. 56 pp.
- Milliff, R. F., Morzel, J., Chelton, D. B., y Freilich, M. H. (2004). Wind stress curl and

wind stress divergence biases from rain effects on QSCAT surface wind retrievals. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, **21**(8): 1216–1231.

- Ochoa, J., Candela, J., Badan, A., y Sheinbaum, J. (2005). Ageostrophic fluctuations in Cozumel Channel. J. Geophys. Res., 110(C02004): 1–16.
- Pagès, J. y Andréfouët, S. (2001). A reconnaissance approach for hydrology of atoll lagoons. *Coral Reefs*, **20**: 409–414.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., y Lentz, S. (2002). Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using T\_TIDE. Computers and Geosciences, 28(8): 929–937.
- Pickard, G. L., Donguy, J. R., Henin, C., y Rougerie, F. (1977). A review of the physical oceanography of the Great Barrier Reef and western Coral Sea, vol. 2. Australian Institute of Marine Sciences Monograph Series. Australian Government Publishing Service, Canberra. 134pp.
- Roberts, H. H., Wilson, P. A., y Lugo-Fernández, A. (1992). Biologic and geologic responses to physical processes: examples from modern reef systems of the Caribbean-Atlantic region. *Continental Shelf Research*, **12**(7/8): 809–834.
- Ruíz-Rentería, F., vanTussenbroek, B. I., y Jordán-Dahlgren, E. (1998). CARICOMP
  Caribbean coral reef, seagrass and mangrove sites: Puerto Morelos, Quintana Roo,
  México. Coastal region and small island papers 3, UNESCO, Paris, xiv + 347 pp.
- Storlazzi, C. D., Ogston, A. S., Bothner, M. H., Field, M. E., y Presto, M. K. (2004). Wave- and tidally-driven flow and sedimentary flux across a fringing coral reef: Southern Molokai, Hawaii. *Continental Shelf Research*, 24: 1397–1419.

- Symonds, G., Black, K. P., y Young, I. R. (1995). Wave-driven flow over shallow reefs. J. Geophys. Res., 100(C2): 2639–2648.
- Tait, R. J. (1972). Wave set-up on coral reefs. J. Geophys. Res., 77(12): 2207–2211.
- Tartinville, B., Deleersnijder, E., y Rancher, J. (1997). The water residence time in the Mururoa atoll lagoon: sensitivity analysis of a three-dimensional model. *Coral Reefs*, 16: 193–203.
- Wang, C., Hsu, M., y Kuo, A. Y. (2004). Residence time of the Danshuei River estuary, Taiwan. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 60: 381–393.
- Wolanski, E. (1983). Tides on the northern great Barrier Reef continental shelf. J. Geophys. Res., 88: 5953–5959.
- Wolanski, E. (2001). Oceanographic processes of coral reefs: physical and biological links in the Great Barrier Reef. CRC Press. Boca Raton, Florida. 376 pp.
- Yamano, H., Kayanne, H., Yonekura, N., Nakamura, H., y Kudo, K. (1998). Water circulation in a fringing reef located in a monsoon area: Kabira Reef, Ishigaki Island, Southwest Japan. Coral Reefs, 17: 89–99.
- Young, I. R. (1989). Wave transformation over coral reefs. J. Geophys. Res., **94**(C7): 9779–9789.