



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA CIVIL – HIDRÁULICA

HIDRODINÁMICA LITORAL Y EVOLUCION MORFOLÓGICA EN PLAYAS CON
APORTE SEDIMENTARIO ESCASO

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

PRESENTA:
RAUL MARTELL DUBOIS

TUTOR PRINCIPAL
DR. RODOLFO SILVA CASARIN, INSTITUTO DE INGENIERIA

COMITÉ TUTOR
DR. CARLOS AGUSTIN ESCALANTE SANDOVAL, FACULTAD DE INGENIERIA
DR. GABRIEL ECHAVEZ ALDAPE, FACULTAD DE INGENIERIA
DR. ALEJANDRO RODRIGUEZ VALDEZ, INSTITUTO DE INGENIERIA

MÉXICO, D. F. NOVIEMBRE 2013

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Carlos Agustín Escalante Sandoval

Secretario: Dr. Edgar Gerardo Mendoza Baldwin

1^{er.} Vocal: Dr. Rodolfo Silva Casarín

2^{do.} Vocal: Dr. Adrian Pedrozo Acuña

3^{er.} Vocal: Dr. Ismael de Jesús Mariño Tapia

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM

TUTOR DE TESIS:

Dr. Rodolfo Silva Casarín

FIRMA

Dedico este trabajo a mis hijos Roxana y Raulito, por todo el apoyo y el cariño que me han dado a pesar de las largas temporadas en que estuve lejos de ellos, y que les sirva de ejemplo para que en un futuro, ya cercano, puedan llegar mucho más lejos

Agradecimientos

Agradezco en primer término a Diana, mi esposa, por cuidar de nuestros hijos de forma tan abnegada y constante durante mis largos periodos de ausencia física del hogar, y por el apoyo y ánimos que siempre recibí de su parte. A mi Madre, dondequiera que este, estará orgullosa de los resultados de la educación que le dio a su hijo. A mi padre por mostrarme que no existen límites a la capacidad humana y que las metas profesionales en la vida se las pone uno mismo. A mi amigo y colega de toda la vida el Dr. Sergio Cerdeira, quien me abrió las puertas de México.

Un agradecimiento muy especial a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Posgrado de Ingeniería y al Instituto de Ingeniería, por darme la oportunidad de hacer realidad mi sueño de ser Doctor.

Le estoy muy agradecido al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) de México, por el apoyo económico brindado, el cual hizo posible materializar mis estudios de doctorado.

Estaré para siempre agradecido al Dr. Rodolfo Silva Casarín, por haber guiado mis pasos, desde el punto de vista científico, durante todos estos años de trabajo, por brindarme su amistad y su confianza desde el primer momento que me acerque a él, por su apoyo incondicional para sortear los obstáculos de todo tipo que se fueron presentaron a lo largo del camino, por constituir un ejemplo para mí, desde el punto de vista profesional y humano, muchas gracias Rodolfo.

Agradezco al Dr. Edgar Mendoza Baldwin, por todas sus recomendaciones técnicas durante la elaboración y revisión de la presente tesis, por su decisiva participación en la concreción de los resultados que se presentan en los artículos publicados y por brindarme su confianza y amistad, muchas gracias Edgar.

Le agradezco al Dr. Adrian Pedrozo Acuña, por las innumerables platicas que sostuvimos, por todo el valioso tiempo que dedicó a enseñarme soluciones y herramientas para resolver múltiples problemas que se me presentaron en el día a día a lo largo de este trabajo, por confiar en mí y por ofrecerme su amistad, muchas gracias Adrian.

Un agradecimiento muy especial para el Dr. Ismael Mariño Tapia, por recibirme en su grupo durante muchas estancias, en las que tuve la oportunidad de participar en trabajos de campo, procesamiento de información, discusión de resultados, por enseñarme a trabajar con equipos y metodologías de última generación, por brindarme su amistad y apoyo incondicional para asuntos tanto de trabajo como personales, muchas gracias Isma.

Agradezco a los miembros de mi comité tutorial los Dr. Carlos Escalante, Dr. Gabriel Echávez y Dr. Alejandro Rodríguez, por sus certeras opiniones y recomendaciones durante el desarrollo de este trabajo. Le agradezco a los profesores Dra. Graciela Velazco y Dr. Victor Velazco por sus valiosas enseñanzas y el apoyo que recibí de ellos para realizar una parte importante de este trabajo.

Le estoy muy agradecido a la Dra. Maira Fernandez y al Mc. Hermen Ferras, Directora y Subdirector del Instituto de Ecología y Sistemática de Cuba por el ánimo y la ayuda que recibí de ellos, cuando fue necesaria, para rebasar los obstáculos impuestos por la burocracia, la mediocridad y la incomprensión de los funcionarios de la Agencia de Medio Ambiente Cubana.

Le estoy muy agradecido a mis compañeros del cubículo y el grupo, pues ustedes fueron mi familia aquí durante todos estos años. En especial Miguel L., Edgar S., Gerardo, Juan Pablo, Pedro, Diana R., Diana F., Alejandra, Ariadna, Abril, Cesar, Germán, Sebastien, Cuautemoc, Gibran, Mireille, Jair, Miguel D., Brayan, Borre, Jaime y más recientemente: Toño, Iskra y Aurea. Gracias a todos por contar con su amistad y apoyo en los buenos y en los malos momentos durante estos años.

Resumen

El desarrollo intensivo de la industria turística desde hace más de 30 años en la playa de Cancún, ha provocado alteraciones importantes en el funcionamiento de este ecosistema natural. Su ubicación geográfica en una zona de tránsito frecuente de huracanes constituye una amenaza adicional. La presencia de un proceso erosivo, que degrada sus valores estéticos y sus condiciones de uso ha conducido a la ejecución de dos campañas de alimentación artificial de arena para mitigar los efectos de dicho proceso. A partir de estos antecedentes, la presente tesis se propone como hipótesis que: “Las alteraciones naturales y/o antropogénicas del equilibrio del sistema costero, conjuntamente con la escasa aportación natural de sedimentos, provocan la erosión de las playas de la cuenca del Caribe Mexicano, al incrementar su vulnerabilidad frente a la incidencia de condiciones hidrodinámicas extremas”.

El objetivo general que se desea alcanzar con esta investigación es: “Valorar los procesos de recuperación natural de playas y el efecto de regeneraciones artificiales en el sistema para una optimización de las acciones ingenieriles en playas con escaso aporte sedimentario”. El trabajo se sustenta sobre la base del monitoreo histórico y reciente de las variaciones morfológicas de la playa de Cancún y las características hidrodinámicas locales en condiciones habituales y extremas. Se valora el aporte relativo de la energía asociada a los oleajes Sea y Swell generados por los huracanes como elementos responsables de provocar grandes efectos erosivos sobre la playa de Cancún. Han contribuido a reforzar dichos efectos tanto el escaso aporte sedimentario natural como la destrucción de las dunas y la interrupción de las comunicaciones entre la Laguna Nichupté y el mar. Los resultados obtenidos indican que el proceso erosivo identificado es irreversible bajo las condiciones actuales. En la situación actual para mitigar los efectos de dicho proceso, la alimentación artificial de arena resulta la mejor opción. Para incrementar la efectividad de los proyectos de alimentación artificial de arena que se ejecuten en el futuro, se proponen modificaciones a su diseño e implementación.

Hydrodynamic and morphological evolution of beaches with scanty sedimentary contribution

Abstract

Over the last 30 years the intensive tourist development of Cancun has brought about important alterations in the functioning of the natural ecosystem. Located in an area prone to frequent hurricanes, the beaches of Cancun are subject to extreme weather conditions which put them at further risk. The beach systems were, in the past, in a state of equilibrium but the erosive processes at work today have forced the authorities to adopt campaigns of artificial nourishment of sand as a means of preserving the beach and thereby the attraction of Cancun as a tourist destination. This thesis examines the argument that "Manmade and/or natural alterations to the coastal system at Cancun, together with the scanty contribution of sediments, have caused coastal erosion by having increased the vulnerability of the system to extreme conditions".

The main aim of this investigation is to "Identify the processes of natural recovery of beaches and the effect of artificial regenerations of the system, in order to facilitate sound decision making for beaches with scanty sedimentary contribution". The work is supported by morphological monitoring of the beaches at Cancun, as well as that of local hydrodynamic characteristics under normal and extreme conditions. The effects of tourist infrastructure in lessening the dissipation of incidental wave energy, the destruction of the dunes and the closure of seasonal channels between the lagoon and the sea are also examined. Finally, the relative contribution of the energy associated with the Sea and Swell waves generated by the hurricanes is evaluated. The irreversible character of the erosive process under the current conditions is demonstrated and the artificial supply of sand is seen as the best option for halting the damage. Modifications to the design and implementation of the beach nourishment campaigns are suggested to enhance their effectiveness.

Contenido

I.	Introducción	8
II.	Generalidades de la zona de estudio.....	15
II.1	Zona de estudio.....	15
II.2	Geología	19
II.3	Clima	22
II.3.1	Tormentas tropicales	22
III.	Adquisición y procesamiento básico de la información de campo.....	25
III.1	Planimetría	25
III.2	Perfiles de playa.....	26
III.3	Batimetrías	27
III.4	Perfil de equilibrio de la playa	28
III.5	Mediciones de oleaje.....	30
IV.	Dinámica del medio marino.....	32
IV.1	Condiciones atmosféricas	32
IV.2	Oscilaciones de la superficie del mar.....	35
IV.3	Características de los huracanes Wilma y Dean	41
IV.3.1	Huracán Wilma	41
IV.3.2	Huracán Dean	44
V.	Hidrodinámica litoral.....	47
V.1	Análisis espectral del oleaje mediante Fourier.....	47
V.2	Análisis espectral del oleaje mediante Wavelet.....	61
V.3	Análisis espectral del oleaje mediante Hilbert-Huang.....	68
VI.	Morfología de la playa	79
VI.1	Relieve de la playa	81
VI.2	Evolución planimétrica	85
VI.3	Evolución de los perfiles de playa	94
VI.4	Comparación con el perfil de equilibrio	105
VI.5	Características de los sedimentos	108
VI.6	Transporte sedimentario	112
VI.6.1	Estimaciones del transporte paralelo	113
VI.6.2	Estimaciones del transporte perpendicular	116
VI.6.3	Características del transporte bidimensional	122
VI.6.4	Validación y discusión de los resultados del cálculo del transporte sedimentario..	127
VII.	Alternativas ingenieriles para el control de la erosión.....	132
VII.1	Zona de préstamo	136

VII.2	Diseño del perfil de construcción	140
VIII.	Conclusiones y futuras líneas de investigación	149
IX.	Bibliografía.....	152
X.	Anexos.....	163
X.1	Fundamentos teóricos.....	163
X.1.1	Método de las Funciones Empíricas Ortogonales	163
X.1.2	Análisis espectral del oleaje	168
X.1.3	Factor de agrupamiento del oleaje.....	178
X.2	Resumen de las características de los vientos extremos y normales (fuente Silva, R.; et al. (2008). Atlas de Clima Marítimo de la Vertiente Atlántica Mexicana. Universidad Nacional Autónoma de México. Cuadrícula 86.5 W; 21.0 N).....	180
X.3	Resumen de las características del oleaje extremo y normal (fuente Silva, R.; et al. (2008). Atlas de Clima Marítimo de la Vertiente Atlántica Mexicana. Universidad Nacional Autónoma de México. Cuadrícula 86.5 W; 21.0 N).....	184
X.4	Serie temporal de la distribución espectral del oleaje del huracán Wilma desde el 19 de octubre de 2005 a las 12 h hasta el 22 de octubre de 2005 a las 22 h, medida con el AWAC..	191
X.5	Serie temporal de la distribución espectral del oleaje del huracán Dean desde el 20 de agosto de 2007 a las 00 h hasta el 22 de agosto de 2007 a las 23 h, medida con el ADCP (RDI)	198
X.6	Análisis espectral del oleaje del huracán Wilma utilizando el método de Wavelets. (desde el 19 de octubre de 2005 a las 12 h hasta el 23 de octubre de 2005 a las 22 h)	210
X.7	Modelo de Larson y Kraus (1989) aplicado para el cálculo del transporte potencial de sedimentos en la dirección perpendicular a la playa	237
X.8	Cálculos de altura de ola significativa y las corrientes marinas aplicando el SMC con oleaje espectral	243

Lista de Figuras

Figura I.1. Momentos relevantes de la evolución de Punta Nizuc en el extremo sur de Cancún	11
Figura II.1. Ubicación general de la playa de Cancún	15
Figura II.2. Configuración de la playa de Cancún (sistema de coordenadas UTM, WGS84, Zona 16)	16
Figura II.3. Perfil típico de distribución de la cobertura vegetal original de Cancún (modificado de SEMARNAT, 2006)	17
Figura II.4. Secciones esquemáticas de la geología de Cancún (Fuente Silva, 2006-a)	20
Figura II.5. Oolitas cementadas en las dunas de Playa Delfines, en la zona sur de Cancún (Foto Tomada en junio del año 2009).....	21
Figura II.6. Trayectoria de los huracanes que se han aproximado al Estado de Quintana Roo, desde 1952 hasta la actualidad. (fuente: National Hurricane Center, NOAA).....	23
Figura III.1. Sectores en que se ha dividido la playa de Cancún para su estudio morfológico	26
Figura III.2. Sistema DGPS que se empleó para medir los perfiles de playa y ubicaciones de la estación base	27
Figura III.3. <i>Ecosonda SyQwest Bathy 500 DF</i>	27
Figura III.4. Vista y esquema de ubicación del perfilador acústico AWAC	31
Figura III.5. Vista y esquema de ubicación del ADCP fabricado por la RDI, con que se tomaron los registros direccionales de oleaje	31
Figura IV.1. Evolución temporal de la presión atmosférica para el periodo enero 2007 a septiembre 2010 (fuente EMA Cancún, Servicio Meteorológico Nacional)	33
Figura IV.2. Distribución estadística de los valores de la presión atmosférica	33
Figura IV.3. Evolución temporal de la velocidad y dirección del viento entre 1948 y 2007	34
Figura IV.4. Evolución temporal de: (η_T) superficie libre, (η_m) marea astronómica y (η_r) marea residual entre septiembre y noviembre del año 2005 (modificado de Escalante, 2009)	36
Figura IV.5. Evolución temporal de la altura significativa, dirección y periodo medio del oleaje entre los años 1948 y 2007	38
Figura IV.6. Evolución temporal de la altura de oleaje significativa y el periodo medio de las tormentas que han afectado la zona de estudio	39
Figura IV.7. Distribución temporal de la energía normalizada	40
Figura IV.8. Trayectoria del huracán Wilma	41
Figura IV.9. Wilma en la madrugada del 19 de octubre del año 2005. (National Hurricane Center, 2012)	42
Figura IV.10. Evolución temporal de las velocidades de traslación del huracán Wilma y de grupo del oleaje (octubre, 2005)	43
Figura IV.11. Evolución de la (a) superficie libre, (b) energía total. (c) energía asociada a la baja frecuencia	44
Figura IV.12. Trayectoria del huracán Dean	45
Figura IV.13. Huracán Dean (Imagen IR del satélite GOES-12 a las 08:15 UTC del 21 de agosto de 2007)	46
Figura V.1. Serie temporal de los registros espectrales calculados mediante FFT, durante el paso del huracán Wilma.....	47
Figura V.2. Evolución temporal de la densidad de energía asociada a los picos Swell y Sea de los registros espectrales	48
Figura V.3. Distribuciones espectrales de oleaje medido entre los días 19 y 22 de octubre del año 2005.....	49
Figura V.4. Resultados de los cálculos de las EOFs	51
Figura V.5. Componentes principales	52

Figura V.6. Espectros direccionales registrados entre los días 19 y 20 de octubre del año 2005 ... 53

Figura V.7. Serie temporal de los registros espectrales calculados mediante FFT, durante el paso del huracán Dean 55

Figura V.8. Evolución temporal de la densidad de energía asociada a los picos Swell y Sea de los registros espectrales 56

Figura V.9. Distribuciones espectrales de oleaje medido entre los días 20 y 22 de agosto del año 2007 57

Figura V.10. Resultados de los cálculos de las EOFs 58

Figura V.11. Componentes principales 59

Figura V.12. Ubicación del Huracán Dean para cada uno de los espectros seleccionados 60

Figura V.13. Espectros direccionales registrados entre los días 20 y 22 de agosto del año 2007 (Huracán Dean) 61

Figura V.14. Cálculos de la Wavelet para los registros medidos antes (A), durante (B) y después (C) del paso del huracán 63

Figura V.15. Evolución temporal de los espectros globales de Wavelet 64

Figura V.16. Evolución temporal del periodo asociado a los máximos de energía presentes en los espectros globales de las Wavelet..... 64

Figura V.17. Distribución de la energía asociada a los periodos pico de los espectros globales de las wavelet..... 65

Figura V.18. Evolución temporal del factor de agrupamiento 66

Figura V.19. Cálculo de la Wavelet para el día 21 a las 06 h 67

Figura V.20. Registro del 21 de octubre a las 06 h modulado por la onda de periodo 88.2 s..... 67

Figura V.21. Registro del 21 de octubre a las 06 h modulado por la onda de periodo 198.1 s..... 68

Figura V.22. Espectro HHT 68

Figura V.23. Distribución de los periodos instantáneos (HHT) 69

Figura V.24. Registros de superficie libre correspondientes al día 21 a las 14 y las 22 h 70

Figura V.25. Descomposición empírica en modos del registro obtenido el día 21 a las 14 h 71

Figura V.26. Frecuencia pico y energía contenida en el momento de orden cero de cada una de las IMF calculadas para el registro medido el día 21 a las 14 h..... 72

Figura V.27. Descomposición empírica en modos del registro obtenido el día 21 a las 14 h 73

Figura V.28. Frecuencia pico y energía contenida en el momento de orden cero de cada una de las IMF calculadas para el registro medido el día 21 a las 22 h..... 74

Figura V.29. Registros seleccionados para el análisis de la evolución de las propiedades espectrales dentro del ciclo de la tormenta..... 75

Figura V.30. Distribución de la energía contenida en el momento de orden cero para cada IMF en 4 estadios de la evolución del oleaje del huracán..... 76

Figura V.31. Distribución de la frecuencia pico para cada IMF en 4 momentos de la evolución del oleaje del huracán 77

Figura VI.1. Cambios de corto plazo en la morfología de la playa de Cancún inducidos por el paso del huracán Wilma (octubre 2005). Serie fotográfica cortesía del Dr. Ismael Mariño 80

Figura VI.2. Vista de la ejecución de los trabajos de alimentación artificial de arena en la playa de Cancún (año 2006, draga Barent Zanen de la compañía Royal Boskalis Westminster) 81

Figura VI.3. Perfiles de playa de Cancún..... 82

Figura VI.4. Escarpes formados como consecuencia de la acción del oleaje sobre el relleno de arena (junio, 2010) 83

Figura VI.5. Afloramientos rocosos en la zona de lavado, al sur de la playa (junio, 2010) 83

Figura VI.6. Batimetría de Cancún (febrero, 2008) 84

Figura VI.7. Perfiles batimétricos de Cancún (febrero, 2008) 85

Figura VI.8. Evolución planimétrica de la playa de Cancún entre 1967 y octubre del 2005.	87
Figura VI.9. Variaciones temporales del ancho de playa en cada sector entre 1967 y octubre 2005	88
Figura VI.10. Variaciones temporales del ancho de playa en cada sector de la playa de Cancún, para el período mayo del 2006-febrero del 2009	88
Figura VI.11. Vista de Cancún en la zona de Playa Marlin en junio del 2009	90
Figura VI.12. Límites y sectores en que se ha dividido la playa de Puerto Morelos para su estudio	90
Figura VI.13. Fotografías de los límites de la playa de Puerto Morelos (A: Punta Pemtempich, B: Punta Brava, Junio 2009).....	91
Figura VI.14. Instalaciones turísticas construidas sobre las dunas de la playa de Puerto Morelos (junio, 2009).....	92
Figura VI.15. Evolución planimétrica de la playa de Puerto Morelos entre septiembre del 2004 y abril del 2010	93
Figura VI.16. Evolución temporal del ancho de playa en la playa de Puerto Morelos.....	94
Figura VI.17. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 1	95
Figura VI.18. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 2.....	96
Figura VI.19. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 3.....	96
Figura VI.20. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 4.....	97
Figura VI.21. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 5.....	98
Figura VI.22. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 6.....	99
Figura VI.23. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 7.....	100
Figura VI.24. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 1.....	101
Figura VI.25. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 2.....	101
Figura VI.26. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 3.....	102
Figura VI.27. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 4.....	103
Figura VI.28. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 5.....	103
Figura VI.29. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 6.....	104
Figura VI.30. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 7.....	104
Figura VI.31. Curva de frecuencia acumulativa de la muestra tipo del sector 4 de Cancún. Representativa del periodo 1984-octubre del 2005 (Tomado de Ruiz, 2010)	105
Figura VI.32. Resultados de los cálculos del perfil de equilibrio y su comparación con los perfiles medidos en el período 1984-octubre del 2005.....	106
Figura VI.33. Curva de frecuencia acumulativa de la muestra tipo del sector 4 de Cancún. Representativa del periodo octubre del 2005-diciembre 2009 (Tomado de Ruiz, 2010)	107
Figura VI.34. Resultados de los cálculos del perfil de equilibrio para las arenas nativas y las vertidas y su comparación con los perfiles medidos en el período octubre del 2005-diciembre del 2009.....	108
Figura VI.35. Fotografías ampliadas de la textura de los sedimentos originales de la playa de Cancún	110
Figura VI.36. Fotografía de los sedimentos actuales.....	110
Figura VI.37. Escarpes en la zona sub-aérea de la playa (junio, 2010)	111
Figura VI.38. Cálculos mediante varios modelos de la descarga sedimentaria del Rio Colorado y su comparación con la data medida (Fuente: Dean y Dalrymple, 2004).....	112
Figura VI.39. Cálculos del transporte longitudinal de sedimentos generado por el Huracán Wilma	115
Figura VI.40. Resultados de los cálculos del transporte sedimentario potencial perpendicular a la playa inducido por el paso del Huracán Wilma	121
Figura VI.41. Vista de la playa de Cancún después del paso del huracán Wilma	122

Figura VI.42. Resultados de los cálculos de las corrientes inducidas por el oleaje, considerando todo el espectro en las condiciones de crecimiento (21 de octubre 2005 a las 16 horas) 125

Figura VI.43. Resultados de los cálculos de las corrientes inducidas por el oleaje, considerando todo el espectro en las condiciones de decaimiento (22 de octubre 2005 a las 18 horas) (caso 06) 126

Figura VI.44. Diferencias volumétricas entre los levantamientos batimétricos de diciembre del 2005 y noviembre del 2003, con una malla de ancho 2 m y otra de ancho 300 m 128

Figura VI.45. Volúmenes de arena acumulados y perdidos a lo largo de toda la playa como consecuencia del paso del huracán Dean 130

Figura VII.1. Batimetría de Cancún donde se destaca en rojo la superficie plana acumulativa que se localiza en frente a la playa (Sistema de coordenadas UTM, Zona 16) 137

Figura VII.2. Perfiles batimétricos donde se indica con una elipse roja la ubicación de la superficie plana acumulativa que existe frente a la playa de Cancún..... 138

Figura VII.3. Fotografías tomadas sobre la superficie plana acumulativa identificada 139

Figura VII.4. Esquema general propuesto para el reciclaje de la propia arena de la playa 140

Figura VII.5. Perfiles de diseño y construcción del proyecto de CFE ejecutado en el año 2006 para la regeneración de Cancún (Fuente Diez et al., 2009) 141

Figura VII.6. Vista de la playa de Long Beach en la ciudad de Puerto Plata 5 años después de ejecutada su regeneración 142

Figura VII.7. Daños a las instalaciones turísticas provocados por el ataque directo del oleaje generado por el huracán Wilma 143

Figura VII.8. Fotografía de la ejecución de la regeneración de la playa de Dam Neck en Virginia, Estados Unidos, (Fuente Basco, 2001, en el capítulo 3, parte V, del libro The Coastal Engineering Manual, publicado por USACE) 144

Figura VII.9. Creación de dunas, con núcleo rígido utilizando bolsas geotextiles rellenas de arena, para la protección de instalaciones costeras en la playa de Varadero, Cuba 145

Figura VII.10. Esquema general del perfil propuesto para la regeneración de la playa 145

Figura VII.11. Vista de un segmento de dunas en estado natural 20 km al sur de Cancún..... 146

Figura VII.12. Pasarelas de acceso al mar sobre las dunas de los hoteles de Cayo Largo en Cuba 147

Figura X.1. Comparación entre el número de operaciones requeridas para calcular la transformada de Fourier por los métodos discreto y rápido en función de la cantidad de datos N 171

Figura X.2. Cuatro zonas principales en que se divide el transporte perpendicular a la playa. (Modificado de Larson y Kraus, 1989) 238

Figura X.3. Definición de la malla de cálculo numérico 239

Figura X.4. Esquema utilizado para el cálculo de fenómeno de avalancha 241

Lista de Tablas

Tabla II-1. Resumen climático mensual del Municipio Benito Juárez, Estado de Quintana Roo. (Atlas Climático Digital, Centro de Ciencias de la Atmosfera, UNAM)	22
Tabla II-2. Escala Saffir-Simpson para clasificar los huracanes (Dolan, 1992).	23
Tabla II-3. Resumen de los huracanes más intensos que se han aproximado al Caribe Mexicano en los últimos 60 años (fuente National Hurricane Center, (2012), NOAA http://www.nhc.noaa.gov/pastall.shtml#tcr)	24
Tabla III-1. Características técnicas de la ecosonda SyQwest Bathy 500 DF	28
Tabla V-1. Autovalores de las EOFs	50
Tabla V-2. Autovalores de las EOFs	57
Tabla V-3. Resultados de los cálculos de las proporciones frecuencia-amplitud	66
Tabla V-4. Frecuencia pico y energía contenida en el momento de orden cero de cada una de las IMF calculadas para el registro medido el día 21 a las 14 h.....	70
Tabla V-5. Frecuencia pico y energía contenida en el momento de orden cero de cada una de las IMF calculadas para el registro medido el día 21 a las 22 h.....	74
Tabla V-6. Resultados de los cálculos del momento de orden cero y la frecuencia pico para cada uno de los registros seleccionados como representativos de la evolución de la tormenta	76
Tabla V-7. Energía total contenida en los modos Swell y Sea para las 4 situaciones analizadas ...	77
Tabla VI-1. Resultados de los cálculos de la tendencia evolutiva promedio para cada sector en los dos periodos	88
Tabla VI-2. Resultados de los análisis granulométricos de la muestra tipo del sector 4 de Cancún para el periodo 1984-octubre del 2005. (Tomado de Ruiz, 2010)	105
Tabla VI-3. Resultados de los análisis granulométricos de la muestra tipo del sector 4 de Cancún para el periodo octubre del 2005-diciembre del 2009 (Tomado de Ruiz, 2010).....	107
Tabla VI-4. Valores de la constante adimensional K	114
Tabla VI-5. Altura significativa, periodo y dirección picos para las condiciones de cálculo seleccionadas	122
Tabla VII-1. Resumen de la magnitud de los proyectos de alimentación artificial de arena ejecutados a nivel mundial en la era moderna (Fuentes: Hanson et al. 2002, Davidson et al. 1992)	135

I. Introducción

En la actualidad las playas constituyen un recurso natural de elevado valor, no solo por su importancia ecológica y la belleza de su paisaje, sino por su utilidad como soporte para el desarrollo de la industria del ocio y la recreación. El turismo se ha convertido en una importante fuente de ingresos para las economías de muchos países de la región del Caribe. México con el 9 % de su PIB asociado a actividades turísticas (www.sectur.gob.mx) no escapa a esta situación, en particular el estado de Quintana Roo que participa con el 17.88 del PIB turístico nacional (www.pwc.com) y tan solo la playa de Cancún, según los estudios estadísticos de Hinojosa (2011), recibió en el año 2011 a 4.1 millones de turistas.

Las playas de Cancún, al igual que muchas alrededor del mundo, están siendo afectadas por un proceso erosivo que degrada sus condiciones estéticas y su valor de uso ecológico, económico y social. Es por ello que la comunidad científica internacional dedica grandes esfuerzos, desde el punto de vista tecnológico e ingenieril para encontrar alternativas que permitan mitigar los efectos de dicho proceso.

Para identificar el origen y encontrar las causas de este proceso erosivo, resulta imprescindible profundizar en el conocimiento del funcionamiento del sistema costero, lo cual permitirá, también, diseñar estrategias de mitigación y/o resiliencia adecuadas. Las playas, en general, constituyen un sistema dinámico que está en constante evolución. Los cambios en las condiciones hidrodinámicas provocan transformaciones en la morfología y sedimentología, de forma tal que la evolución del sistema costero es el resultado de la interacción entre dichos elementos.

Las condiciones hidrodinámicas transitan constantemente por diferentes estados, puesto que el oleaje y las corrientes litorales varían en función de los cambios en las condiciones meteorológicas. Las condiciones habituales se corresponden con las características más frecuentes que adoptan dichos parámetros, mientras que las condiciones extremas están asociadas a fenómenos extraordinarios, como es el caso de las tormentas u otros fenómenos meteorológicos.

Las propiedades físico mecánicas de los sedimentos se relacionan directamente con su génesis y determinan su comportamiento en el sistema. Las propiedades físicas más importantes de los sedimentos son el tamaño y la forma; otras propiedades relevantes son su composición mineralógica y su densidad. La caracterización sedimentológica brinda información sobre las fuentes de producción de sedimentos, entre las que se destacan: su ubicación y origen. También permite obtener información acerca de las características del transporte sedimentario.

Como resultado de la interacción entre el régimen hidrodinámico y los sedimentos, se producen formas de relieve que son características de dicho proceso. El estudio de las variaciones de dichas formas con el paso del tiempo, constituye una herramienta eficaz para determinar la evolución natural de la playa y poder contar así con elementos que permitan elaborar pronósticos sobre su posible evolución futura.

En el caso de Cancún, además de los elementos del medio natural descritos anteriormente, el desarrollo de la actividad antropogénica que inició en la década del 70 del siglo XX, ha desempeñado un papel relevante en la evolución de este ecosistema. Félix (2007) estudia la evolución de la urbanización turística en Cancún y plantea que la misma ha destruido las dunas y eliminado casi totalmente la vegetación natural de dicho ecosistema reduciendo su resiliencia de manera severa. Pedrozo (2008) estudia los impactos negativos de la interrupción del intercambio de flujos entre la laguna costera y el mar y cómo el desarrollo urbano ha modificado las características del escurrimiento superficial. Todos estos elementos en su conjunto han alterado el equilibrio natural del ecosistema.

La playa de Cancún, por su ubicación, está expuesta frecuentemente a la incidencia de eventos meteorológicos extremos. Cada año ciclones tropicales de diferentes categorías a su paso por el Mar Caribe generan olas de elevada energía que inciden sobre la playa provocando importantes transformaciones en su morfología. Silva et al. (2006) refieren que el paso del huracán Gilbert en 1988 provocó las mayores pérdidas de arena de que se tenían noticias hasta ese momento en la playa de Cancún. Estos autores también mencionan los severos daños provocados por la incidencia sucesiva de los huracanes Ivan en el 2004, Emily en julio del 2005 y Wilma en octubre del 2005. Silva et al. (2006-a) analizan la vulnerabilidad oceanográfica de Cancún teniendo en consideración su localización y el riesgo asociado a la ocurrencia de huracanes. Ruiz (2010), estima que la ausencia de estructuras arrecifales emergidas o sumergidas frente a la playa de Cancún facilita el arribo del oleaje a la costa con una elevada cantidad de energía. Martell et al. (2012-a) realizan estimaciones de las transformaciones de la morfología de la playa, generadas como consecuencia del paso del Huracán Dean en agosto del año 2007.

En cuanto a los sedimentos originales de la playa de Cancún, los estudios de Aguayo et al. (1980), indican que están constituidos por arena fina muy bien clasificada formada casi en su totalidad por oolitas y en menor proporción por fragmentos de corales. Según los estudios de Ward y Wilson (1974) estas oolitas se formaron frente a la playa a menos de 10 metros de profundidad. El hecho de que el sitio sea de alta energía condiciona la buena clasificación del sedimento. La escasez de este tipo de sedimentos en la actualidad, tanto en la playa de Cancún como en otras playas del Caribe, reportada por Zenkovich (1969), indica una posible reducción de la producción natural de este tipo de sedimentos. Esto hace que dichos ecosistemas se vean obligados a evolucionar a expensas de sus propias reservas, lo cual genera a mediano y largo plazo un balance negativo y una tendencia natural a la erosión.

Actualmente en Cancún, se ha identificado la presencia de un proceso erosivo que se manifiesta por medio de la aparición de escarpes pronunciados en el límite hacia tierra de la playa, el afloramiento de superficies rocosas en la zona de lavado y una disminución de la cantidad de arena en la playa sub-aérea. Para mitigar los efectos de este proceso erosivo se han ejecutado proyectos de alimentación artificial de arena con un volumen de aportación total próximo a los 8 millones de metros cúbicos, repartidos en dos campañas. Resulta interesante estudiar la evolución

de los rellenos artificiales de playa y profundizar en el conocimiento de los procesos naturales responsables de la re-distribución sedimentaria sobre el perfil y su reincorporación al mar. La presencia de rellenos artificiales en Cancún constituye una oportunidad excelente para estudiar el comportamiento de estas intervenciones.

La playa de Cancún evolucionó con sus sedimentos naturales hasta finales del año 2005 puesto que, como consecuencia del paso del Huracán Wilma, los mismos fueron removidos de la playa emergida casi en su totalidad, por el efecto combinado del oleaje, corrientes y marea de tormenta, y en enero del año 2006 se realizó un primer relleno de arena. La arena vertida se obtuvo de los bancos de La Ollita y Megarrizaduras, ubicados ambos en el mar, al norte de la playa. Aunque los sedimentos introducidos provienen de una fuente marina, tienen una génesis diferente a los originales de la playa. En este caso predominan los detritos biogénicos formados por restos de moluscos, corales, algas calcáreas y foraminíferos los cuales además resultaron ser de granulometría más gruesa y peor clasificada, que los originales de la playa. Una situación similar a esta se presentó con la ejecución del segundo relleno.

La ejecución del primer relleno de arena marca un hito en la historia de Cancún, a partir del cual, la playa deberá ser considerada como una playa regenerada artificialmente y a los efectos del estudio de su evolución morfológica, este período deberá ser tratado de manera especial.

En síntesis, la evolución histórica de la playa se puede plantear como:

- Hasta 1970 – Playa dinámicamente estable
- 1976 – Inicia la construcción masiva sobre la duna costera
- 1988 – Se presenta la pérdida de arena más grande que se tenga registro en la zona de estudio (Huracán Gilbert)
- 1989 - Algunos hoteles emprenden la construcción de pequeñas obras con poca o negativa repercusión para mitigar el déficit de arena
- 1999 – La playa había recuperado parcialmente su aspecto original
- 2004-2005 – Se presentan de forma consecutiva tres huracanes que afectan la zona de estudio: Ivan, Emily y Wilma y provocan la desaparición casi total de la playa emergida
- 2006 – 1er Vertimiento de Arena
- 2007- Se presenta el Huracán Dean y se estima que remueve hacia el perfil sumergido dos tercios de la arena vertida artificialmente
- 2010- 2do Vertimiento de Arena

En la Figura I.1 se muestran algunos de los momentos más relevantes de la evolución de Punta Nizuc. A partir del resumen presentado se podrían asociar las mayores pérdidas de arena a la incidencia de fenómenos meteorológicos extremos ocurridos con posterioridad al desarrollo

turístico intensivo. En el caso de la incidencia del huracán Gilbert fue posible una recuperación, al menos parcial, en un período de 15 años. Pero después de la incidencia sucesiva de los huracanes Iván, Emily y Wilma, no fue posible esperar una recuperación natural. Con base en las posibles repercusiones sobre la actividad económica, se decidió ejecutar el vertimiento de cerca de 3 millones de metros cúbicos de arena en el año 2006, el cual tuvo un tiempo de vida útil corto, realizándose a los 4 años un segundo relleno, en esta ocasión de unos 5 millones de metros cúbicos.

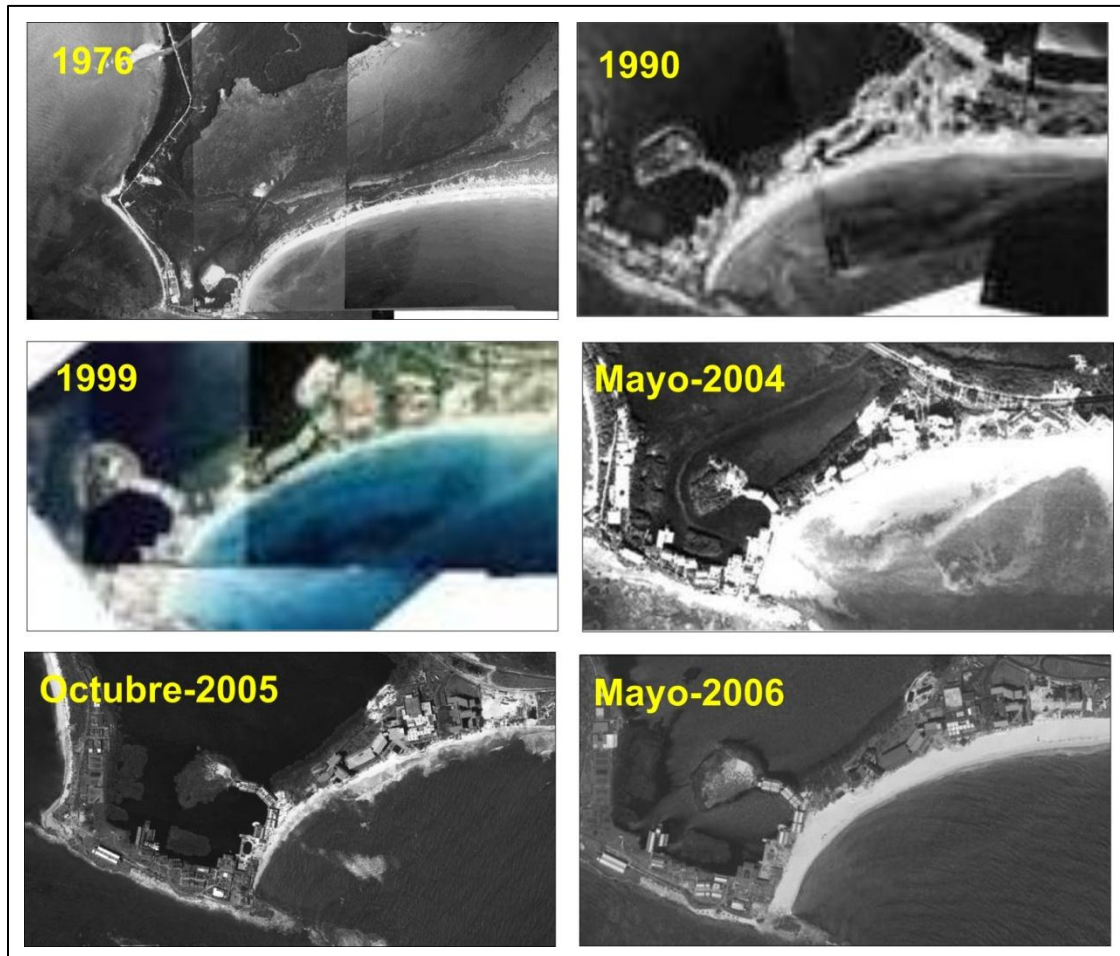


Figura I.1. Momentos relevantes de la evolución de Punta Nizuc en el extremo sur de Cancún

Teniendo en cuenta los antecedentes expuestos, en la presente tesis se propone como hipótesis que:

“Las alteraciones naturales y/o antropogénicas del equilibrio del sistema costero, conjuntamente con la escasa aportación natural de sedimentos, provocan la erosión de las playas de la cuenca del Caribe Mexicano, al incrementar su vulnerabilidad frente a la incidencia de condiciones hidrodinámicas extremas”.

El objetivo general que se pretende alcanzar con este trabajo de investigación es el de “Valorar los procesos de recuperación natural de playas y el efecto de regeneraciones artificiales en el sistema para una optimización de las acciones ingenieriles en playas con escaso aporte sedimentario”.

Para cumplir con este objetivo se proponen las siguientes metas específicas:

- Introducción de métodos estadísticos avanzados para la estimación de las componentes principales de series temporales de datos sobre hidrodinámica y morfología, en especial las funciones empíricas ortogonales (EOF)
- Análisis espectral del oleaje en condiciones de tormenta a partir de las transformaciones clásicas de Fourier
- Introducción de las transformadas Wavelet y de Hilbert-Huang para el análisis espectral de series de datos de oleaje no periódicas y no lineales
- Determinación de la tendencia evolutiva de las playas de Cancún y Puerto Morelos
- Estimación de los perfiles representativos de la condición de equilibrio
- Evaluación del impacto de los huracanes sobre la dinámica de los sedimentos, particularmente Wilma y Dean, por la relevancia de las transformaciones introducidas
- Presentación de alternativas ingenieriles para la regeneración y/o conservación de playas con escaso aporte sedimentario natural

La aportación principal de este trabajo de investigación radica en el avance en el estado del arte respecto a la evolución de playas con muy poco aporte sedimentario, enfocado primordialmente a los procesos de recuperación natural o con actividad humana.

Dentro de las contribuciones, uno de los aspectos a destacar es la caracterización que se realizó del oleaje, con la cual se verificó la presentación simultánea de oleaje local (Sea) y oleaje distante (Swell) bajo ciertas condiciones de incidencia de huracanes, lo cual ha derivado en un explicación más precisa de la dinámica sedimentaria en la zona de estudio.

Los conocimientos adquiridos se pretenden trasladar a niveles de ingeniería práctica, bajo el supuesto de que al comprender cómo se presenta y evoluciona la recuperación de playas y sus procesos involucrados; será posible incrementar la efectividad de los trabajos de regeneración de playas y eventualmente diseñar medidas adecuadas desde una concepción integral que incluya un equilibrio entre las cuestiones económicas, ambientales y sociales. Con lo cual se podrá proveer a los responsables de la infraestructura turística de herramientas para la adecuada planeación, operación y solución de la problemática actual. Además, este conocimiento ha de coadyuvar a la correcta estructuración de planes de manejo integral de la zona costera.

Los resultados logrados, desde el punto de vista metodológico, se pueden extender a otras playas de la cuenca del Caribe y algunas otras con déficit sedimentario en el resto del mundo. Ello se debe, en buena medida, a que la problemática presente en la playa de Cancún, tanto desde el punto de vista de la actividad antropogénica como natural, resulta muy similar a la observada en otras playas de la región.

Durante el desarrollo del trabajo se realizaron campañas de campo que permitieron complementar y actualizar la información histórica con que se contaba al inicio del estudio, y se aplicaron un conjunto de metodologías para el análisis e interpretación de los datos medidos y generados sintéticamente.

Para estimar la evolución de la línea de costa se utilizaron fotografías aéreas e imágenes satelitales de la zona capturadas entre 1967 y el 2010. Se midieron perfiles de playa para el estudio de las variaciones morfológicas utilizando un sistema de posicionamiento geográfico en modo diferencial (DGPS). Se realizaron levantamientos batimétricos para conocer la evolución del relieve submarino y poder contar con la información de los cambios en todo el perfil activo de la playa.

También se colectaron muestras de sedimentos para la determinación de las propiedades relevantes a los efectos de la ingeniería costera. Las propiedades estudiadas fueron la granulometría, forma y velocidad de caída, las cuales tienen importantes implicaciones en acciones tales como el dragado, relleno de playa, protección costera, estudio del transporte de sedimentos y evaluaciones ambientales.

Como se contaba con extensas bases de datos, algunas históricas y otras generadas a lo largo del desarrollo del presente estudio, resultó de utilidad la introducción del método de las funciones empíricas ortogonales (EOF). La aplicación de este método permite explicar la variabilidad de los datos sobre la base de unas pocas funciones, en este caso las autofunciones cuyo peso viene dado por los autovalores.

Para el estudio de las series temporales de oleaje se aplicaron técnicas de análisis espectral. Las técnicas seleccionadas fueron las transformadas de Fourier, Wavelet y Hilbert-Huang. Estas técnicas brindan información complementaria sobre los procesos oscilatorios presentes en los diferentes estados de mar analizados, teniendo su mayor relevancia para el análisis de las condiciones de tormenta.

La presente tesis se ha dividido en diez partes, cuyo contenido se expone a continuación:

I- Introducción

Se presentan la importancia y motivación del trabajo. Un resumen del estado del arte. La hipótesis, objetivos, metas específicas y aportes esperados de la investigación. Se hace mención a las metodologías aplicadas y la organización del documento.

II- Generalidades de la zona de estudio

Se presenta la localización geográfica de la zona de estudio, conjuntamente con otros elementos de carácter social, económico y ecológico. También se han incluido elementos de la geología, la morfología y el clima.

III- Adquisición y procesamiento básico de la información de campo

En este capítulo se explican detalladamente los datos utilizados y los métodos de obtención de los mismos.

IV- Dinámica del medio marino

Se presentan las características atmosféricas locales, donde se incluyen las presiones y los campos de vientos en condiciones habituales y extremas, conjuntamente con las oscilaciones de la superficie del mar considerando el oleaje y las mareas tanto astronómicas como de tormenta.

V- Hidrodinámica litoral

En este capítulo se discuten las características de la energía aportada al sistema costero por el oleaje, sobre la base de su análisis espectral según las transformaciones de Fourier, Wavelets y Hilbert-Huang.

VI- Morfología de la playa

Aquí se caracterizan los sedimentos presentes, los perfiles de playa y las batimetrías para una discusión de la evolución morfológica. Teniendo en cuenta la hidrodinámica, los sedimentos y el relieve, se estima el transporte sedimentario bajo condiciones extremas.

VII- Valoración de alternativas prácticas para mitigar el proceso erosivo

En este capítulo se discuten, para la situación actual de Cancún, cuales son las opciones técnicas que pueden conducir a lograr una mayor estabilidad del sistema, la optimización de las alternativas ya aplicadas y la introducción de nuevas con el objetivo de brindar herramientas de utilidad para el manejo integral de la zona costera.

VIII- Conclusiones y futuras líneas de investigación

A la luz de los resultados de las investigaciones realizadas se prueba la hipótesis de partida y el cumplimiento de los objetivos del trabajo según el alcance propuesto. Se mencionan los resultados más importantes de la investigación y se presentan algunos de los aspectos no previstos en el alcance para darle continuidad a la temática mediante la propuesta de futuras líneas de investigación.

IX- Bibliografía

Se presenta el listado de toda la bibliografía consultada para la elaboración del trabajo.

X- Anexos

En este apartado se han incluido resultados, gráficas, cálculos numéricos, metodologías y los fundamentos teóricos que sustentan los análisis realizados, los cuales son de interés para el trabajo o constituyen una ampliación del mismo, pero que por su extensión conspiran contra la fluidez de la lectura del documento.

II. Generalidades de la zona de estudio

La configuración actual de la playa de Cancún es el resultado de un proceso evolutivo histórico en el cual han interactuado tanto los factores endógenos como los exógenos. Desde el punto de vista endógeno resulta relevante la lenta subsidencia de la placa que la sustenta. Entre los elementos exógenos las condiciones hidrodinámicas juegan un papel esencial en la distribución de los sedimentos en el litoral, conjuntamente con elementos climáticos como los vientos y las precipitaciones.

Sin embargo, en la historia reciente de este sensible ecosistema, la sociedad ha dejado su huella, alterando el equilibrio natural y comprometiendo su evolución a corto plazo. Las alteraciones de la vegetación, de las formas del relieve, del intercambio de aguas entre la laguna costera y el mar, y del escurrimiento superficial de las precipitaciones, son algunas de las acciones humanas de mayor impacto en el ecosistema.

II.1 Zona de estudio

En el noreste de la península de Yucatán, en el Municipio Benito Juárez, Estado de Quintana Roo, se ubica la playa de Cancún. En la Figura II.1 se presenta su ubicación general.

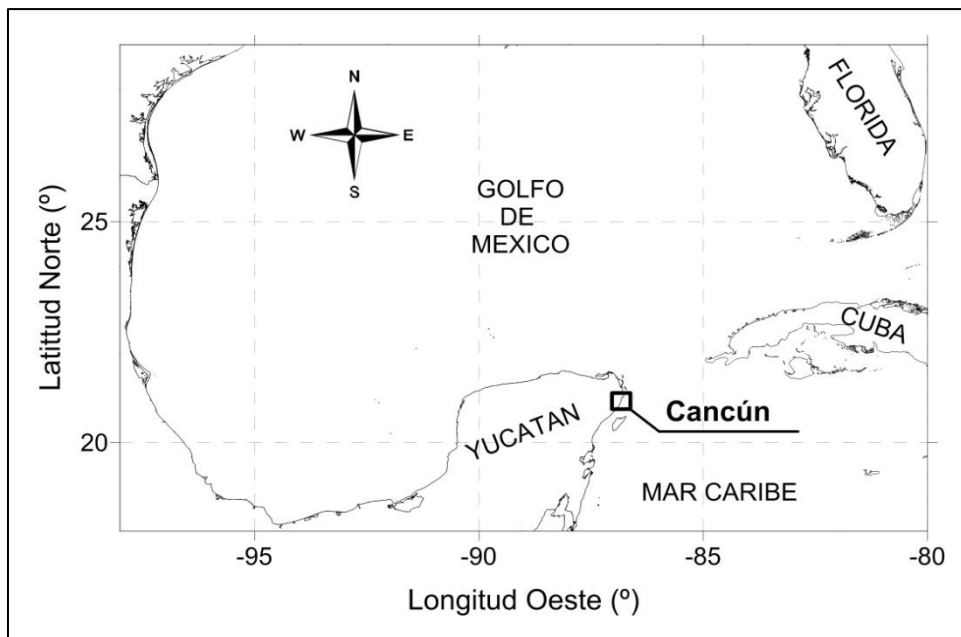


Figura II.1. Ubicación general de la playa de Cancún

La playa está constituida por una delgada barra arenosa de aproximadamente 12 km de longitud cuyo ancho máximo no supera los 0.7 km. La frontera Este de la barra presenta una acumulación arenosa la cual es bañada por las aguas del Mar Caribe (ver Figura II.2), mientras que en la frontera Oeste la costa está bordeada por una estrecha franja de manglar. La barra arenosa encierra un cuerpo de agua salobre denominado Sistema Lagunar Nichupté.

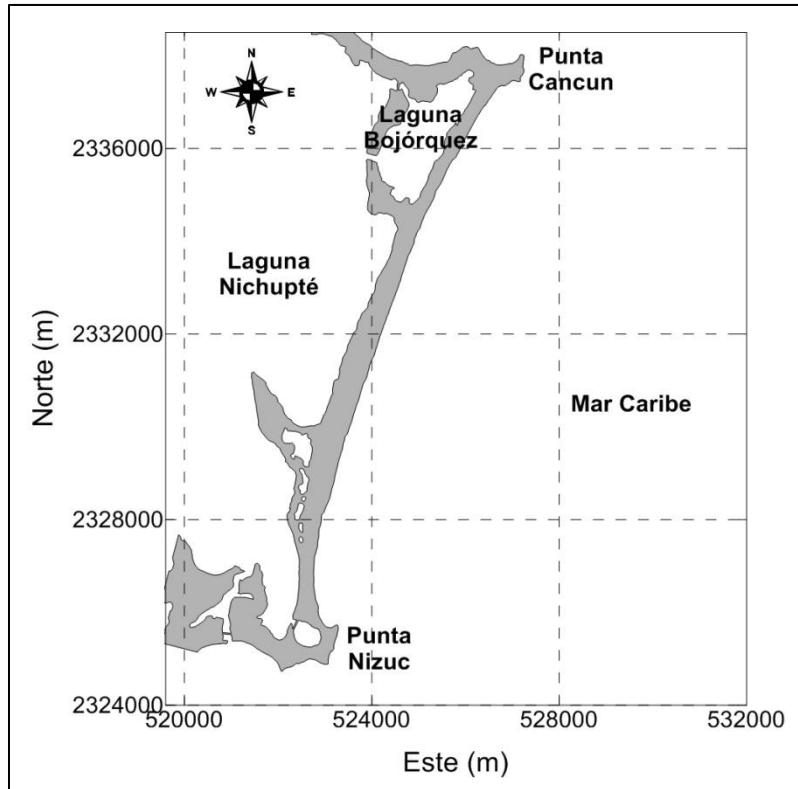


Figura II.2. Configuración de la playa de Cancún (sistema de coordenadas UTM, WGS84, Zona 16)

En la actualidad en el sistema lagunar Nichupté se despiden olores fétidos, lo cual obedece además de los procesos propios de un manglar, a los efectos añadidos de un sistema con circulación deficiente, la contaminación provocada por los lixiviados que provienen de vertederos de residuos sólidos y la descarga de aguas negras procedentes de su entorno. Aunque se han construido plantas para el tratamiento de aguas negras, desde la edificación de los primeros hoteles en la zona hotelera, los conductos de evacuación de aguas de lluvia se construyeron para verterse hacia la laguna, lo que ha causado un grave problema, ya que algunos hoteles y centros comerciales han conectado a éstos, sus conductos de evacuación de aguas servidas. Alrededor del 80% de la superficie de la isla ha sido impermeabilizada o pavimentada lo cual impide la penetración del agua de lluvia en el suelo. Además, en el suroeste del sistema lagunar, por mucho tiempo existió un vertedero de residuos sólidos, bajo el efecto de la lluvia, el agua al escurrir acarrea consigo, metales pesados, derivados del petróleo y otros compuestos químicos solubles o insolubles, hacia la laguna (Wiese, 2000).

En su parte terrestre, este ecosistema originalmente tenía un perfil de distribución de la cobertura vegetal similar al que se ha tipificado en la Figura II.3. Dicho ecosistema funcionaba como un sitio de nidificación tanto de aves como de tortugas marinas. Las aves migratorias y sedentarias utilizaban los manglares como refugio para establecer sus nidos. Según los reportes de SEMARNAT (2006) se han observado en el litoral de Quintana Roo, cerca de 200 especies de aves migratorias, procedentes de América del Norte en diferentes épocas del año. En cuanto a la

fauna, según SEMARNAT (2006) el sistema albergó poblaciones de iguana (*Ctenosaura similis*), cuyas especies están catalogadas como amenazadas, de cocodrilo (*Crocodylus moreletii*) y de rana leopardo (*Rana berlandieri*) sujetas a protección especial y de tortuga blanca (*Chelonia mydas*) catalogada en peligro en extinción.

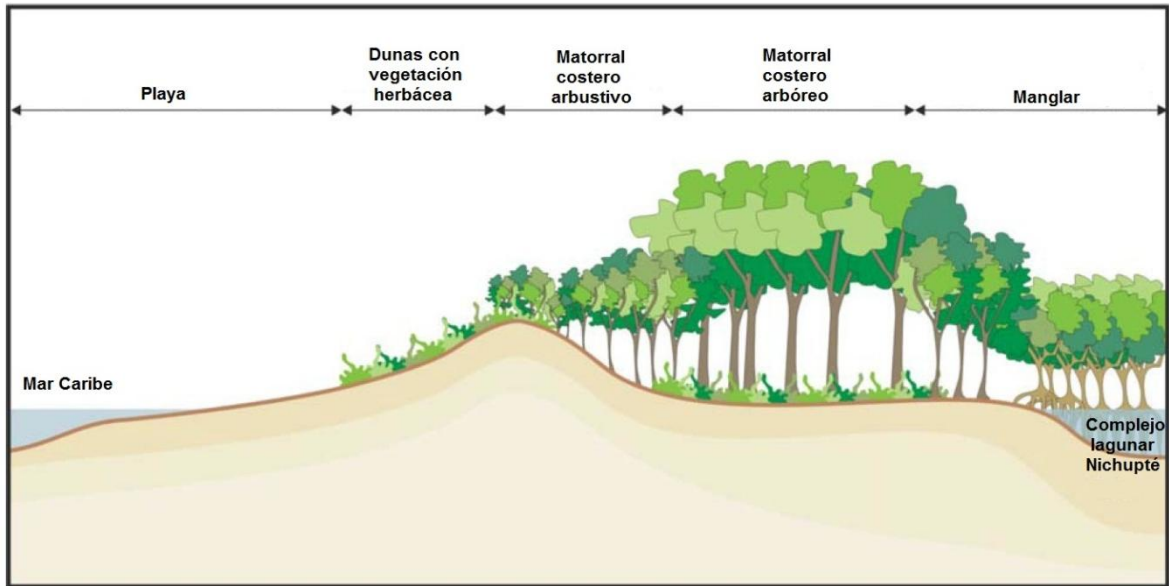


Figura II.3. Perfil típico de distribución de la cobertura vegetal original de Cancún (modificado de SEMARNAT, 2006)

Los manglares constituyen la zona de crianza de muchas de las especies de peces y mariscos. Su sistema de raíces brinda protección contra depredadores y zonas de alimentación para larvas y estados juveniles de especies como camarones y peces, permitiendo que lleguen a los estados adultos en los que sirven como alimento humano. Protegen a los corales del exceso de sedimentos acarreados laminarmente desde el continente hacia el mar, ya que moderan el flujo de éstos y a la vez crean nutrientes que son transportados por las mareas y corrientes continentales hacia el mar, donde fertilizan los pastos marinos, y sirven de alimento a corales y peces. También actúan como filtros biológicos, degradando materia orgánica y eliminando y/o reteniendo contaminantes producidos por las actividades humanas.

La mayor parte de los manglares de México se encuentran en la Península de Yucatán, albergando el 55% (423,751 ha) de todos los manglares de México. Lamentablemente, Quintana Roo cuenta con uno de los más altos índices de deforestación de manglares (CONABIO, 2009). El desarrollo de complejos turísticos como Cancún y todo el resto de la Riviera Maya ha tenido fuertes efectos sobre ellos, fragmentándolos, perturbando su conectividad, modificando sus flujos hidrológicos, haciéndolos vulnerables a contaminantes y debilitando su resistencia frente a eventos meteorológicos extremos.

Félix (2007) estudió el crecimiento de la cobertura antropogénica sobre la barra desde finales de los sesenta hasta 2006. Con base en este estudio se ha podido verificar que estos cambios no sólo

han afectado la integridad del ecosistema, sino que además han tenido repercusiones sociales directas, aumentando la vulnerabilidad de las zonas ante el embate de huracanes y tormentas, además de incidir sobre turismo y el desarrollo económico de la región.

El turismo es la actividad económica principal que se desarrolla en este entorno. En el año 2000, Cancún contaba con más de 140 hoteles, con un total de 25 400 habitaciones y un factor de ocupación media del 74 %. En estos años llegaban a este destino un promedio de 3 millones de turistas al año, de los cuales más del 70 % eran extranjeros. El gasto promedio por estadía/turista extranjero en Cancún era de 110 dólares diarios con una estadía promedio de 4.8 noches.

De acuerdo con los datos suministrados por SECTUR (2007), durante el año 2007 el principal destino turístico en México fue Cancún con 3 004 802 turistas. En este año contaba con 27 629 habitaciones y con un promedio de 190 vuelos diarios, con lo cual se generó una derrama económica de 3 072.21 millones de dólares. Para el año 2011 el crecimiento de Cancún continuó (Hinojosa, 2011), contando ya con 148 hoteles, 380 restaurantes, 10 discotecas y alrededor de 30000 habitaciones, que reciben anualmente a 4.1 millones de turistas, con un gasto promedio de 1028.84 dólares cada uno de ellos.

Según SECTUR (2007), Cancún y el Caribe mexicano representan la zona turística de más altos niveles de ocupación y de mayor crecimiento de todo el Caribe mexicano. Sin embargo, la región enfrenta la competencia de otros destinos turísticos, como es el caso de Cuba, República Dominicana, Jamaica y La Florida en los Estados Unidos.

Referente a esto Wiese (2000) en sus reflexiones sobre la evolución del polo turístico de Cancún plantea que este balneario ha llegado a la práctica del turismo de masa, atrayendo un público con patrones bajos, tanto desde el punto de vista económico como de comportamiento social, lo cual lleva a la degradación social y al deterioro medioambiental del sitio.

Una encuesta revela que solamente el 20 % de los visitantes de Cancún tienen la intención de volver (Wiese, 2000). Lo cual implica grandes y constantes gastos de promoción para poder mantener el flujo turístico.

Si no se toman medidas a tiempo, Cancún podría llegar a ser en un futuro cercano un ejemplo de lo ilustrado en la teoría de la autodestrucción del turismo enunciada por Holder (1987). Según esta teoría a medida que el sitio se hunde bajo el peso de la fricción y del conflicto social así como la generación de basura y contaminantes, los turistas dejan de venir quedando toda la infraestructura abandonada, las playas y los entornos degradados y una población local incapaz de retomar su estilo de vida original.

La población residente actualmente en Cancún es de poco más de 500 000 habitantes y para el año 2017 CONAPO (2005) estima que esta cifra se duplique. La ocupación laboral mayoritaria son los servicios asociados a la actividad turística. Los servicios de educación cubren todos los niveles de enseñanza. La ciudad dispone de un sistema de agua potable que asegura el abasto a casi todos sus residentes.

La zona turística de Cancún dispone de una red de agua potable y de un sistema de alcantarillado sanitario, incluyendo la instalación de colectores principales y laterales que cubren todo lo largo del boulevard Kukulkán hasta Punta Nizuc, se complementa con 3 plantas de tratamiento de lodos activados de tipo secundario, 3 plantas de tratamiento en la zona de Cancún y 6 cárcamos de rebombeo de aguas negras. Para la disposición de los desechos sólidos, en la porción continental del Municipio Isla Mujeres, se ubica el relleno sanitario de Cancún con una superficie de 20 Ha y una capacidad de 2 millones de toneladas de desechos sólidos. Sin embargo actualmente esta infraestructura resulta insuficiente para todo el volumen de residuos que se genera en la zona (Hinojosa, 2011).

II.2 Geología

Según Aguayo (1980), el basamento de la plataforma de Yucatán está formado por rocas de origen metamórfico que datan de la Era Paleozoica. Sobre este basamento descansan lechos rojos del periodo Jurásico, que a su vez subyacen a una sucesión de rocas carbonatadas y evaporíticas, depositadas durante varios periodos de subsidencia lenta pero continua.

El basamento metamórfico de la Era Paleozoica, durante el Jurásico Inferior, constituyó una fuente de sedimentos terrígenos que fueron transportadas hacia el interior de la plataforma. Esta plataforma en el Jurásico Inferior era somera y de condiciones restringidas, por lo que las capas de evaporitas y lutitas carbonosas se encuentran intercaladas.

En el periodo Cretácico Inferior la plataforma comenzó a oscilar depositándose sobre ella facies regresivas y transgresivas. Estas facies son representativas de los ambientes de supra-marea, inter-marea o infra-marea. En la Cretácico Superior la porción norte-central de la península de Yucatán, comenzó a emerger hasta quedar totalmente expuesta. Entre las facies de mar abierto y las de condiciones restringidas evaporíticas hubo un periodo de actividad volcánica, representado por derrames andesíticos.

Ya para el Periodo Cuaternario de la Era Cenozoica el nivel del mar había oscilado varias veces, y provocando la combinación de las facies características de plataforma somera con las restringidas evaporíticas. En la porción nororiental de la península predominan los sedimentos de origen calcáreo. Estos sedimentos fueron ampliamente distribuidos en las márgenes litorales de la Plataforma de Yucatán durante el Pleistoceno y el Holoceno, en una etapa transgresiva en la que el nivel del mar estaba 5 metros por encima del actual.

Según Ward (1974) los sedimentos calcáreos depositados en el Holoceno son característicos de ambientes costeros y de playa. Este autor por medio de la técnica del carbono 14 estima que dichos sedimentos tienen entre 20 000 y 30 000 años de antigüedad.

Ward y Wilson (1974) sugieren que las costas del estado de Quintana Roo han sido tectónicamente estables en los últimos 7 000 años, desde el último periodo interglaciar. Estos autores resumen los eventos estáticos del nivel del mar ocurridos durante el Pleistoceno y el Holoceno de la siguiente forma:

- 1- A fines del Pleistoceno en el Sangamoniano, el nivel del mar subió 5 metros por encima del actual con el subsecuente depósito de sedimentos en las playas.
- 2- En el Wisconsiniano el nivel del mar bajo 2 o 3 metros respecto al nivel actual por lo que la línea de costa avanzó hacia el mar. Al estabilizarse el nivel se formaron varias terrazas paralelas a la costa actual.
- 3- El nivel del mar continuó descendiendo lentamente y dejó como testigos una serie de terrazas escalonadas que fluctúan entre los 10 y los 140 metros por debajo del nivel actual.
- 4- Durante el periodo pos-glacial hace 18 000 años, el nivel del mar osciló con una tendencia neta transgresiva, formándose varias terrazas que se localizan entre 60 y 70 metros y entre 30 y 40 metros por debajo del nivel actual.
- 5- Hace 5000 años el nivel estaba 5 metros por debajo del actual y desde entonces ha ido ascendiendo progresivamente hasta alcanzar la conformación presente, y se plantea que el ascenso debe continuar.

La isla de Cancún localizada en la costa noroeste de la Península de Yucatán, tiene una orientación general de 20° con relación al norte. Esta unida parcialmente a tierra por unos tómbolos situados en los extremos de la isla. Entre la península y la isla se encuentra el cuerpo de agua salobre denominado sistema lagunar Nichupté. En la Figura II.4 se presentan 4 secciones esquemáticas de la geología de Cancún.

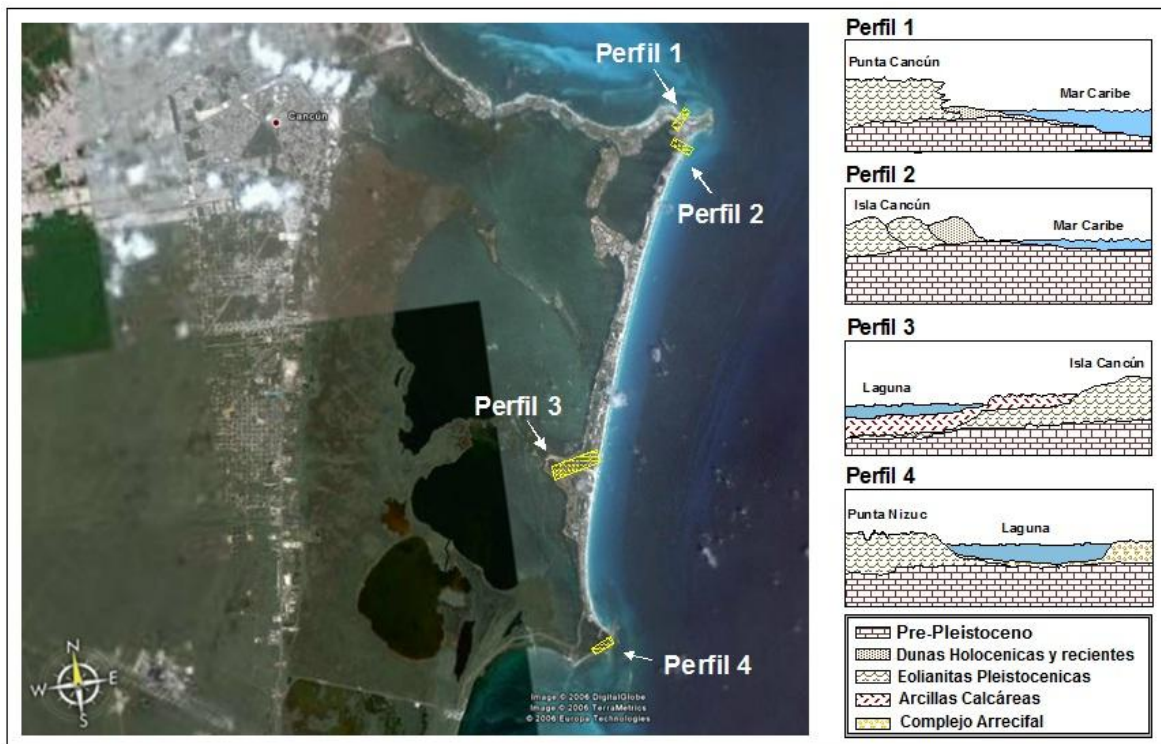


Figura II.4. Secciones esquemáticas de la geología de Cancún (Fuente Silva, 2006-a)

Ward y Wilson (1974) y Aguayo (1980) coinciden en que los sustentos principales de la isla están formados por remanentes de crestas de dunas del Periodo Pleistoceno. Estas dunas se

depositaron próximas al borde externo de una terraza situada actualmente a 10 metros de profundidad. La terraza data de hace 30 000 años y se formó durante un descenso del nivel del mar que ocurrió en la etapa temprana de la regresión Wisconsiana.

Posteriormente, durante la transgresión Holocénica se formaron los tómbolos en ambos extremos de la isla, acumulándose dunas en el extremo oriental del cinturón eolianítico del Periodo Pleistoceno. La plataforma continental es estrecha en esta zona y al oeste los sedimentos se depositan en un ambiente lagunar protegido por la barra arrecifal. Por el este los sedimentos se depositan en dunas y bermas en un ambiente de playa.

El ambiente de playa se presenta a todo lo largo de la costa oriental de la isla, recibiendo el impacto directo del Mar Caribe. Esta playa forma parte de un cinturón de sedimentos oolíticos que corre paralelo a las costas de Quintana Roo, desde Cancún hasta Isla Blanca.

Según Ward (1974) estas arenas oolíticas se formaron frente a la costa a menos de 10 metros de profundidad. El lugar es de alta energía del oleaje lo cual condiciona una buena clasificación granulométrica de los sedimentos.

En la zona sur de la playa aún quedan reductos de las dunas Holocénicas compuestas por oolitas bien clasificadas e incipientemente cementadas con calcita hipermagnesiana (Figura II.5). Los sedimentos del extremo sur de Cancún (Punta Nizuc) son arenas constituidas por detritos de corales, moluscos, briozoarios, espículas de esponjas, alcionarios, equinodermos, foraminíferos y escasas oolitas. Este material proviene esencialmente de la destrucción mecánica de la barrera arrecifal por el oleaje, que se localiza próxima a la playa.



Figura II.5. Oolitas cementadas en las dunas de Playa Delfines, en la zona sur de Cancún (Foto Tomada en junio del año 2009)

II.3 Clima

La localización del Estado de Quintana Roo al sur del Trópico de Cáncer, su baja altitud (< 200 m sobre el nivel del mar), y el estar bajo la influencia marina, propician la presencia de un clima cálido y con lluvias en verano. Según la clasificación climática de Köppen es un clima tropical cálido sub-húmedo.

El Atlas Climático Digital de México, actualizado hasta el 2012, con datos desde 1902, publicado por el Centro de Ciencias de la Atmosfera de la UNAM, revela que la temperatura media anual de Cancún es de 27 °C. El rango de variación media de la temperatura diaria es de 10 °C. La temperatura máxima del mes más cálido es 33 °C y la temperatura mínima del mes más frío es 18 °C, para una oscilación media de temperatura anual de 15 °C.

La precipitación anual promedio varía entre 1100 y 1200 milímetros. Las precipitaciones del mes más lluvioso están entre 200 y 220 milímetros y las del mes más seco son de apenas 40 milímetros. En la Tabla II-1 se presenta un resumen climático mensual de otros datos de interés, obtenidos a partir de la misma fuente.

Tabla II-1. Resumen climático mensual del Municipio Benito Juárez, Estado de Quintana Roo. (Atlas Climático Digital, Centro de Ciencias de la Atmosfera, UNAM)

Parámetros	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Temperatura máxima promedio (°C)	29	30	31	32	33	33	34	34	33	32	30	30
Temperatura mínima promedio (°C)	19	19	20	21	23	24	24	24	24	23	21	20
Temperatura media (°C)	24	24	25	27	28	28	29	29	28	27	26	24
Precipitación media (mm)	90	50	40	40	90	140	70	80	170	210	90	90

Tomando como referencia la información presentada en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se puede afirmar que los meses más cálidos del año son julio y agosto y los más fríos diciembre, enero y febrero. Por otra parte el más lluvioso es octubre y los más secos son marzo y abril.

II.3.1 Tormentas tropicales

Dentro de los elementos del Clima, resulta relevante, a los efectos del presente trabajo, destacar la presencia de las tormentas tropicales. Cada año, las zonas tropicales y subtropicales se ven afectadas por tormentas severas, de diversa magnitud y origen. Los huracanes, como se les conoce en el área del Caribe, son eventos en los cuales se combinan la presencia de fuertes vientos, lluvias, marea de tormenta y oleaje intenso. Según su intensidad los huracanes se dividen en diferentes categorías, la clasificación más generalizada es la propuesta por Saffir-Simpson

(Tabla II-2), (Dolan, 1992). En la escala Saffir-Simpson los huracanes se dividen en 5 categorías, atendiendo a la velocidad de los vientos, la presión central y los daños potenciales.

En especial el litoral Caribeño Mexicano se caracteriza por ser una región frecuentemente afectada por el paso de los huracanes. En la Figura II.6 se presentan las trayectorias de los huracanes que se han aproximado al Estado de Quintana Roo desde el año 1952 hasta la temporada del 2010. Como se puede apreciar, un considerable número de huracanes de todas las categorías han afectado esta región. En la Tabla II-3 se presenta un resumen de los parámetros extremos de los huracanes más intensos que han afectado la región en los últimos 60 años.

Tabla II-2. Escala Saffir-Simpson para clasificar los huracanes (Dolan, 1992).

Categoría	Presión central (mb)	Velocidad de los Vientos (m/s)	Daños potenciales
1	≥ 980	33-42	Sin daños en las estructuras de los edificios. Daños básicamente en casas flotantes no amarradas, arbustos y árboles. Inundaciones en zonas costeras y daños de poco alcance en puertos.
2	965–979	43–49	Daños en tejados, puertas y ventanas. Importantes daños en la vegetación, casas móviles, etc. Inundaciones en puertos así como ruptura de pequeños amarres.
3	945–964	50–58	Daños estructurales en edificios pequeños. Destrucción de casas móviles. Las inundaciones destruyen edificaciones pequeñas en zonas costeras y objetos a la deriva pueden causar daños en edificios mayores. Posibilidad de inundaciones tierra adentro.
4	920–944	59–69	Daños generalizados en estructuras protectoras, desplome de tejados en edificios pequeños. Alta erosión de bancales y playas. Inundaciones en terrenos interiores.
5	<920	≥70	Destrucción de tejados completa en algunos edificios. Las inundaciones pueden llegar a las plantas bajas de los edificios cercanos a la costa. Puede ser requerida la evacuación masiva de áreas residenciales.

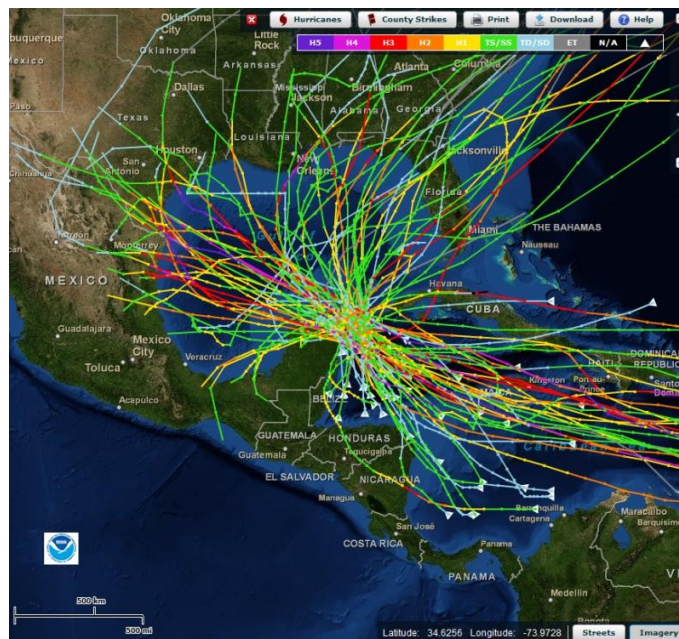


Figura II.6. Trayectoria de los huracanes que se han aproximado al Estado de Quintana Roo, desde 1952 hasta la actualidad. (fuente: National Hurricane Center, NOAA)

Los descensos de presión atmosférica, los vientos, marea de tormenta y oleajes generados localmente por los huracanes provocan importantes transformaciones en la zona costera, especialmente en el caso de las playas. En este sensible ecosistema natural se generan condiciones muy especiales de transporte sedimentario que producen transformaciones en su morfología.

Tabla II-3. Resumen de los huracanes más intensos que se han aproximado al Caribe Mexicano en los últimos 60 años (fuente National Hurricane Center, (2012), NOAA

<http://www.nhc.noaa.gov/pastall.shtml#tcr>)

Huracán	Fecha	Velocidad de Viento Máxima [km/hora]	Altura de Ola [m]	Presión Central [hPa]
GILBERT	Septiembre/1988	192	12.7	888
ALLEN	Agosto/1980	189	11.9	909
WILMA	Octubre/2005	176	12.8	882
RINA	Octubre/2011	175	10.5	966
ISIDORE	Septiembre/2002	152	11.1	934
DEAN	Agosto/2007	150	5.3	905
CHARLIE	Agosto/1951	142	9.4	991
BEULAH	Septiembre/1967	136	11.0	968
ROXANNE	Octubre/1995	127	8.3	956
CARLA	Septiembre/1961	127	10.0	969
IVAN	Septiembre/2004	120	7.2	910
EMILY	Julio de 2005	120	6.8	929
INEZ	Octubre/1966	117	6.1	992
HILDA	Septiembre/1955	107	6.4	1002

III. Adquisición y procesamiento básico de la información de campo

Uno de los sustentos más importantes del presente del trabajo es la información de campo que fue obtenida y recopilada durante el desarrollo del estudio. Las bases de datos integran información de archivo colectados por personal del Grupo de Puertos y Costas del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (II-UNAM), el Centro de Investigación y Estudios Avanzados del IPN estación de Mérida (CINVESTAV) y la Unidad Académica Puerto Morelos del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM (ICMyL). En el caso de las batimetrías 3 de ellas fueron medidas durante la elaboración de este trabajo y las restantes fueron provistas por el Gobierno de Quintana Roo, el II-UNAM, CINVESTAV, ICMyL y el Departamento de Oceanografía de la Gerencia de Estudios de Ingeniería Civil de la Comisión Federal de Electricidad (CFE). Las metodologías aplicadas para la obtención de los datos de campo se presentan en el primer epígrafe de este capítulo.

III.1 Planimetría

Para evaluar la evolución morfológica de la playa, desde el punto de vista planimétrico, se procesaron una amplia gama de imágenes y fotografías aéreas de la zona desde la década de los sesenta hasta el año 2010. Las fotografías aéreas de los años 1967 hasta 1999 fueron digitalizadas y georreferenciadas por Felix (2007). Las imágenes utilizadas de los años 2000 hasta el 2010 ya estaban georreferenciadas, pues provienen del satélite Quickbird, producidas por la empresa Digital Globe.

Tanto de las fotografías aéreas como de las imágenes, se obtuvieron las configuraciones de las líneas de costa, que fueron digitalizadas utilizando la aplicación de cómputo Geomática Versión 10.2. La precisión en la determinación de la línea de costa viene dada por la resolución espacial de las fotos e imágenes empleadas. En el caso de las fotos el error máximo fue de 4 m y para las imágenes fue de 2 m.

El sistema de coordenadas empleado en los planos que se presentan a lo largo de todo el trabajo, es la proyección correspondiente a las coordenadas Universales Transversas de Mercator (UTM), zona 16. El datum considerado para el geoide es el suministrado por el WGS de 1984. Todas las unidades de los mapas están dadas en metros.

A los efectos del presente estudio se han considerado Punta Cancún y Punta Nizuc como los límites extremos de la playa de Cancún. Para estudiar la evolución planimétrica la playa se dividió en 7 sectores. En la Figura III.1 se presenta la ubicación de cada uno de los sectores. Dando continuidad a los trabajos realizados por Felix (2007), la delimitación de los sectores se fundamenta en los siguientes criterios:

- Sectores 1 y 7 son las puntas extremas de la isla barrera
- Sectores 2 y 6 son las secciones más delgadas de la isla
- Sectores 3 y 5 la barra se ensancha y comienza a tener más estabilidad
- Sector 4 constituye la parte más estable de la isla

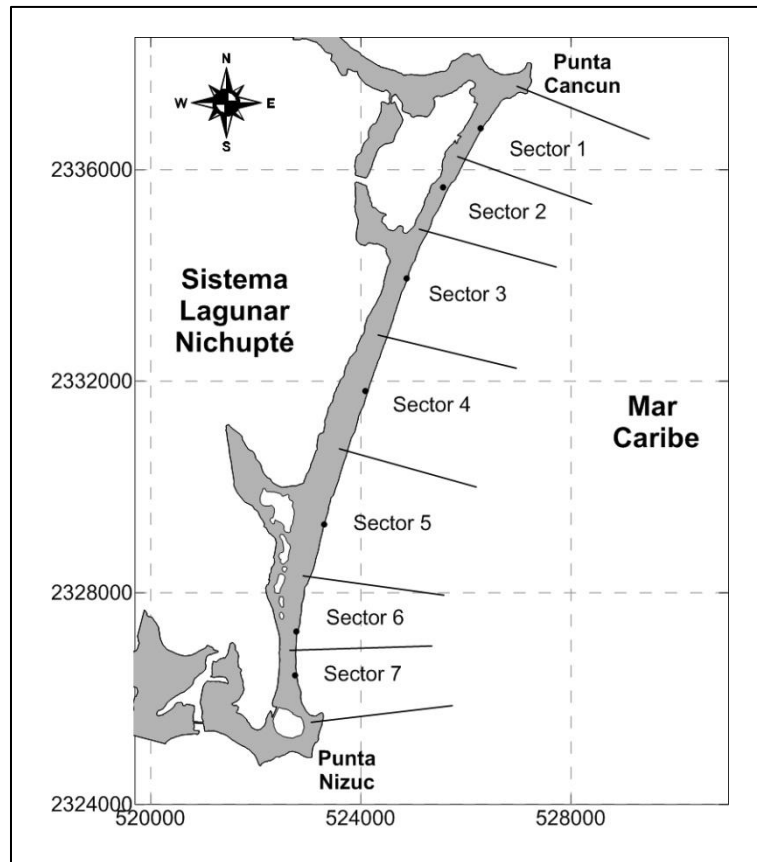


Figura III.1. Sectores en que se ha dividido la playa de Cancún para su estudio morfológico

III.2 Perfiles de playa

Además de la información histórica con que se contaba, se realizaron campañas para la medición directa de perfiles de playa, empleando un sistema de posicionamiento geográfico en modo diferencial (DGPS).

El sistema de DGPS empleado para el monitoreo de cambios morfológicos de los perfiles de playa, corresponde al modelo Leica 1200 de doble frecuencia que consiste en una estación base y una estación móvil (Figura III.2). El software de postprocesamiento (Leica Geo Office Combinado) fue proporcionado por el fabricante.

La estación base se instaló sobre puntos conocidos en el techo de hoteles altos, donde la recepción de la señal satelital no era afectada por otras construcciones. Para las mediciones en la zona norte de Cancún se colocó en la azotea del Hotel Royal Sunset y en las mediciones sobre la zona sur la antena se colocó sobre la azotea del Hotel Sun Palace. Con la estación móvil se midieron, cada 20 metros, secciones de playa perpendiculares a la costa, con el fin de obtener una información adecuada que permita representar la morfología de playa.

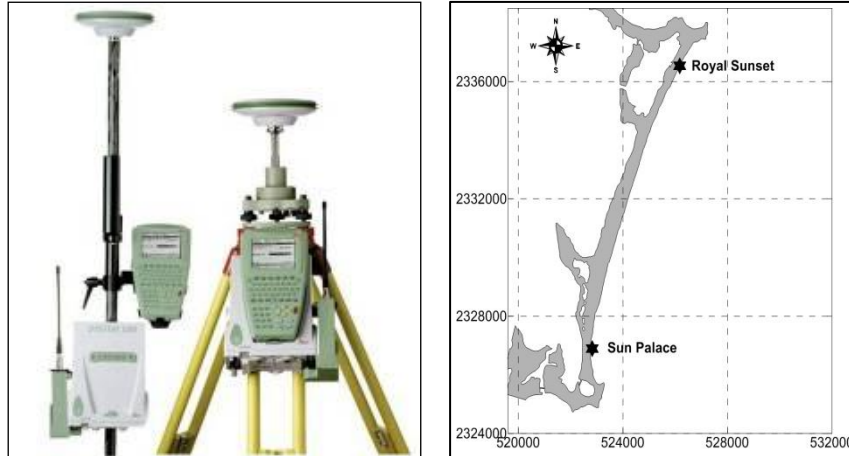


Figura III.2. Sistema DGPS que se empleó para medir los perfiles de playa y ubicaciones de la estación base

III.3 Batimetrías

Se realizó un inventario de la información existente sobre del relieve submarino, la cual estaba registrada en múltiples levantamientos batimétricos realizados periódicamente desde hace más de 20 años. Esta información se complementó y actualizó, con la realización de nuevas mediciones batimétricas de alta resolución. La metodología para ejecutar los levantamientos batimétricos se basa en los criterios presentados en el manual de USACE (2002).

La escala seleccionada para el levantamiento fue 1:20 000, que equivale a una línea de sondeo cada 200 m. La velocidad promedio de la embarcación durante el sondeo fue de 7.5 Km/hora (4 nudos). Para el posicionamiento del levantamiento batimétrico se utilizó el DGPS (Diferencial Global Positioning System) Leica 1200, de doble frecuencia.

El equipamiento batimétrico empleado fue una Ecosonda de doble frecuencia marca SyQwest Bathy 500 DF (Multi/Dual Frequency Hydrographic Survey Echosounder (Figura III.3 y Tabla III-1) de registro continuo, obteniendo un dato de profundidad cada segundo, el cual quedaba continuamente registrado en una computadora portátil a la que estaba conectada todo el sistema.



Figura III.3. Ecosonda SyQwest Bathy 500 DF

Tabla III-1. Características técnicas de la ecosonda SyQwest Bathy 500 DF

Categoría	Descripción
Unidades	Pies o metros
Rango de Profundidades	0-640 metros
Resolución vertical	1cm (0-99.99 m), 1dm(100-640 m)
Velocidad del sonido	Regulable entre 1401 - 1600 m/s
Interface de datos	A) NMEA-0183 Format (GGA or GLL) B) RS-232/422 Data Output to the following formats: - ODEC PMC dt (true depth & status) - ODEC dpt (proprietary format; time & position (when available), true depth) - Atlas DESO 25 - ODOM Digitrace - ODOM Echotrac - NMEA dbt - NMEA dbs
Frecuencia de salida	single: 33kHz, 40kHz, 50kHz, 200kHz, 210kHz dual: 33/210kHz, 50/210kHz
Potencia	600 watts máxima
Potencia de entrada	11 -30 VDC o 115/230 volts A.C. 50/60 hertz (20 watts)
Dimensiones	228.6mm (profundidad) x 444.5mm(ancho) x 482.6mm (alto)
Peso	15.87 Kg incluyendo el transductor

Todo el proceso de interpolación y cálculo de las isobatas para su representación final se realizó con el Software SURFER versión 10.0 de la Golden Software Inc.

III.4 Perfil de equilibrio de la playa

Desde hace varias décadas se desarrollan modelos matemáticos, cuyo objetivo principal es realizar predicciones confiables de la evolución de las playas, determinar las consecuencias de las tormentas y la elevación del nivel del mar. Idealmente, esos modelos permiten, con un oleaje y batimetría iniciales apropiados, simular el comportamiento de la línea de costa y del relieve del fondo marino en un periodo dado. Además, pueden ser utilizados para el diseño de estructuras costeras y/o vertimiento de arena, como evaluadores de su efectividad y funcionalidad en un período de tiempo determinado.

Los estados de dicho sistema serán las formas que toma este perfil en el tiempo. Las posiciones del perfil se denotan por $h(y,t)$, lo cual significa el desnivel con respecto al nivel medio del mar en la posición y , medida a partir de la línea de costa, en el instante de tiempo t . Entre las variables de entrada están la velocidad y dirección del viento, las características del sedimento, los parámetros de la ola y las corrientes inducidas por éstas a lo largo del perfil. A su vez, entre las variables de salida están: la razón del transporte de sedimento en una u otra dirección, si es un perfil de acumulación o de erosión, completo o incompleto, entre otras.

Los estados de equilibrio de un sistema se definen como los estados a los que tiende el mismo en un tiempo relativamente largo. El estado de equilibrio o perfil de equilibrio en este caso es considerado como una cantidad dinámica, pues en la naturaleza el campo de oleaje incidente y el

nivel del mar cambian continuamente y con ellas el perfil de la playa. Sin embargo, frente a un tren de oleaje estacionario, sin muchas variaciones en el tiempo, se obtiene un perfil cuyos cambios son pequeños en el tiempo y pueden despreciarse, éste será el perfil de equilibrio.

Leontiev (1985) describe una de las posibles formas en que se alcanza el perfil de equilibrio: En el proceso de interacción entre el oleaje y el fondo de arena, la pendiente del perfil de playa tiende a tomar una forma estacionaria correspondiente a un régimen de oleaje determinado. Bajo la acción del oleaje en un tiempo relativamente largo se establece un perfil de equilibrio que permanece sin presentar cambios significativos, hasta que el régimen de oleaje varíe.

Según Dean (1990) el perfil de equilibrio es el resultado de un balance que se establece entre las fuerzas que llevan el sedimento hacia el mar (destructoras) y las que lo transportan hacia la costa (constructivas). Dicho de otro modo, el establecimiento del equilibrio significa que la razón de disipación de energía en el fondo es constante a lo largo del perfil.

Entre las fuerzas destructoras más importantes se encuentran: la gravedad y las altas turbulencias caóticas debido a las fluctuaciones del oleaje en la zona de rompiente. Algunas de las fuerzas constructivas son: el tensor de fuerzas de rozamientos netos por el fondo hacia la costa, la velocidad de la corriente por el fondo (disipación de energía), la suspensión intermitente y el transporte selectivo bajo la cresta de la ola hacia la costa.

En cualquiera de las definiciones descritas se tiene en cuenta que la forma del perfil de equilibrio es función de los parámetros del oleaje y de las características físicas de los granos del sedimento. Dean (1990) analiza cuál es la forma que alcanza el perfil de la playa bajo la suposición de que la disipación de energía por unidad de volumen es uniforme y que además, la turbulencia en la zona de rompientes creada por el proceso de rotura de la ola es la fuerza destructiva dominante. La cantidad de turbulencia se mide a través de la energía disipada por unidad de volumen durante el proceso de rompimiento de la ola.

En términos de la ecuación de conservación de la energía se obtiene:

$$\frac{dF}{dx'} = -hD_*$$

donde: D_* es la razón de disipación de energía por unidad de volumen para un grano de sedimento dado y x' se toma normal a la costa y en dirección hacia tierra.

Esta ecuación establece que cualquier cambio en el flujo F a cierta distancia, dividida por la profundidad del agua h , es igual a la disipación de energía por unidad de volumen para la cual el sedimento es estable.

Sustituyendo en la ecuación anterior e integrando se obtiene:

$$h(x) = \left(\frac{24D_*}{5\rho g \sqrt{gk^2}} \right)^{\frac{2}{3}} x^{\frac{2}{3}} = Ax^{\frac{2}{3}}$$

El parámetro A se denomina factor de escala del perfil y es función de la disipación de energía, el cual a su vez depende del tamaño del grano del sedimento de la playa.

De la ecuación anterior se deduce que la disipación de energía por unidad de volumen es proporcional al diámetro del sedimento, por tanto a mayores dimensiones de los granos del sedimento deben corresponder perfiles con pendientes más fuertes, lo cual ocurre en la mayoría los perfiles reales.

La expresión potencial obtenida anteriormente, tiene una forma cóncava hacia arriba, la cual describe el comportamiento que presentan la mayor parte de los perfiles reales. No obstante, esta representación tiene una desventaja y es que la pendiente desde la línea de costa es infinita, por lo que el perfil es monótono, siendo incapaz de describir las barras arenosas que se forman próximas a la costa, como consecuencia de las perturbaciones extremas generadas por las tormentas.

La forma del perfil de equilibrio se calculó, considerando las propiedades físico-mecánicas de los sedimentos correspondientes a cada uno de los sectores en que se ha dividido la playa. Para ello se seleccionó la expresión propuesta Dean (1990) y Bodge (1992) en la cual la profundidad $h(y)$ y la distancia (y) desde la costa, se relacionan a través de un parámetro de escala A según la expresión:

$$h(y) = Ay^{\frac{2}{3}}$$

Dean (1990) estudiando playas disipativas con sedimentos de origen marino propone para el cálculo del parámetro A , las expresiones:

$$A = 0.41(d_{50})^{0.94} \quad d_{50} < 0.4$$

$$A = 0.23(d_{50})^{0.32} \quad 0.4 < d_{50} < 10.0$$

Donde d_{50} es igual al diámetro medio en milímetros de las arenas la muestra tipo.

III.5 Mediciones de oleaje

Desde el 10 de agosto y hasta el 23 de noviembre de 2005, estuvo instalado frente a las costas de Puerto Morelos, Quintana Roo, México un perfilador acústico autónomo de corrientes y oleaje (AWAC) de la marca NORTEK (Figura III.4). El equipo se ubicó a una profundidad de 20.73 m y los registros obtenidos tienen la relevancia de ser los primeros reportes en la literatura internacional, de mediciones directas de oleaje en aguas intermedias bajo condiciones de huracán (Silva et al., 2009).

Este equipo permite realizar registros del desplazamiento de la superficie libre del mar y las velocidades orbitales cerca de la misma a través de cuatro haces acústicos. También es capaz de detectar su orientación con respecto al norte, y medir la presión, temperatura y corrientes medias a diferentes profundidades. Durante el periodo de registro, las señales de oleaje se midieron en intervalos de 7200 s (2 h) y se tomaron 4096 muestras con una frecuencia de muestreo igual a 4 Hz (Escalante *et al.*, 2009).

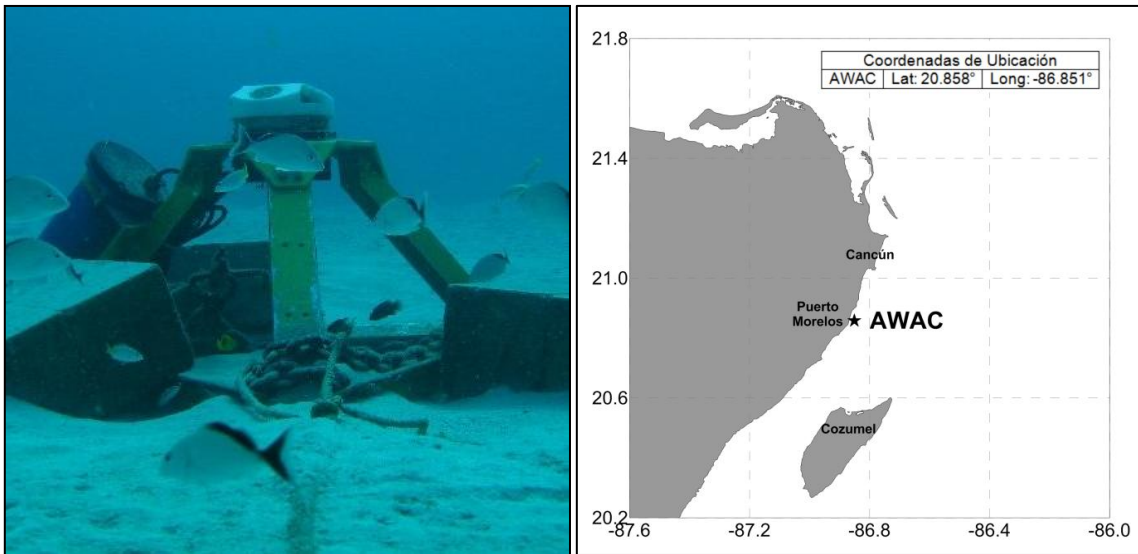


Figura III.4. Vista y esquema de ubicación del perfilador acústico AWAC

Los registros direccionales del oleaje generado por el huracán Dean se obtuvieron con un Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) de la marca RDI (Figura III.5). Su principio de funcionamiento se basa en el efecto Doppler. La ubicación del equipo se presenta en la Figura III.5.

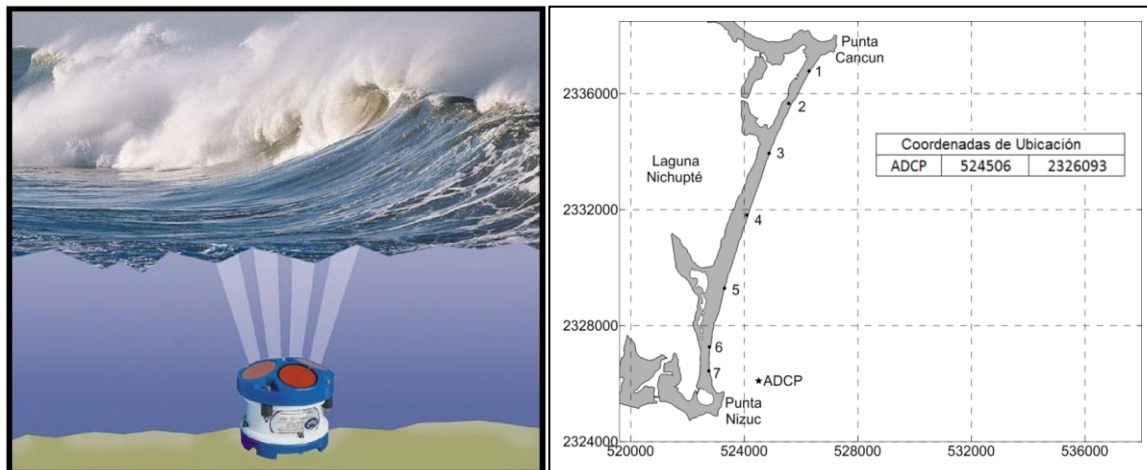


Figura III.5. Vista y esquema de ubicación del ADCP fabricado por la RDI, con que se tomaron los registros direccionales de oleaje

IV. Dinámica del medio marino

Young et al. (2011) utilizando una base de datos de 23 años calibrada y validada con mediciones altimétricas de satélite y boyas oceanográficas, realizaron una investigación del cambio climático global, relativo a la velocidad de los vientos y la altura de ola en condiciones oceánicas. Estos autores afirman que existe una tendencia global generalizada al incremento de los valores de la velocidad de los vientos y en menor medida también al incremento de la altura de las olas. Como elemento a destacar estos autores plantean que la tasa de incremento estimada es mayor para las tormentas severas, como es el caso de los huracanes, en relación con las condiciones más frecuentes. Sin embargo, una base de datos de 23 años parece un periodo muy corto para hacer tales aseveraciones.

Kunkel et al. (2012), a diferencia de lo planteado por Young et al. (2011), encontraron, analizando una base de datos de los siglos XX y XXI en los Estados Unidos, que los cambios en la frecuencia con que se presentan ambientes favorables para tormentas severas no son estadísticamente significativos. Tampoco encontraron una tendencia robusta para la ocurrencia y la intensidad de los huracanes y tifones, debido a la heterogeneidad de los datos y a una deficiente cuantificación de la variabilidad interna de los fenómenos.

Por otra parte Weinkle et al. (2012) realiza un análisis de las entradas en zonas costeras de los huracanes. Tomando como base la documentación histórica disponible relacionada con las trayectorias y las características de los huracanes que han afectado las costas de las 5 regiones activas del mundo, intenta deslindar si las afectaciones registradas se podían atribuir a factores climáticos o sociales. Estos autores, al igual que Kunkel et al. (2012), encontraron en primer lugar un elevado grado de heterogeneidad en los datos registrados. Tampoco encontraron evidencias de un incremento de la frecuencia de incidencia de los huracanes. Con relación al crecimiento de los daños de los huracanes reportado para los últimos años, plantean que podría estar asociado a un incremento de la construcción de obras valiosas para el hombre en zonas próximas ya sea al litoral o a las áreas de inundación de los ríos. Esto último podría estar provocando un incremento de la vulnerabilidad frente al peligro que representa el paso de los huracanes.

El objetivo principal del presente capítulo es estudiar las condiciones del clima marítimo que se presentan tanto de forma habitual como durante el paso de los huracanes. Para su estudio el clima marítimo se ha dividido en dos partes, la primera relacionada con las condiciones atmosféricas y la segunda con las oscilaciones de la superficie del mar.

IV.1 Condiciones atmosféricas

Para el estudio de las condiciones atmosféricas se han considerado la presión y las características de los vientos, por considerarse los factores de mayor relevancia a los efectos del presente trabajo. La base de datos utilizada para el análisis general del comportamiento de las presiones en la zona de estudio, proviene de la Estación Meteorológica Automática (EMA) de Cancún. El intervalo de

tiempo en que se dispone de información para el análisis comprende entre enero del año 2007 y septiembre del año 2010. Esta estación proporciona un registro cada 600 s del promedio de la presión para ese intervalo de tiempo. En la Figura IV.1 se presenta la evolución temporal de la presión atmosférica en el periodo estudiado.

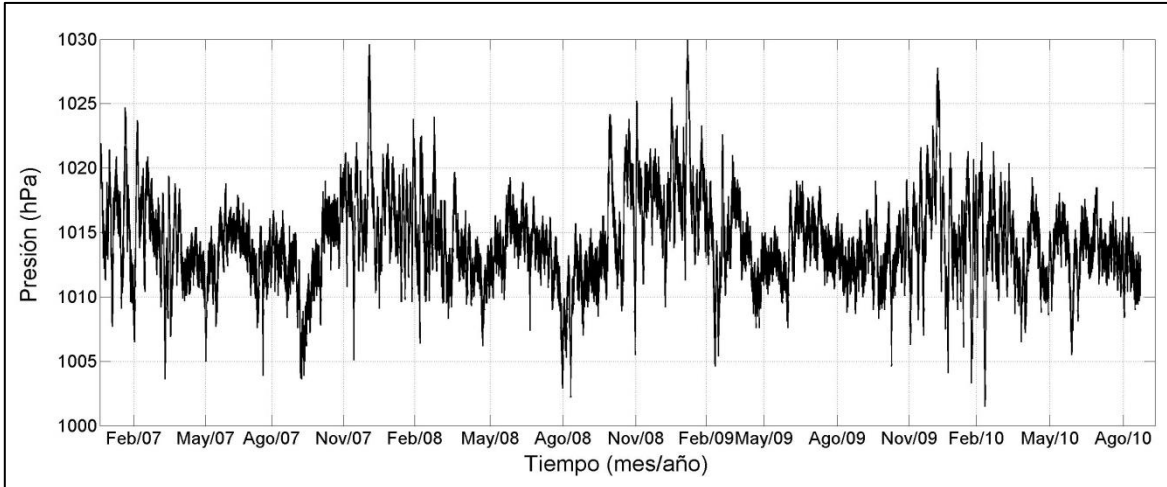


Figura IV.1. Evolución temporal de la presión atmosférica para el periodo enero 2007 a septiembre 2010 (fuente EMA Cancún, Servicio Meteorológico Nacional)

El análisis de la evolución temporal de la presión atmosférica revela que en primavera y otoño son las dos estaciones del año en que la presión tiende a ser menor. Por otra parte las mayores presiones se registran durante los meses de invierno. El rango máximo de variación registrado oscila entre 1000 y 1030 hPa.

Desde el punto de vista estadístico en la Figura IV.2 se presenta la distribución de valores de la presión atmosférica. Aproximando los datos a una distribución normal, se obtiene un valor medio de 1012.9 hPa y una desviación estándar de 5.7 hPa.

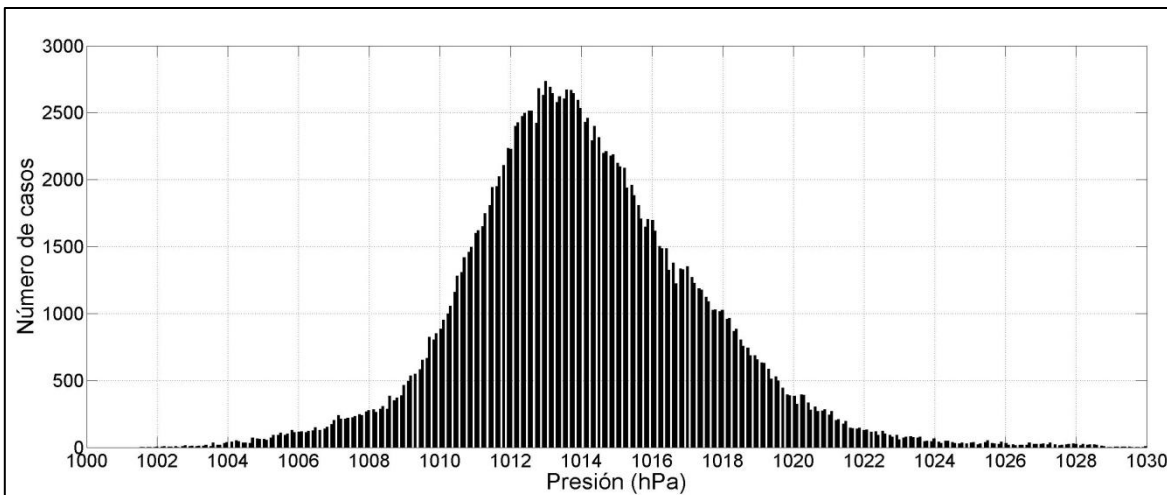


Figura IV.2. Distribución estadística de los valores de la presión atmosférica

Los valores de la presión atmosférica registrados para este periodo, son representativos de las condiciones más frecuentes, si se compara con los valores que puede llegar a tomar bajo condiciones extremas, como ocurre durante el paso de los huracanes. Como se presentó en la Tabla II-3, los huracanes más intensos que se han aproximado al Caribe Mexicano en los últimos 70 años, alcanzaron presiones mínimas entre 882 y 1002 hPa.

Para el análisis de las características de los vientos en la región de estudio, se ha utilizado la información proveniente del Atlas de Clima Marítimo elaborado por Silva et. al (2008). Esta información comprende la velocidad y dirección del viento cada una hora registradas desde enero del año 1948 hasta diciembre del año 2007.

En la Figura IV.3 se muestran las series temporales de velocidad y dirección del viento. Para la velocidad del viento se observan unos picos que sobresalen muy por encima de la media, estos picos se corresponden con el paso de los huracanes. En cuanto a la dirección hacia donde soplan los vientos se observa una marcada concentración entre los rumbos NW y el SW.

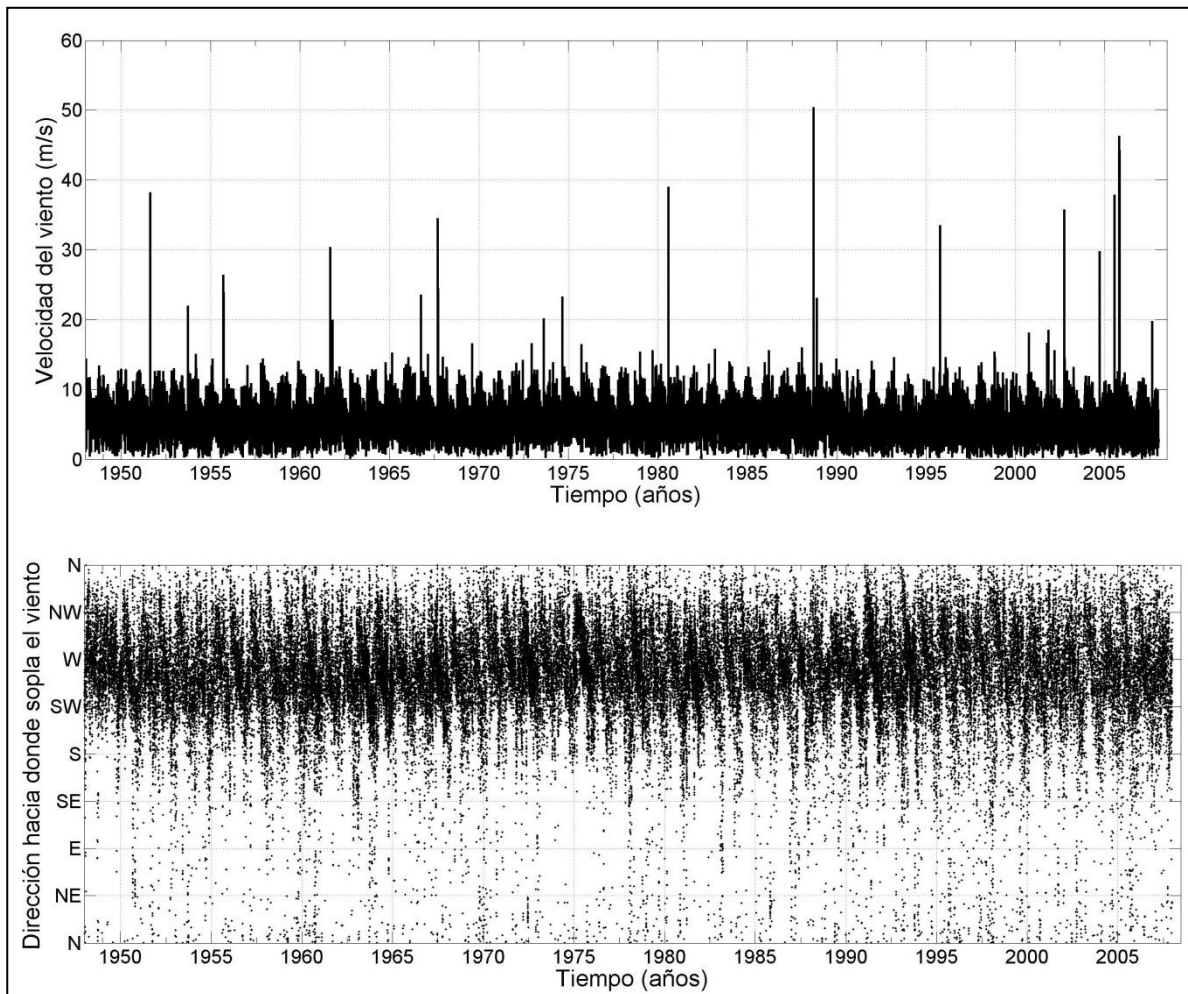


Figura IV.3. Evolución temporal de la velocidad y dirección del viento entre 1948 y 2007

Para el viento resulta interesante presentar tanto su estacionalidad como la probabilidad de excedencia de la velocidad. En el Anexo X.2 se presenta la información obtenida al respecto procedente del atlas de clima marítimo para el periodo 1948-2007.

La rosa anual de vientos indica que los vientos más fuertes soplan hacia el WSW y casi la totalidad están entre el SW y el NW. En cuanto al comportamiento estacional se observan ligeras diferencias. En invierno y verano los vientos máximos coinciden en soplar entre el WSW y el W. En otoño los vientos máximos soplan entre el WSW y el SW. En primavera a diferencia del resto de las estaciones, las mayores velocidades se concentran entre el W y el WNW.

En cuanto a la probabilidad de excedencia, en todas las estaciones del año cerca del 90 % de los vientos sostenidos no rebasa los 5 m/s. En primavera e invierno no hay probabilidad de que el viento rebase los 15 m/s. En contraste con este comportamiento en verano y otoño existe la probabilidad de que se alcancen vientos superiores a los 50 m/s. Ello se debe en buena medida a la presencia en esos meses de los huracanes.

IV.2 Oscilaciones de la superficie del mar

La presencia de fuerzas gravitatorias, movimientos de las placas geológicas, la presión atmosférica y campos de viento, son factores que provocan oscilaciones de la superficie del mar, entre las que se incluyen mareas, tsunamis y oleaje.

En el Caribe existe el potencial de generación de tsunamis por todos los mecanismos que se conocen: terremotos, deslizamientos, explosión submarina, y objetos espaciales. El llamado cráter de Chicxulub, la mayor parte del cual se encuentra justo mar afuera en la península de Yucatán, fue producido por el impacto de un objeto espacial (hace alrededor de 65 millones de años). Sin embargo no existen evidencias de maremotos por explosiones submarinas, a pesar de la existencia de un volcán submarino al sureste del Caribe, justo al norte de Granada, el cual se activa frecuentemente.

Aunque existe actividad sísmica en las islas de La Española y Puerto Rico, de las Antillas Mayores, así como en las Antillas menores, con el consecuente riesgo de generación de tsunamis, para el Caribe Mexicano no se encontraron reportes del arribo de estos fenómenos, por lo cual no serán considerados a los efectos del presente trabajo.

Por otra parte la atracción gravitatoria sobre la Tierra de astros como la luna y el Sol provoca oscilaciones de largo periodo de la superficie del mar conocidas como mareas astronómicas. Estas oscilaciones, según las características del acuatorio y la latitud donde se observen tienen diferentes amplitudes y periodos.

Según su período y amplitud en la zona de estudio, la marea se clasifica como mixta semidiurna, lo cual implica que en 24 h se presentan dos bajamares y dos pleamares de diferente amplitud cada una. El Servicio Mareográfico Nacional del Instituto de Geofísica de la UNAM, reporta que la amplitud máxima de las mareas astronómicas en la zona está en el orden de los 0.5 m, por lo cual la zona se clasifica como micromareal. Dada su baja amplitud se puede considerar que en la

actualidad, la marea astronómica presente en la zona de estudio, tiene una escasa relevancia en las transformaciones morfológicas de la costa.

Sin embargo, durante la ocurrencia de los huracanes, se producen condiciones excepcionales de baja presión, fuertes vientos y apilamiento prolongado de aguas sobre la costa, lo cual genera elevaciones significativas de la superficie del mar denominadas marea de tormenta.

Escalante et al. (2009) analizan las variaciones del nivel del mar inducidas por el paso del huracán Wilma (octubre 2005) sobre la zona de estudio. A partir de los registros de la superficie libre del mar (Figura IV.4), realizados con un AWAC, separan la marea astronómica y la residual. Estos autores encontraron que la amplitud de marea astronómica máxima registrada fue menor de 0.4 m en una profundidad de 20 m y que las oscilaciones del nivel medio forzado por agentes atmosféricos son del mismo orden de magnitud. Sin embargo, a medida que la marea de tormenta progresó hacia la costa, por efectos de someramiento incrementó notablemente su altura llegando a registrarse más de 3 m de sobreelevación en la playa.

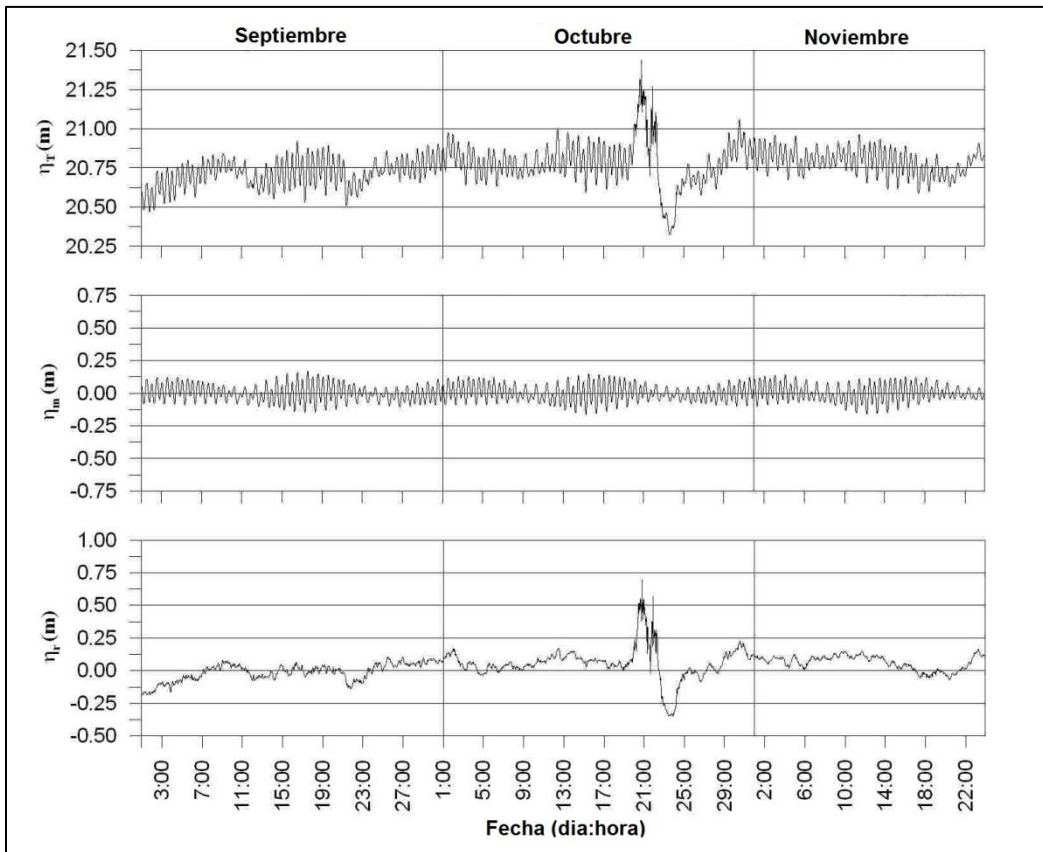


Figura IV.4. Evolución temporal de: (η_T) superficie libre, (η_m) marea astronómica y (η_r) marea residual entre septiembre y noviembre del año 2005 (modificado de Escalante, 2009)

Como se aprecia en la Figura IV.4 durante el paso del huracán Wilma, la marea residual (en este caso se puede considerar de tormenta), asociada al apilamiento de agua por el viento, alcanzó el

día 20 de octubre un máximo de 0.65 m sobre el nivel de referencia, permaneciendo casi constante durante 12 h. Posteriormente se alcanzó un segundo pico de 0.5 m de altura, que según estos autores se debe a los efectos conjuntos de la depresión y los vientos asociados al huracán. También posteriormente se detectó un importante reflujó próximo a -0.4 m, que trajo como consecuencia un descenso del nivel del mar.

Comúnmente en la literatura especializada solo se habla acerca del ascenso del nivel del mar (o marea de tormenta) provocado por la incidencia de los huracanes, sin embargo, los resultados de Escalante et al. (2009), indican que además puede ocurrir un descenso del nivel del mar. Según estos autores la combinación del ascenso y el descenso del mar, puede generar inestabilidad, en sistemas costeros con sedimentos no cohesionados como es el caso de las playas.

Aunado al efecto de la marea de tormenta, por su incidencia en las transformaciones de las playas, tanto a corto como a largo plazo, las oscilaciones más relevantes a los efectos del presente estudio son las asociadas al oleaje. Es por ello que a continuación se presenta una discusión de las características del oleaje tanto en las condiciones más frecuentes como en las extremas, para la zona de estudio.

Partiendo de la información reflejada en el Atlas de Clima Marítimo elaborado por Silva et al. (2008), relativa a la altura significativa y el periodo medio del oleaje, en el Anexo IX.2 se presentan las rosas de oleaje, la probabilidad de excedencia de la altura de ola y del periodo medio, la probabilidad conjunta de la altura significativa y el periodo medio, así como la probabilidad conjunta de la altura de ola significativa y la dirección.

En la Figura IV.5 se presenta la evolución de la altura significativa, la dirección de procedencia y el periodo medio del oleaje, entre los años 1948 y 2007. Lo más significativo de esta representación son los picos de la altura y el periodo, correspondientes a los huracanes. En cuanto a la dirección de procedencia se aprecia un predominancia del oleaje procedente de rumbos ubicados entre el N y el SE.

El análisis de la evolución temporal de las características del oleaje, revela la presencia de notables discontinuidades asociadas al paso de las tormentas. Teniendo en cuenta la relevancia de estos fenómenos sobre los cambios morfológicos de la playa, resulta oportuno ampliar su discusión.

Primeramente es necesario definir qué fenómenos se pueden considerar como una tormenta. De acuerdo con Silva et al. (2008), una forma de definir estadísticamente una tormenta es cuando el oleaje supera el umbral de 1.5 veces la altura de ola significativa media anual (que es 2 m para el caso de Cancún) por un periodo mayor a doce horas continuas. Bajo este criterio, quedan incluidos dentro de la categoría de tormenta tanto los huracanes como los frentes fríos (tormentas de invierno) que periódicamente inciden en la zona.

A este respecto, si bien los frentes fríos ocurren con mayor frecuencia, la energía que acompaña a los huracanes tiene mayor capacidad de alterar los equilibrios que dan una forma determinada a la costa y es por ello que suele prestárseles más atención. Afortunadamente, en la actualidad se

cuenta con información suficiente para caracterizar los huracanes más intensos que han afectado la zona en los últimos años.

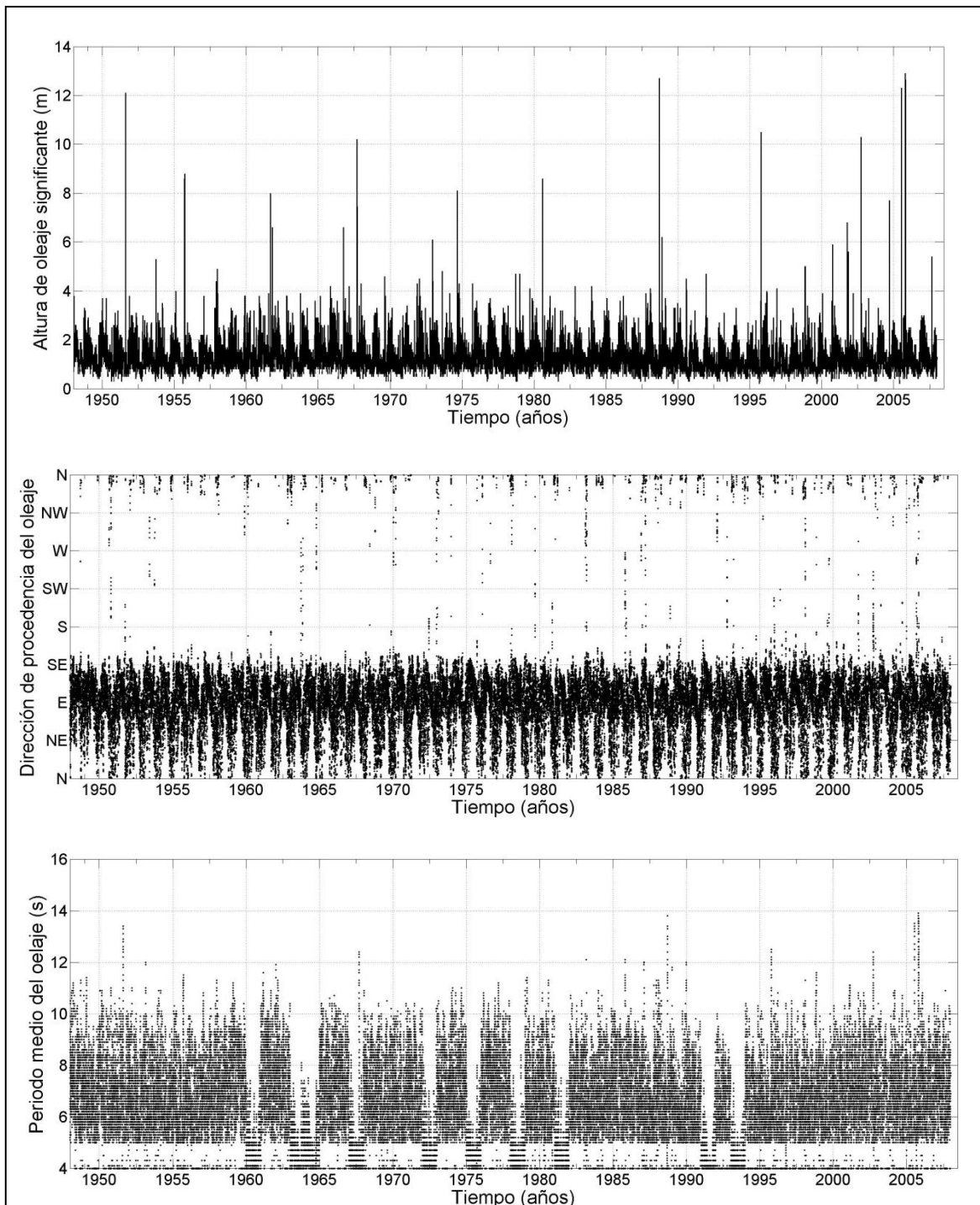


Figura IV.5. Evolución temporal de la altura significativa, dirección y periodo medio del oleaje entre los años 1948 y 2007

A partir de estas consideraciones se han identificado 1096 tormentas, en el periodo estudiado, lo cual ha permitido extraer de la serie total las alturas de ola significativa y el periodo medio correspondientes las tormentas. Ambos parámetros se representan en la Figura IV.6.

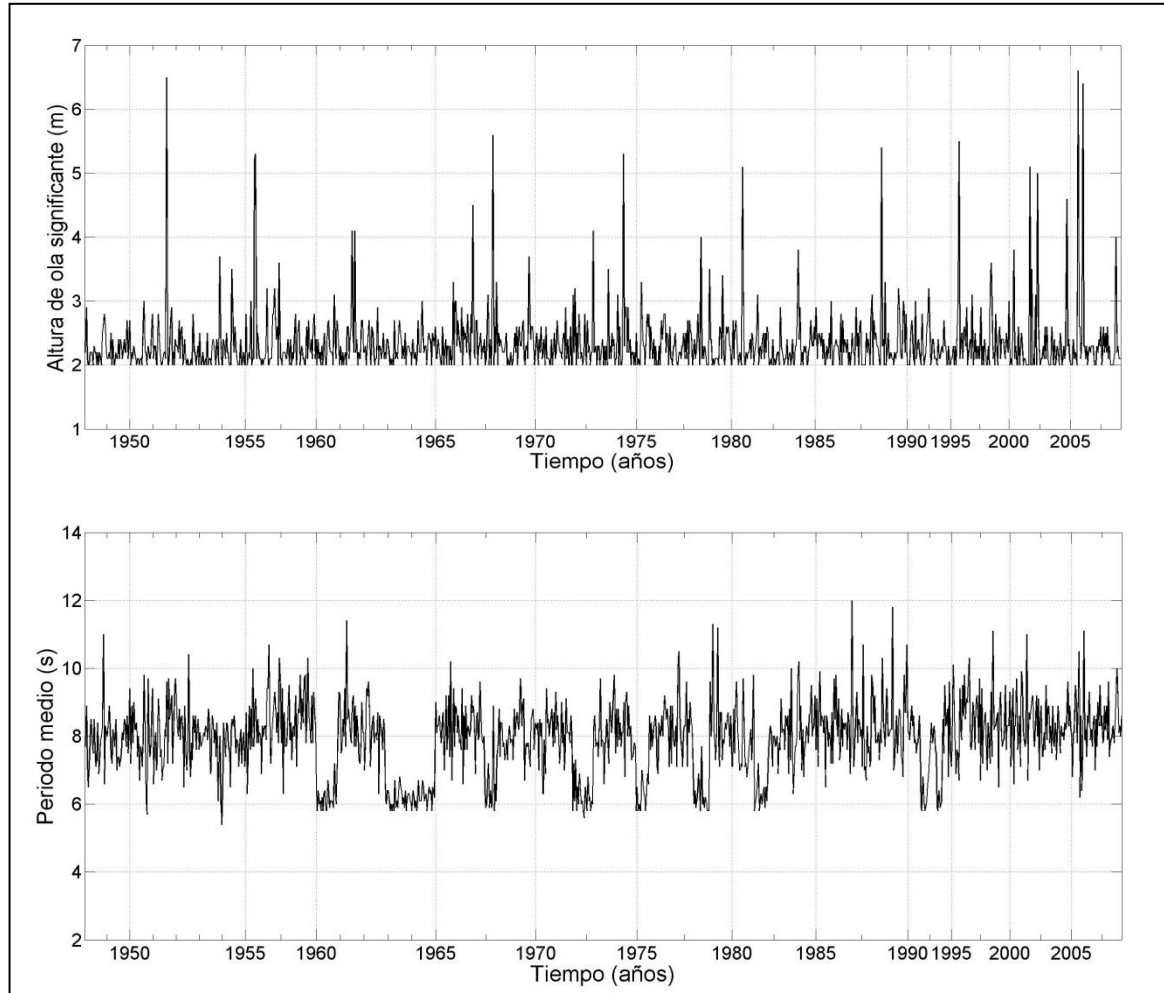


Figura IV.6. Evolución temporal de la altura de oleaje significativo y el periodo medio de las tormentas que han afectado la zona de estudio

Sin embargo para contar con un parámetro cuantitativo de clasificación de cada una de las tormentas Silva et al. (2008) proponen el cálculo de la energía normalizada (E_N). Dicho cálculo se inicia con la sumatoria de la energía específica (E_{TH}) para cada valor de altura de ola (H_i) en todo el registro:

$$E_{TH} = \frac{1}{8} \rho g \sum_{i=1}^n \Delta t_i H_i^2$$

Donde Δt_i es el intervalo de tiempo de persistencia de cada H_i .

Posteriormente se calcula el valor de energía específica (E_{TN}) correspondiente a una altura de ola de 2 m para 24 h:

$$E_{TN} = (24) \frac{1}{8} \rho g H^2$$

Finalmente la relación entre la energía específica (E_{TH}) y la energía correspondiente a 2 m para 24 h, permite calcular la energía normalizada (E_N) cada 24 h:

$$E_N = \frac{E_{TH}}{E_{TN}}$$

En la Figura IV.7 se presenta la distribución temporal de la energía normalizada, de las tormentas ocurridas frente a Cancún en el periodo comprendido entre los años 1948 y 2010.

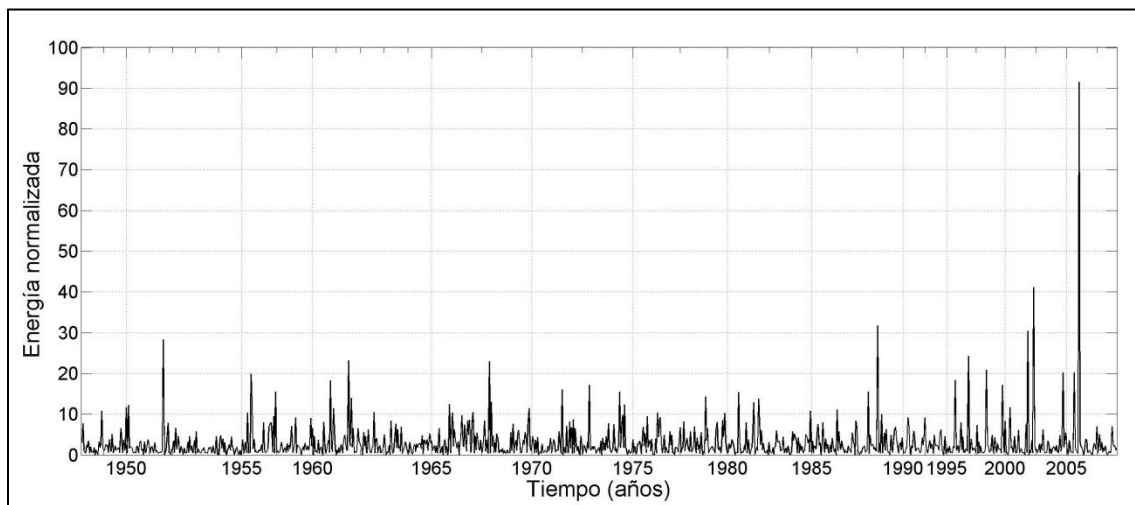


Figura IV.7. Distribución temporal de la energía normalizada

En el periodo que cubre la Figura IV.7, Cancún fue azotado por un total de 1096 tormentas, de ellas, se obtuvieron 1035 con $E_N < 10$; 43 con $10 < E_N < 20$; 11 con $20 < E_N < 30$; 4 con $30 < E_N < 40$; 2 con $40 < E_N < 50$ y solo una con $E_N > 50$. Resulta interesante destacar que en los 60 años de registro, las 4 tormentas con valores de energía normalizada entre 30 y 40, ocurrieron después de 1988, las 2 tormentas con valores entre 40 y 50 después del año 2002 y la única tormenta con valores mayores de 50 en octubre del año 2005.

En la Figura IV.7, el caso más interesante es, sin duda, el huracán Wilma en octubre de 2005, cuya intensidad desde el punto de vista de la energía normalizada fue de 91 y representó más del doble de la intensidad de las tormentas más energéticas registradas para el periodo comprendido entre los años 1948 y 2010. No es de sorprender que los impactos provocados en la playa de Cancún por un fenómeno de tal magnitud no tuvieran precedente histórico.

IV.3 Características de los huracanes Wilma y Dean

Los significativos efectos registrados en la zona de estudio como consecuencia del tránsito por el Mar Caribe de los huracanes Wilma y Dean justifica que se dedique un espacio a la presentación de las características más importantes de los mismos.

IV.3.1 Huracán Wilma

El paso del huracán Wilma generó severos daños a la playa de Cancún, a tal punto que la misma quedó devastada. Es por ello que el estudio de las condiciones hidrodinámicas que se generaron a su paso, resulta de gran importancia para entender los mecanismos de transporte sedimentario que provocaron tales cambios morfológicos. En la Figura IV.8 se presenta la trayectoria de este huracán y algunos de los parámetros más relevantes alcanzados a lo largo de su recorrido.

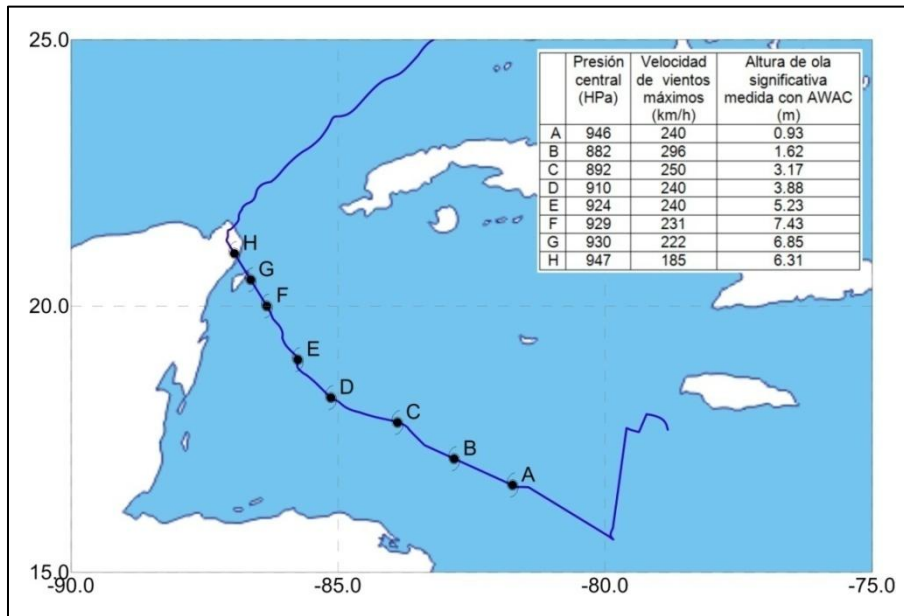


Figura IV.8. Trayectoria del huracán Wilma

Pasch et al. (2006), en su reporte sobre ciclones tropicales de la temporada 2005, plantea que Wilma evolucionó a partir de una depresión tropical que fue ganando en intensidad hasta convertirse en huracán al amanecer del día 18 de octubre.

Con Wilma se establecía un nuevo récord en cuanto al número de huracanes para una temporada ciclónica. El huracán, en la noche del 18 comenzó a moverse con lentitud entre el Oestenoroeste y el Noroeste. Las cálidas aguas del mar Caribe unido a condiciones atmosféricas favorables hicieron posible una rápida intensificación de este sistema, llegando a ser un huracán de Categoría 5 en la madrugada del día 19. Para las 08:00 UTC, tomando como base la información reportada por un avión de reconocimiento, el Hurricane Research Division (HRD) reporta una presión central de 882 hPa y una velocidad máxima de los vientos de 295 km/h.

Cronológicamente la presión central descendió 90 hPa entre las 05:56 UTC del 18 hasta las 06:11 UTC del 19 y 98 hPa hasta las 08:00 UTC, según los reportes del HRD. Si se toman en cuenta las presiones de las 12:00 UTC de ambos días, el descenso fue de 97 hPa. Atendiendo al cambio en

12 h (entre las 19:54 UTC día 18 y las 08:00 UTC día 19), Wilma tuvo una intensificación explosiva con un descenso de 86 hPa (7.2 hPa/h), superando en este sentido a la del Tifón Irma (6.5 hPa/h). Entre las 23:09 UTC (día 18) y las 06:11 UTC (día 19) la presión descendió a razón de 8.9 hPa/h. Según observaciones de la madrugada del 19 (06:11 UTC) el diámetro del ojo llegó a medir sólo 4 km, como se muestra en la imagen de la Figura IV.9. El día 19 presentó oscilaciones trocoidales en su movimiento y ciclos de reemplazo de la pared del ojo. Comenzó a perder intensidad en la tarde y en la noche era un huracán de Categoría 4. Wilma, que desde su génesis se encontraba entre dos celdas anticiclónicas, una situada sobre el Atlántico y la otra sobre México se movía en una dirección media entre el Oestenoeste y el Noroeste hasta la mañana del 20 de octubre, en que se dirigió al Noroeste y en la tarde al Nortenoeste con una velocidad de traslación de 11 km/h. Esa tarde, el ojo tenía un diámetro entre 65 a 75 km. En la mañana del 21 se trasladaba a unos 6 km/h en dirección al Nortenoeste. Este movimiento lo llevó próximo a Cozumel en la tarde, para penetrar al continente en la noche por el poblado de Puerto Morelos ubicado 30 km al sur de la playa de Cancún.

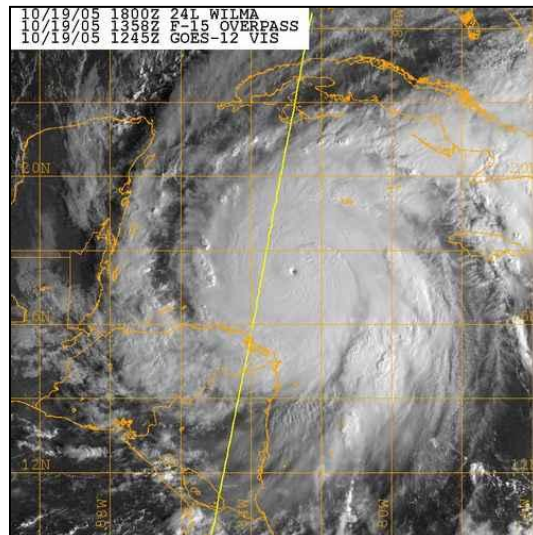


Figura IV.9. Wilma en la madrugada del 19 de octubre del año 2005. (National Hurricane Center, 2012)

Por su relevancia en el proceso de formación del oleaje durante este evento resulta interesante analizar la relación entre la velocidad de traslación del sistema y la velocidad de grupo del oleaje generado. En la Figura IV.10 se presenta una comparación entre la evolución temporal de la velocidad de traslación del ojo del huracán con la velocidad de grupo del oleaje. Nótese que la velocidad de grupo del oleaje resulta muy similar a la velocidad de traslación del huracán, durante casi todo el tiempo. Debido a las grandes dimensiones del huracán, desde el día 19 a las 12 h, cuando su centro se ubicaba a 582 km del punto de observación, comienzan a ser perceptibles en dicho punto vientos huracanados provenientes de la periferia del sistema. Esto último unido a la velocidad de traslación del sistema, propicia una reducción de las interacciones no lineales, disminuyendo así la velocidad de crecimiento del oleaje Swell con lo cual tiene lugar una

estimulación del crecimiento del oleaje local Sea. Estas características coinciden con la condición de bimodalidad propuesta por Perrie y Resio (2009).

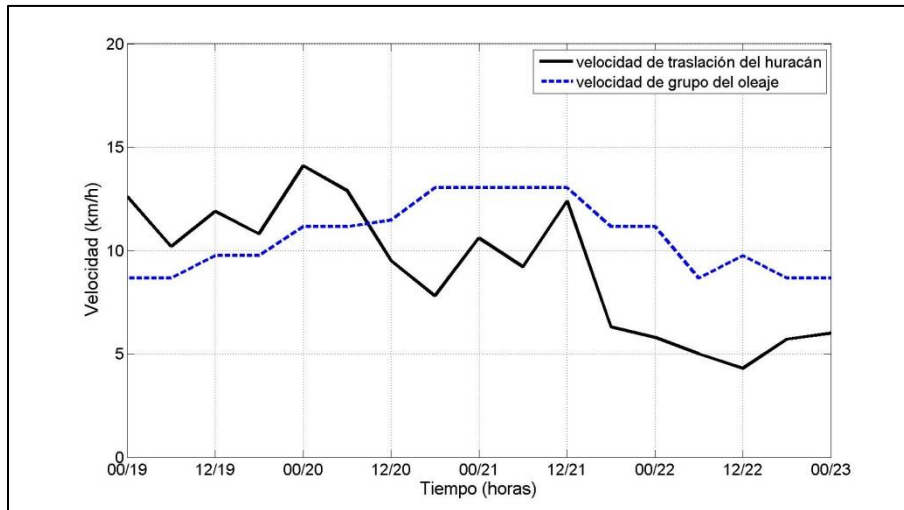


Figura IV.10. Evolución temporal de las velocidades de traslación del huracán Wilma y de grupo del oleaje (octubre, 2005)

Además de las oscilaciones de la superficie del mar generadas por los vientos del huracán, ocurre una succión o fenómeno de barómetro inverso de la superficie del mar, asociada a las bajas presiones extremas registradas bajo el ojo del mismo. La succión ejercida sobre la superficie del mar por el ojo del huracán genera ondas circulares de periodo largo, las cuales se propagan hacia la periferia del sistema. Este proceso se desarrolla conjuntamente con la traslación del sistema.

La Figura IV.11 (a) muestra el comportamiento global de la superficie libre del mar, en ella se presenta su evolución durante el periodo comprendido entre el 10 de agosto hasta el 23 de noviembre de 2005, así como la evolución temporal de la energía total (Figura IV.11 -b) y la energía asociada a la baja frecuencia ($frec < 0.033$) (Figura IV.11 -c). En esta figura se ve la importante perturbación que significó para el sistema la presencia del huracán Wilma con amplitudes extremas cercanas a los 20 m. Se destaca que durante casi todo el tiempo representado, la amplitud es simétrica respecto al nivel de 0.0 m, menos durante el paso del huracán, periodo en el cual se torna notablemente asimétrica.

La distribución temporal de energía fue calculada como la suma del cuadrado de las amplitudes para cada uno de los 1270 registros de 1024 s; como era de esperar existe una elevada concentración de energía asociada al paso del huracán. Posteriormente se calculó la energía contenida para frecuencias menores de 0.033 Hz, lo cual implica filtrar todas las ondas asociadas a oleaje. Este análisis energético revela que durante el paso del huracán, se produjeron ondas de muy baja frecuencia, o lo que es igual, de periodos muy altos. Estas ondas podrían estar asociadas en parte a la marea de tormenta generada por el huracán. Lo cual explicaría la asimetría la serie temporal, pues el nivel del mar durante el paso del huracán sufrió una apreciable elevación.

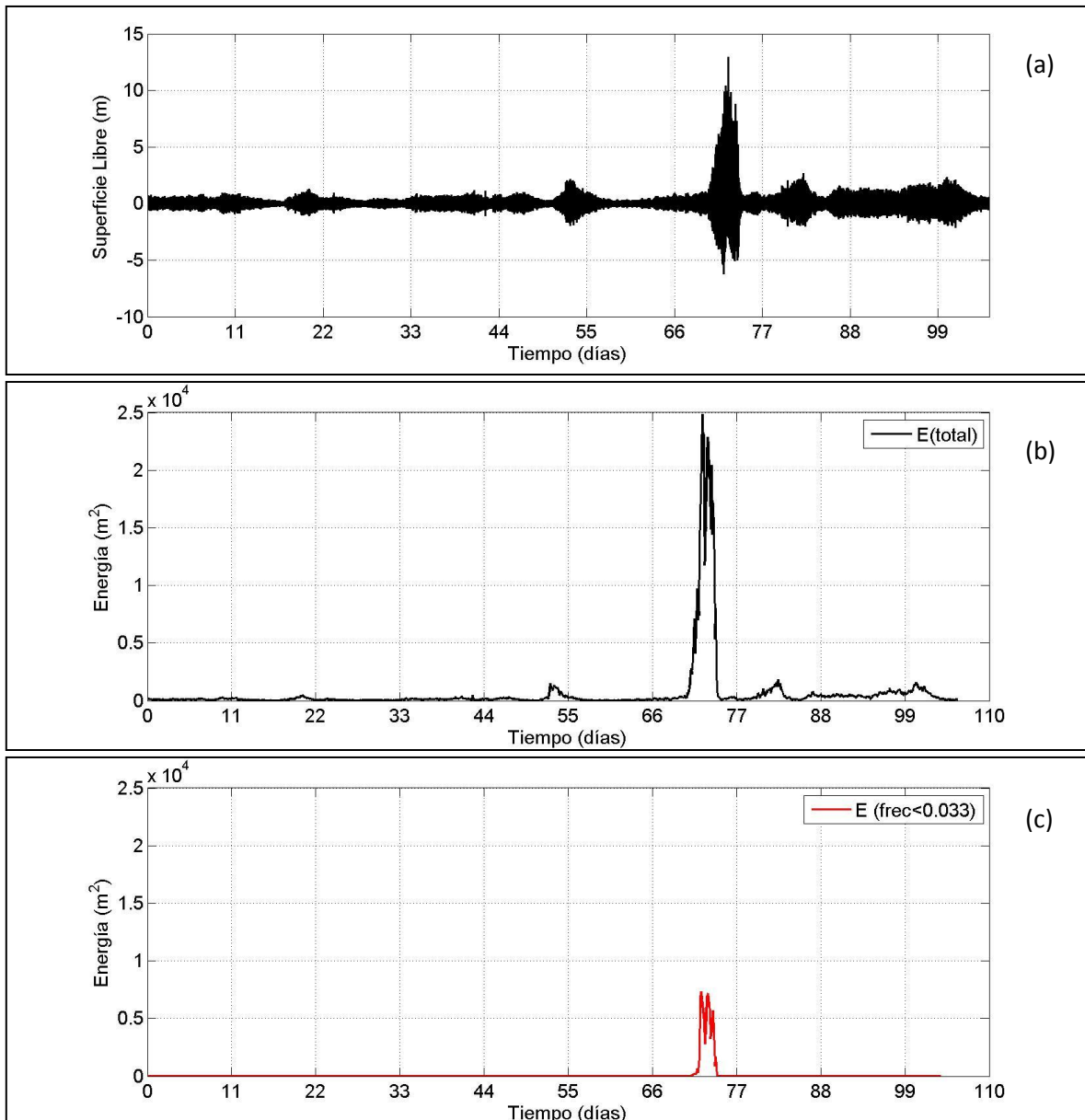


Figura IV.11. Evolución de la (a) superficie libre, (b) energía total. (c) energía asociada a la baja frecuencia

Los resultados de este análisis tienen una buena correspondencia con los estudios de Escalante et al. (2009), donde estos autores calculan una marea residual, significativa para los días del paso del huracán Wilma, generada por el meteoro. Esta marea no es más que un apilamiento anormal de una masa de agua en regiones someras como consecuencia de la persistencia combinada de corrientes, oleaje y viento.

IV.3.2 Huracán Dean

En la Figura IV.12 se presenta la trayectoria del huracán Dean desde su entrada en la zona del Caribe, así como las diferentes categorías que alcanzó a su paso por la misma.

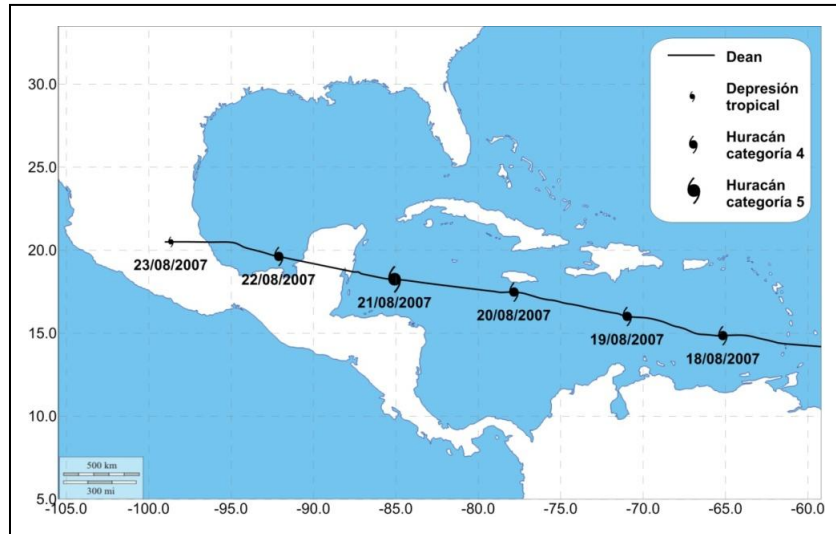


Figura IV.12. Trayectoria del huracán Dean

Franklin (2008), en su reporte en el National Hurricane Center, plantea que la cuarta depresión tropical de la temporada 2007 se formó en el seno de una fuerte onda tropical en la madrugada del 13 de agosto a unos 815 km al suroeste de Cabo Verde. La depresión se encontraba bajo un ambiente con moderada cizalladura del este y se mantuvo con poco cambio en intensidad durante el resto de ese día, moviéndose hacia el Oeste por la periferia de una dorsal de capa profunda. En la madrugada del 14, según la información satelital, se clasificó como la Tormenta Tropical Dean. En la mañana del día 15 se dirigió en un rumbo entre el Oeste y el Oestenoeste. La cizalladura vertical del viento disminuyó ese día y al trasladarse sobre aguas más cálidas continuó su proceso de intensificación, para alcanzar la fuerza de huracán en la madrugada del día 16. En la mañana comenzó a mostrar un ojo y el flujo saliente en los niveles altos se expandía hacia todos los cuadrantes, convirtiéndose en un huracán de Categoría 2. Dean continuó moviéndose con igual rumbo y con una velocidad de traslación de unos 37 km/h, para cruzar entre Santa Lucía y Martinica en la madrugada del día 17 alrededor de las 09:30 UTC, pasando la pared norte del ojo sobre esa última isla. En las primeras horas de la tarde alcanzó la Categoría 3, según el viento máximo registrado a las 17:17 UTC por un avión de reconocimiento de 124 nudos al nivel de vuelo. En horas de la noche (01:15 UTC, día 18) otro avión reportó un viento máximo al nivel de vuelo de 130 nudos, por lo que Dean alcanzaba la Categoría 4. Con igual rumbo, continuó ganando en intensidad y el viento máximo en la madrugada del 18 alcanzó los 270 km/h convirtiéndose en un huracán de Categoría 5. Dean durante el día 18 mostraba paredes de ojo concéntricas y su movimiento era cicloidal, con una dirección media entre el Oeste y el Oestenoeste. En la tarde del día 18 disminuyó ligeramente la intensidad del viento pasando a la Categoría 4. Durante el día 19 se mantuvo con fluctuaciones de la presión central, debido a los ciclos de reemplazos de la pared del ojo, característicos de los huracanes intensos. Durante la tarde y la noche cruzó por los mares al sur de Jamaica a la distancia mínima de 35 km de Portland Point. Esa noche de nuevo comenzó a incrementar la intensidad y declinó su rumbo algo más hacia el Oeste.

Durante el día 20 continuó su avance al Oeste con una velocidad de traslación media de 32 km/h y desde la tarde comenzó a intensificarse, para alcanzar de nuevo la Categoría 5 en la noche. En la madrugada del 21 (08:14 UTC), un avión de reconocimiento reportó la presión mínima de 906 hPa y un viento máximo al nivel de vuelo de 164 nudos, que reducido al nivel superficial equivale a 145 nudos (270 km/h).

Dean alcanzó la máxima velocidad de los vientos estimada de 280 km/h y la presión mínima de 905 hPa justo cuando penetraba alrededor de las 08:30 UTC (4:30 AM) cerca de Majahual, ciudad ubicada en la Riviera Maya, estado de Quintana Roo, México. En la Figura IV.13 se puede apreciar el patrón de nubes en el momento que alcanzaba su máxima intensidad y comenzaba su penetración en tierra. La presión mínima de 905 hPa, ubica a Dean, junto con Camille (1969) y Mitch (1998), como los séptimos en la lista de los huracanes con presión central más baja en la cuenca atlántica, además de ser el tercero de presión más baja que penetra en tierra, después que lo hicieran en 1935 el Huracán de los Cayos de la Florida y Gilbert en 1988.

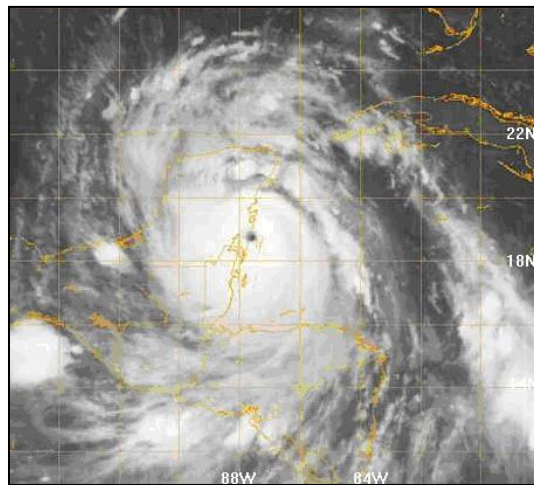


Figura IV.13. Huracán Dean (Imagen IR del satélite GOES-12 a las 08:15 UTC del 21 de agosto de 2007)

Dean se trasladó sobre los estados de Quintana Roo y Campeche en un rumbo entre el Oeste y el Oestenoeste disminuyendo la intensidad. En la tarde inclinó su trayectoria hacia el Oestenoeste y salió a la Bahía de Campeche como un huracán de Categoría 1. Sobre el mar, continuó intensificándose y moviéndose por la periferia de un fuerte sistema de altas presiones, que se hallaba sobre el sudeste de los Estados Unidos. En la mañana del día 22 se dirigió al Oeste y alcanzó la Categoría 2, penetrando de nuevo por la costa mexicana alrededor de las 16:30 UTC cerca de la ciudad de Tecolutla, esto es a unos 65 km al sursudeste de Tuxpan, estado de Veracruz. En su avance al Oeste sobre área terrestre se debilitó con rapidez, siendo en la noche una depresión tropical sobre el estado de Hidalgo.

V. Hidrodinámica litoral

Como ya se ha mencionado anteriormente, el oleaje constituye el factor de entrada de energía al sistema costero determinando en buena medida su hidrodinámica. Tomando en consideración que durante las condiciones extremas se producen los cambios más importantes en la morfología de la playa, este capítulo estará dedicado a la descripción de los procesos energéticos que tienen lugar bajo estas condiciones.

A partir de la medición de los registros temporales de superficie libre del mar es posible, mediante la aplicación de transformaciones, la obtención de una expresión de los mismos en términos de energía y frecuencia que se conoce como espectros.

El análisis espectral del oleaje constituye una herramienta de gran utilidad para caracterizar los estados del mar. Este análisis adquiere una relevancia mayor cuando tienen lugar condiciones hidrodinámicas extremas como es el caso de los huracanes.

La escasez de mediciones directas de oleaje en condiciones extremas ha sido una limitante histórica para el desarrollo, ajuste y validación de métodos espectrales de análisis del comportamiento de los estados del mar bajo estas particulares condiciones.

V.1 Análisis espectral del oleaje mediante Fourier

a) Wilma

En el Anexo IX.3 se presentan cada una de las distribuciones espectrales escalares calculadas mediante FFT, correspondientes a los registros que fueron medidas cada 2 h con el AWAC, durante el paso del huracán Wilma, entre las 12 h del día 19 y las 22 h del día 22 de octubre del año 2005. En la Figura V.1 se ha dibujado toda la serie temporal.

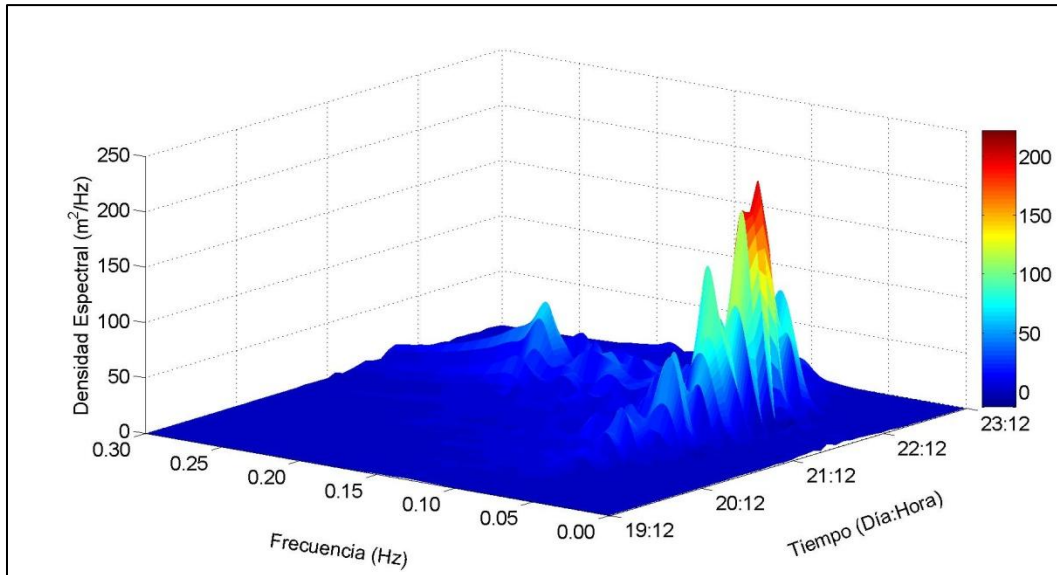


Figura V.1. Serie temporal de los registros espectrales calculados mediante FFT, durante el paso del huracán Wilma

La observación de la Figura V.1, indica un predominio del oleaje Swell, pero a diferencia de lo reportado por Young (2006), durante la ocurrencia de este Huracán se agrega de forma simultánea la presencia de una cantidad significativa de oleaje Sea.

Whalen y Ochi (1978), estudiando los espectros registrados durante el paso por las costas de los Estados Unidos de los huracanes Camille, Celia, Edith y Eloise, observaron que cuando el huracán comenzaba a aproximarse a la zona de registro el espectro era inicialmente bimodal, o sea con oleaje Sea y Swell. Bajo esas condiciones el espectro de Ochi-Hubble (1976) se podía emplear para describir el estado del mar. Sin embargo, al continuar avanzando y ubicarse ya muy cerca del sitio de registro se tornaba unimodal con oleaje Swell únicamente y entonces observaron una buena correspondencia de las mediciones con la descripción que se obtiene a partir del espectro JONSWAP.

Para analizar cuantitativamente la evolución temporal de los espectros de Wilma, se calcula, para cada espectro, la densidad de energía asociada a los modos Swell y Sea respectivamente. En la Figura V.2 se presentan los resultados de los cálculos de la energía asociada a los oleajes Swell y Sea. Como se puede apreciar inicialmente en las primeras 12 h del día 19 de octubre, no hay oleaje Swell, solamente existe oleaje Sea y de muy baja energía. A partir de las 12 h el oleaje Swell comienza a incrementarse hasta alcanzar, a las 15 h, una energía similar a la del oleaje Sea. Ambos oleajes se mantienen con igual energía hasta que a partir de las 00 h del día 20 la energía asociada al oleaje Swell se va por encima de la asociada al oleaje Sea. La energía del oleaje Swell a pesar de sus oscilaciones, se mantiene por encima de la correspondiente al oleaje Sea hasta las 06 h del día 22 de octubre.

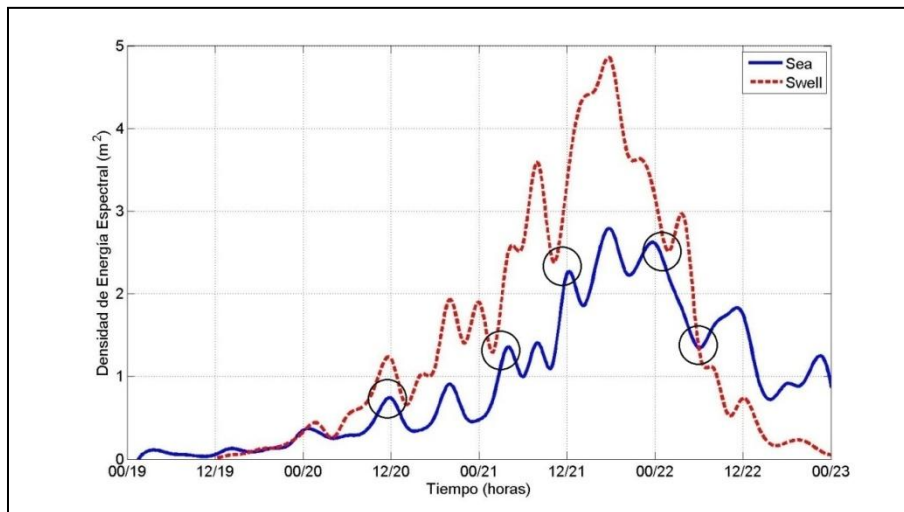


Figura V.2. Evolución temporal de la densidad de energía asociada a los picos Swell y Sea de los registros espectrales

El máximo total absoluto de la energía asociada al oleaje Swell, ocurre a las 18 h del día 21 de octubre. En este momento el ojo del huracán se encontraba muy próximo a pasar por encima del punto de observación del oleaje. A partir de las 18 h del día 21 la energía del oleaje Swell

comienza a reducirse rápidamente, de forma tal que ya a las 06 h del día 22 se encontraba por debajo de la energía asociada al oleaje Sea, y a las 00 h del día 23 había desaparecido casi completamente. La energía asociada al oleaje Sea también experimenta un crecimiento considerable durante la aproximación del huracán. Nótese que el máximo absoluto de este oleaje ocurre precisamente a las 18 h del día 21 de octubre, coincidiendo con el máximo de la energía del oleaje Swell. Posteriormente la energía asociada al oleaje Sea se reduce lentamente, pasando por las 06 h del día 22, momento a partir del cual supera a la correspondiente al Swell.

Finalmente a las 00 h del día 23 todavía persiste una cantidad considerable de energía asociada al oleaje Sea. Ello se debe a que el huracán salió nuevamente al mar, pero en esta ocasión a las aguas del Golfo de México continuando su movimiento hacia el Noreste, de manera que a esta hora todavía los vientos locales continuaban siendo intensos, existiendo condiciones favorables para la generación de oleaje Sea.

Durante el paso de este huracán, se registra la presencia de oleaje Swell y Sea de forma simultánea sobre el punto de observación, durante casi todo el tiempo de duración del fenómeno (Martell, 2012). La energía del oleaje Sea y Swell tienen un valor muy cercano entre sí en 5 ocasiones durante la aproximación, paso y retirada de este fenómeno meteorológico. En la Figura V.2 se han marcado con circunferencias los 5 momentos en que ello ocurre.

Resulta interesante evaluar la presencia de la bimodalidad en los espectros registrados, para lo cual es útil emplear el método de las funciones empíricas ortogonales (EOF). Los fundamentos teóricos de este método se presentan en el Anexo X.1.1. La Figura V.3 muestra el conjunto de espectros medidos entre las 00 h del día 19 de octubre y las 22 h del día 22 de octubre.

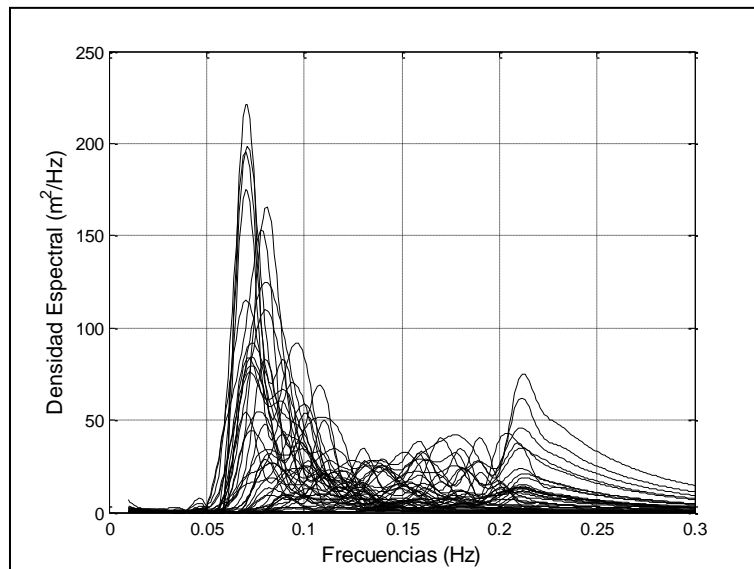


Figura V.3. Distribuciones espectrales de oleaje medido entre los días 19 y 22 de octubre del año 2005

En la Figura V.3 se aprecia la presencia de dos zonas de alta energía muy bien definidas: una con frecuencias entre 0.05-0.1 Hz correspondiente al oleaje Swell y la otra entre 0.2-0.25 perteneciente a oleaje Sea respectivamente. Para el cálculo de las EOF, se construyó una matriz donde en cada

columna se colocó una distribución espectral, de manera que en dicha matriz el avance de las columnas representa los cambios temporales y el avance de las filas los cambios en frecuencia. En la Tabla V-1 se presentan los resultados de los cálculos de los autovalores. Como se puede apreciar la primera componente refleja el 77.3 % de la varianza de los datos, por lo cual resulta altamente representativa del proceso estudiado. La segunda componente es representativa de apenas un 9.7 % de la varianza de los datos. Luego, entre la primera y la segunda componente, se reúne el 87 % del total de la varianza de las distribuciones espectrales analizadas. Lo cual constituye una de las principales bondades de este método, pues permite explicar el comportamiento de una serie de datos extensa a través de un número reducido de funciones.

Tabla V-1. Autovalores de las EOFs

Componente	Autovalor	%
1ra	60539	77.3
2da	7563	9.7
3ra	5278	6.7
4ta	1813	2.3
5ta	1061	1.4

En la Figura V.4 se presentan los resultados de los cálculos de la primera EOF, la cual tiene un peso mayoritario en la varianza de los datos, siendo representativa el 77.3% de la misma.

Esta EOF refleja la presencia de una bimodalidad en la distribución espectral de los registros del oleaje generado por el huracán Wilma. O sea la coexistencia simultanea de oleaje Swell y Sea. Existe un modo dominante de oleaje Swell, que se manifiesta mediante un pico alto y estrecho con su máximo alrededor de la frecuencia de 0.07 Hz. Por otra parte, existe entre las frecuencias 0.12-0.25 Hz, una considerable cantidad de energía repartida entre 4 modos de oleaje Sea.

Los picos correspondientes a los 4 modos de oleaje Sea tienen entre sí una amplia zona de solape. Tres de ellos se localizan de manera consecutiva presentando una altura similar y el cuarto de altura superior, también posee en una frecuencia mayor.

Este resultado corrobora la bimodalidad encontrada anteriormente a partir del análisis de la evolución temporal de la densidad de energía asociada a los oleajes Swell y Sea. Lo cual tiene su origen en condiciones de generación de oleaje muy particulares que se manifestaron al paso de este intenso huracán. Un avance lento, unido a una trayectoria errática, permitió que pudieran alcanzar el punto de observación tanto el oleaje Swell como el Sea, con una energía significativamente importante.

En la Figura V.4 se presentan los resultados de los cálculos de la segunda EOF. Esta EOF es representativa del 9.7% de la varianza de los datos, resultando realmente poco significativa. Sin embargo como dato interesante, esta componente muestra que los mayores cambios ocurren precisamente en la zona correspondiente al oleaje Swell.

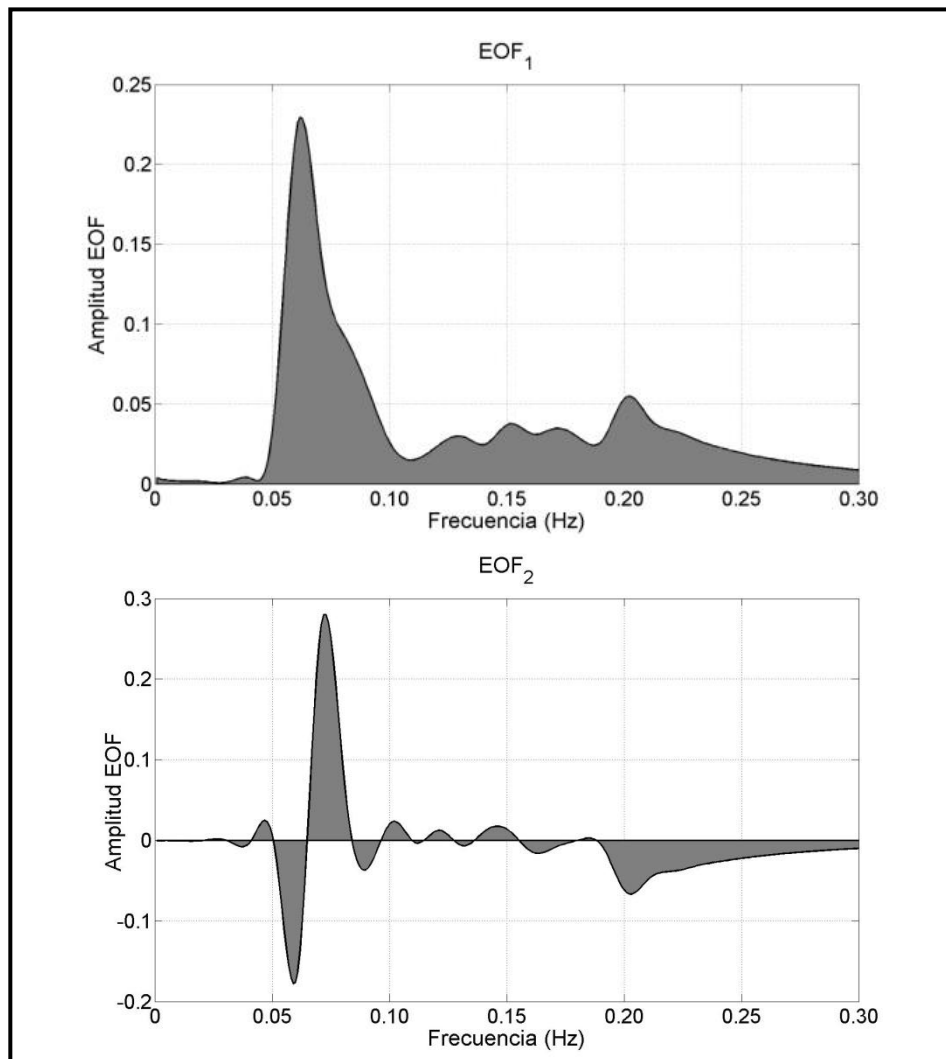


Figura V.4. Resultados de los cálculos de las EOFs

A continuación se presentan los resultados de los cálculos de las componentes principales asociadas a las distribuciones espectrales medidas durante la aproximación y paso del huracán Wilma (Figura V.5). Como se puede apreciar en la Tabla V-1 entre las dos primeras componentes se explica el 87% del comportamiento temporal de los espectros.

La primera componente principal tiene un comportamiento muy regular (Figura V.5). Inicialmente la energía del oleaje tiende a crecer progresivamente con ligeras oscilaciones, hasta alcanzar un máximo absoluto el día 21 de agosto aproximadamente a las 18 h. Este comportamiento se corresponde con la aproximación del huracán. Posteriormente cuando el huracán se va internando en tierra, esta componente del análisis describe cómo la energía del oleaje decae bruscamente.

En la Figura V.5 se representa la segunda componente principal, teniendo como elemento más relevante que desde su máximo absoluto cae continuamente al mínimo absoluto, lo cual tiene lugar entre las 18 h del día 21 y 00 h del día 22 de octubre. Este cambio tan brusco se corresponde con la llegada y penetración en tierra del huracán.

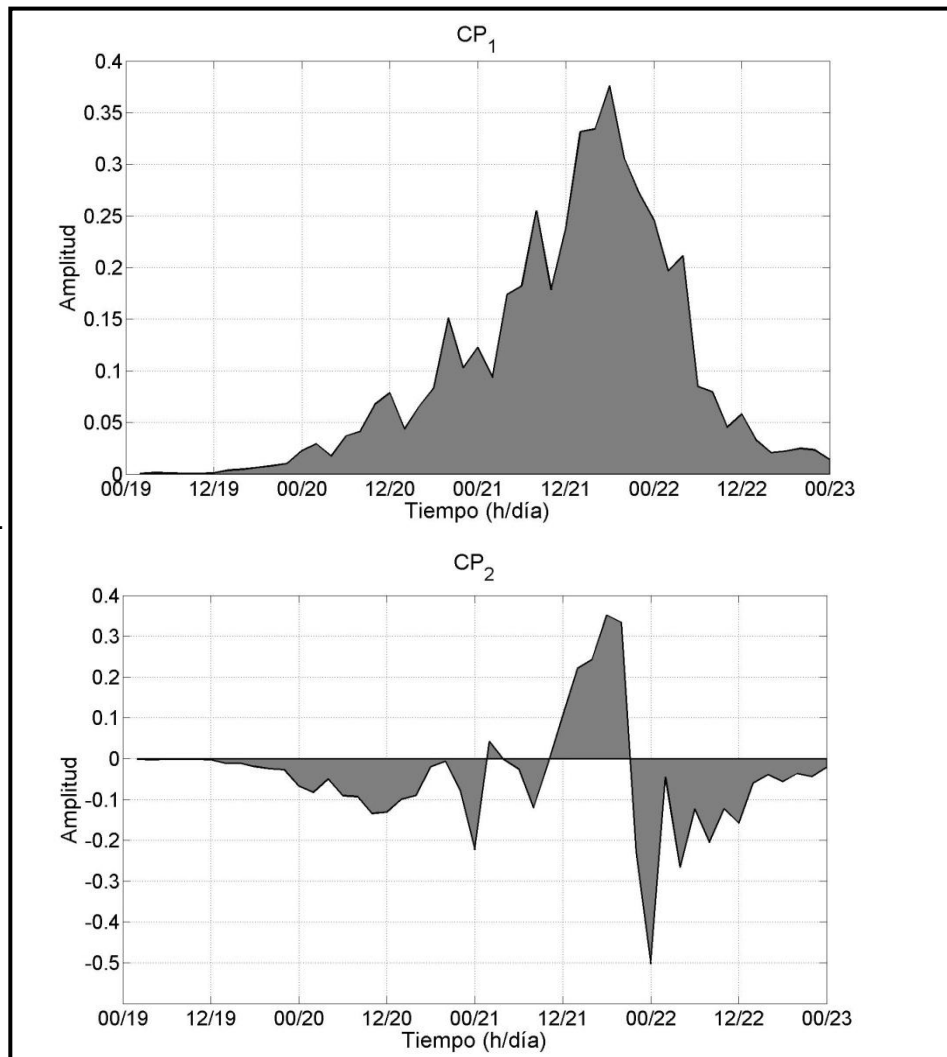


Figura V.5. Componentes principales

Después de estudiar los espectros escalares a continuación se presentan los espectros direccionales. La

Figura V.6 presenta 8 espectros direccionales registrados entre los días 19 y 22 de octubre del año 2005. Se han seleccionado para mostrar las variaciones de energía-dirección-frecuencia, que fueron medidas cada 12 h.

Para facilitar la interpretación de los resultados, conjuntamente con las superficies de los espectros direccionales en la Figura V.6 se han colocado en los planos XZ y YZ las distribuciones de energía en función de la frecuencia y la dirección respectivamente.

Inicialmente a las 00 h del día 19 de octubre solo hay oleaje Sea, con muy baja energía y procedente del Este. 12 h después comienza a aparecer el oleaje Swell y en este momento presenta una energía similar al Sea, pero con direcciones de incidencia ligeramente diferentes, ambas ubicadas en el cuarto cuadrante.

A las 00 h del día 20 de octubre la energía del oleaje Swell creció considerablemente convirtiéndose en el modo dominante, también la dirección de procedencia es casi únicamente del Estesureste. 12 h después el cuadro que se observa es similar al anterior pero con un incremento de la energía.

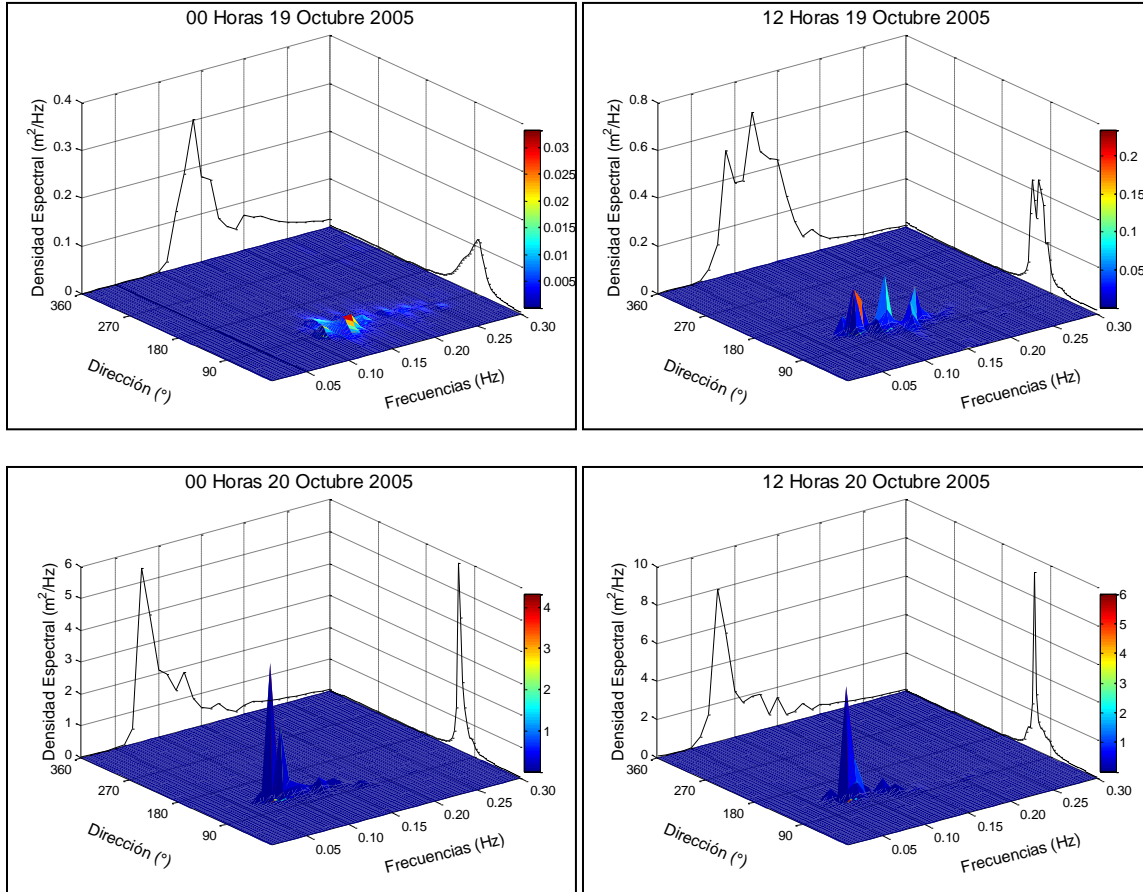


Figura V.6. Espectros direccionales registrados entre los días 19 y 20 de octubre del año 2005

Conjuntamente con el crecimiento del oleaje Swell se observa un crecimiento del Sea a las 00 h del día 21. En cuanto a las direcciones de incidencia se distinguen muy bien dos modos independientes uno correspondiente al oleaje Swell en el segundo cuadrante y otro al Sea en el primer cuadrante. En el caso del oleaje Swell el rumbo continúa siendo el Estesureste y por su parte el Sea proviene del Estenoreste. Una situación idéntica pero con mayor energía se observa en las siguientes 12 h. Diferente a lo descrito por Young (2003) y Walsh et al. (2002), este análisis direccional confirma nuevamente la existencia de una bimodalidad espectral del oleaje. O sea, se ha encontrado la presencia simultánea de oleajes Swell y Sea procedente de diferentes direcciones.

Para las 00 h del día 22 la energía del oleaje Swell se reduce ligeramente, la frecuencia del pico aumenta y la dirección de máxima energía se desplaza hacia el Sureste. En paralelo con esto se observa el crecimiento de tres modos de oleaje Sea provenientes de tres direcciones diferentes entre el Estesureste y el Estenoreste. 12 h después el oleaje Swell casi ha desaparecido,

transfiriéndose el pico de máxima energía a frecuencias superiores a 0.1 Hz y la dirección del oleaje Sea pasa a estar entre el Sureste y el Sur. A estas horas el huracán ya se aleja con rumbo Noreste hacia el Golfo de México, pero debido a la gran extensión del sistema, aun los vientos de su porción sur continúan afectado de manera local las aguas del punto de observación y generando oleaje Sea.

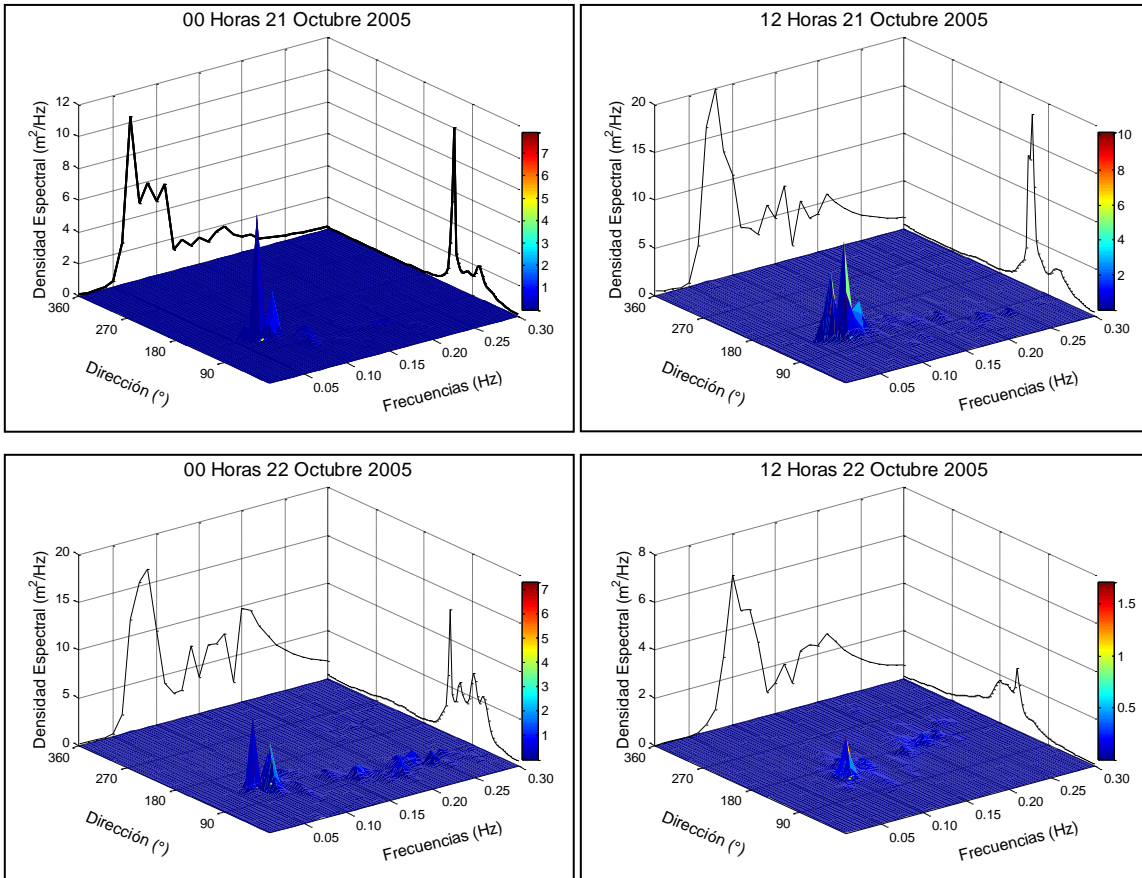


Figura V.6. (Continuación) espectros direccionales registrados entre los días 21 y 22 de octubre del año 2005

b) Dean

En el Anexo IX.4 se presentan todas las distribuciones espectrales escalares, calculadas mediante FFT, de los registros de oleaje obtenidos frente a Cancún. En la Figura V.7 se ha representado la serie temporal con las 72 distribuciones espectrales de oleaje calculadas.

Como se puede observar de la Figura V.7, entre las 00 y las 07 h del 20 de agosto h el oleaje es casi totalmente Sea y de muy baja energía. A partir de las 08 h comienza a distinguirse ligeramente un incremento de energía en la zona de oleaje Swell conjuntamente con el de Sea. Sin embargo, a partir de las 11 h del 20 de agosto comienza a registrarse la presencia de un oleaje Swell bien definido y organizado.

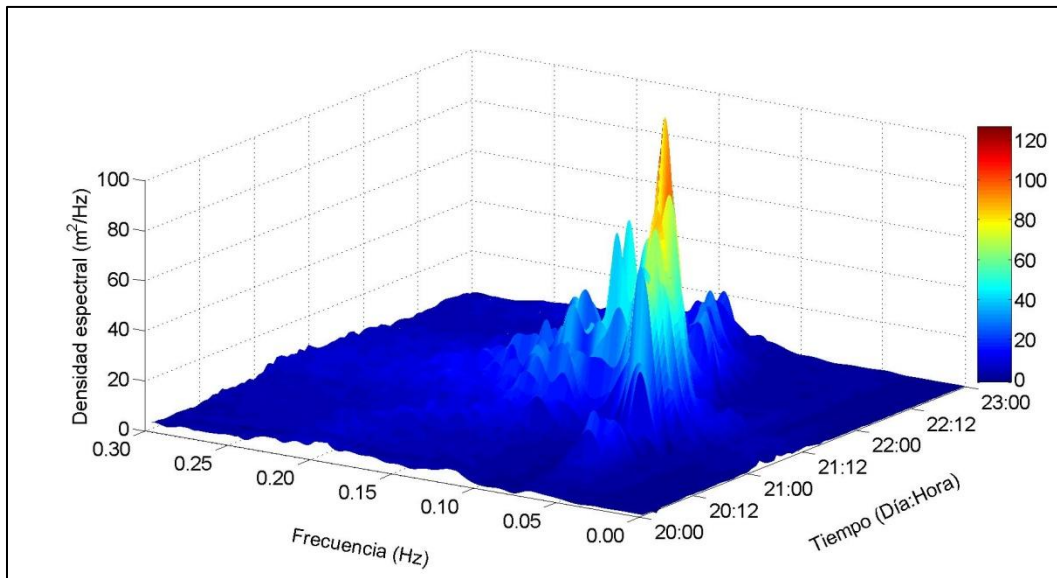


Figura V.7. Serie temporal de los registros espectrales calculados mediante FFT, durante el paso del huracán Dean

Después de las 15 h se comienza a observar conjuntamente con el oleaje Swell, también un crecimiento del oleaje Sea. Esta situación de bimodalidad donde la energía máxima de ambos picos es muy similar se mantiene hasta cerca de las 21 h del día 20 de agosto.

De las 22 h en adelante el pico correspondiente al oleaje Swell comienza a crecer y hacerse más estrecho, sobresaliendo por encima del pico de Sea, como signo de su madurez. Dicha situación se mantiene hasta que a las 5 h del día 21 de agosto existe un solo modo principal Swell, con una distribución energética decreciente de manera asimétrica a ambos lados de su pico máximo. La asimetría viene dada por la presencia, en menor cuantía, de oleaje Sea en la zona. La predominancia del pico Swell se mantiene hasta las 12 h del día 21 de agosto, alcanzando su máxima altura a las 09 h, poco antes de que el huracán tocara tierra en la localidad de Majahual ubicada unos 500 km al sur del punto de observación.

A partir de las 13 h del día 21 de agosto la frecuencia máxima del pico comienza a aumentar hasta alcanzar 0.1 Hz. En las horas siguientes la posición del pico se mantiene sobre los 0.1 Hz pero la energía asociada al mismo va disminuyendo progresivamente. A las 05 h del día 22 de agosto ya no se registra prácticamente nada de oleaje Swell quedando el espectro a partir de entonces dominado por el oleaje Sea. En las siguientes horas la frecuencia del pico espectral continúa aumentando hasta alcanzar los 0.15 Hz a las 18 h del día 22, con la presencia únicamente de oleaje Sea, lo cual se mantiene así hasta el final del registro a las 23 h del día 22 de agosto.

De manera análoga a lo realizado para Wilma, para analizar cuantitativamente la evolución temporal de la energía espectral se calcula, para cada registro espectral, la densidad de energía asociada a los oleajes Swell y Sea respectivamente.

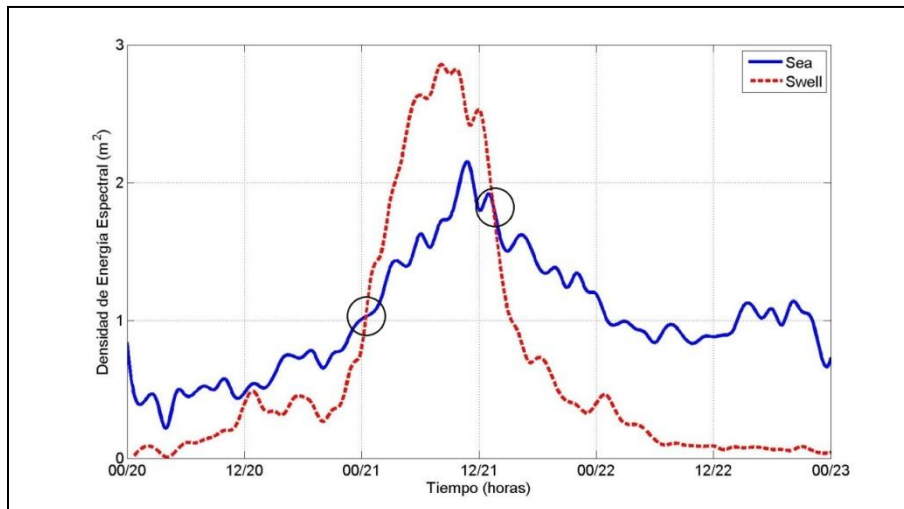


Figura V.8. Evolución temporal de la densidad de energía asociada a los picos Swell y Sea de los registros espectrales

En la Figura V.8 se presentan las curvas correspondientes a la evolución temporal de la densidad de energía asociada a los modos Sea y Swell. Como se puede apreciar el oleaje Sea domina el espectro la mayor parte del tiempo, siendo superado por el Swell solamente entre las 00 y las 13 h del 21 de agosto. Estas son precisamente las horas en que el huracán estuvo más próximo al punto de observación. Antes y después de este periodo la energía asociada al oleaje Swell resulta despreciable frente a la correspondiente al Sea. También es oportuno señalar que durante el tiempo que predominó el pico de oleaje Swell se registró una presencia considerable de oleaje Sea.

Otro comportamiento interesante que se observa, tanto para el oleaje Sea como para el Swell, es que la energía de ambos se incrementa cuando tiene lugar la máxima aproximación del huracán. Oleajes Swell y Sea coexisten en el mismo sitio, durante el tiempo en que ocurre la máxima aproximación del huracán al punto de observación. Por una parte el oleaje Swell, maduro, de amplitud espectral fina, generado desde lejos como resultado de la traslación del huracán y por la otra el Sea, generado localmente por los vientos huracanados asociados a la rotación de la masa de aire alrededor del centro de bajas presiones.

Al igual que se observó en el caso del huracán Wilma, existen para este huracán dos momentos en los cuales la energía asociada a los oleajes Swell y Sea son muy similares, indicando esto una bimodalidad espectral del oleaje. Estos momentos son en la aproximación y retirada del huracán. Incluso en la retirada hay un periodo de tiempo en que coinciden casi exactamente las energías asociadas a los oleajes Swell y Sea.

Para intentar discernir hasta qué punto llega a existir o no la llamada bimodalidad espectral del oleaje, se aplicará el método de las funciones empíricas ortogonales (EOF). Aprovechando las bondades de este método, a continuación será aplicado a la serie temporal de la distribución

espectral del oleaje para el cálculo de sus componentes principales tanto en el ámbito de las frecuencias como del tiempo.

En la Figura V.9 se presentan, de forma simultánea, todas las distribuciones espectrales registradas entre las 00 h del día 20 de agosto y las 23 h del día 22 de agosto del año 2007. Como se puede apreciar, a pesar de que existe una alta variabilidad en los registros medidos, si se traza una curva envolvente que los encierre a todos, la forma de dicha curva sería posible ajustarla a una distribución cuasi-normal. Es por ello que se espera encontrar alguna regularidad en las componentes principales que expliquen dicho comportamiento.

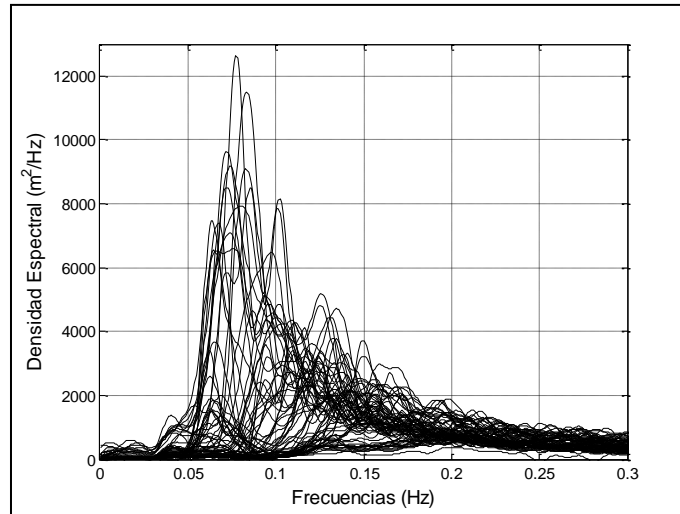


Figura V.9. Distribuciones espectrales de oleaje medido entre los días 20 y 22 de agosto del año 2007

La matriz para el cálculo de las EOF se creó, al igual que en el apartado anterior, colocando en cada columna el registro horario de la distribución espectral de forma consecutiva desde las 00 h del día 20 hasta las 23 h del día 23 de agosto. La matriz así conformada consta de 72 columnas y de 385 filas. Las columnas corresponden a las variaciones temporales cada hora y las filas a las variaciones de la frecuencia.

En la Tabla V-2 se presentan los resultados del cálculo de los autovalores. Como se puede apreciar la primera componente representa el 70.8% de la varianza de los datos y la segunda el 16.0%, el resto de las componentes tiene una significación muy baja. Es por ello que el análisis de las EOFs se limitara a las dos primeras componentes.

Tabla V-2. Autovalores de las EOFs

Componente	Autovalor	%
1ra	268724203	70.8
2da	60696548.3	16.0
3ra	18748640.9	4.9
4ta	9056329.7	2.4
5ta	6997385.5	1.8

En la Figura V.10 se presenta la curva obtenida para la 1ra EOF. Como se puede apreciar existe un único modo dominante con su máximo asociado a una frecuencia de 0.78 Hz, correspondiendo en este caso al oleaje Swell. A pesar de existir bastante oleaje Sea no está concentrado alrededor una frecuencia determinada de manera que se le pueda asociar un modo dominante de oscilación.

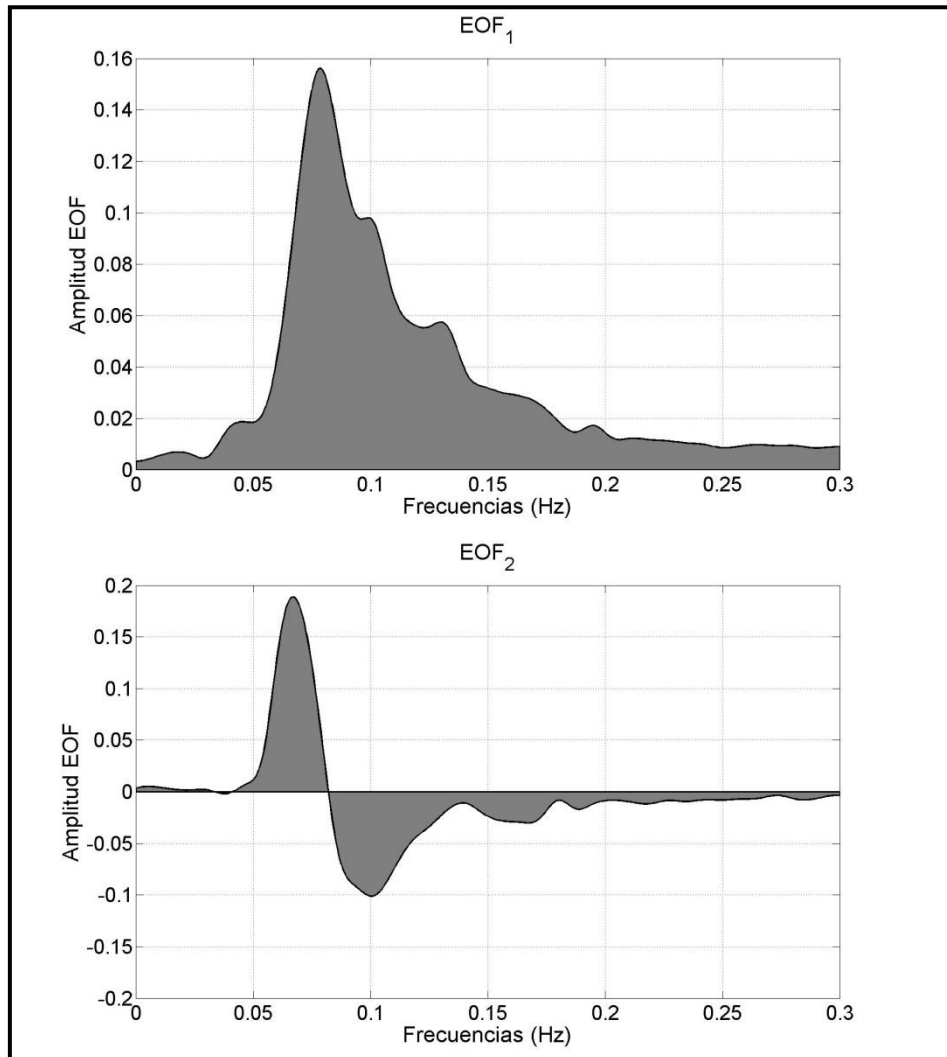


Figura V.10. Resultados de los cálculos de las EOFs

En la Figura V.10 también se presenta la curva correspondiente a la 2da EOF, la cual refleja al igual que la 1ra, la existencia de un modo dominante de oleaje Swell. Pero a diferencia de la 1ra EOF, en la 2da se refleja la variabilidad que presentan los datos por debajo de la frecuencia de 0.1 Hz así como la escasa variabilidad del oleaje Sea.

En la Figura V.11 se presentan los resultados de los cálculos de la 1ra componente principal de la distribución espectral. Como era de esperar, la máxima variación temporal tiene lugar durante la aproximación y arribo del huracán entre las 06 y las 12 h del día 21 de agosto. En cuanto a la 2da componente se aprecia la presencia de dos etapas prácticamente conservativas. Una con

variabilidad negativa y la otra con variabilidad positiva. Se destaca que el punto de cambio de signo está entre las 06 y las 12 h del día 21 de agosto, precisamente cuando tiene lugar la máxima aproximación del huracán al punto de observación. También al igual que ocurría en la 1ra componente tanto hacia el inicio como hacia el fin del registro la variaciones se hacen mínimas. Resumiendo, se puede plantear que luego del análisis de las distribuciones espectrales, mediante el método de las funciones empíricas ortogonales, se obtiene que durante el periodo de los registros existe un predominio del oleaje Swell y las mayores varianzas de los espectros se localizan en el momento de máxima aproximación del huracán.

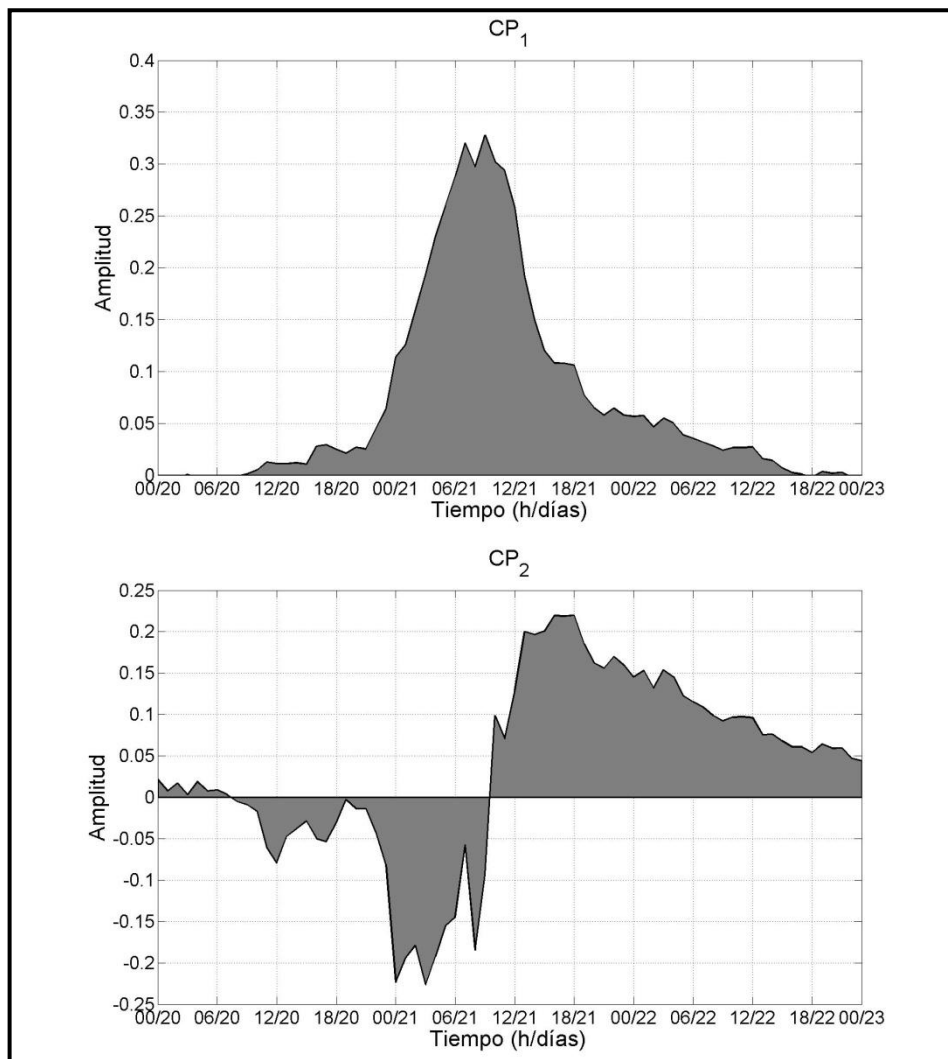


Figura V.11. Componentes principales

Para el análisis de los espectros direccionales de oleaje registrados durante el paso del huracán Dean entre los días 20 y 22 de agosto del año 2007, se han elegido 6 momentos, cuya ubicación espacial se presenta en la Figura V.12.

En la Figura V.13 se presentan los 6 espectros direccionales de oleaje seleccionados. A las 10 h del día 20 de agosto se observa la presencia de oleaje Sea y Swell, con alturas de pico similares y

muy bien separadas espectralmente, ambos procedentes del Estesureste. Posteriormente a las 00 h del día 21 de agosto el pico de oleaje Swell crece y se estrecha dominando el espectro sobre el oleaje Sea presente, pasando a ser la dirección predominante del Sureste. Para este registro los oleajes Sea y Swell continúan estando bien separados espectralmente. En este momento el huracán había alcanzado la categoría 5 en la escala Saffir-Simpson con vientos máximos sostenidos de 270 km/h.

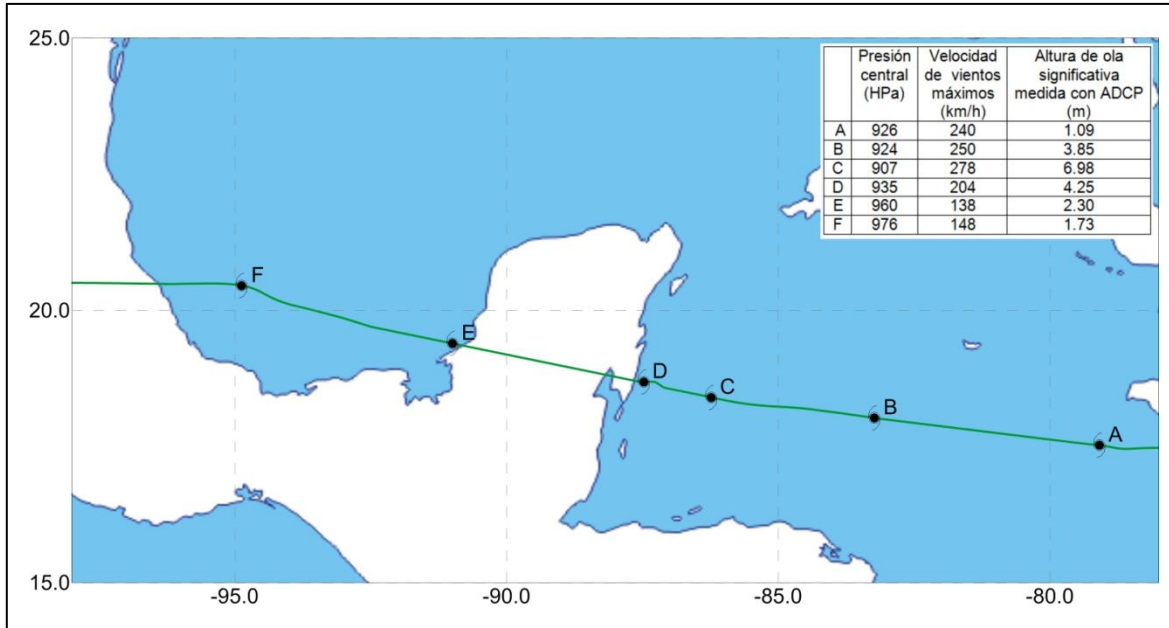


Figura V.12. Ubicación del Huracán Dean para cada uno de los espectros seleccionados

A las 10 h del 21 de agosto, el ojo del huracán había tocado tierra en la localidad de Majahual, y alcanzado su máxima proximidad al punto de observación, propiciado esto un crecimiento considerable del oleaje Sea, al punto de equipararse la altura de su pico a la del oleaje Swell. La dirección de procedencia del oleaje continúa siendo el Sureste. Para este momento existe un importante grado de solape entre el oleaje Sea y Swell. A las 14 h del día 21, la distribución energética de frecuencias y dirección se mantiene similar, pero con una energía menor.

A partir de las 02 h del día 22 de agosto, la energía del oleaje Swell comienza a disminuir respecto a la del Sea, manteniéndose el solape entre ambas, y la dirección de procedencia del oleaje continúa siendo predominantemente del Sureste. Finalmente a las 16 h el oleaje Swell ha desaparecido y todo el oleaje Sea a pasado provenir de la dirección Este.

Entre las 10 h del día 20 y las 10 h del día 21 se observa una notable asimetría en la distribución energética direccional. Aun cuando el pico dominante está sobre el segundo cuadrante, se registra una cantidad importante de energía proveniente del primer cuadrante. A diferencia de lo descrito por Young (1998, 2006), y Hu y Chen (2011), para este huracán existe una bimodalidad en el ámbito de las frecuencias y no en el de las direcciones.

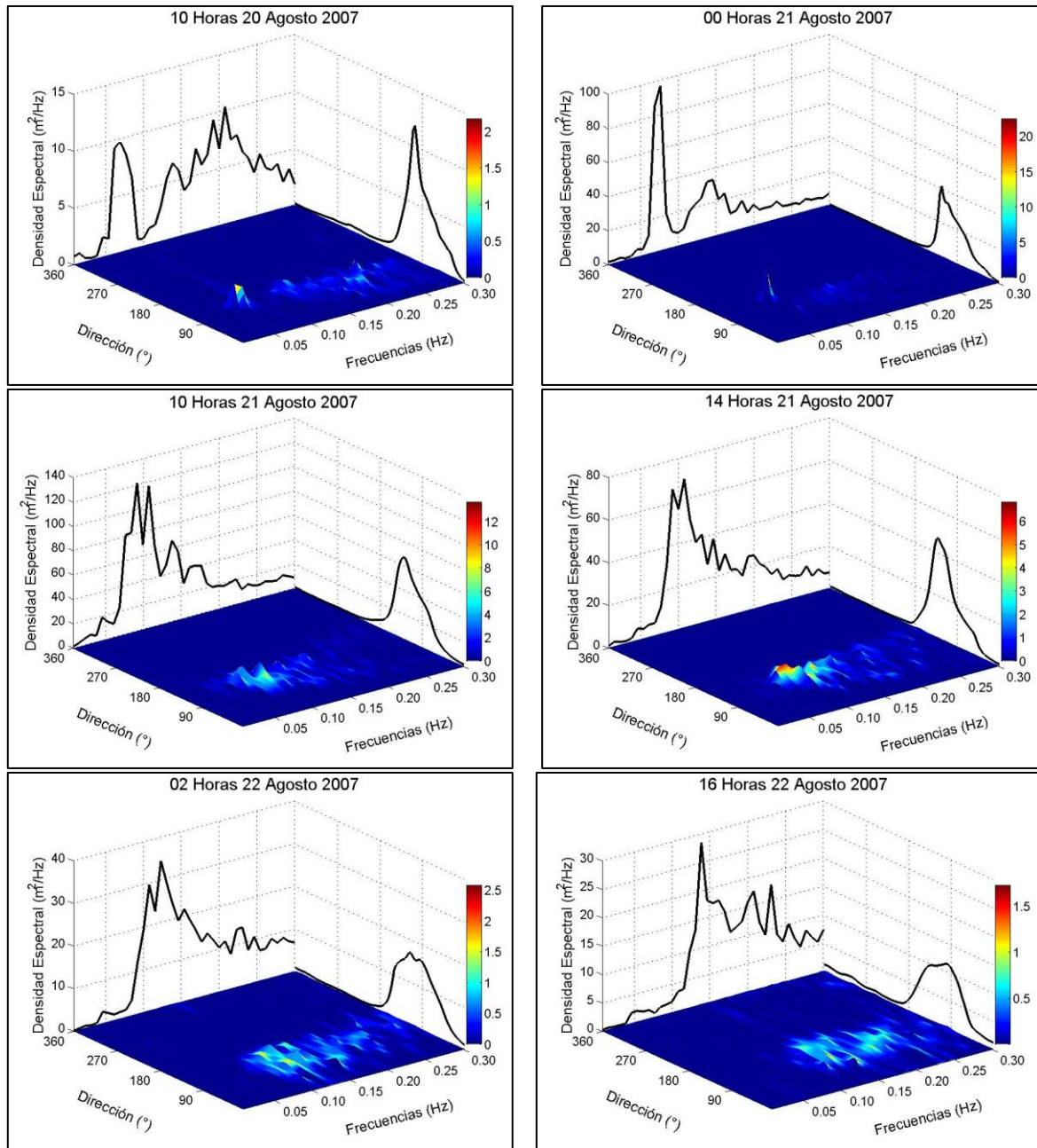


Figura V.13. Espectros direccionales registrados entre los días 20 y 22 de agosto del año 2007 (Huracán Dean)

V.2 Análisis espectral del oleaje mediante Wavelet

Para estudiar los procesos energéticos asociados a las oscilaciones involucradas con la aproximación, llegada y paso del huracán Wilma se han calculado las Wavelet para cada uno de los 54 registros de superficie libre del mar medidos cada dos h entre los días 19 de octubre a las 12 h y el 23 de octubre a las 22 h. En el Anexo X-1.2 se presentan los fundamentos teóricos del método de Wavelet aplicado. Los registros utilizados tienen una duración de 1024 s muestreados a

una frecuencia de 4 Hz, en el Anexo X.6 se presentan las gráficas correspondientes a cada uno de ellos. En la parte superior de cada uno se ha colocado el registro, en el centro las isolíneas de colores se corresponden con el espectro periodo, tiempo y energía. En el margen izquierdo se ha dibujado la curva promedio en el tiempo de la energía espectral, también conocida como Wavelet Global, la cual para facilitar su representación se ha normalizado. En la Figura V.14 se presenta una integración secuencial de registros medidos antes, durante y después del paso del huracán y los cálculos de la Wavelet correspondiente.

En la Figura V.15 se presenta la evolución temporal de todos los espectros globales de Wavelet calculados para todo el periodo analizado. Este análisis permite determinar la distribución energética en periodo y tiempo de cada una de las series de datos. Inicialmente entre el 19 de octubre a las 12 h y el 21 a las 02 h, se observa una distribución uniforme de la energía alrededor de un periodo pico. Este periodo va creciendo paulatinamente desde los 10 s, hasta poco más de 15 s y se corresponde casi únicamente con el oleaje Swell.

A partir del 21 a las 06 h comienzan a apreciarse conjuntamente con el oleaje Swell y otras ondas de periodo alto, dos modos dominantes muy bien definidos uno con periodo cercano a los 90 s y el otro sobre los 200 s.

Entre las 08 y las 10 h del día 21 se mantiene la presencia del oleaje Swell con periodo de 15 s, pero el espectro tiene su máxima energía en un modo ubicado alrededor de los 200 s de periodo. También comienzan a aparecer cantidades importantes de energía asociadas a periodos entre 4 y 8 s correspondientes al oleaje Sea que empieza a crecer como consecuencia de los vientos locales del huracán incidiendo en las proximidades del punto de observación.

El día 21 a las 12 h continúa dominando el espectro energético la onda de 200 s, se mantiene la presencia del oleaje Swell de 15 s y en una posición intermedia entre estos dos periodos comienza un desarrollo incipiente de otros modos con energía similar a la del Swell.

El día 21 a las 14 h el modo dominante tiene un periodo de 128 s y continúa estando presente el Swell de 15 s. También se aprecian otros modos con energía intermedia entre ellos, destacándose uno cercano a los 40 s. A las 16 h la energía predominantemente se distribuye en 3 modos, con frecuencias pico entre 64, 128 y 256 s. En este registro también se puede apreciar oleaje Swell y Sea simultáneamente, con energías muy similares.

El mismo día 21 a las 18 h hay dos modos dominantes de periodo alto, con valores cercanos a 128 y 256 s. También se destacan tres grupos: uno alrededor de 6 s, otro a los 15 s y otro a los 25 s. A las 20 h los dos modos dominantes tienen periodos de 40 y 90 s, e igualmente se aprecian grupos con periodos de 15 y 8 s. El día 21 a las 22 h, hay solo un modo dominante con periodo de 180 s y 4 modos secundarios con periodos de 55, 25, 12 y 6 s. El 22 a las 00 h continúa una situación similar a la descrita para el registro anterior.

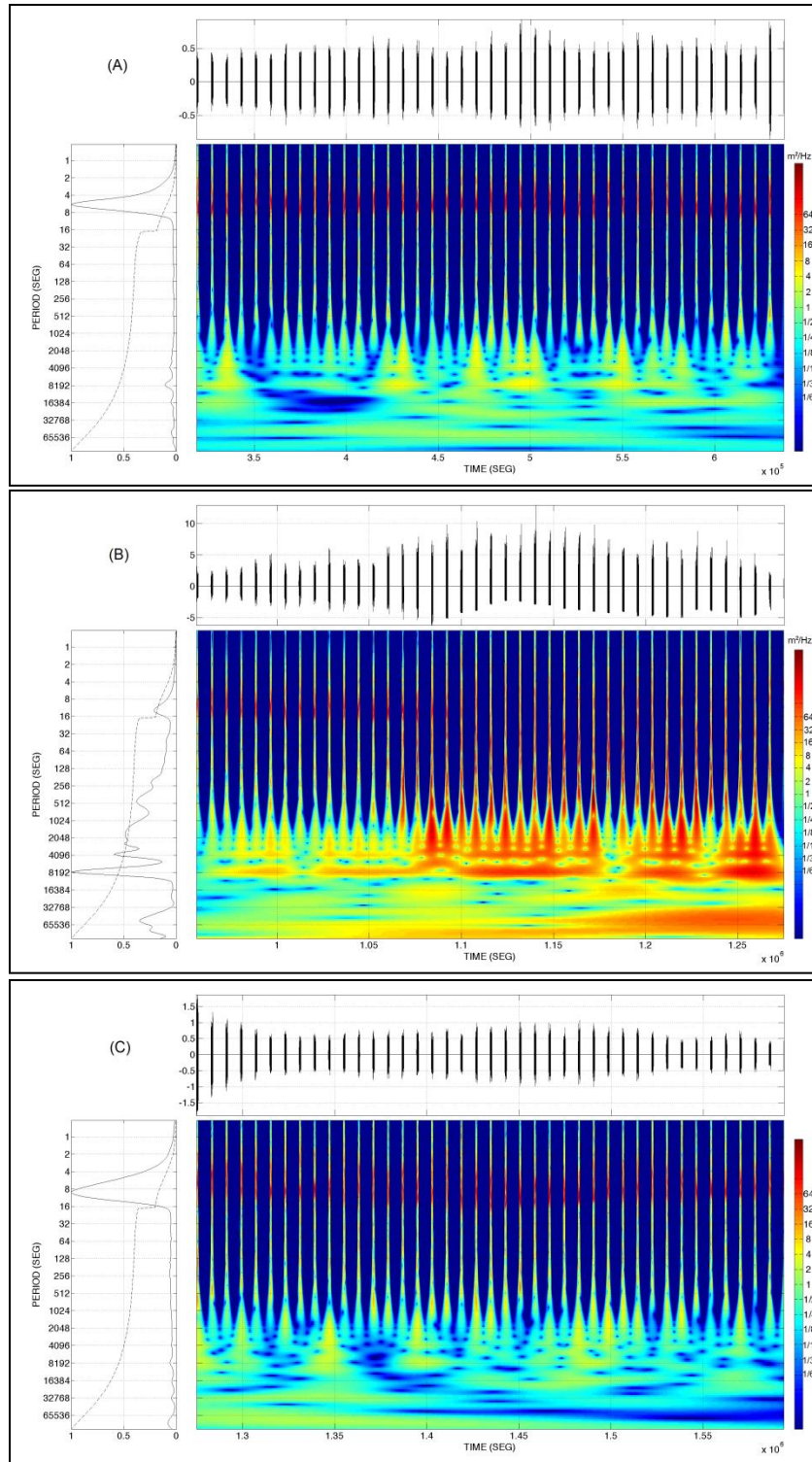


Figura V.14. Cálculos de la Wavelet para los registros medidos antes (A), durante (B) y después (C) del paso del huracán

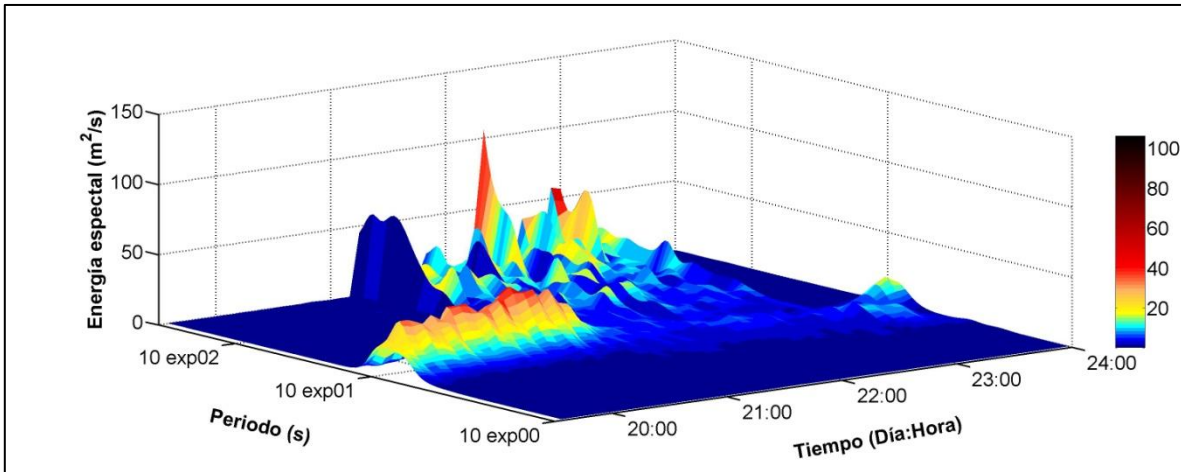


Figura V.15. Evolución temporal de los espectros globales de Wavelet

A partir del día 22 a las 02 h hay modos dominantes con periodos superiores a los 32 s y continúan presentes los paquetes de energía Swell y Sea. Una situación similar se mantiene durante todo el resto del día 22, durante la retirada del huracán.

El 23 a las 02 h aún se observan ondas de largo periodo superior a 32 s pero sin la presencia del oleaje Swell y se observa un desarrollo significativo de oleaje Sea de 7 s de periodo. A partir de las 08 h todas las oscilaciones de largo periodo ya han desaparecido y solo está presente un único modo de oleaje Sea con periodo de 6 s, lo cual indica el restablecimiento de las condiciones habituales del clima marítimo.

En la Figura V.16 se presenta la distribución temporal del periodo asociado a los picos dominantes presentes durante todo el tiempo estudiado. Estos periodos pico fueron determinados a partir de los máximos locales presentes en los espectros globales de las Wavelet.

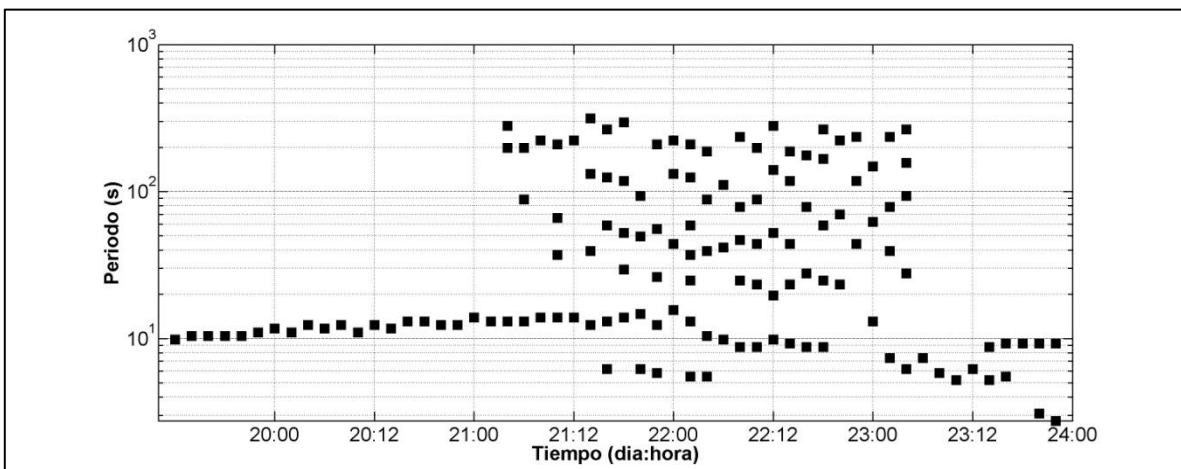


Figura V.16. Evolución temporal del periodo asociado a los máximos de energía presentes en los espectros globales de las Wavelet.

Como se puede apreciar el valor del periodo pico comienza a incrementarse con la aproximación del huracán de forma unimodal. Este modo con periodos entre 10 y 18 s, se corresponde con el oleaje Swell, el cual continúa presente hasta el día 22 a las 6 h. Entre el día 21 a las 16 h y el día

22 a las 04 h se aprecia la presencia de modos con periodo pico entre 5 y 6 s, lo cual se corresponde con oleaje Sea, coincidiendo de forma simultánea con el Swell.

Otro fenómeno significativo es la presencia de ondas de largo periodo entre los días 21 a las 04 h y 23 a las 04 h. Durante dos días completos se registran estas ondas con periodos largos, las cuales alcanzan un valor máximo ligeramente superior a los 300 s. Estas ondas están localizadas en periodos superiores a los 20 s y se encuentran muy bien separadas de las correspondientes al oleaje. La observación de los registros de la superficie libre sugiere la presencia de ondas de corto periodo montadas sobre otras ondas de largo periodo. En este caso las ondas de corto periodo se corresponden con el oleaje.

En la Figura V.17 se presenta la distribución de energía asociada a los picos dominantes de los espectros globales de wavelet. Este análisis indica que de forma generalizada las oscilaciones con periodos entre 10 y 18 s, correspondientes a oleaje Swell, concentran la mayor cantidad de energía. Extrayendo del análisis las ondas correspondientes a oleaje Swell, queda una nube de puntos donde se aprecia una tendencia al crecimiento de la energía de los modos, con el aumento del periodo. Lo cual resulta un hecho esperado pues ondas de periodo más largo tienen la capacidad de contener más energía.

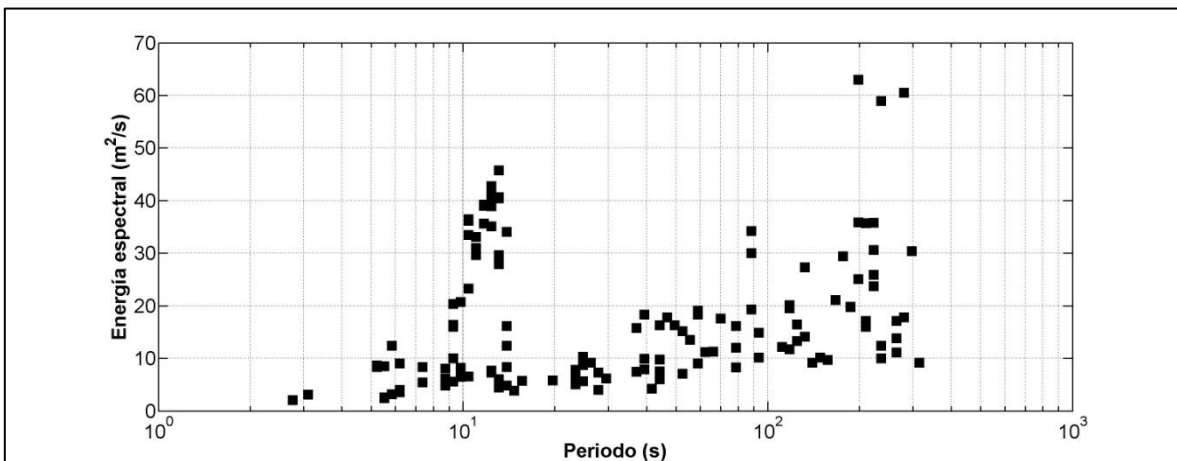


Figura V.17. Distribución de la energía asociada a los periodos pico de los espectros globales de las wavelet.

Para entender la naturaleza de las oscilaciones de largo periodo registradas resulta recomendable aplicar el concepto de factor de agrupamiento. Goda (2000), hace notar que un agrupamiento bien desarrollado de un campo de oleaje está asociado a la presencia de ondas de periodo largo.

Utilizando la ecuación propuesta por Dong, et al. (2008) (Ver Anexo X.1.3) se calculó para cada uno de los 54 registros estudiados el factor de agrupamiento, de forma tal que en la gráfica de la Figura V.18 se presenta la evolución temporal de este parámetro.

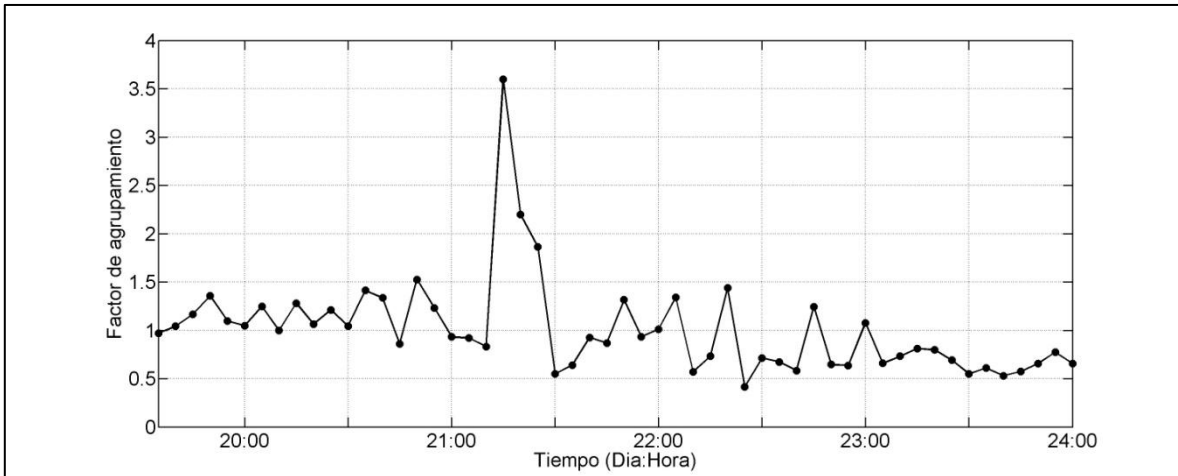


Figura V.18. Evolución temporal del factor de agrupamiento

Entre el día 19 a las 12 h y el día 21 a las 04 h el factor de agrupamiento se mantiene con valores entre 1.0 y 1.5. Posteriormente el día 21 entre las 04 y las 12 h, se eleva considerablemente alcanzando un valor superior a 3.5. A continuación y hasta el final de los registros el factor de agrupamiento presenta variaciones significativas entre 0.5 y 1.5.

Esta anomalía en el factor de agrupamiento que tiene lugar el día 21 entre las 04 y las 12 h, indica la presencia significativa de paquetes de ondas, lo cual se corresponde muy bien con las ondas de período largo observadas en dicho intervalo de tiempo. De forma tal que dichas ondas tienen la capacidad de modular la amplitud de las ondas de más bajo período correspondientes a oleaje.

En el caso del valor extremo del día 21 a las 06 h en la Figura V.19 se presentan los resultados del cálculo de las Wavelets. Como se puede apreciar para este registro existen paquetes muy bien definidos de oleaje Swell con un periodo de 13.1 s modulados por dos ondas largas diferentes, una con periodo de 88.2 s y la otra de 198.1 s. Para evaluar las características de este fenómeno se calculan las relaciones amplitud-periodo. Sea T_1 el periodo del oleaje Swell y a_1 su amplitud. Para las ondas largas sean T_2 , T_3 , a_2 y a_3 los periodos y amplitudes correspondientes a las ondas de 88.2 y 198.1 respectivamente. En la Tabla V-3 se presentan los resultados de los cálculos de T_1/T_2 ,

$$T_1/T_3, a_1/a_2 \text{ y } a_1/a_3.$$

Tabla V-3. Resultados de los cálculos de las proporciones frecuencia-amplitud

T_2/T_1	T_3/T_2	a_1/a_2	a_1/a_3
6.7	15.1	0.81	0.78

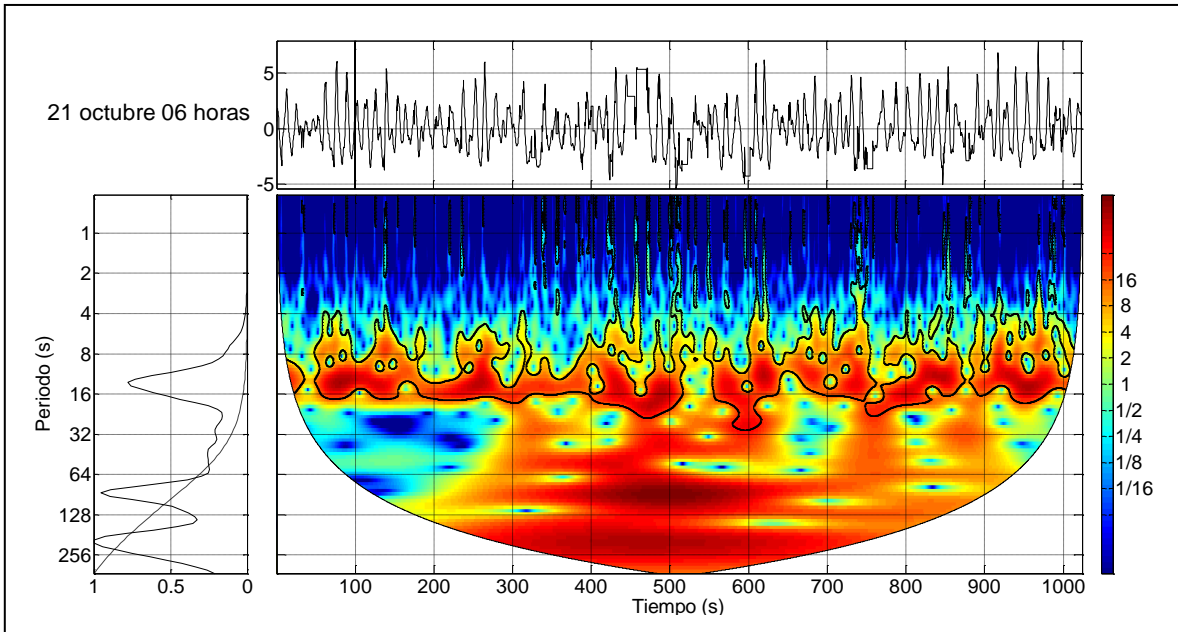


Figura V.19. Cálculo de la Wavelet para el día 21 a las 06 h

Los resultados de los cálculos de las relaciones periodo-amplitud indican que la energía de la onda modulada es de aproximadamente el 80 % de las dos ondas moduladoras. En el caso de la proporción del periodo se encontró que la onda modulada tiene 6.7 y 15,1 oscilaciones para cada una de las ondas moduladoras respectivamente. En las Figura V.20 y Figura V.21 se representan gráficamente el registro y las correspondientes ondas moduladoras.

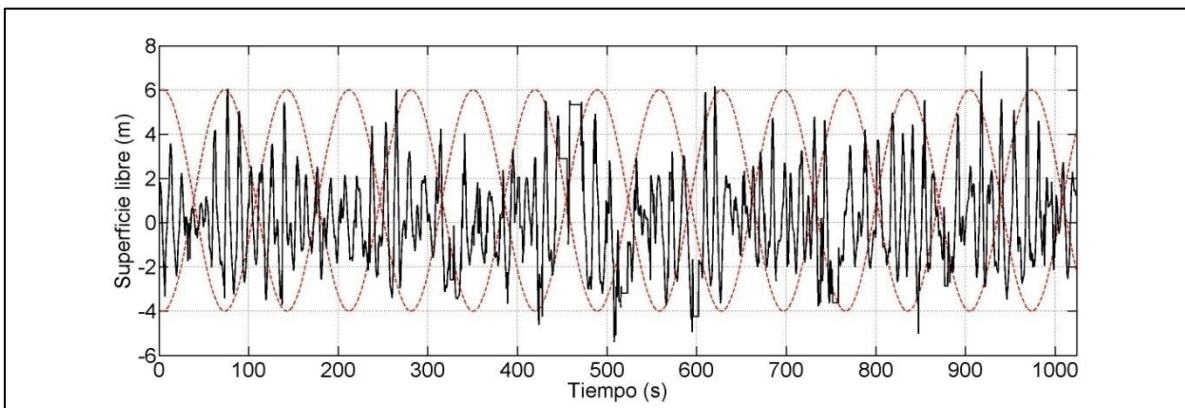


Figura V.20. Registro del 21 de octubre a las 06 h modulado por la onda de periodo 88.2 s

A pesar de la relativamente buena modulación, que se aprecia, de la señal por parte de las ondas encontradas, existen anomalías en esta ocasión de carácter no lineal que el análisis de las Wavelets no alcanza a describir. Una de ellas tiene lugar alrededor de los 500 s del registro donde el comportamiento de la señal se aleja significativamente de la modulación, tanto del periodo de 88.1 como del de 198.2 s.

En los trabajos de Veltcheva y Soares (2007) se sugiere que una alternativa para la interpretación de los fenómenos no lineales encontrados es la aplicación de la transformada de Hilbert-Huang.

Los fundamentos teóricos del análisis espectral de Hilbert-Huang se presentan en el Anexo X.1.2

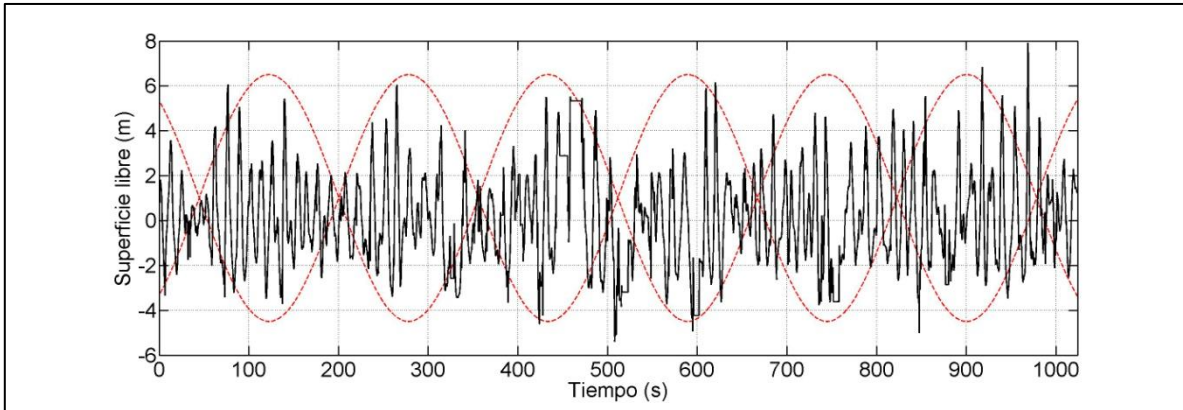


Figura V.21. Registro del 21 de octubre a las 06 h modulado por la onda de periodo 198.1 s

V.3 Análisis espectral del oleaje mediante Hilbert-Huang

Dando continuidad al análisis presentado en el apartado anterior en la Figura V.22 se presentan los cálculos del espectro de Hilbert-Huang para el registro correspondiente al día 06 a las 21 h de octubre del 2005.

El espectro de Hilbert-Huang representa la distribución instantánea de las amplitudes y las frecuencias. Las mayores amplitudes (> 5 m) se distribuyen de forma no uniforme a lo largo de todo el registro y la frecuencia se localiza entre 0.05 - 0.08 Hz, equivalentes a periodos de 12.5 – 20 s. También se identifican, alrededor de los 500 s del registro, frecuencias muy bajas con valores entre a 0.005 - 0.006 Hz, equivalentes a periodos entre 166 – 200 s. Para estas últimas la amplitud no supera los 2.5 m.

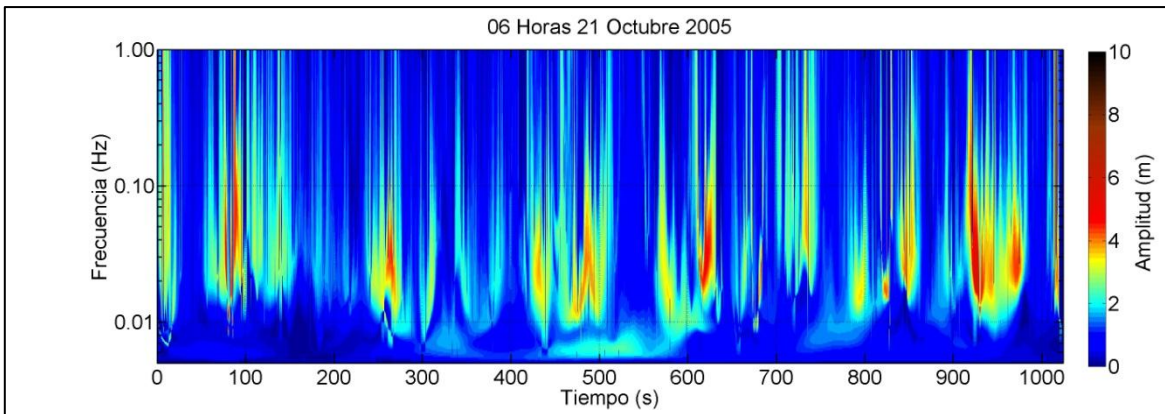


Figura V.22. Espectro HHT

En el caso de la frecuencia instantánea se pueden apreciar numerosos mínimos con frecuencias que están entre 0.004-0.009 Hz, equivalentes a periodos entre 111-250 s. Los más bajos se localizan en los primeros 200 s del registro, con lo cual se corrobora la ventaja del método señalada por Huang et al. (1999), de que no se requiera de una serie extensa para encontrar periodicidades largas, puesto que pueden ser detectadas también en una serie corta.

Para investigar la presencia de todas las periodicidades que dejaron su huella en la serie temporal se ha calculado la distribución de periodos instantáneos (Figura V.23), mediante la metodología HHT. Estos cálculos permitieron definir que las periodicidades menores de 0.4 h son las más abundantes, lo cual coincide con los resultados obtenidos, para los grupos que fueron analizados mediante el método de Wavelet al inicio de esta discusión. La diferencia radica en que mediante Wavelet para llegar a este resultado fue necesario analizar un grupo de datos de 30 h de duración.

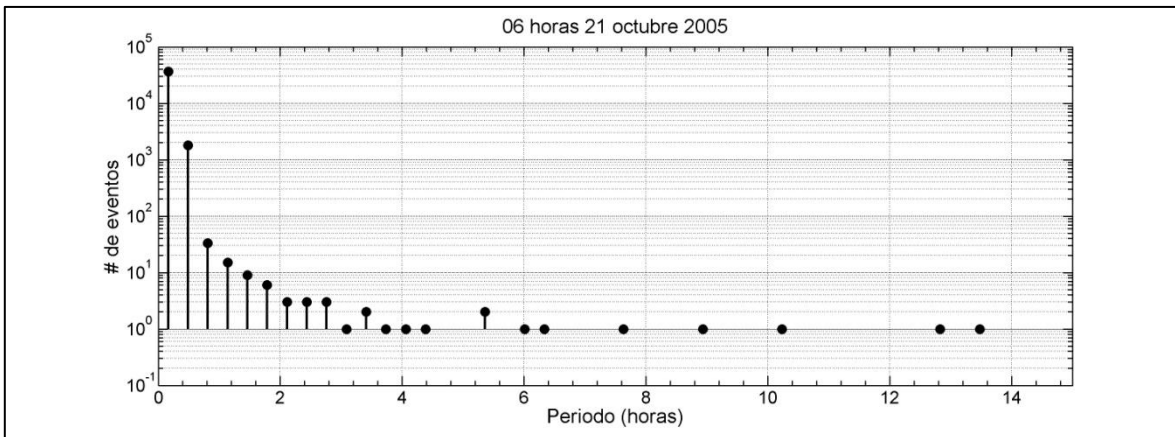


Figura V.23. Distribución de los periodos instantáneos (HHT)

Otras oscilaciones con periodicidades entre 0.4 h y 2 h, cuya identificación escapa al alcance del análisis de Wavelet, también están presentes de forma apreciable. Ondas con periodicidades entre 2 y 4 h aunque están presentes, resultan escasas. Por encima de las 4 h se registraron 10 casos aislados de un evento cada uno.

En la caso de la periodicidad de 6 h, pudiera estar relacionada con la marea astronómica de la zona que es semidiurna. La periodicidad mayor identificada es de 13.5 h, la cual está asociada con el apilamiento global de agua generado por el huracán, o sea la marea de tormenta.

Todas las ondas con periodicidades entre 2 y 6 h constituyen un reflejo de los diferentes estadios de la evolución de la tormenta, hasta el momento que cubre el registro analizado. Pero este análisis tiene las limitantes inherentes al principio de incertidumbre de Heisenberg, puesto que se puede determinar la presencia de determinadas ondas pero se desconoce su historia evolutiva.

La aplicación del análisis de HHT al registro del día 21 de octubre a las 06 h, reveló la presencia de ondas anormales con periodicidades tan altas como 13.5 h. La posibilidad de identificar ondas tan largas se debe al revolucionario concepto de frecuencia instantánea, el cual permite una elevada resolución espectral. El análisis espectral de Hilbert-Huang, demuestra ser una potente herramienta para describir la amplia gama de oscilaciones, que pueden generarse en un fenómeno de esta magnitud, utilizando una serie temporal de corta duración.

Para estudiar los procesos relacionados con las interacciones no lineales, a los 54 registros medidos se les aplicó el método de descomposición empírica en modos (EDM). La exploración minuciosa de cada uno de ellos permitió confirmar algunas de las propiedades básicas de las funciones intrínsecas de modo (IMF), como es el hecho de que la frecuencia de oscilación más alta

se representa en la 1ra IMF y se va reduciendo gradualmente hasta llegar a la última IMF con la frecuencia más baja. En la exploración realizada se destacaron 2 registros con características extremas, sobre los cuales se va a concentrar el análisis. Los registros seleccionados son los siguientes:

- Día 21 a las 14 h
- Día 21 a las 22 h

En la Figura V.24 se muestran estos dos registros en los cuales se observan olas que alcanzan alturas superiores a los 10 metros. Las olas extremas encontradas en estos registros, así como su no periodicidad y no linealidad son características que los hacen interesantes a los efectos de aprovechar las bondades de la transformación de Hilbert-Huang para estudiar sus propiedades y desentrañar los fenómenos que tienen lugar bajo estas condiciones.

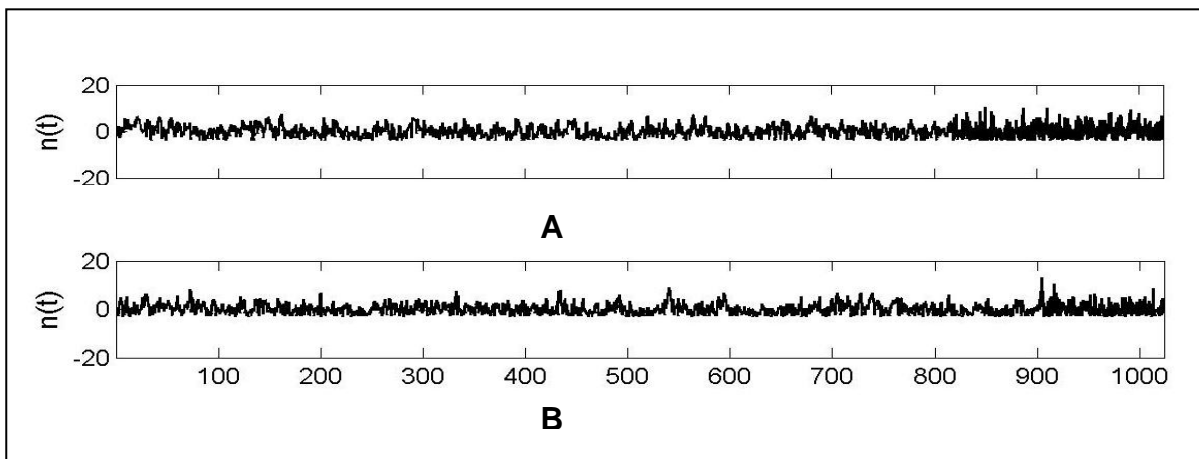


Figura V.24. Registros de superficie libre correspondientes al día 21 a las 14 y las 22 h

Primeramente para evaluar la significación estadística, de cada una de las IMF, se calcula el momento de orden cero, como una medida integral de la energía asociada a cada una. Para el registro del día 21 a las 14 h se obtienen 9 IMF (ver Figura V.25). En la Tabla V-4 se presenta la frecuencia pico y la energía asociada a cada una ellas y en la Figura V.26 se visualizan ambos parámetros de manera gráfica.

Tabla V-4. Frecuencia pico y energía contenida en el momento de orden cero de cada una de las IMF calculadas para el registro medido el día 21 a las 14 h

IMF	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9
Frecuencia pico (Hz)	0.25	0.22	0.18	0.05	0.03	0.02	0.01	0.003	0.001
Energía (m ²)	14.11	24.26	43.48	32.85	16.97	10.45	8.35	4.04	5.01
% Energía con relación al total	8.8	15.2	27.2	20.6	10.6	6.6	5.2	2.5	3.1

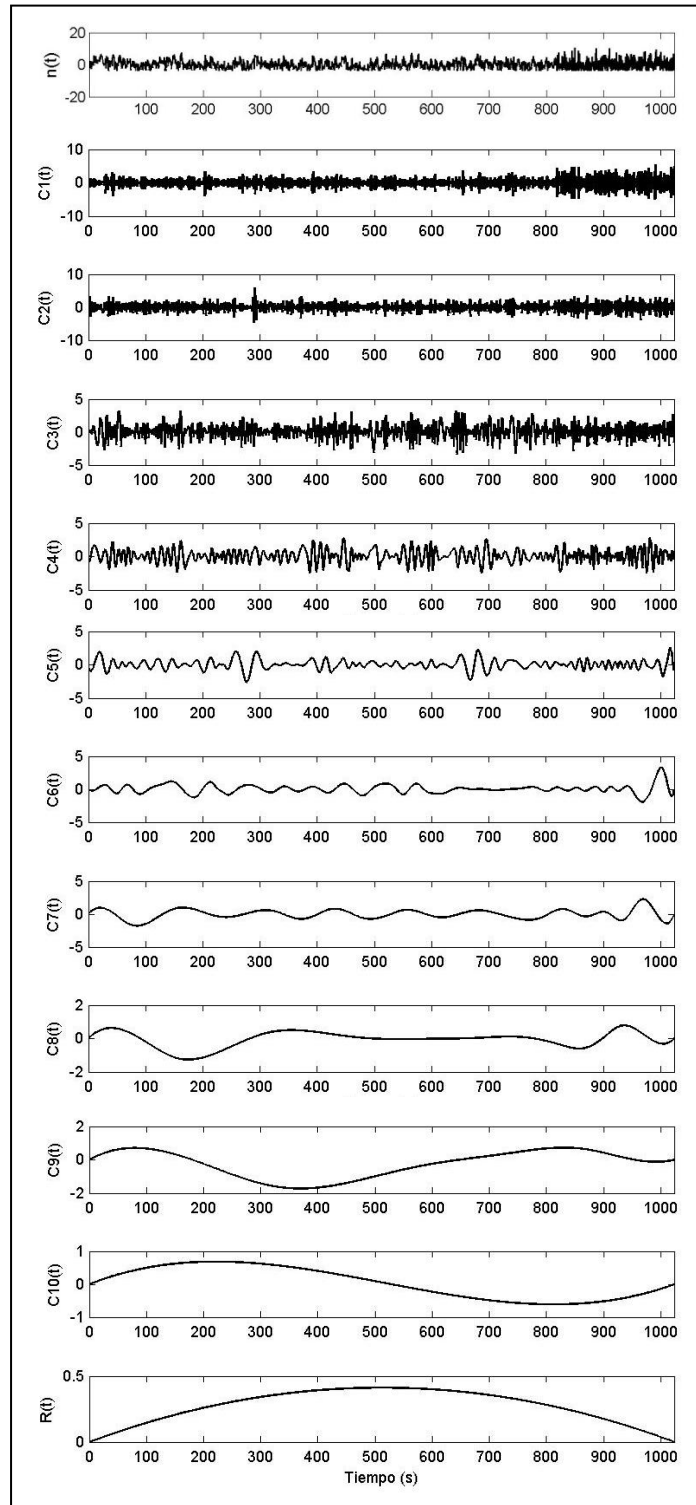


Figura V.25. Descomposición empírica en modos del registro obtenido el día 21 a las 14 h

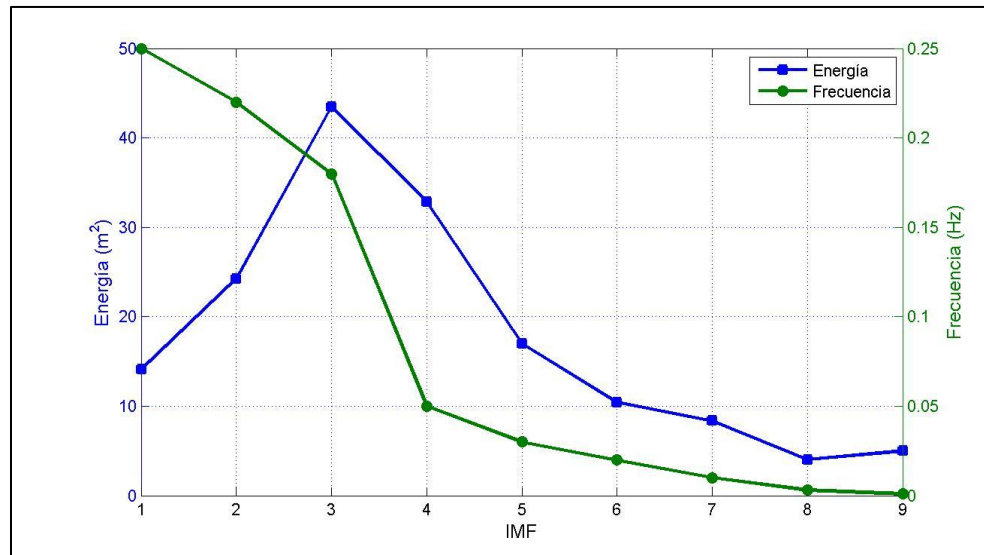


Figura V.26. Frecuencia pico y energía contenida en el momento de orden cero de cada una de las IMF calculadas para el registro medido el día 21 a las 14 h

La observación de las IMF y los resultados presentados en la Tabla V-4 indican que las primeras tres componentes, o sea C1, C2 y C3 son representativas de condiciones de oleaje en crecimiento o lo que es igual olas de viento local (Sea). Por otra parte el resto de las componentes C4-C9, con frecuencias inferiores a 0.1 Hz, se corresponden con olas maduras o desarrolladas las cuales fueron generadas a una distancia suficientemente grande de la zona de observación (Swell). La IMF que contiene la mayor energía es la C3, que se corresponde con olas en condiciones de crecimiento (oleaje Sea). Ello se justifica en buena medida porque a las 14 h del día 21 el huracán se encontraba pasando sobre el punto de observación. Nótese que la segunda mayor energía le corresponde a C4, que resulta representativa de oleaje Swell.

La energía contenida en las primeras IMF crece hasta alcanzar a un máximo en la C3 y después decrece de forma casi simétrica. Para la frecuencia pico el comportamiento es monótono decreciente en todo el dominio de las IMF. La interpretación de la gráfica de la Figura V.26 resulta muy interesante pues en el caso de la frecuencia pico existen dos rangos de IMF bien separados por un escalón. Las C1, C2 y C3 representan el oleaje Sea y las C4, C5, C6, C7, C8, y C9 el oleaje Swell. Nótese que la C3 contiene la mayor energía por tanto es la de mayor significación en el registro, de manera que el oleaje Sea con una frecuencia pico de 0.18 Hz resulta ser el dominante. Sin embargo la energía total contenida en el oleaje Sea (67.74 m^2) es ligeramente inferior a toda la energía total contenida en el oleaje Swell (77.67 m^2). Estos cálculos confirman la presencia de oleaje bimodal.

Para el registro correspondiente al día 21 a las 22 h se han calculado la función de densidad espectral, el momento de orden cero y la frecuencia pico para cada una de las 10 IMF (ver Figura V.27) en que se ha descompuesto, obteniéndose para dichos parámetros los resultados que se presentan en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** y en la Figura V.28.

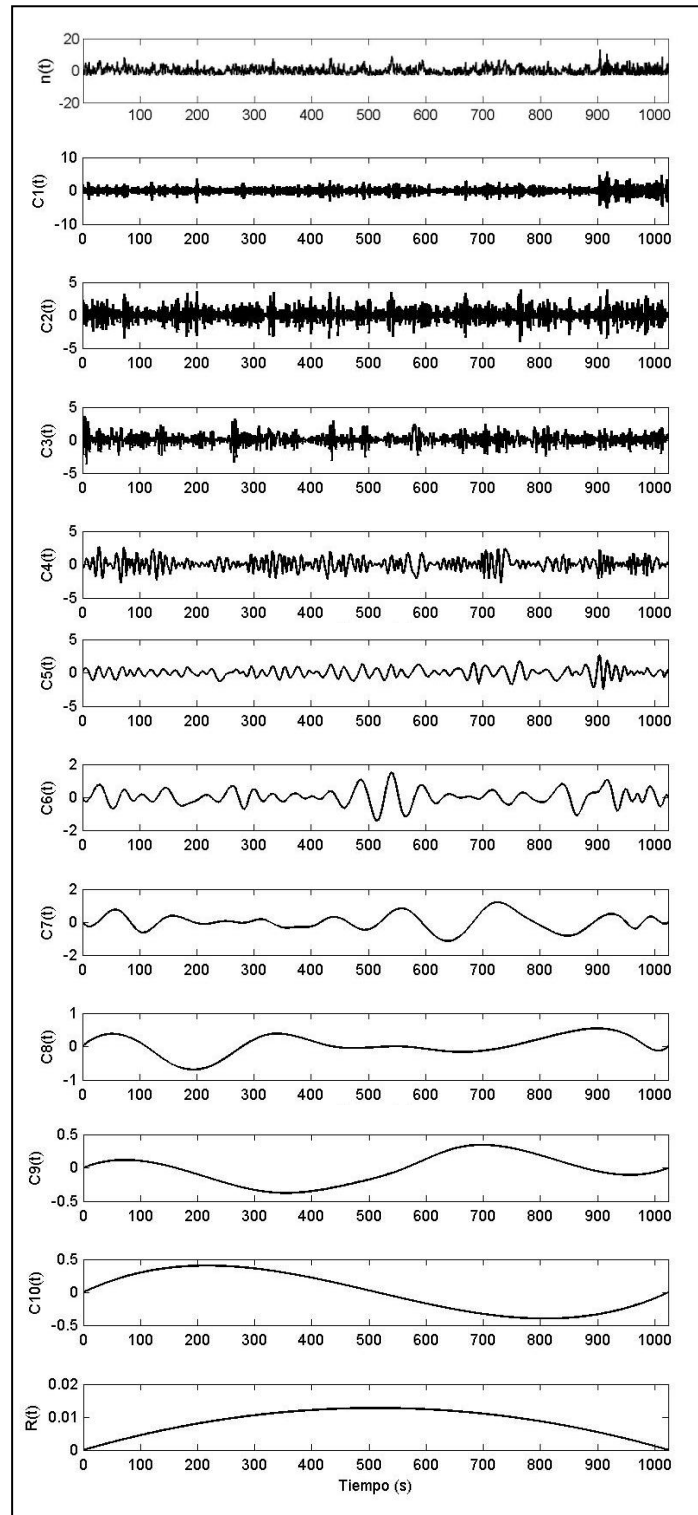


Figura V.27. Descomposición empírica en modos del registro obtenido el día 21 a las 14 h

Para este registro, al igual que ocurría con el correspondiente a las 14 h, se obtiene que la energía crece hasta alcanzar el máximo en la C_3 , y con las siguientes IMF se reduce continuamente de forma casi simétrica. Las C_1 , C_2 y C_3 se corresponden con el oleaje Sea y las restantes 7 a oleaje

Swell. El máximo de energía se alcanza en la componente C3 de oleaje Sea, pero se advierte que la C4 tiene una energía ligeramente inferior. Nótese que la energía total contenida en las componentes de oleaje Sea (52.43) y la contenida en las de Swell (62.95) resultan similares, lo cual continúa reafirmando la presencia de un oleaje bimodal.

Tabla V-5. Frecuencia pico y energía contenida en el momento de orden cero de cada una de las IMF calculadas para el registro medido el día 21 a las 22 h

IMF	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10
Frecuencia pico (Hz)	0.29	0.29	0.18	0.08	0.04	0.02	0.01	0.003	0.002	0.002
Energía (m ²)	9.52	18.87	33.56	30.46	15.90	7.17	5.00	2.34	1.11	0.97
% Energía con relación al total	7.6	15.1	26.9	24.4	12.7	5.7	4.0	1.9	0.9	0.8

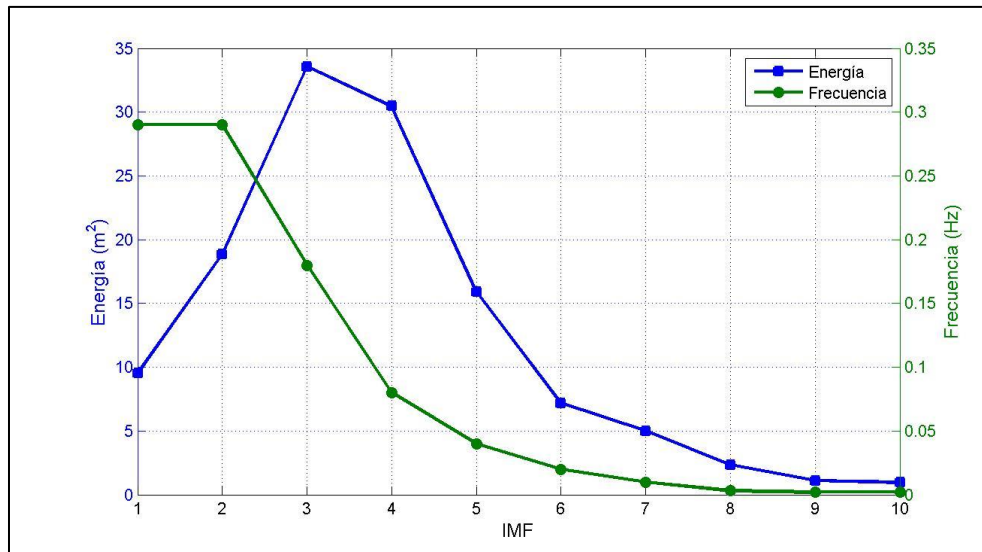


Figura V.28. Frecuencia pico y energía contenida en el momento de orden cero de cada una de las IMF calculadas para el registro medido el día 21 a las 22 h

Por otra parte también resulta de interés el análisis las propiedades espectrales del oleaje durante el proceso evolutivo de la tormenta. Para lo cual se han seleccionado 4 condiciones: calma, crecimiento, decaimiento y pos-tormenta:

- Día 19 a las 12 h (Calma)
- Día 21 a las 16 h (Crecimiento)
- Día 22 a las 18 h (Decaimiento)
- Día 23 a las 20 h (Pos-tormenta)

Los registros correspondientes a los momentos seleccionados se presentan en la Figura V.29. En la Tabla V-6 se presentan los resultados de los cálculos del momento de orden cero y la frecuencia pico para cada una de las IMF correspondientes a los cuatro registros seleccionados.

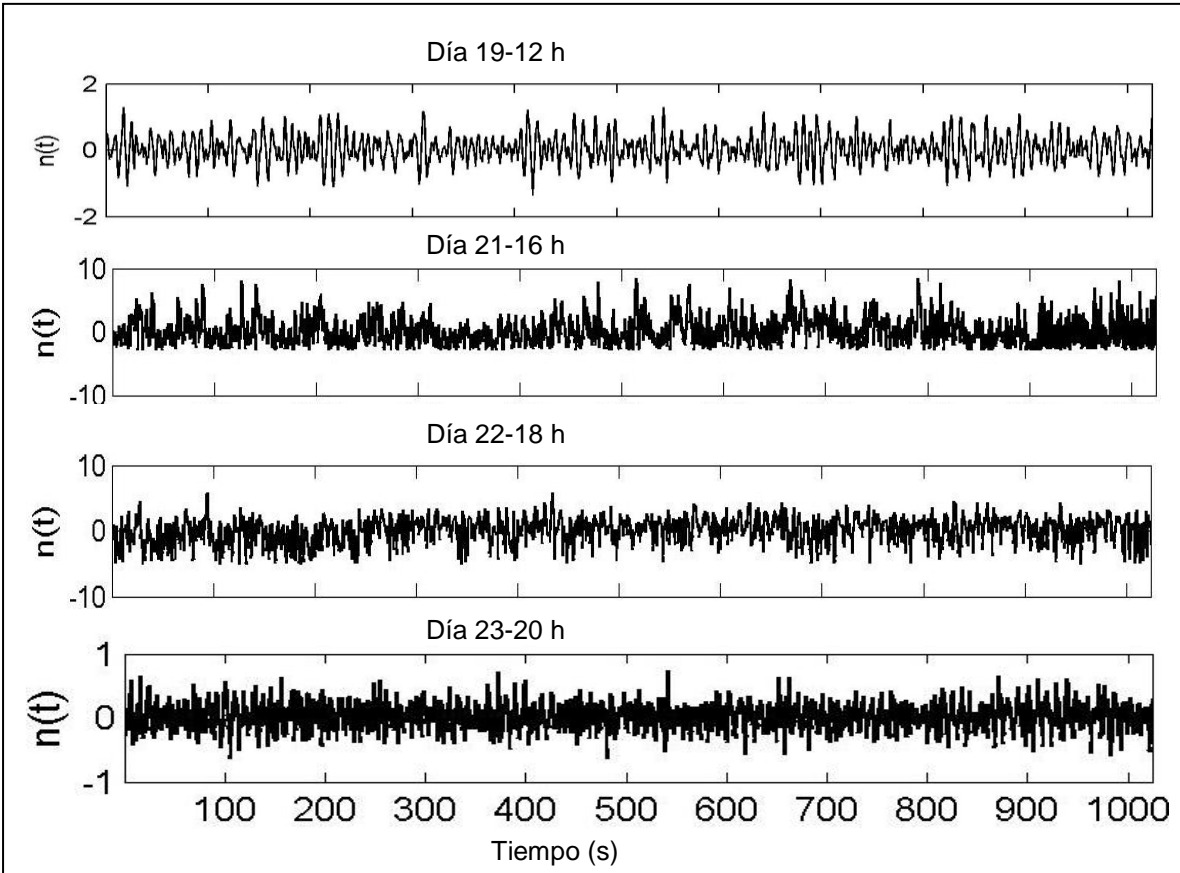


Figura V.29. Registros seleccionados para el análisis de la evolución de las propiedades espectrales dentro del ciclo de la tormenta

En la Figura V.30 se representa la evolución de la energía para cada una de las IMF, calculada a partir del momento de orden cero. El análisis de la evolución energética se complementa con la Figura V.31 en la cual se aprecia la evolución de la frecuencia pico para cada IMF en los 4 momentos seleccionados.

Como resultado general, en todos los registros se observa que la IMF con la mayor energía asociada es la C3, que en las condiciones de crecimiento y decaimiento representa claramente oleaje Sea y en las condiciones de calma y pos-tormenta se encuentra en la frontera de los dos tipos de oleaje. En los registros de calma y pos-tormenta casi toda la energía se concentra en las IMF C2, C3 y C4. Sin embargo en los registros de oleaje en crecimiento y decaimiento todas las componentes tienen una energía apreciable.

Tabla V-6. Resultados de los cálculos del momento de orden cero y la frecuencia pico para cada uno de los registros seleccionados como representativos de la evolución de la tormenta

IMF	19-12 (Calma)		21-16 (Crecimiento)		22-18 (Decaimiento)		23-20 (Pos-tormenta)	
	Frecuencia pico (Hz)	Energía (m ²)	Frecuencia pico (Hz)	Energía (m ²)	Frecuencia pico (Hz)	Energía (m ²)	Frecuencia pico (Hz)	Energía (m ²)
C1	0.26	0.95	0.29	10.33	0.29	12.26	0.29	1.13
C2	0.11	8.64	0.27	18.06	0.20	22.79	0.25	1.92
C3	0.09	10.89	0.17	37.16	0.12	40.80	0.11	4.56
C4	0.08	4.70	0.11	29.17	0.10	27.39	0.10	3.00
C5	0.02	0.82	0.02	20.69	0.04	12.31	0.05	0.53
C6	0.01	0.50	0.02	13.07	0.02	7.41	0.02	0.30
C7	0.005	0.53	0.01	5.73	0.005	5.43	0.01	0.15
C8	0.003	0.40	0.001	5.54	0.003	3.99	0.004	0.20
C9	0.002	0.51	0.002	2.75	0.002	3.20	0.003	0.16
C10	-	-	0.002	1.67	0.002	3.07	0.002	0.04
C11	-	-	-	-	-	-	0.001	0.03

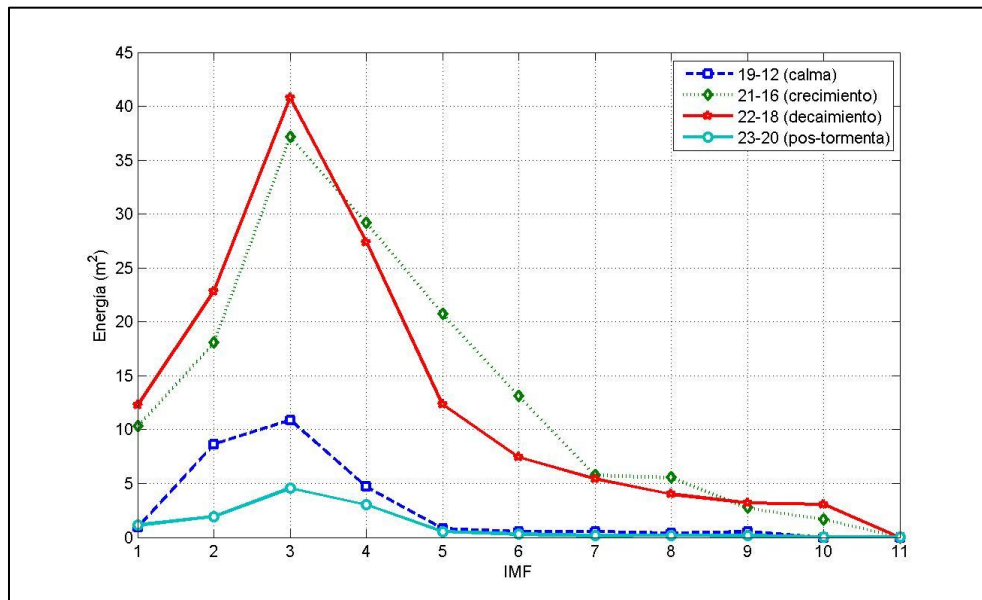


Figura V.30. Distribución de la energía contenida en el momento de orden cero para cada IMF en 4 estadios de la evolución del oleaje del huracán

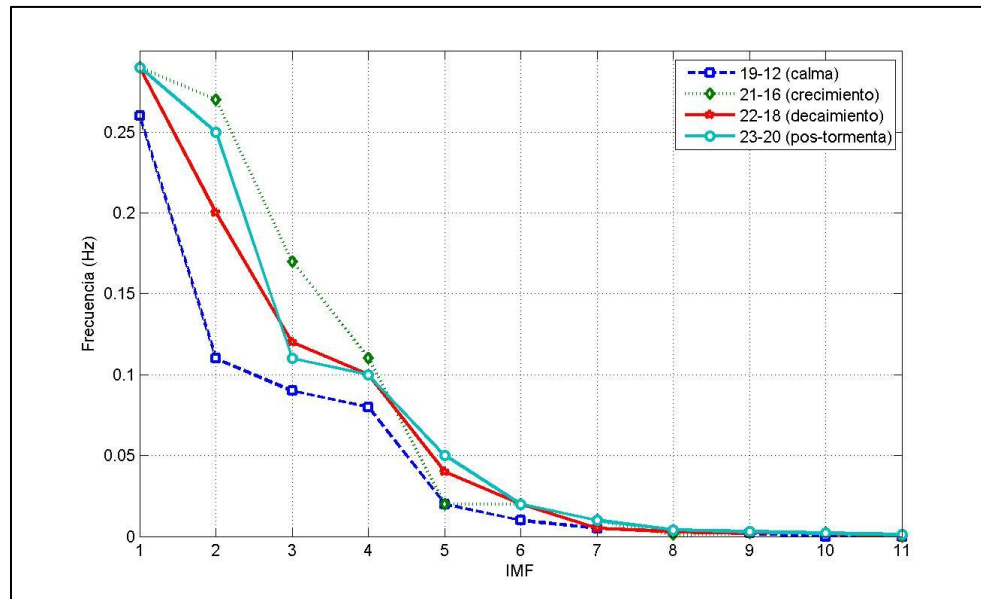


Figura V.31. Distribución de la frecuencia pico para cada IMF en 4 momentos de la evolución del oleaje del huracán

En el registro de calma las dos componentes con mayor energía son la C3 y la C2, correspondientes a oleaje Swell y Sea respectivamente, aunque muy cercanas en cuanto a frecuencia.

Los registros de oleaje en crecimiento y en decaimiento en cuanto a frecuencia tienen un comportamiento muy similar, de forma tal que las C1, C2, C3 se corresponden a oleaje Sea y el resto a oleaje Swell. Sin embargo nótese que se diferencian esencialmente en que la energía total correspondiente al oleaje Swell del oleaje en crecimiento supera al Swell del oleaje en decaimiento. Por otra parte la energía del oleaje Sea en las condiciones de decaimiento supera a la correspondiente al oleaje Sea en crecimiento. La gráfica de la Figura V.30 muestra que las curvas de energía se cruzan entre las IMF C3 y C4, de forma tal que en el decaimiento de la tormenta el oleaje Sea predomina y en el crecimiento predomina el Swell.

Resulta interesante evaluar las cantidades totales de energía contenida en los modos Swell y Sea para cada uno de las 4 situaciones de la tormenta analizadas. En la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se presenta un resumen de los cálculos realizados en este sentido.

Tabla V-7. Energía total contenida en los modos Swell y Sea para las 4 situaciones analizadas

Energía (m ²)	19-12 (Calma)	21-16 (Crecimiento)	22-18 (Decaimiento)	23-20 (Pos-tormenta)
Swell	18.35	49.45	62.80	4.41
Sea	9.59	94.72	75.85	7.61

Nótese que para las condiciones de crecimiento, decaimiento y pos tormenta la energía asociada al oleaje Sea supera a la del oleaje Swell. Resulta característico que en la situación de crecimiento la energía del oleaje Sea es cerca del doble que la del oleaje Swell. También conviene destacar que en las condiciones de decaimiento las energías de ambos oleajes tienen un valor muy próximo. Este análisis refuerza el criterio de una bimodalidad espectral del oleaje durante la ocurrencia de la tormenta.

VI. Morfología de la playa

Las playas constituyen un sistema dinámico, en el cual su relieve es el resultado de la forma en que las condiciones hidrodinámicas distribuyen los sedimentos presentes. Las condiciones hidrodinámicas, en especial el oleaje, aportan la energía empleada para movilizar todo el sistema. Los sedimentos presentes en las playas, también son susceptibles de un proceso de selección natural, como resultado de lo cual solo permanecen en la misma, de forma estable, los que mejor se adaptan a las condiciones hidrodinámicas y las formas del relieve alcanzables. Igualmente las formas del relieve que se producen, inducen cambios en la hidrodinámica, al modificar las características de la propagación del oleaje en su aproximación a la costa.

Resulta comprensible que dada la interrelación existente entre estos tres elementos, para una descripción completa de los cambios a corto, mediano o largo plazo de una playa sea necesario el estudio de cada uno de ellos.

En la Figura VI.1 se presenta, a modo de ejemplo, una secuencia fotográfica de las variaciones de corto plazo inducidas por el huracán Wilma en el extremo sur de la playa de Cancún. Este tipo de variaciones tiene lugar, cuando el sistema es sometido a forzamientos energéticos intensos y tienen un carácter totalmente aperiódico. Las variaciones a mediano plazo pueden estar asociadas con los cambios estacionales o cíclicos hiperanuales de la playa y son de carácter mayormente periódico, donde se suceden episodios de acreción y erosión.

Las playas, como la mayoría de los sistemas naturales pasan por diferentes estadios desde su aparición hasta su desaparición. Inicialmente tienen lugar procesos de acreción con diferente grado de intensidad, dependiendo de las fuentes de aporte de sedimentos, las cuales propician un desarrollo del sistema. Una vez alcanzada la madurez, puede existir un cierto periodo de tiempo de estabilidad, en el cual el sistema ni crece ni se erosiona. Posteriormente con el declinar de las fuentes de aporte sedimentario, el sistema comienza a erosionarse hasta llegar a desaparecer. Los tiempos asociados a estos procesos pueden ser desde hiperanuales hasta de Eras Geológicas. La tendencia a largo plazo de una playa está asociada con su estadio evolutivo.

Sin embargo en la actualidad el desarrollo de la actividad humana puede alterar totalmente la evolución natural de una playa. El hombre tiene la capacidad de incrementar la fragilidad de un sistema costero propiciando, ya sea que entre en erosión o acelerando la erosión si ya existiera, al destruir o modificar los mecanismos naturales que intervienen en su funcionamiento. Igualmente tiene la capacidad, en función de sus intereses particulares, de revertir o mitigar temporalmente la presencia de un proceso erosivo, mediante la ejecución de la alimentación artificial de arena u otras acciones ingenieriles con la cuales se puede lograr la acreción o estabilización de una playa. La playa de Cancún resulta un excelente ejemplo de un ambiente degradado por la actividad humana, en el cual la presencia de un proceso erosivo intenso, ha hecho necesaria la ejecución de acciones ingenieriles, para mitigar los efectos de dicho proceso. En la Figura VI.2 se presenta una fotografía de la draga Barent Zanen (compañía Royal Boskalis Westminster), durante la ejecución en el año 2006, de la primera campaña de alimentación artificial de arena en Cancún.

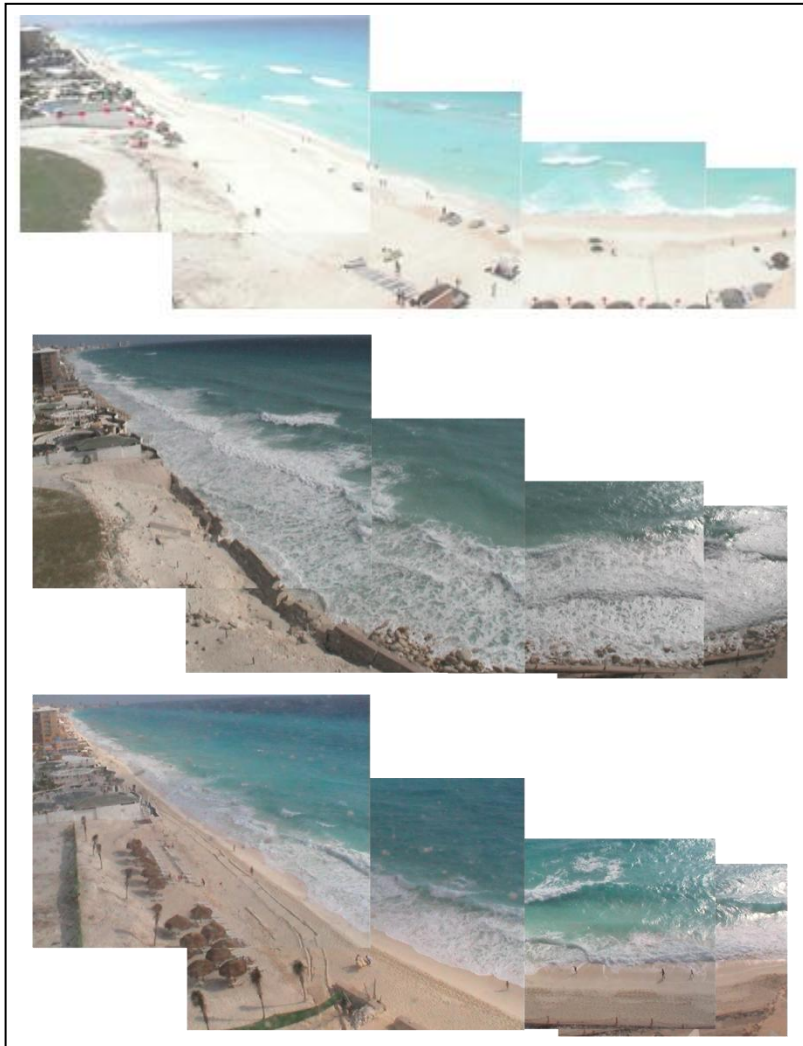


Figura VI.1. Cambios de corto plazo en la morfología de la playa de Cancún inducidos por el paso del huracán Wilma (octubre 2005). Serie fotográfica cortesía del Dr. Ismael Mariño

Entender la historia de la playa de Cancún previa a estas acciones de mitigación y la evolución de las mismas, teniendo en consideración la energía aportada por los procesos hidrodinámicos, así como los cambios morfológicos y sedimentológicos ocurridos, constituye el objetivo del presente capítulo.

En este capítulo además de la evolución morfológica de la playa de Cancún, como marco de referencia y comparación, se ha agregado al análisis la playa de Puerto Morelos. Ambos sitios están ubicados en el litoral del Estado de Quintana Roo. Dada su dinámica litoral y las características de la explotación turística, se observa que las fuentes de aportación de material sedimentario a las mismas son escasas, (desaparición casi total de las dunas y la zona de amortiguamiento), dependiendo casi exclusivamente de material acarreado a lo largo de la costa o proveniente del mar. Además estas playas están siendo afectadas por un proceso erosivo que se

manifiesta por medio de la aparición de escarpes pronunciados, el afloramiento de superficies rocosas en la zona de lavado y una disminución de la cantidad de arena en la zona sub-aérea.



Figura VI.2. Vista de la ejecución de los trabajos de alimentación artificial de arena en la playa de Cancún (año 2006, draga Barent Zanen de la compañía Royal Boskalis Westminster)

El estudio de la evolución morfológica de las playas de Cancún y Puerto Morelos permite comprender qué ha sucedido en el pasado y realizar pronósticos sobre lo que puede ocurrir en el futuro. La comparación de los diferentes estadios por los que ha pasado el perfil de la playa, con la situación de equilibrio esperada, constituye un criterio para evaluar la estabilidad de la misma y luego poder predecir su comportamiento.

VI.1 Relieve de la playa

El relieve emergido de Cancún es casi plano, las alturas máximas se localizan hacia el eje central de la barra y no rebasan los 10 metros sobre el nivel medio del mar. En la actualidad casi la totalidad del relieve emergido de la barra se encuentra urbanizado, para lo cual se han llevado a cabo importantes transformaciones del relieve original.

Por el oeste la costa es baja y característica de ambientes acumulativos de laguna, con sedimentos arcillosos y cada vez más aislados pequeñas agrupaciones de lo que originalmente fue un bosque de mangle.

La costa oriental está ocupada por la playa arenosa, que ya después de dos rellenos artificiales, también se encuentra muy alterada. En la Figura VI.3 se presentan tres perfiles típicos de la playa, medidos, en junio del año 2010, entre el borde de la urbanización y el mar: uno correspondiente a la zona norte (Royal Sunset), otro al centro (Cancún Palace) y el otro al sur (Playa Delfines).

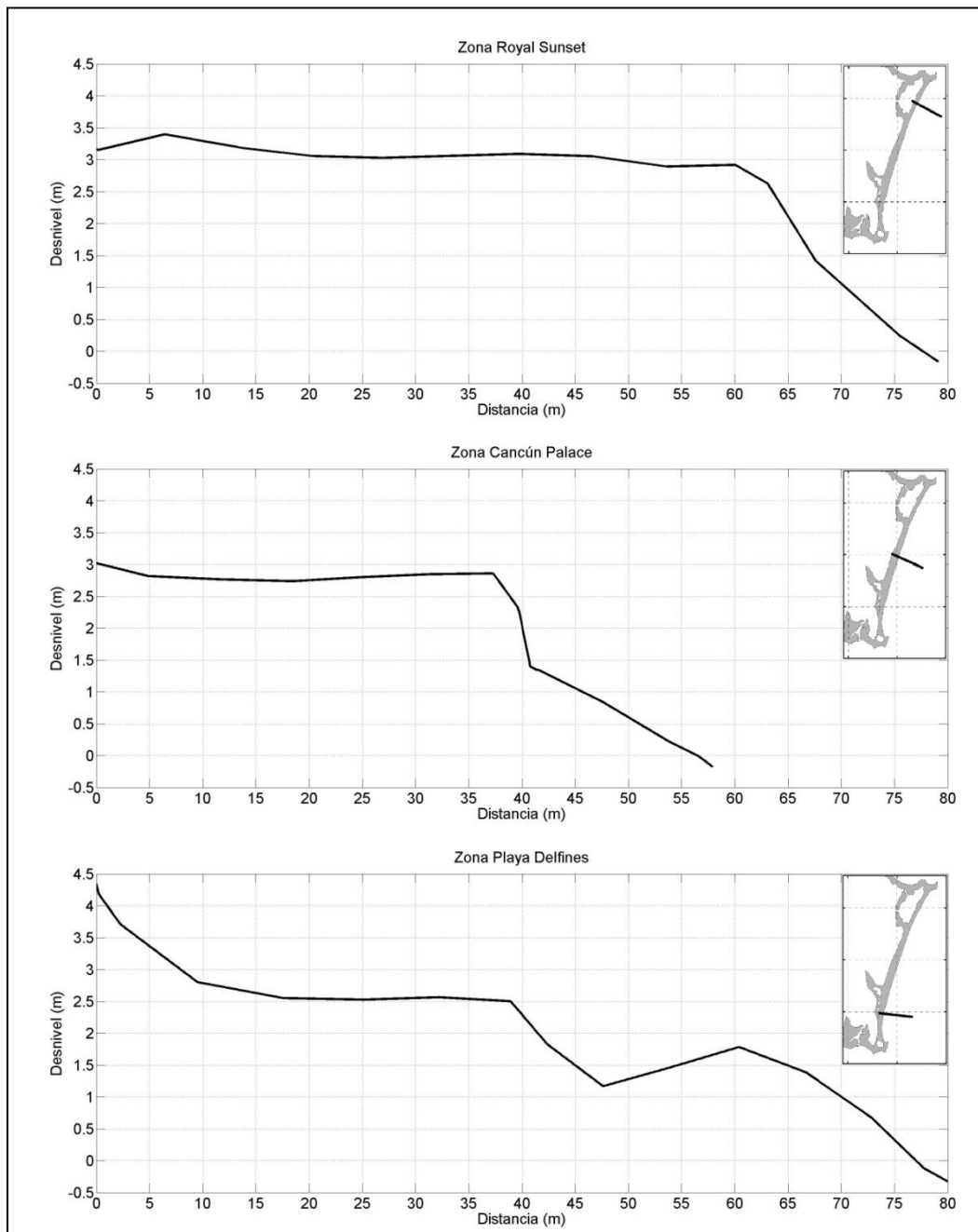


Figura VI.3. Perfiles de playa de Cancún

Como se puede apreciar, el relieve de la playa es aplanado en la mayor parte de su extensión. Los mayores desniveles se localizan en la zona inter-mareal con diferencias apreciables entre 2 y 3 metros. La pendiente de la zona inter-mareal podría considerarse fuerte pues se alcanzan valores entre 0.10 y 0.17.

Para las condiciones de junio del año 2010 en que se midieron los perfiles presentados anteriormente, la playa se encontraba recién regenerada. El sedimento aún se estaba acomodando por lo cual se apreciaban importantes escarpes en la playa, como el que se muestra en la fotografía de la Figura VI.4, que fue tomada en la zona de Royal Sunset al norte de

la playa. Además en esta época se avistaron afloramientos rocosos en la zona de lavado hacia la porción Sur de la playa, que no fue beneficiada en esa ocasión con el relleno de arena (ver Figura VI.5).



Figura VI.4. Escarpes formados como consecuencia de la acción del oleaje sobre el relleno de arena (junio, 2010)



Figura VI.5. Afloramientos rocosos en la zona de lavado, al sur de la playa (junio, 2010)

En cuanto al relieve submarino en la Figura VI.6 se presenta una batimetría de Cancún medida en febrero del 2008 y en la Figura VI.7 tres perfiles típicos de este relieve que fueron seleccionados como la continuación hacia el mar de los analizados anteriormente para la playa emergida.

Como elemento más significativo del relieve submarino se destaca la existencia de dos niveles de terrazas que se aprecian fundamentalmente en las Zonas Central y Norte. El primer nivel es una estrecha (con ancho < 300 m) superficie abrasiva que se localiza a una profundidad aproximada de 5 metros. Posteriormente el relieve cae abruptamente hasta otro nivel a la profundidad de 15 metros. Este segundo nivel de terraza es una superficie abrasiva muy aplanada que tiene su mayor amplitud hacia el norte, con una extensión de unos 1700 m, y se va estrechando hacia el centro hasta llegar a una amplitud de unos 1000 m.

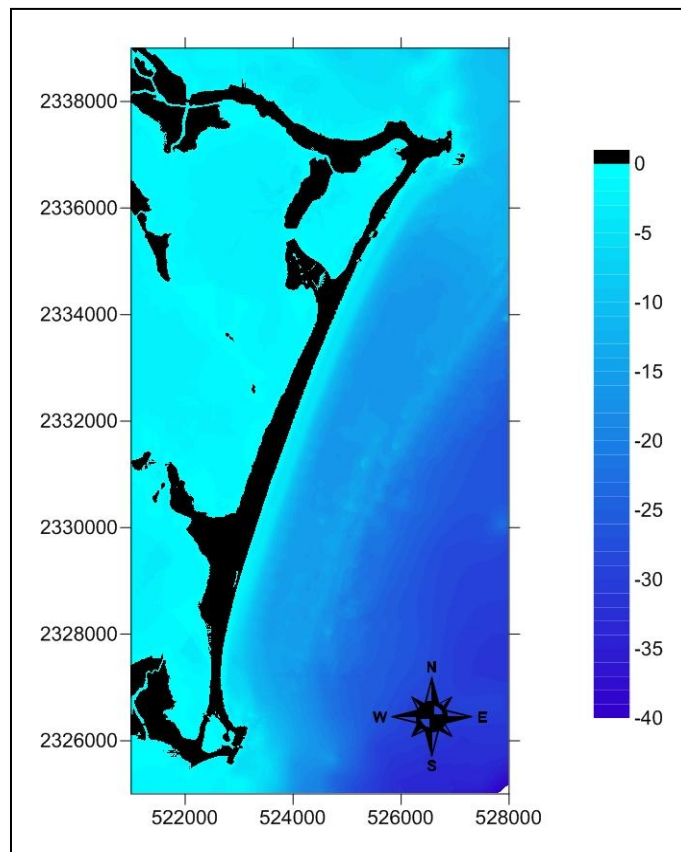


Figura VI.6. Batimetría de Cancún (febrero, 2008)

La zona Sur, se diferencia del resto de la playa, en que no se aprecian las dos primeras terrazas que se registraban hacia el norte. En esta zona la profundidad aumenta en dirección al mar de forma continua y suavemente hasta alcanzar los 23 m de profundidad, con una pendiente de 0.01. Entre los 19 y 23 metros se aprecia la presencia de una superficie muy aplanada, a lo largo de todo el frente de la playa. Estos niveles de terraza tienen su origen en los cambios estáticos del nivel del mar que ocurrieron durante el Pleistoceno y el Holoceno, que ya se mencionaron en el apartado II.2.

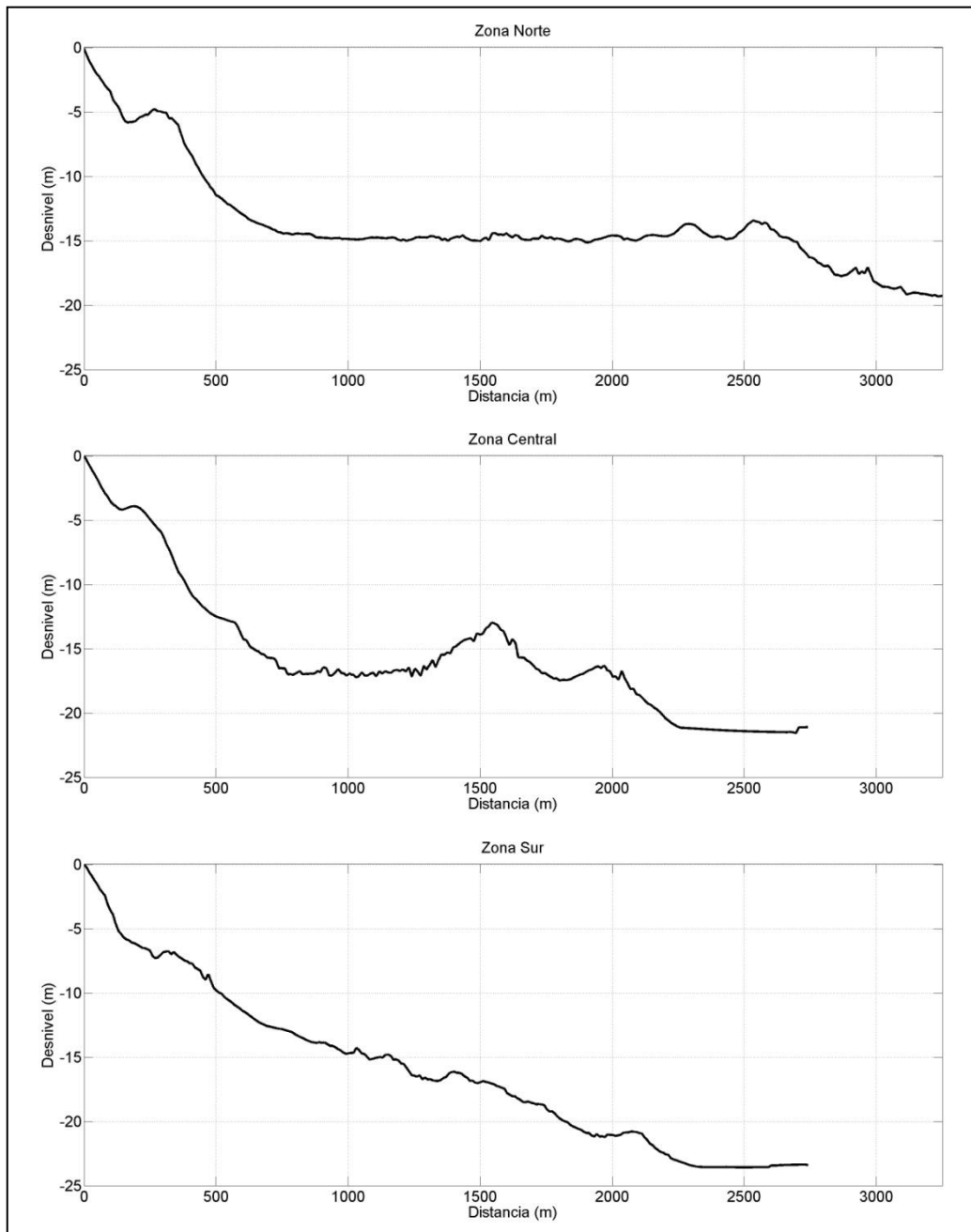


Figura VI.7. Perfiles batimétricos de Cancún (febrero, 2008)

VI.2 Evolución planimétrica

a) Cancún

La playa se dividió, a los efectos del estudio de su evolución morfológica en dos etapas, la primera de ellas entre los años 1967 y octubre 2005 y la segunda etapa entre el 2006 y finales del 2009.

En la primera etapa, durante 38 años, la playa evolucionó con sus sedimentos originales, soportando una serie de intensas transformaciones antropogénicas como consecuencia del desarrollo de la infraestructura turística y el paso de intensos huracanes como Gilbert. Ya en el final de esta etapa, la combinación de todas las alteraciones antrópicas introducidas en el ecosistema costero, conjuntamente con el impacto del huracán Wilma, provocaron el colapso de la playa. Posteriormente fue realizado un relleno de arena, a partir de lo cual la playa deberá ser tratada como una playa regenerada artificialmente.

En la Figura VI.8 se presenta una vista general de la evolución planimétrica de la playa de Cancún entre 1967 y octubre del 2005.

Los anchos de playa medidos a partir de imágenes satelitales se corresponden con los anchos promedios correspondientes a cada sector, y representan la distancia promedio entre las curvas correspondientes a la línea de costa y el límite del desarrollo turístico. Por lo cual cada distancia obtenida es representativa del ancho de playa en cada sector analizado. En la Figura VI.9 se presentan las series de tiempo, de la evolución del ancho de playa, correspondientes al periodo 1967-octubre del 2005, para cada sector y en la Tabla VI-1 los resultados de los cálculos de la tendencia en cada uno de ellos. Como se puede apreciar en todos los sectores la tendencia es hacia la erosión.

Los resultados del cálculo de la tendencia erosiva por sectores indican que los sectores más estables se localizan hacia el centro de la playa, en especial los sectores 4 y 5. Los sectores con mayor tendencia erosiva de la playa serían entonces el 2 y el 7 con un ritmo de pérdidas superior a 2.7 m/año. En una posición intermedia quedarían el 3 y el 6 con un ritmo de pérdidas entre 2.3 y 1.9 m/año. Como se puede apreciar la evolución de la playa de manera general es con tendencia la erosión con un ritmo global de pérdidas de 1.8 m de ancho de playa por año. Estos resultados tienen una buena correspondencia con los presentados por Silva, et al. (2006) obtenidos a partir del análisis morfológico de perfiles de playa para dicho periodo.

Para otras playas de la región, también se reportan ritmos de erosión, como son los casos de Varadero, Cuba donde Juanes et. al. (1986) reportan 1.2 m/año y Puerto Plata, República Dominicana donde Martell et. al. (2006) calcularon un retroceso de 3.7 m/año. Lo cual indica que la erosión es un problema regional que está afectando también a otras playas que sirven de soporte a importantes destinos turísticos.

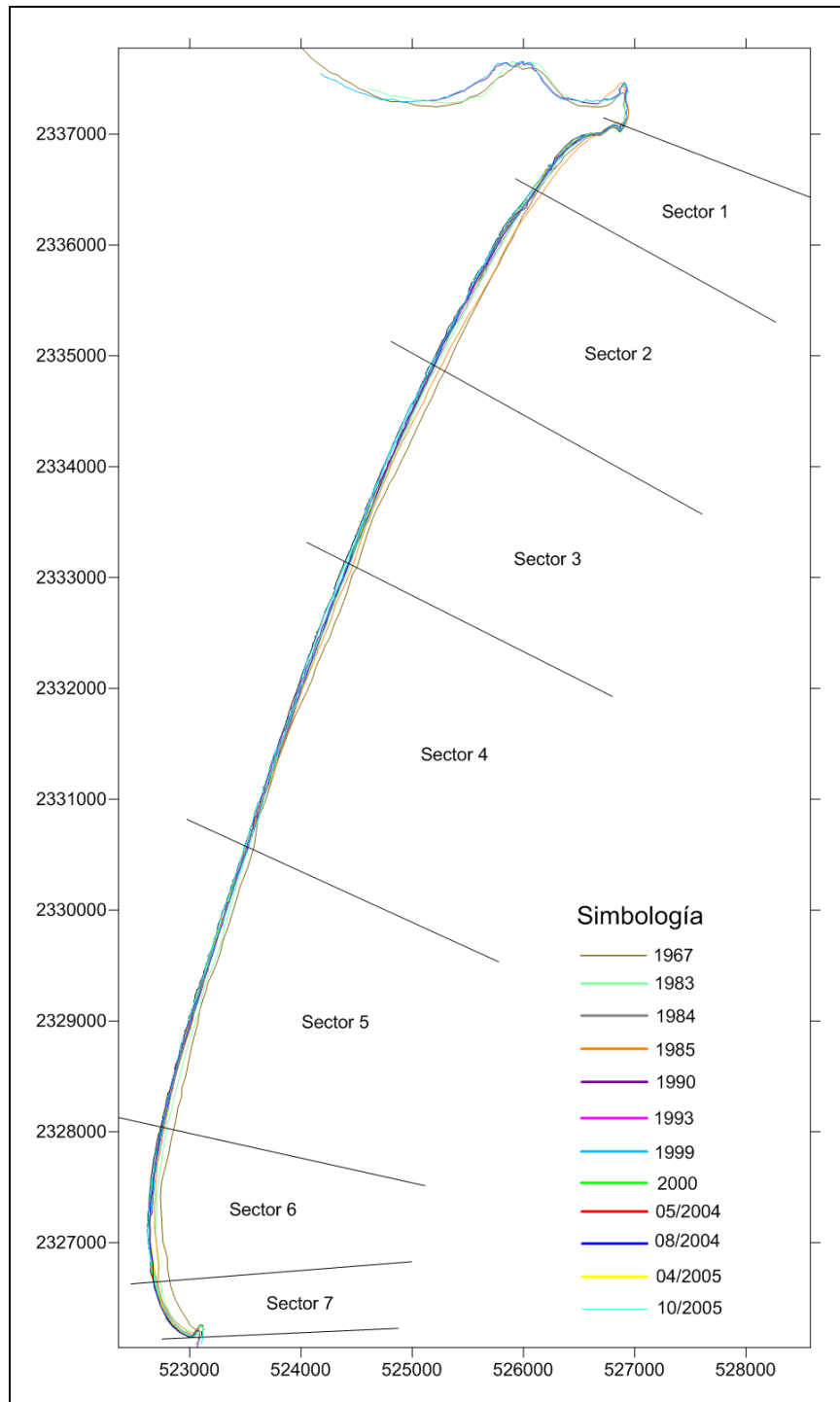


Figura VI.8. Evolución planimétrica de la playa de Cancún entre 1967 y octubre del 2005.

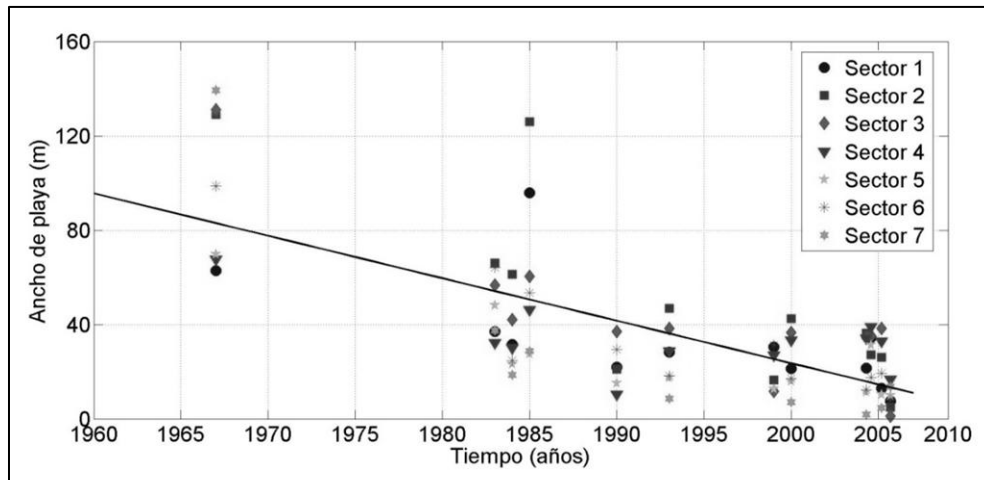


Figura VI.9. Variaciones temporales del ancho de playa en cada sector entre 1967 y octubre 2005

Tabla VI-1. Resultados de los cálculos de la tendencia evolutiva promedio para cada sector en los dos periodos

Sector	Tendencia erosiva (m/año)	
	1967-octubre 2005	mayo 2006-febrero 2009
Sector 1	1.3	25.4
Sector 2	2.8	30.2
Sector 3	2.3	25.9
Sector 4	0.7	17.6
Sector 5	1.2	15.6
Sector 6	1.9	14.9
Sector 7	2.7	8.5
General	1.8	19.7

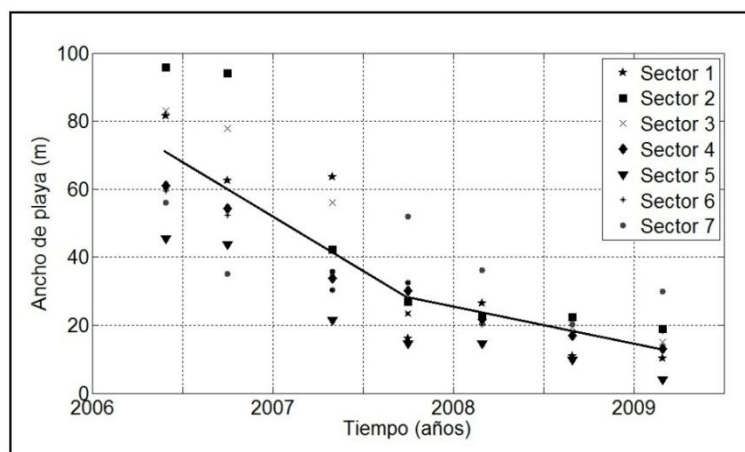


Figura VI.10. Variaciones temporales del ancho de playa en cada sector de la playa de Cancún, para el período mayo del 2006-febrero del 2009

La segunda etapa del análisis abarca el periodo comprendido entre mayo del 2006 y febrero del 2009. El análisis de la tendencia erosiva promedio para cada sector durante este periodo revela que los ubicados al norte de la playa (1, 2 y 3) resultaron ser los más afectados. A partir del sector 4 y hasta el 6 la tendencia erosiva disminuyó gradualmente, El sector 7 resultó ser el de menor tendencia erosiva. Estos resultados tienen una buena correspondencia con los encontrados por Gonzales-Lejia et al. (2013), a partir de un análisis de los cambios volumétricos en cuatro zonas de la playa.

En la Figura VI.10 se presentan las variaciones temporales del ancho de playa conjuntamente con la línea de tendencia de los valores medios correspondientes a cada toma satelital. En todos los sectores el ancho de playa ha tendido a disminuir, es decir, el comportamiento de la playa continua siendo hacia la erosión. En los primeros meses después de terminado el relleno (entre mayo y septiembre de 2006) se encontró una pérdida promedio de 8 m de playa, lo cual parecería un ritmo aceptable de reacomodo del material vertido y dicha pérdida debería tender a minimizar. Sin embargo, entre septiembre de 2006 y septiembre de 2007 se obtuvo una pérdida promedio de 29 m de playa, lo cual podría ser resultado, de la combinación de dos factores: el paso del huracán Dean y deficiencias del relleno ejecutado. Es técnicamente muy difícil de determinar cómo hubiera sido la distribución del relleno sin la ocurrencia del meteoro, pero sí se pueden delimitar dos extremos, por un lado que el relleno se hubiera distribuido paulatinamente, con poca pérdida de material y derivando en una cierta estabilidad de la playa y el otro extremo es que el huracán provocó, en unas horas, lo que hubiera inevitablemente sucedido al relleno.

El comportamiento de la playa, luego del huracán, parece verificar una condición más cercana al segundo extremo, ya que, la tendencia erosiva continuó y, entre septiembre de 2007 y agosto de 2008, se perdieron otros 10 m de playa y de agosto de 2008 a enero de 2009 se perdió un metro más. Efectivamente la pérdida va en descenso, pero cabe señalar que el ancho de playa promedio en enero de 2009 es de apenas 14.5 m, muy lejos de los 60 m que se alcanzaron al finalizar el relleno y, salvo por el sector número 7, todos los Sectores muestran pérdida de arena.

Aproximando la evolución del ancho de playa mediante una recta, los cálculos de la tendencia general indican que la línea de costa de la playa se erosiona con un ritmo promedio de 19.7 m por año. Luego el proyecto de alimentación artificial de arena ejecutado a inicios del año 2006, evolucionó erosionándose a un ritmo promedio general de 19.7 m/año. Considerando este ritmo de pérdidas, la playa perdería toda la arena vertida, después de transcurrir 3.57 años, o sea que para el tercer trimestre del año 2009 la playa debería regresar a su condición inicial. En efecto entre finales del 2009 e inicios del 2010, la playa se había erosionado hasta llegar a un estado como el que se muestra en la fotografía de la Figura VI.11 y fue necesaria la ejecución de un nuevo proyecto de alimentación artificial de arena.



Figura VI.11. Vista de Cancún en la zona de Playa Marlin en junio del 2009

b) Puerto Morelos

La playa de Puerto Morelos, a los efectos del presente estudio, se extiende desde Punta Pemtempich por el norte hasta Punta Brava en el sur (Figura VI.12). El límite sur de la playa es una frontera semicerrada, pues está constituida por un saliente rocoso que dibuja un cambio en la orientación de la línea de costa de casi 90 grados (Figura VI.13 -B).

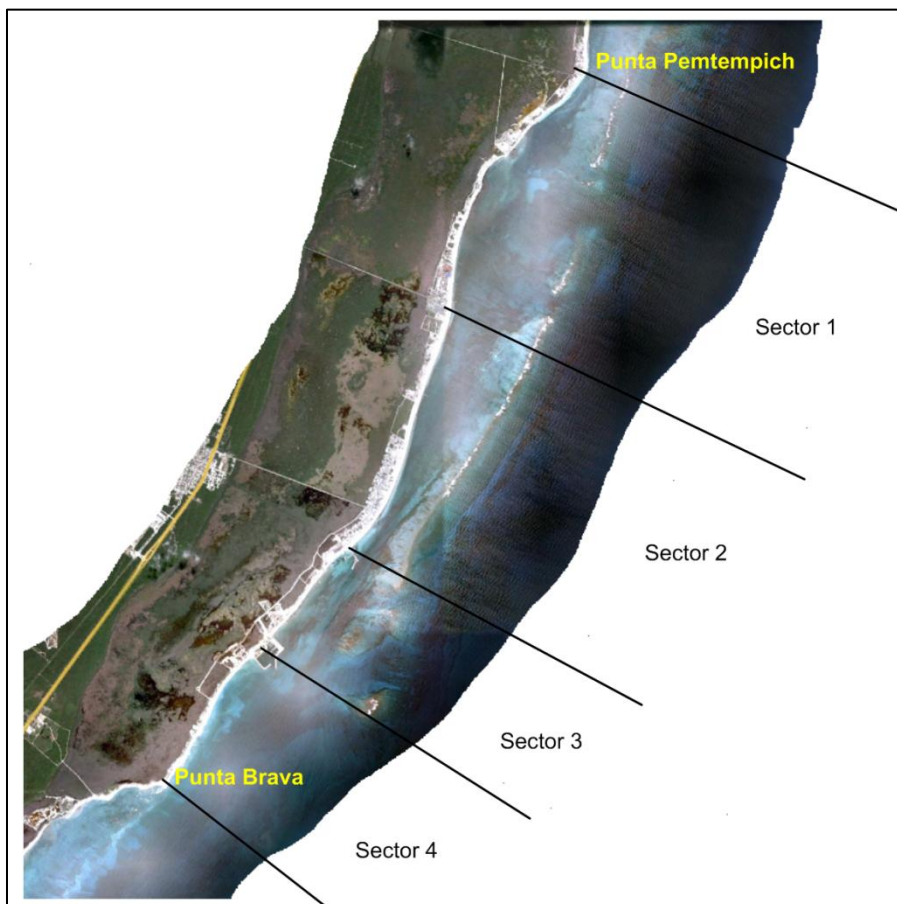


Figura VI.12. Límites y sectores en que se ha dividido la playa de Puerto Morelos para su estudio

Por su parte el límite norte es una frontera totalmente abierta, a partir del cual la playa continúa. Punta Pemtempich es una barra que se ha depositado frente a la laguna homónima, creando un saliente arenoso que marca un cambio en la orientación de la línea de costa (Figura VI.13 -A). Se plantea que las fronteras son abiertas ya que los sedimentos pueden entrar y salir libremente de la zona de estudio a través de ellas.

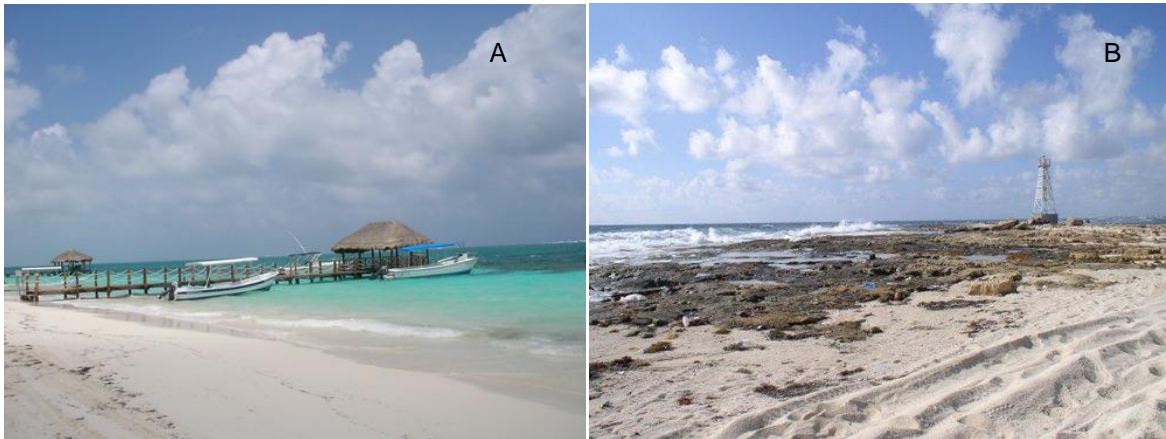


Figura VI.13. Fotografías de los límites de la playa de Puerto Morelos (A: Punta Pemtempich, B: Punta Brava, Junio 2009)

La costa en el sector de estudio, con una longitud de 13 km, es casi en su totalidad una playa arenosa continua, estando interrumpida solamente por la Marina El Cid y por el Puerto Morelos. Frente a la costa se localiza una extensa cresta arrecifal, que en marea baja emerge por algunas zonas. Ruiz (2010) demuestra que esta cresta brinda protección a la mayor parte de la playa frente los efectos del oleaje incidente proveniente de las aguas caribeñas. Luego, entre la playa y la cresta arrecifal existe un acuatorio tranquilo, propicio tanto para el desarrollo de los pastos marinos como para la estabilización de los sedimentos de la playa.

Esta playa se caracteriza por presentar un desarrollo turístico moderado. Lamentablemente, como se puede apreciar en Figura VI.14 la mayoría de las instalaciones turísticas que conforman este desarrollo se han construido sobre las dunas, lo cual constituye una tendencia generalizada que se observa en todas las playas de la región. Este tipo de ordenamiento territorial de las inversiones turísticas, no contribuye a preservar la integridad física de la playa, pues destruye uno de sus elementos morfológicos más importantes.

Sin embargo, dado lo incipiente del desarrollo turístico, aún quedan muchos espacios vírgenes donde las dunas se encuentran en su estado original. Lo cual en buena medida, ha hecho posible que la playa se mantenga en la actualidad evolucionando de manera natural, sin que se haya sido necesaria la realización de acciones para su preservación. No obstante al igual que el resto de las playas de la región, la de Puerto Morelos también presenta signos de erosión. Para evaluar el alcance y la magnitud de este proceso, a partir de la información histórica disponible, a continuación se realizará un estudio de su evolución planimétrica.



Figura VI.14. Instalaciones turísticas construidas sobre las dunas de la playa de Puerto Morelos (junio, 2009)

Para el estudio de la evolución de la posición de la línea de costa, se contó con la información proveniente de las imágenes satelitales de los años siguientes: 2004-septiembre, 2004-octubre, 2005-abril, 2005-octubre, 2006-mayo, 2009-febrero y 2010-abril. A partir de dichas imágenes se digitalizaron las configuraciones de la línea de costa. En la Figura VI.15 se presenta la evolución morfológica de la playa de Puerto Morelos para el periodo 2004-2010. Aunque se observan oscilaciones de la posición de la línea de costa para algunos sectores, existe de manera general una tendencia a la erosión. Al igual que se hizo para Cancún, en el caso de Puerto Morelos también se estudiarán las variaciones temporales de los anchos de playa, como elemento de interés para conocer la tendencia evolutiva de la playa.

En la Figura VI.16 se representa la evolución temporal del ancho de playa en todos los sectores. Teniendo en cuenta la información disponible, en esta ocasión se ha calculado en la tendencia evolutiva a corto plazo de la playa. El ritmo de erosión calculado asciende a 3.84 m por año. Lo cual implica que para el periodo estudiado la playa cada año perdía en promedio 3.84 m.

En la actualidad la playa de Puerto Morelos tiene un ancho promedio de 23.6 m, el cual resulta aceptable dentro de las exigencias requeridas para su uso turístico. A pesar del breve periodo de tiempo que comprende el estudio se puede plantear que, de mantenerse en los próximos años, el ritmo de erosión actual, la playa podría llegar a una situación crítica en los próximos 10 años. Este es un resultado interesante, que debería ser tomado en cuenta por los planificadores u otras entidades encargadas del manejo de la zona costera, pues aún se está a tiempo de ejecutar acciones que permitan mitigar o en el mejor de los casos revertir la ocurrencia de este proceso.

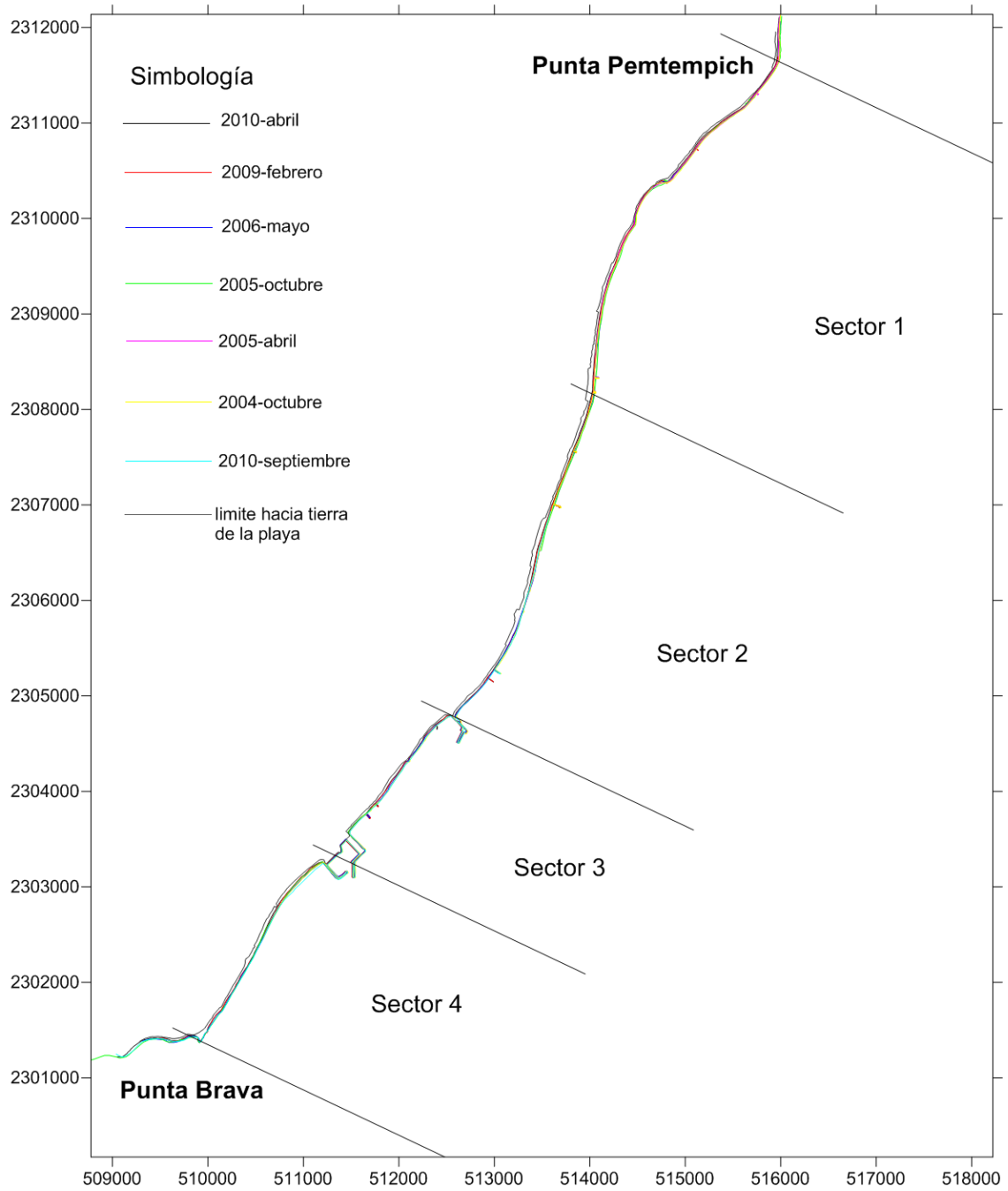


Figura VI.15. Evolución planimétrica de la playa de Puerto Morelos entre septiembre del 2004 y abril del 2010

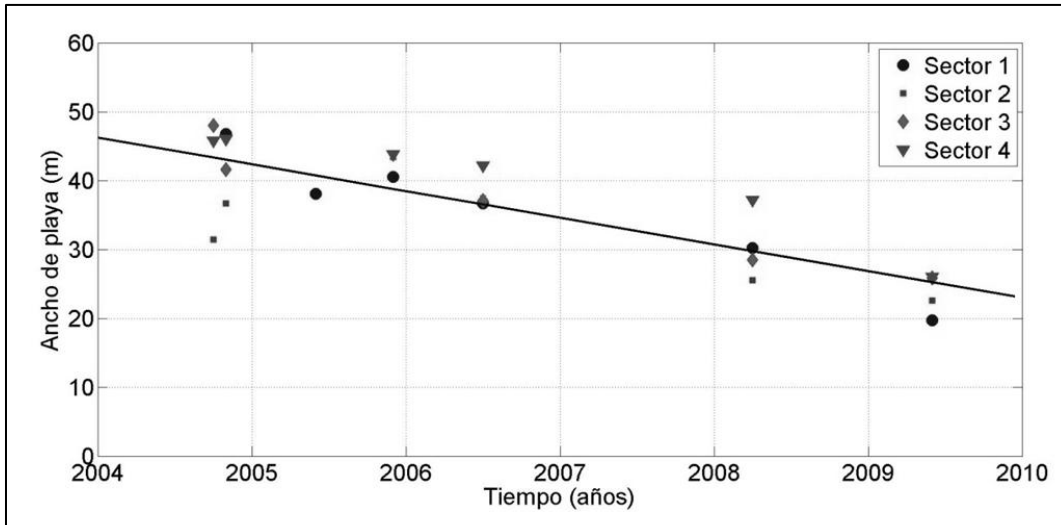


Figura VI.16. Evolución temporal del ancho de playa en la playa de Puerto Morelos

Solo el conocimiento profundo de los fenómenos que tienen lugar en la zona costera, así como la interrelación que pudiera haber entre los mismos permitirá llegar a establecer las causas de este proceso erosivo. Una vez establecidas las causas, entonces se podrá trabajar en la reducción o eliminación de las mismas. Una recomendación del presente trabajo es continuar monitoreando la evolución morfológica de la playa de Puerto Morelos y al mismo tiempo evaluar otros aspectos del entorno, como pudieran ser la historia de las transformaciones ambientales, el estado de las fuentes productoras de arena y las características del transporte sedimentario.

VI.3 Evolución de los perfiles de playa

El monitoreo de los perfiles de playa constituye una de las herramientas más eficaces para el estudio de las variaciones morfológicas de una playa, pues a través de los mismos se pueden determinar los estados por los que transita y los procesos involucrados en dichas transformaciones. En el presente trabajo para el análisis de las variaciones de los perfiles de playa, se han considerado 7 secciones, representativas cada una de ellas de un sector de la playa. En la Figura III.1 se ha marcado con puntos la ubicación de dichas secciones en cada uno de los sectores. Esta parte del estudio al igual que el realizado desde el punto de vista planimétrico se ha dividido en dos etapas, una previa al relleno de arena de inicios del año 2006 y otra posterior al mismo.

En la Figura VI.17 se presenta la secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa correspondiente al sector 1. En este sector entre los años 1985 y 1989 se produjo una acumulación significativa de arena, para una elevación del nivel del fondo entre 1.5-1.8 m, en los primeros 700 m del perfil. Esta acumulación de arena pudiera estar generada por un ingreso adicional de arena desde el fondo marino o por una erosión de la parte emergida de la playa. Teniendo en cuenta que en el año 1988 la playa sufrió los embates del huracán Gilbert, todo parece indicar, que la

acumulación que se observa en 1989, en el perfil submarino, es consecuencia de la intensa erosión que el huracán provocó en toda el área emergida de la playa.

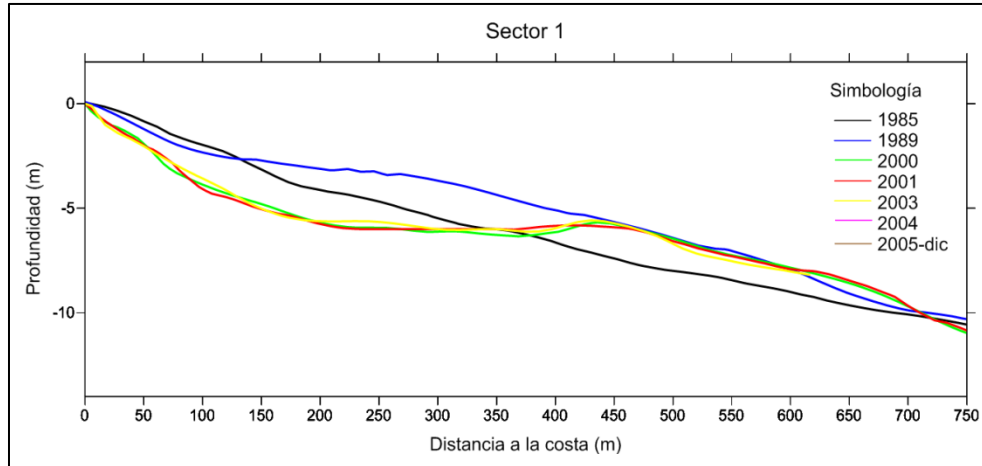


Figura VI.17. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 1

Posteriormente, hacia el año 2000 se produjo una disminución de hasta 2.5 m en el nivel del fondo marino en los primeros 450 m del perfil submarino. Esta disminución pudiera estar asociada, en alguna medida, con un transporte de sedimentos hacia la parte emergida de la playa, lo cual estaría implicando una recuperación natural de la playa. La forma alcanzada en el año 2000 se mantuvo sin cambios relevantes hasta el año 2003.

En la Figura VI.18 se presenta la evolución temporal del relieve submarino en el sector 2 de la playa. Al igual que ocurría en el sector 1 se observa una elevación del fondo de hasta 1.5 m entre los años 1985 y 1989, en casi todo el perfil submarino. Ya para el año 2000 dicha elevación se reduce hasta llegar casi a los mismos niveles del año 1985. En el perfil correspondiente al año 2001 se forma una pequeña barra en los primeros 100 m y el resto del perfil se va por debajo del de 1985. Lo más relevante en la evolución de este perfil es la aparición entre los años 2001 y 2003, de una barra de 250 m de ancho y 4 m de altura. Esta barra comienza a elevarse desde el fondo marino a 250 m de la línea de costa, en una profundidad de 6.5 m. Para diciembre del 2005 la barra se acentúa, al incrementarse la profundidad en el valle encerrado entre ella y la costa.

Una posible explicación para la aparición de esta barra en el sector 2, es que en septiembre del año 2002, la playa de Cancún sufrió el embate del Huracán Isidore. Es posible que el oleaje generado por dicho huracán hubiera incidido sobre la playa con un ángulo tal que su efecto no se hiciera visible en el sector 1 y si de manera tan intensa en el 2, dando lugar a la formación de la barra submarina. O sea que el oleaje de tormenta transportó los sedimentos, hasta formar la barra y posteriormente el oleaje habitual no fue capaz de devolver los sedimentos hacia la playa emergida.

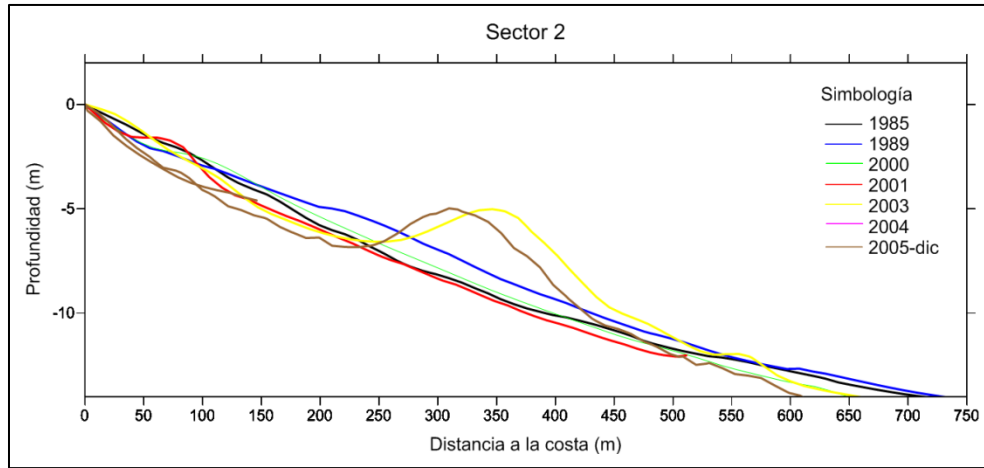


Figura VI.18. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 2

En la Figura VI.19 se presenta la evolución temporal del perfil submarino en la sección 3. En este sector entre los años 1985 y 1989 prácticamente no se aprecian variaciones, pues los perfiles resultantes son muy similares.

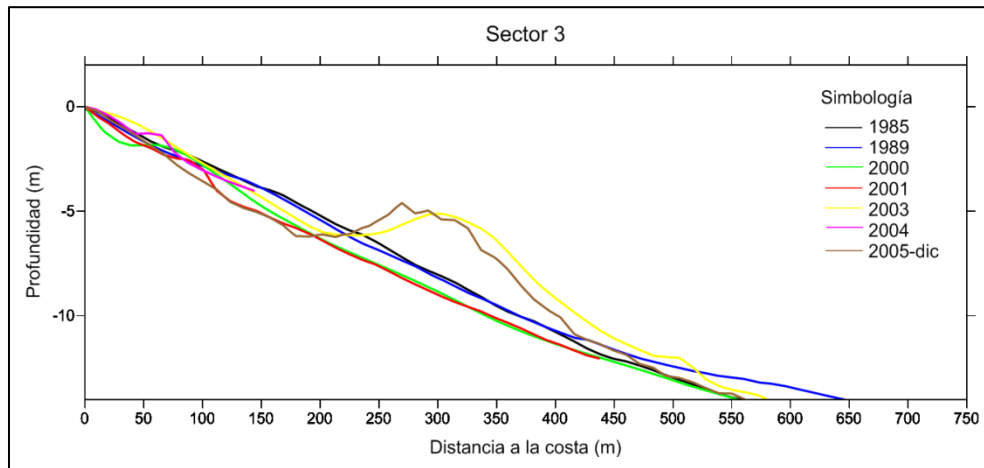


Figura VI.19. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 3

En el año 2000 el perfil se encuentra por debajo de los anteriores, lo cual implica una pérdida de arena en el lecho marino y un incremento del ancho de la playa. Otro detalle es que en los primeros 100 m se puede observar la presencia sucesiva de un valle y una barra.

En el año 2001 el perfil se presenta muy similar al del 2000, solo con ligeras variaciones en los primeros 100 m. En este segmento la profundidad del valle se reduce y las dimensiones de la barra también.

Para el año 2003, al igual que en el sector 2, una barra de 4 m de altura se levanta desde el fondo a la profundidad de 6 m, con un ancho de 250 m comenzando a 200 m de la línea de costa. Esta barra continúa observándose hasta el año 2005 con muy pocos cambios.

En el sector 4 de la playa, cuya evolución temporal se presenta en la Figura VI.20, se identifica un comportamiento muy particular, atendiendo a que se localiza en la zona más ancha y estable de la

isla barrera. En este caso el perfil submarino de la playa en el año 1989 se encuentra por encima del correspondiente a 1985, lo cual evidencia la ocurrencia de un proceso acumulativo.

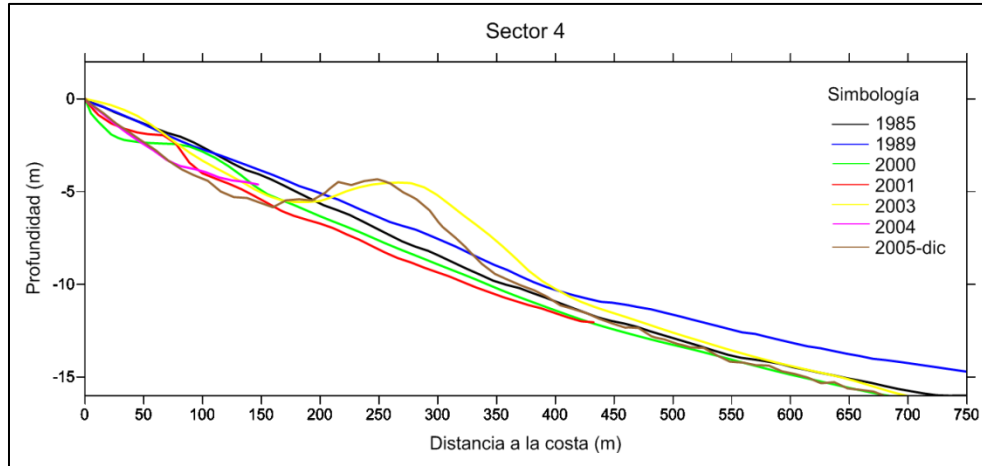


Figura VI.20. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 4

Posteriormente en el año 2000 el perfil está totalmente por debajo tanto del correspondiente a 1989 como al de 1985. En los primeros 150 m medidos a partir de la línea de costa, al igual que ocurría en el sector 3, se suceden un valle y una pequeña barra arenosa.

En el año 2001 la profundidad del valle disminuye y la barra se aproxima ligeramente a la costa. Todo el resto del perfil en dirección al mar se encuentra por debajo del correspondiente al año 2000, con lo cual se reafirma el proceso erosivo.

El valle y la barra que existían próximos a la costa, desaparecen para el año 2003 y al igual que en los sectores 2 y 3, aparece una barra de 4 m de altura a 200 m de la línea de costa. En esta ocasión el ancho de la barra alcanza cerca de 200 m, lo que implica un estrechamiento con relación a los sectores anteriores.

Para el año 2005 el perfil submarino tiene como cambio apreciable, con relación al correspondiente al año 2003, que la barra arenosa reduce su ancho a 180 m.

Para analizar el comportamiento temporal del perfil submarino de la playa, en el sector 5, se ha elaborado el esquema que se representa en la Figura VI.21. En este sector entre los años 1985 y 1989, el perfil submarino pierde sedimentos pues en los primeros 420 m, el correspondiente a 1989 se encuentra entre 0.5-1.5 m, por debajo del medido en el año 1985.

Posteriormente para el año 2000 tiene lugar una acumulación de sedimentos en los primeros 100 m del perfil, observándose una ligera elevación de hasta 0.7 m. Sin embargo, a partir de los 370 m en dirección al mar, este perfil se encuentra por debajo de los medidos anteriormente.

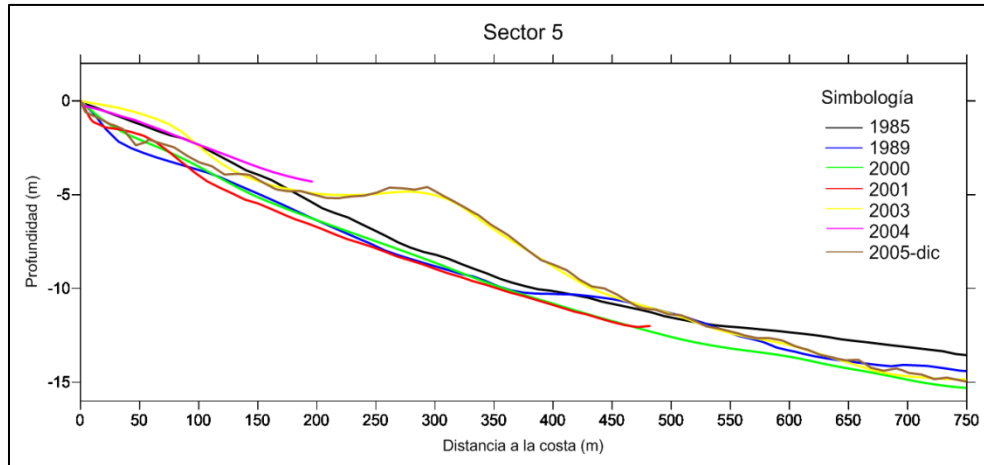


Figura VI.21. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 5

En el año 2001, al igual que ocurrió en los sectores descritos anteriormente, se destaca la aparición de un valle y una barra en los primeros 100 m del relieve submarino. El resto del perfil no presenta cambios significativos con relación al año 2000.

Para el año 2003 el cambio más relevante lo constituye la aparición de una barra arenosa. Sin embargo en esta ocasión, a diferencia de los sectores anteriores, la barra es más ancha y más aplanada, con una menor altura. Comienza a elevarse, desde los 180 m hasta los 450 m, medidos desde la línea de costa, para una extensión de 270 m. La altura máxima relativa al fondo que se alcanza es de 2.8 m.

Posteriormente en el año 2005 continúa observándose la barra arenosa, con similares dimensiones a las que poseía en el año 2003. El cambio más relevante en este periodo es la socavación de hasta 1.3 m que tiene lugar en los primeros 150 m del perfil submarino, medidos desde la línea de costa. Recordando que el ancho de playa en el 2005 era de 10.5 m y que en 2003 estaba en una posición intermedia entre 11.5 y 16.1 m, entonces se puede plantear que parte de la arena removida, como resultado de dicha socavación, no se ha incorporado a la playa emergida, de manera que se ha removido en dirección al mar, probablemente a profundidades desde donde no regresará a la playa por vías naturales.

Estas evidencias confirman la presencia de un proceso erosivo, difícilmente reversible, con los mecanismos naturales de transporte de sedimentos que operan en la actualidad en la playa de Cancún. La combinación de un escaso aporte sedimentario con las intensas transformaciones antropogénicas del territorio, apuntan como las principales causas de la ocurrencia de este fenómeno.

En la Figura VI.22 se presenta la evolución temporal del sector 6 de la playa, el cual se caracteriza por poseer una de las secciones más delgadas de la isla barra. En este sector lo más relevante resulta la intensa variabilidad que presenta la forma del perfil en los primeros 300 m medidos a partir de la línea de costa. El desnivel máximo registrado en el conjunto de mediciones realizadas,

alcanza para este sector los 3.11 m, lo cual proporciona una medida de su intensa dinámica sedimentaria.

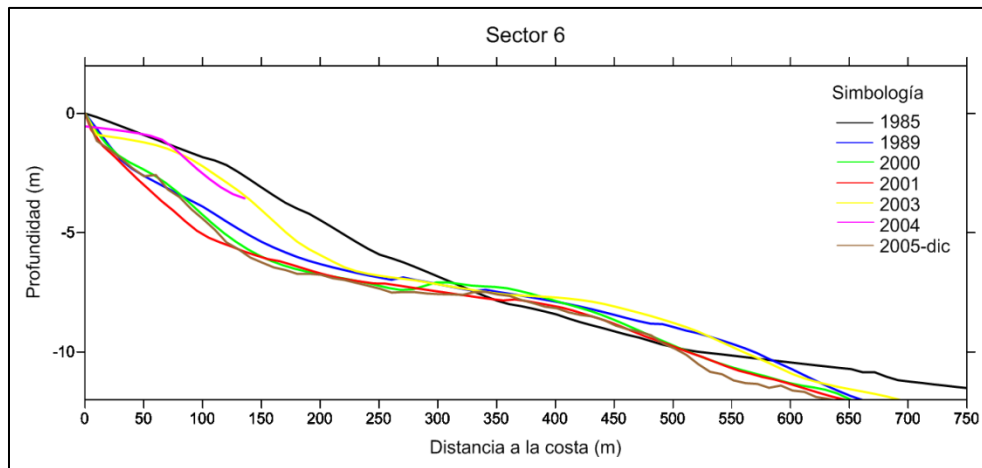


Figura VI.22. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 6

La evolución desde el año 1985 hasta 1989 implicó una socavación de hasta 2.1 m, en los primeros 325 m del relieve submarino, seguidos en los próximos 255 m de una acumulación que elevó la superficie del lecho marino en 0.8 m. Para el año 2000 la forma del perfil, aunque muy similar a la de 1989, se establece ligeramente por debajo del mismo, lo cual se traduce en una pérdida de arena en el perfil submarino. En el año 2001, ocurre lo mismo, o sea el perfil se encuentra por tramos por debajo del correspondiente al año 2000, lo que pudiera asociarse a la ocurrencia de una emisión constante de sedimentos, ya sea hacia la playa emergida o hacia profundidades mayores.

En el perfil del año 2003, al igual que ocurría en los sectores 2, 3, 4, y 6 se observa la aparición de una barra submarina. Sin embargo a diferencia de los sectores anteriores, en éste la barra es más estrecha, con apenas 200 m de ancho, también es más baja, presentando menos de 2 m de altura máxima y la diferencia fundamental desde el punto de vista morfológico radica en que se encuentra adosada a la costa.

En el año 2004 continúa observándose la presencia de la barra submarina, con dimensiones similares, pero en esta ocasión aún más próxima a la costa. En el año 2005 la barra desaparece por completo y el perfil submarino se erosiona en toda su extensión hasta alcanzar un nivel similar al que tenía en el año 2000.

En la Figura VI.23 se presenta la evolución del relieve submarino en el sector 7. Este sector se encuentra en el extremo sur de la playa, y su constante variabilidad es reflejo de la inestabilidad del mismo. La aparición de varias barras submarinas y su constante migración, ya sea en dirección a la costa o contraria, matizan la diversidad morfodinámica del comportamiento de este sector. Esta variabilidad podría estar indicando que este sitio constituye una vía de salida de sedimentos del sistema.

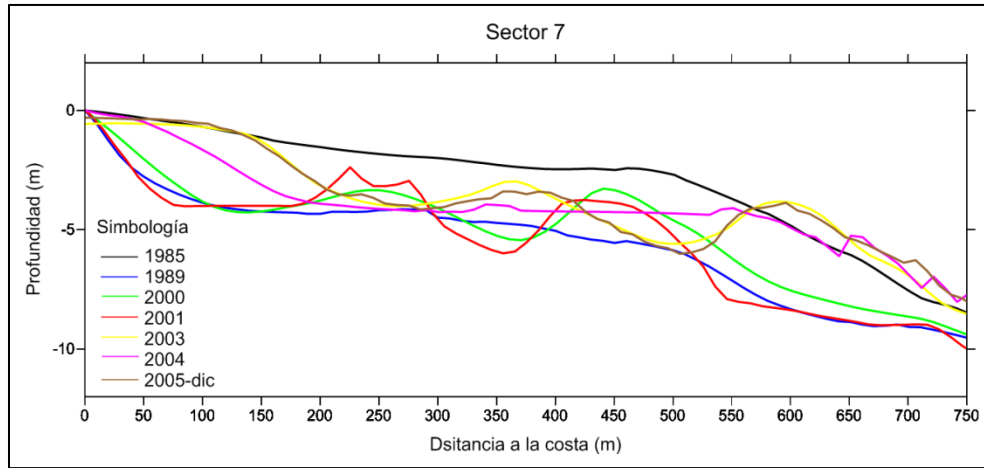


Figura VI.23. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 7

Hallermeier (1981) propone la siguiente expresión para determinar la profundidad máxima que alcanza la dinámica de los sedimentos en las playas, o sea la profundidad de cierre del perfil:

$$d_c = 2.28H_e - 68.5 \left(\frac{H_e^2}{gT_e^2} \right)$$

Donde H_e y T_e son la altura y el periodo de ola que exceden 12 h por año.

Según los análisis estadísticos, de las condiciones del clima marítimo en las costas del estado de Quintana Roo, realizados por Ruiz (2010) se encontró que la altura de ola correspondiente a esta condición es $H_e=4.26$ m y el periodo $T_e= 15.43$ s. Sustituyendo estos datos en la fórmula de Hallermeier se obtiene una profundidad de cierre de 9.18 m.

Los sedimentos desplazados a profundidades superiores a los 10 m, o sea por debajo de la profundidad de cierre del perfil activo de la playa, ya no pueden ser transportados de manera efectiva hacia la playa por el oleaje incidente y por lo tanto no tendrán la capacidad de regresar a la dinámica natural a la playa.

b) Período Octubre 2005-Diciembre 2009

El estudio de la evolución de los perfiles de playa de Cancún, durante este período de tiempo, tiene como principal objetivo analizar la evolución morfológica del proyecto de alimentación artificial de arena ejecutado a inicios del año 2006.

Para dar seguimiento a la evolución del relieve submarino en el periodo comprendido entre octubre del 2005 y diciembre del 2009, se tomó como base la información procedente de los siguientes levantamientos topobatimétricos: mayo del 2006, agosto del 2006, febrero del 2007, abril del 2007 y febrero del 2008. De dichos levantamientos se extrajeron perfiles para cada uno de los 7 sectores en que se ha dividido la playa.

En la Figura VI.24 se presenta la evolución morfológica del relieve submarino en el sector 1. Como se puede apreciar entre mayo del 2006 y agosto del 2006 no se producen variaciones significativas en la morfológica del relieve submarino, apenas una elevación de 0.45 m del fondo, en el intervalo

localizado entre 150-300 m desde la línea de costa. Posteriormente en febrero de 2007 se ha producido una ligera acumulación 0.25 m de sedimentos en el intervalo de 0-150 m desde la línea de costa y el cambio más importante es entre 150 y 400 donde el perfil se encuentra 1.20 m por debajo del correspondiente a agosto del 2006 en igual segmento.

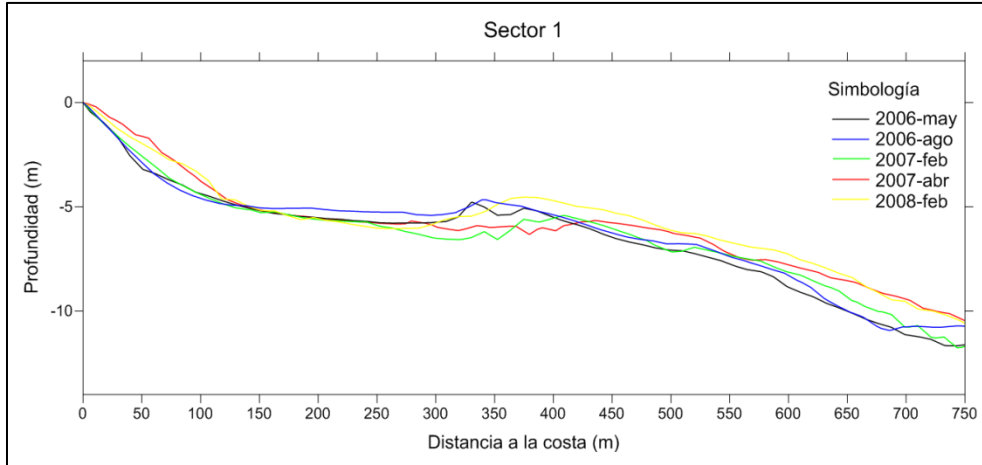


Figura VI.24. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 1

Entre febrero del 2007 y abril del 2007 se destaca la elevación del fondo marino de hasta 0.85 m que tiene lugar en los primeros 150 m del perfil. Para febrero del 2008 los cambios más importantes tienen lugar en el segmento submarino localizado entre 300-500 m desde la línea de costa, donde el fondo se eleva hasta 1.5 m con relación al relieve de abril del 2007.

En la Figura VI.25 se presenta la evolución temporal del perfil submarino de la playa en el sector 2. En el mismo se aprecia una reducción en la altura del perfil entre los meses de mayo y agosto del 2006.

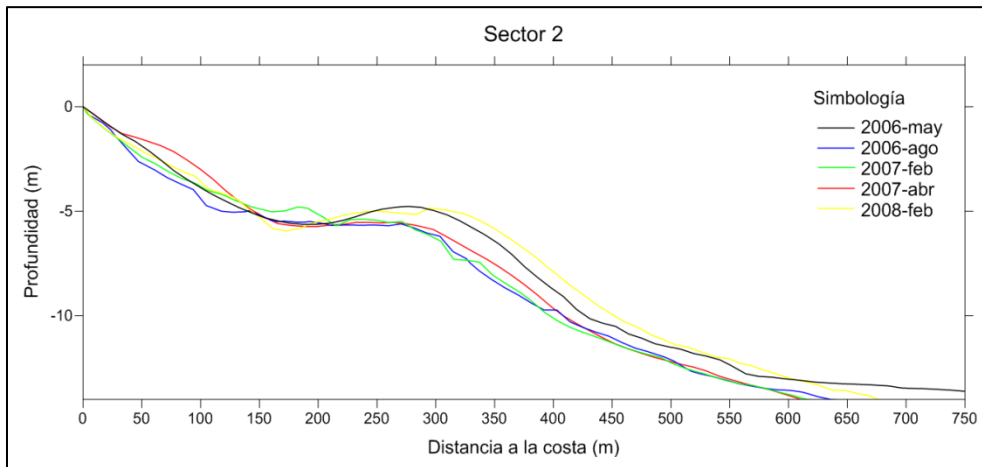


Figura VI.25. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 2

Entre agosto del 2006 y febrero del 2007 se produce una elevación de los niveles de arena en los primeros 200 m y el resto del perfil se mantiene invariable. Posteriormente en abril del 2007, tiene lugar una elevación del fondo en los primeros 130 m, seguida de una socavación en los siguientes

75 m, después se mantiene estable por 130 m y finalmente se eleva en 0.5 m hasta alcanzar los 450 m. Un año después en febrero de 2008 lo más relevante resulta la elevación 2 m del fondo que se aprecia a partir de los 200 m en dirección al mar.

En la Figura VI.26 se presenta la evolución temporal del relieve submarino en el sector 3. Entre mayo del 2006 y agosto del 2006 en este sector tiene lugar un acomodo de los sedimentos en el perfil submarino de la playa, alternándose zonas de elevación con zonas de depresión.

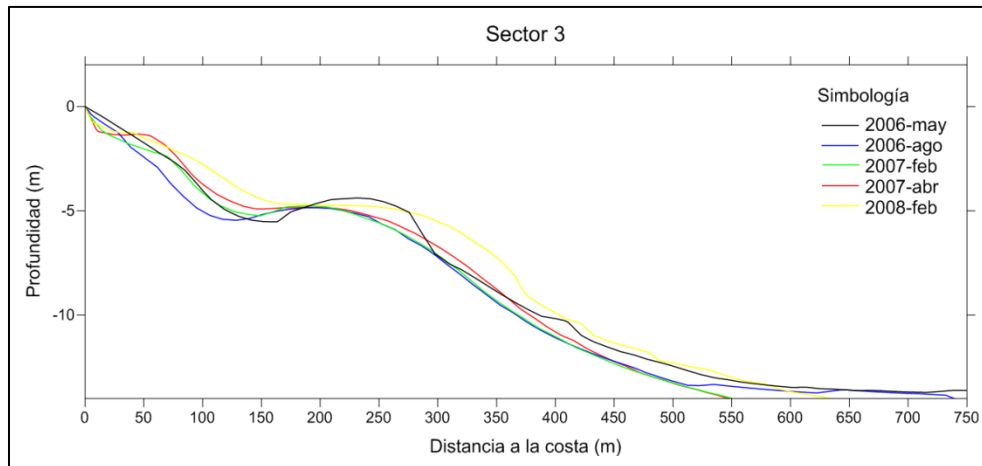


Figura VI.26. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 3

Lo más relevante en la evolución morfológica hasta febrero de 2007 con relación al perfil de agosto del 2006, es la aparición de un valle de 0.4 m de profundidad en los primeros 50 m, seguido de una barra de 1.2 m de altura máxima y 100 m de extensión. Posteriormente esta morfología se acentúa incrementándose la profundidad del valle en 0.25 m y la altura de la barra en 0.75 m. En febrero del 2008 el valle se rellena en parte y la barra casi desaparece completamente, pero a partir de los 70 m el perfil submarino se eleva con relación al de abril del 2007 en un máximo de 1.25 m.

En la Figura VI.27 se presenta la evolución temporal del perfil correspondiente al sector 4. El perfil inicial de mayo del 2006 se caracteriza por la presencia de dos valles y dos barras intercaladas. Tanto el segundo valle como la segunda barra resultan significativamente pronunciados. En agosto del 2006 se observa que la primera barra ha migrado sobre el primer valle hasta quedar prácticamente adosada a la costa. Igualmente el segundo valle se ha relleno hasta desaparecer y la segunda barra se ha aplanado hasta desaparecer también.

Entre agosto del 2006 y febrero del 2007 el perfil sufre pocos cambios. Sin embargo entre febrero del 2007 y abril del 2007 se observa una acumulación uniforme sobre todo el perfil de una capa arenosa que alcanza 0.75 m en su parte más ancha. Posteriormente lo más relevante de la evolución del perfil hasta febrero del 2008 es la formación de una barra de 1.0 m de altura que se inicia a 150 m de la línea de costa a una profundidad de 4.0 m.

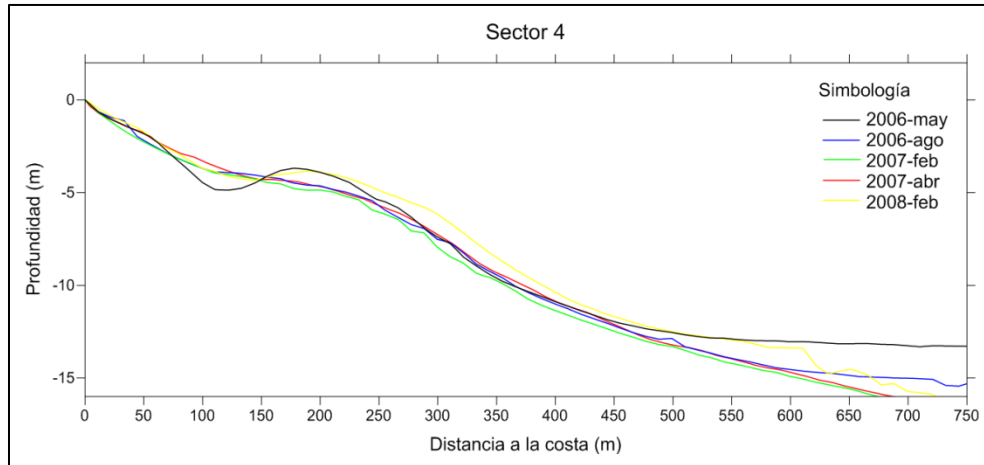


Figura VI.27. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 4

En la Figura VI.28 se presenta la evolución del relieve submarino en el sector 5 de la playa. En el perfil correspondiente a mayo del 2006 se observa la presencia de un valle y una barra contiguos a la línea de costa. Hacia agosto del 2006 el valle se rellena y la barra se aplana, dando lugar a un perfil tendido sin elementos morfológicos relevantes.

Entre los meses de agosto del 2006 y febrero del 2007, en los primeros 150 m del perfil se forma un valle de 2.3 m de profundidad, el resto del perfil se mantiene sin variaciones significativas. Para abril del 2007 dicho valle se rellena y desde los 200 m de la costa en dirección al mar el perfil queda 0.6 m por debajo del correspondiente a febrero del 2007. En febrero del 2008, el perfil submarino, de manera general recibe arena elevándose hasta 0.9 m con relación al de abril del 2007. Estas oscilaciones de los niveles de arena pudieran estar provocadas ya sea por ciclos de carácter estacional o asociadas al proceso de selección natural de los sedimentos según su granulometría, el cual genera un reacomodo de la arena vertida sobre el perfil de la playa.

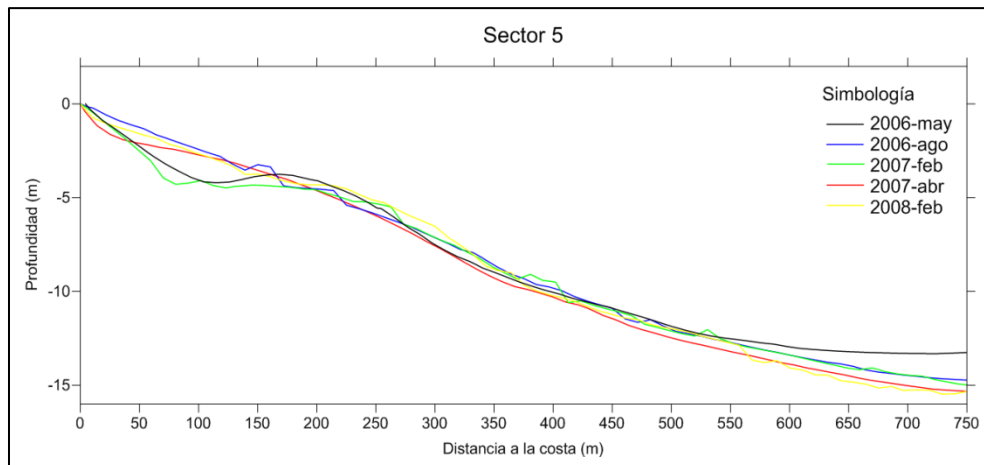


Figura VI.28. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 5

En la Figura VI.29 se presenta la secuencia evolutiva del relieve submarino en el sector 6. Como se puede apreciar, en el período comprendido entre mayo y agosto del 2006, en el intervalo de 0-150 m tiene lugar una elevación del perfil, provocada por el reacomodo de la arena vertida

buscando una configuración de equilibrio. También se destaca la formación de una barra de 1.0 m de altura localizada entre 400-550 m, medidos desde la línea de costa.

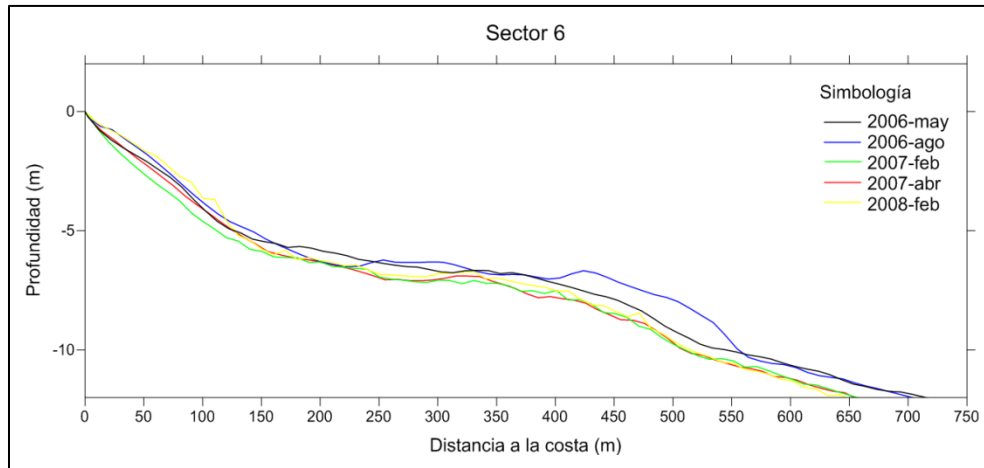


Figura VI.29. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 6

Posteriormente hacia febrero del 2007 el perfil submarino se encuentra en su totalidad entre 1.0-1.5 m por debajo del correspondiente a agosto del 2006, lo que indica una pérdida de arena neta en este período. Para abril del 2007 el único cambio en el relieve submarino es la elevación de 0.4 m en los primeros 150 m del perfil. Ya en febrero del 2008, el cambio más relevante, es la aparición de una barra arenosa de 0.6 m de altura en los primeros 125 m del perfil.

Finalmente en la Figura VI.30 se presenta la secuencia evolutiva del perfil submarino en el sector 7 de la playa. En este perfil al igual que ocurría para el período 1984-2005, se observa una notable variabilidad. Continuamente se desarrollan barras y valles que sucesivamente se adosan o se alejan de la costa. Esta inestabilidad está asociada con que este sector se ubica en el extremo sur de la playa, por lo cual solamente recibe y aporta sedimentos en su frontera norte. En la frontera sur la presencia de un saliente rocoso permite el escape de los sedimentos, pero resulta poco probable el ingreso sedimentario a través de la misma.

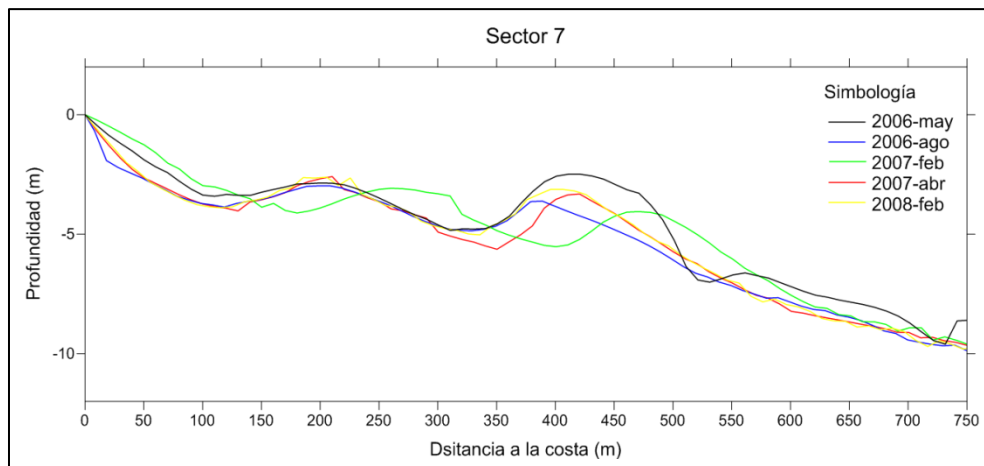


Figura VI.30. Secuencia evolutiva del perfil submarino de la playa en el sector 7

VI.4 Comparación con el perfil de equilibrio

La playa de Cancún, como ya se expuso, se ha dividido en 7 sectores. Luego para calcular el perfil de equilibrio se seleccionaron las condiciones existentes en el sector 4, por ser donde la barra arenosa alcanza su mayor ancho, y sus sedimentos deben tener una mayor dinámica tanto en la dirección transversal como en la perpendicular a la playa. Igualmente los cálculos se realizaron para dos períodos: el primero entre los años 1984-octubre 2005 y el segundo entre octubre 2005-diciembre del 2009.

a) Período 1984-Octubre 2005

Para el cálculo del perfil de equilibrio aplicando el modelo propuesto por Dean (1990) y su comparación con los perfiles medidos en el terreno, se tomaron los datos granulométricos correspondientes a la muestra tipo de los sedimentos del sector 4 de la playa. Los parámetros de la muestra tipo se presentan en la Tabla VI-2 y la curva de frecuencia acumulada en la Figura VI.31. La información sobre las muestras de sedimentos se obtuvo a partir de los trabajos de Ruiz (2010).

Tabla VI-2. Resultados de los análisis granulométricos de la muestra tipo del sector 4 de Cancún para el periodo 1984-octubre del 2005. (Tomado de Ruiz, 2010)

D ₅₀ (mm)	Mediana (mm)	Desviación Estándar (mm)	Curtosis	Clasificación Wentworth
0.31	0.32	1.16	0.40	Arena Media

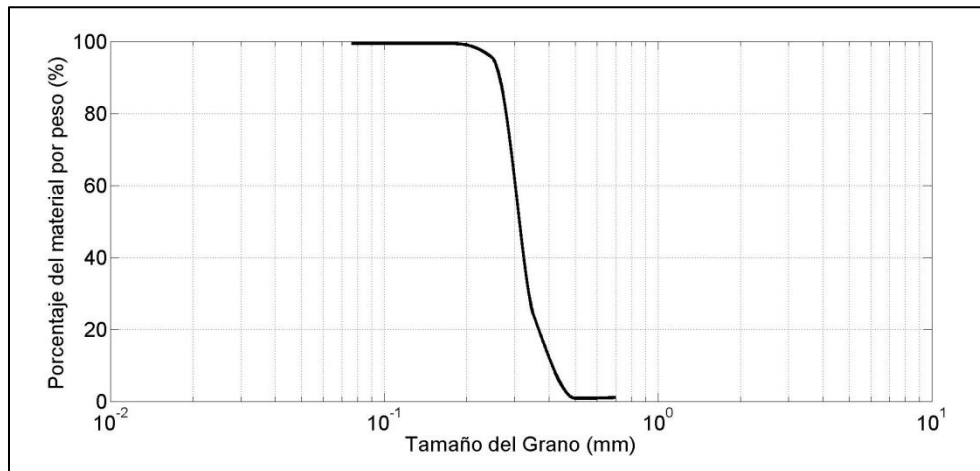


Figura VI.31. Curva de frecuencia acumulada de la muestra tipo del sector 4 de Cancún. Representativa del periodo 1984-octubre del 2005 (Tomado de Ruiz, 2010)

En la Figura VI.32 se presentan los resultados de los cálculos del perfil de equilibrio y su comparación con los perfiles medidos en la playa de Cancún en el período evaluado. Como se puede apreciar hasta el año 1989, el perfil de la playa se encontraba por encima del calculado para el equilibrio solo en los primeros 130 m. En el resto del perfil, las mediciones se encontraban por

debajo del perfil calculado, lo cual implica teóricamente que para alcanzar la condición de equilibrio se necesitaba un suministro adicional de sedimentos en este segmento del perfil.

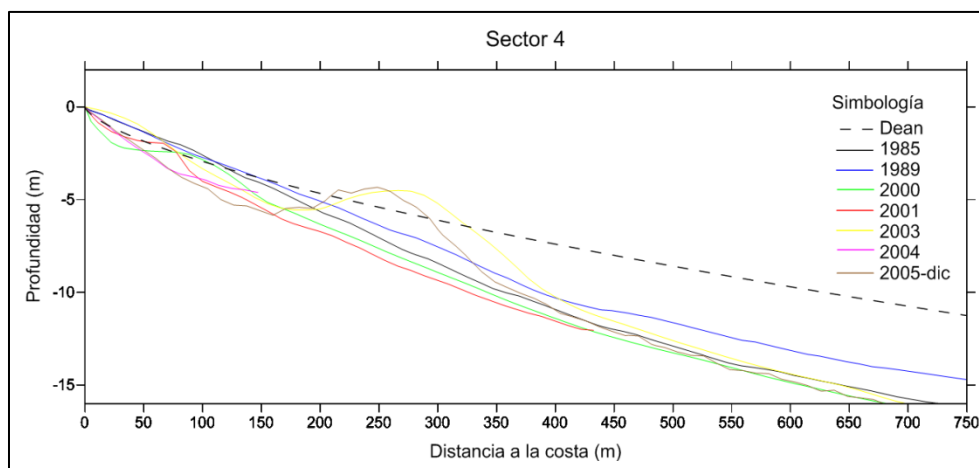


Figura VI.32. Resultados de los cálculos del perfil de equilibrio y su comparación con los perfiles medidos en el período 1984-octubre del 2005

Sin embargo posteriormente entre el año 2000 y el 2001 todo el perfil medido quedó por debajo del perfil de equilibrio calculado. Con lo cual se acentúa la necesidad de un suministro adicional de arena al perfil submarino.

Entre los años 2003 y diciembre del 2005, la barra submarina registrada, se eleva sobre el perfil de equilibrio calculado, incrementándose con ello las posibilidades de un reacomodo sedimentario favorable a un acercamiento del relieve a la condición de equilibrio, al menos en los primeros 300 m, que constituyen en este caso la porción más dinámica del perfil de playa.

A modo de resumen se puede plantear que la playa en el período evaluado evolucionó con una tendencia a alcanzar la condición de equilibrio. Sin embargo los volúmenes removidos por Wilma en octubre del 2005 impidieron que se alcanzara la estabilización del perfil submarino de la playa. Resulta oportuno señalar, que durante este proceso evolutivo se movilizaron sedimentos de la parte emergida de la playa hacia la sumergida, con lo cual se redujo el ancho de la playa emergida. Esto demuestra que existe un déficit en los ingresos netos de sedimentos, provenientes de las fuentes naturales productoras de arena, lo cual puede estar provocando que el proceso de recuperación natural sea muy lento. A partir de este análisis es posible deducir la necesidad que existía de un suministro adicional de arena, que permitiera su adecuado funcionamiento. El suministro llegó con el vertimiento artificial de cerca de 3 millones de metros cúbicos de arena realizado en el primer trimestre del año 2006. La comparación de la evolución del relleno con relación al perfil de equilibrio esperado se verá a continuación.

b) Período Octubre 2005-Diciembre 2009

El periodo octubre del 2005 a diciembre del 2009 se caracteriza por la introducción artificial en la playa de 3 millones de metros cúbicos de arena. La evolución del perfil submarino a partir de estas

nuevas condiciones y su comparación con el perfil de equilibrio calculado para la muestra tipo de los sedimentos introducidos será el objetivo del presente apartado. Las características granulométricas de la muestra tipo de los sedimentos introducidos en el sector 4 se obtuvieron de los trabajos de Ruiz (2010) y se presentan en la Tabla VI-3 y la Figura VI.33.

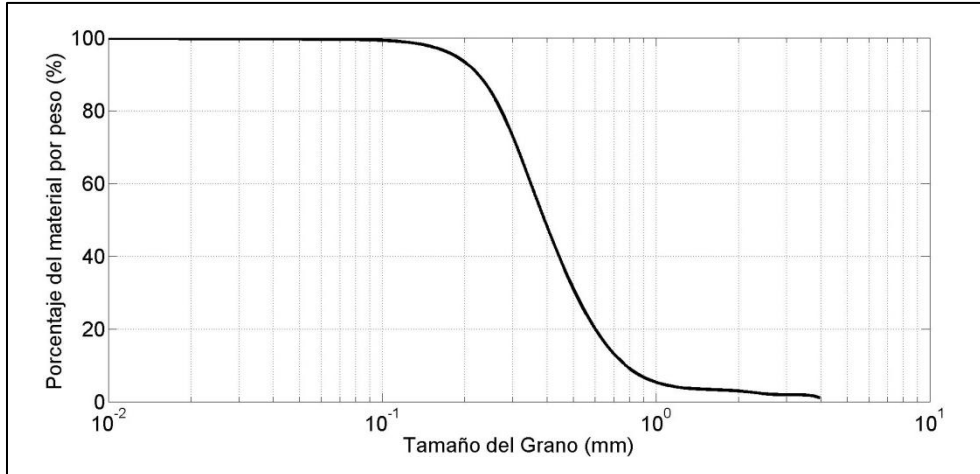


Figura VI.33. Curva de frecuencia acumulativa de la muestra tipo del sector 4 de Cancún. Representativa del periodo octubre del 2005-diciembre 2009 (Tomado de Ruiz, 2010)

Tabla VI-3. Resultados de los análisis granulométricos de la muestra tipo del sector 4 de Cancún para el periodo octubre del 2005-diciembre del 2009 (Tomado de Ruiz, 2010)

D₅₀ (mm)	Mediana (mm)	Desviación Estándar (mm)	Curtosis	Clasificación Wentworth
0.42	0.42	1.69	0.49	Arena Media

Los sedimentos presentes en la playa después del vertimiento de arena, son el resultado de la combinación de los nativos con los introducidos. Es por ello que el perfil de equilibrio esperado, deberá tender a alcanzar una posición intermedia entre los perfiles de equilibrio correspondientes a la arena nativa y la introducida. Los resultados de los cálculos del perfil de equilibrio tanto para la arena vertida como para la nativa y su comparación con los perfiles medidos en la playa de Cancún en el período posterior al vertimiento de arena se presentan en la Figura VI.34.

Como se puede apreciar, para los primeros 350 m del perfil de playa, se obtuvo que los perfiles medidos están ubicados en una posición intermedia entre las curvas correspondientes a los perfiles de equilibrio de la arena nativa y la vertida respectivamente. Lo cual indica que la playa evolucionó, en este segmento, hacia una configuración muy próxima a la esperada según los cálculos del perfil de equilibrio.

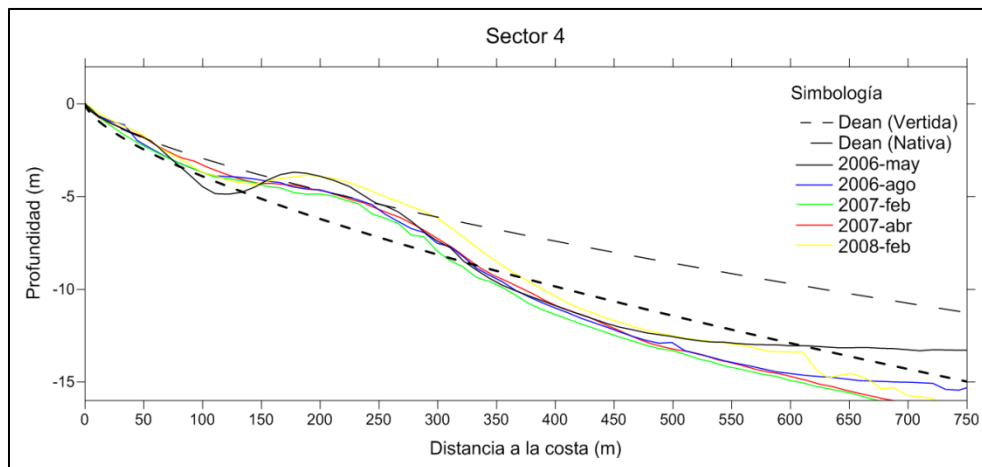


Figura VI.34. Resultados de los cálculos del perfil de equilibrio para las arenas nativas y las vertidas y su comparación con los perfiles medidos en el período octubre del 2005-diciembre del 2009

Sin embargo, a partir de los 350 m en dirección al mar, los perfiles medidos están mayormente por debajo del perfil de equilibrio mínimo calculado. Esto implica que para alcanzar la condición de equilibrio en dicho segmento, la playa requiere aun de la inyección de mayores cantidades de sedimentos. Mientras que no se produzcan nuevos ingresos, los mecanismos naturales de autorregulación deben generar un transporte que moviliza los sedimentos desde la playa emergida hacia la sumergida. Esto trae como consecuencia un proceso erosivo, como resultado del cual la playa emergida experimenta una reducción de su ancho.

Para este período, efectivamente se pudo verificar un ritmo de retroceso promedio de la línea de costa de 19.7 metros por año, lo cual se correlaciona muy bien con las demandas sedimentarias de la pendiente submarina para alcanzar la condición de equilibrio en función de las características de los sedimentos presentes.

Luego a finales del año 2009 e inicios del 2010, las cantidades de sedimentos presentes en la playa emergida resultan insuficientes para sostener las demandas del perfil submarino y es que se hace imprescindible la ejecución de un nuevo vertimiento de arena.

VI.5 Características de los sedimentos

En las costas acumulativas la morfología del relieve, depende en buena medida de las propiedades físico-mecánicas de los sedimentos que la forman. Los sedimentos se dividen de acuerdo a su génesis en dos grandes grupos: los marinos y los terrígenos.

Los sedimentos terrígenos están formados por fragmentos de minerales que se producen como resultado de la erosión de las rocas terrestres, ya sea por los ríos a lo largo de su cauce como por la abrasión del oleaje en las costas o el viento en zonas desérticas. Los sedimentos terrígenos provenientes del arrastre de los ríos, alcanzan la desembocadura de los mismos y posteriormente el oleaje y las corrientes marinas son los responsables de esparcirlos a lo largo de la costa. Este constituye uno de los mecanismos principales de formación de playas con sedimentos terrígenos.

Estos sedimentos se caracterizan por ser de color oscuro, masivos con densidades altas, así como por tener forma esférica y presentar superficies muy pulidas.

Los sedimentos de origen marino pueden subdividirse en dos grupos: los biogénicos y los químicos. Los biogénicos son aquellos formados por detritos de restos esqueléticos de organismos vivientes. Se producen fundamentalmente en el mar, siendo los pastos marinos y los arrecifes coralinos los principales biotopos que los generan. Los organismos vivos que integran estos biotopos marinos, al morir son arrastrados por el oleaje y las corrientes marinas de manera que sus restos se fraccionan sucesivamente hasta alcanzar la costa para sedimentarse y dar lugar a las playas (Juanes et. al., 1986). Estos sedimentos se caracterizan por tener una superficie rugosa como resultado de un interior poroso y de baja densidad. Pueden presentar múltiples formas aunque una buena parte de ellas tiende a estar constituida por granos de formas aplanadas semejantes a discos.

Los sedimentos de origen químico como las oolitas, están formados por concreciones en forma de cristales de carbonato de calcio alrededor de un núcleo de origen biogénico. Este tipo de sedimentos ha sido reportado para las playas del Caribe Cubano (Zenkovich, 1969) y del Caribe Mexicano (Aguayo, 1980). Estos sedimentos son de forma esférica y presentan una textura superficial pulida.

En muchos sitios la producción de los sedimentos marinos tiene lugar directamente sobre el perfil activo de la playa, de modo que el oleaje se encarga de seleccionarlo y distribuirlo sobre el mismo, atendiendo a su granulometría (Martell et al., 2003). Los sedimentos marinos son de color blanco o crema claro, lo cual se debe a la presencia predominante del carbonato de calcio en su composición.

Como se puede apreciar las diferencias que existen entre los sedimentos en cuanto a densidad, forma y textura implican un comportamiento diferente en cuanto a fricción, umbrales de suspensión, velocidad de caída y mecanismos de transporte en general.

Las arenas originales de Cancún (previas al relleno del año 2006) según los estudios de Aguayo (1980) eran mayoritariamente de origen oolítico, con una forma y textura similar a la que se presenta en la Figura VI.35. Estos sedimentos eran Arena Media según la clasificación de Wentworth y tenían un diámetro medio (D_{50}) de alrededor de 0.31 mm.

La introducción de cerca de 8 millones de metros cúbicos de arenas de origen biogénico entre los años 2006 y 2010, ha cambiado sensiblemente el panorama sedimentológico de la playa de Cancún. En la Figura VI.36 se presenta una fotografía de los sedimentos actuales de la playa.

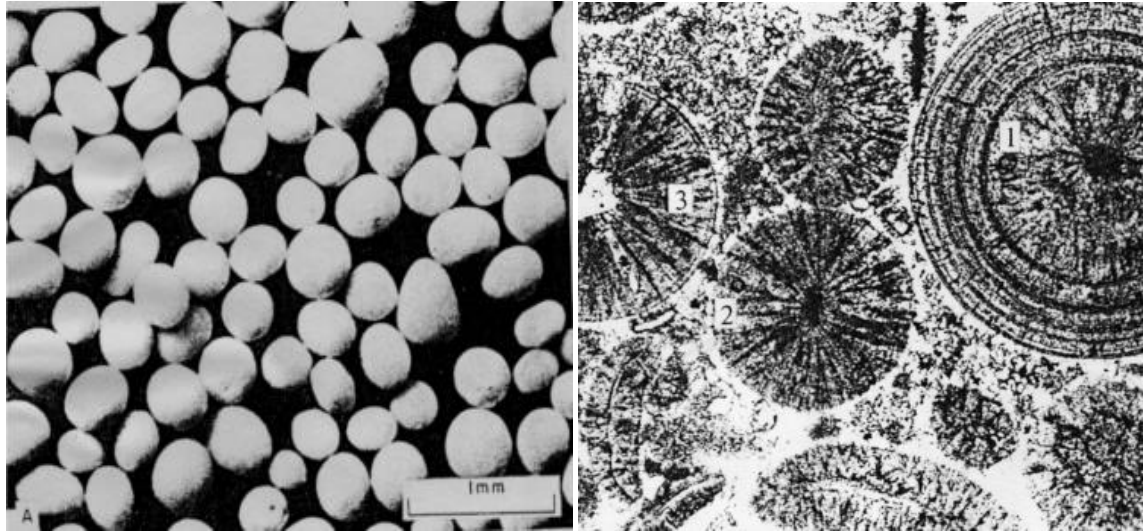


Figura VI.35. Fotografías ampliadas de la textura de los sedimentos originales de la playa de Cancún
 Entre los años 2006 y 2007 se tomaron más de 100 muestras de arena sobre la playa de Cancún. Estas muestras fueron tomadas tanto a lo largo de la playa como sobre el perfil de la misma. En los detallados análisis realizados a estas muestras por Ruiz (2010), Alcérreca (2011) y Del Valle (2012) se estudiaron las propiedades más importantes de estos sedimentos. A continuación se presentan de forma resumida los valores de algunas de las propiedades más importantes de estos sedimentos. El diámetro medio (D_{50}) estimado como promedio es de 0.44 mm, por lo cual los sedimentos se clasifican como Arena Media según la clasificación de Wentworth. El ángulo de reposo promedio encontrado fue de 38.19 grados. La densidad relativa de los sedimentos dentro del agua es de 1.65. La velocidad de caída promedio fue de 6.08 cm/s. Entre las propiedades de la mezcla arena-agua está la porosidad con un valor promedio de 0.51.



Figura VI.36. Fotografía de los sedimentos actuales

Resulta oportuno mencionar que los sedimentos utilizados para los rellenos de Cancún provienen, en ambos casos, de bancos de arena sumergidos, en zonas próximas a la costa. Estos bancos

constituyen depósitos de material acumulado recientemente sobre depresiones del relieve submarino. Los arrecifes y pastos marinos que rodean dichas depresiones han aportado el material biogénico necesario para la formación de los mismos.

Los sedimentos depositados bajo estas condiciones han tenido poca movilidad, por lo cual la mayoría de sus granos conserva su forma y textura original. Este tipo de sedimentos se denominan comúnmente sedimentos jóvenes o carentes de madurez, lo cual condiciona la presencia de formas angulosas y una textura porosa e irregular.

El empleo de sedimentos jóvenes para la alimentación artificial de arena en playas de uso turístico en general resulta poco deseable. Estos sedimentos presentan un alto grado de heterogeneidad en su granulometría, o sea, se tienen sedimentos desde muy finos hasta muy gruesos, con lo cual al secarse sobre la zona sub-aérea de la playa, se favorece la ocurrencia de cementaciones o endurecimientos del terreno. Esto, además de producir un piso duro y filoso, cuando es atacado por el oleaje da lugar a la formación de escarpes pronunciados (ver Figura VI.37), que ocasionan molestias para los turistas en la playa, además de afectar estéticamente el paisaje de la playa.

Otro problema que presentan los sedimentos jóvenes, es que al tener formas de disco su velocidad de caída resulta menor a la de los sedimentos esféricos de igual granulometría (Van Rijn, 1990), con lo cual se incrementan los tiempos en suspensión, frente a un oleaje similar. Esto genera un incremento de su inestabilidad en el perfil de playa, debido a su elevada capacidad de ser transportados. No obstante estos inconvenientes, en ocasiones se decide utilizar sedimentos jóvenes para la regeneración de las playas ya sea porque son los únicos disponibles o por razones económicas.



Figura VI.37. Escarpes en la zona sub-aérea de la playa (junio, 2010)

VI.6 Transporte sedimentario

En el funcionamiento de la playa uno de los aspectos más importantes es el transporte de sedimentos. Para ello se parte del criterio de que éste se produce en dos direcciones fundamentales: perpendicular (onshore-offshore) y a lo largo de la costa (longshore). En la naturaleza, ambas direcciones pueden ser verificadas, e inclusive el predominio de una con respecto a la otra, lo cual pudiera simplificar el desarrollo de las investigaciones teóricas en este campo.

En esencia el transporte de sedimentos, en una o en ambas direcciones, es el responsable de las variaciones morfológicas y sedimentológicas del perfil de playa, por lo que constituye uno de los principales procesos que intervienen en el funcionamiento de un sistema costero. Es por ello que el cálculo o estimación de los volúmenes e intensidad con que tienen lugar los procesos de transporte sedimentario resulta muy relevante para aproximarse al entendimiento del funcionamiento del sistema costero.

Dean y Dalrymple (2004) en su magistral compilación “Coastal Processes with engineering applications” plantean que las bases teóricas para explicar el transporte sedimentario tanto perpendicular como paralelo a la costa aún no están totalmente desarrolladas. Ello se debe, en buena medida, a que en la actualidad no existe una completa comprensión del transporte sedimentario, incluso bajo las condiciones hidráulicas más simples, como pueden ser las del transporte unidireccional que tiene lugar en los ríos o canales. A pesar que en los últimos 100 años decenas de investigadores han dedicado esfuerzos para ello, los resultados de la aplicación a un mismo problema, de los modelos desarrollados, difieren entre sí en varios órdenes de magnitud. Un ejemplo de lo cual se presenta en la Figura VI.38 para el cálculo de la descarga sedimentaria del Rio Colorado y su comparación con los datos medidos.

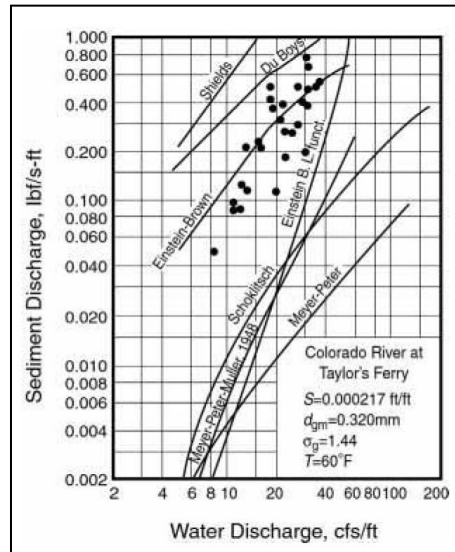


Figura VI.38. Cálculos mediante varios modelos de la descarga sedimentaria del Rio Colorado y su comparación con la data medida (Fuente: Dean y Dalrymple, 2004)

Los efectos de rotura del oleaje y la turbulencia asociada que tiene lugar en la zona de rompientes agregan un plus de complejidad a los procesos netamente hidráulicos. El oleaje, las corrientes litorales y los vientos, movilizan los sedimentos tanto en la dirección perpendicular como paralela a la costa, constituyendo una complicada fuente de momento y energía que varía temporalmente. En esta sección se incluyen por separado las estimaciones de las tasas de transporte paralelo y perpendiculares a la playa de Cancún, se calculan las corrientes litorales a partir del forzamiento generado por el espectro completo del oleaje y finalmente se realiza una validación y discusión de los resultados de los cálculos realizados.

VI.6.1 Estimaciones del transporte paralelo

El transporte sedimentario a lo largo de la playa puede ocurrir de tres formas diferentes:

- Arrastre por el fondo
- En suspensión
- Sobre la zona de lavado

Las dos primeras formas de transporte tienen lugar bajo el agua en la parte sumergida de la playa y la tercera en la zona inter-mareal o de lavado como también se le conoce. Según Dean y Dalrymple (2004), no existe una absoluta claridad acerca de cuál es la forma dominante para unas condiciones cambiantes de oleaje.

La orientación de la playa de Cancún es de aproximadamente 20° con relación al norte. Luego, el transporte longitudinal puede ocurrir en dos sentidos: hacia el norte o hacia el sur. Por conveniencia para el análisis se considera negativo el transporte hacia el Sur y positivo hacia el Norte. La cantidad de material movido longitudinalmente tradicionalmente se ha considerado proporcional al flujo de energía del oleaje (P_l) que arriba por unidad de longitud a la costa:

$$P_l = \frac{E_0 \sin(2\alpha)}{2}$$

Donde: $E_0 = \frac{1}{8} \rho g H_s^2 C_g$, C_g es la celeridad de grupo, α el ángulo de incidencia del oleaje y H_s la altura del oleaje significativo.

Inman y Bagnold (1963) proponen la siguiente expresión para el cálculo de la cantidad de sedimentos transportados por unidad de longitud (Q) de la playa:

$$Q = \frac{K P_l}{(\rho_s - \rho) g (1 - p)}$$

Donde p es la porosidad del sedimento K es una constante adimensional. El valor de K ha sido ampliamente discutido en la literatura internacional. Muchos autores han propuesto valores para

esta constante basados tanto en mediciones de laboratorio como en estudios de campo. Los estudios de laboratorio tienen la limitación de requerir de un factor de escala para llevar los resultados a las dimensiones reales, lo cual resulta complejo y genera incertidumbres. Es por ello que los estudios recientes para la determinación de esta constante se han enfocado más hacia mediciones de campo. En la Tabla VI-4 se presentan algunos de los valores presentados en la literatura especializada. Como se puede apreciar, a pesar de la variabilidad reportada para esta constante, el valor de 0.77 resulta el más recomendado por estudios recientes en playas naturales de alta energía.

Tabla VI-4. Valores de la constante adimensional K

Autor	K	Condiciones
Komar y Inman (1970)	0.77	Laboratorio
Dean et al. (1982)	1.23	Medición con trampas de sedimentos en playa Santa Barbara, California
Bodge and Dean(1987)	0.5 – 1.1	Varios estudios de laboratorio y de campo
Dean (1989)	Se reduce con el aumento de la granulometría, pero no encontró una función para describirlo	Mediciones en varias playas
Seymour (1989)	0.77	Medición en playa de California
Bodge and Kraus 1991	0.77	Mediciones en Duck, Carolina del Norte
Del Valle, Medina y Losada (1993)	Su valor varía inversamente proporcional a la granulometría	Mediciones de campo en varias playas
Wang y Kraus (1999)	0.044 – 0.541	Medición en playa con baja energía del oleaje

Teniendo en cuenta que el transporte más intenso tiene lugar en condiciones hidrodinámicas extremas, como es el caso de los huracanes, y que además es precisamente bajo estas condiciones que se producen las mayores transformaciones en la playa, resulta interesante calcular los volúmenes de sedimentos transportados por el Huracán Wilma a lo largo de la costa en la playa de Cancún. Utilizando los propiedades de los sedimentos de Cancún y los flujos de energía del oleaje Swell y Sea calculados para este huracán en la Figura VI.39 se presentan los resultados de los cálculos de la evolución temporal del transporte potencial longitudinal de sedimentos, realizados a partir de la expresión propuesta por Inman y Bagnold (1963), para las condiciones de aguas profundas.

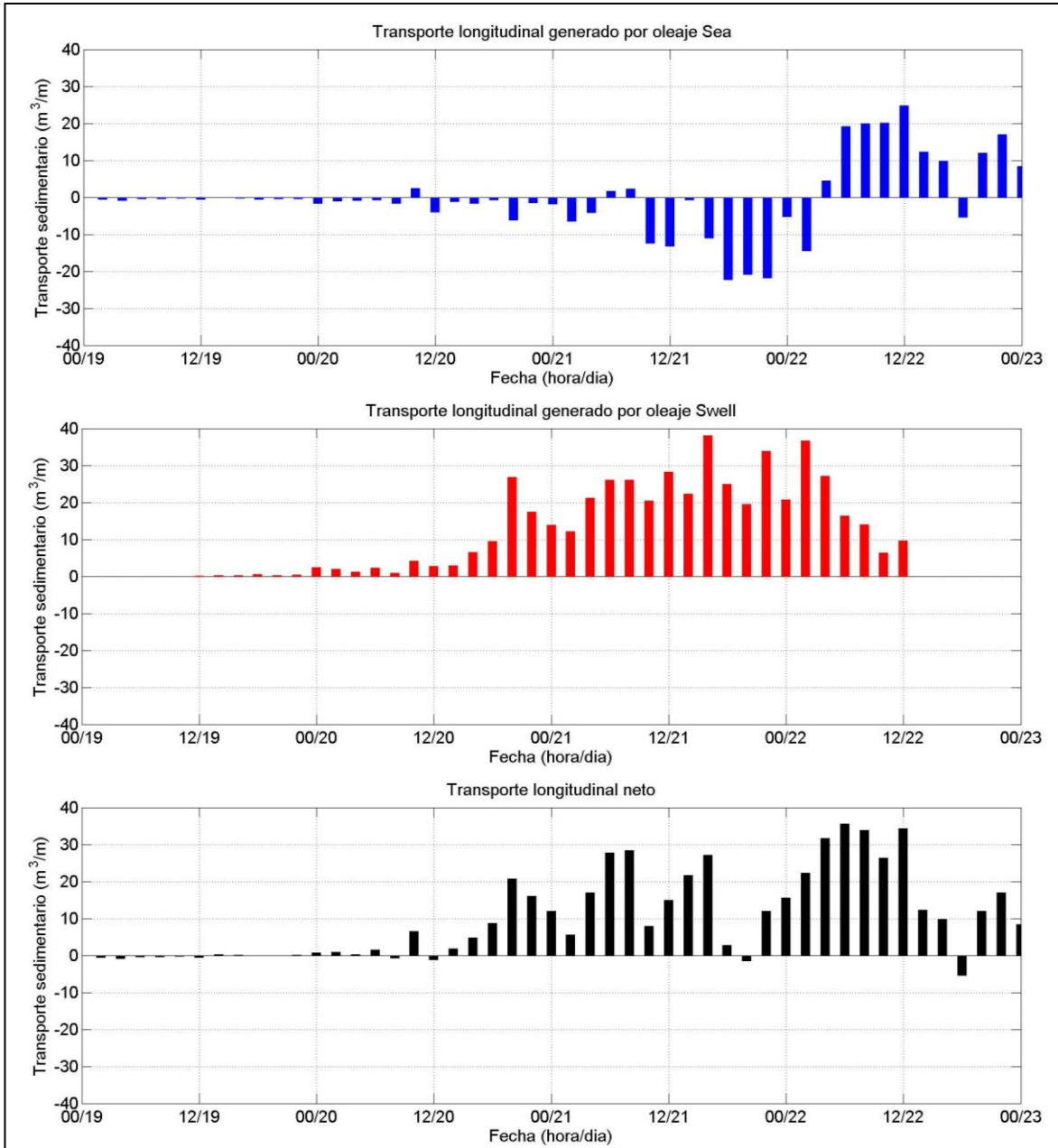


Figura VI.39. Cálculos del transporte longitudinal de sedimentos generado por el Huracán Wilma

Los cálculos del transporte longitudinal de sedimentos asociados al oleaje Sea, indican que durante la aproximación del huracán comienza a incrementarse en dirección al sur hasta tener su máximo entre las 12 h del día 21 y las 00 h del día 22. Durante este período la costa se ve afectada por la zona frontal del huracán que con sus vientos locales anti-horario, genera un transporte en dirección al sur. Posteriormente tiene lugar una inversión brusca de la dirección del transporte longitudinal hacia el norte. Esta inversión de la dirección de transporte, se debe a que cuando el ojo del huracán toca tierra y continua desplazándose hacia el noroeste los vientos locales de la zona trasera del huracán soplan con componente hacia el norte, respecto a la costa.

Por otra parte el transporte longitudinal asociado al oleaje Swell, como muestran los cálculos es totalmente en dirección al norte. Ello se debe en buena medida a que este oleaje incide sobre la playa procedente del sureste durante toda la aproximación y tránsito del huracán.

Finalmente el transporte neto considerando todo el oleaje es predominantemente hacia el norte. Nótese que antes del huracán el transporte neto resulta casi despreciable, frente al transporte generado por el evento. Durante la aproximación del huracán, el transporte asociado al oleaje Sea tiene un sentido contrario al Swell, pero este último lo supera para obtener un transporte resultante hacia el norte. No obstante, en este periodo se produce un mínimo del transporte neto. Después que el huracán toca tierra los transportes asociados a ambos oleajes tienen igual sentido lográndose un reforzamiento del transporte hacia el norte y por tanto los valores más altos. Posteriormente el transporte generado por el oleaje Swell desaparece quedando únicamente el asociado al oleaje Sea.

El transporte total no es más que la integración en el tiempo del transporte neto durante todo el evento. El cálculo del transporte total conduce a un valor de 485.7 m^3 por metro lineal de playa. Como se puede notar el transporte neto total es en dirección al Norte. Considerando toda la extensión de la playa se obtiene una capacidad de transporte total de $6\,071\,250 \text{ m}^3$.

Este valor no es más que un indicador de lo que potencialmente puede haberse movido a lo largo la playa. Constituye la capacidad de transporte generada por el paso de este evento. En algunos sitios los volúmenes movilizados pueden haber sido superiores, en otros iguales o en otros inferiores. Resulta significativo que Silva (2006), describe la observación de la migración de determinados volúmenes de sedimentos hacia fuera de la playa por el extremo Norte de la misma. Con los resultados de estos cálculos se estarían confirmando tales observaciones.

Durante la ocurrencia de eventos extremos, conjuntamente con el transporte paralelo a la playa tiene lugar un transporte en la dirección perpendicular. Resulta de mucho interés conocer las características del mismo, así como cuantificar los volúmenes de sedimentos que tienen la capacidad de moverse en esta dirección.

VI.6.2 Estimaciones del transporte perpendicular

El transporte perpendicular a la playa tiene su origen fundamentalmente en las corrientes submarinas que genera la acción del oleaje cuando incide sobre la costa. Otra fuente generadora de transporte perpendicular es el viento, con su capacidad de mover sedimentos ya sea hacia o desde las dunas.

El transporte perpendicular es el responsable directo de los cambios que tienen lugar sobre el perfil de la playa. Generalmente estos cambios pueden dividirse en tres tipos:

- Periódicos: cuando como consecuencia de los cambios estacionales de las condiciones hidrodinámicas y meteorológicas se producen episodios de erosión y de acumulación de forma consecutiva, manteniéndose un balance sedimentario nulo.

- Tendencia: cuando con el paso del tiempo, ya sea a corto, mediano o largo plazo, se registra un balance negativo de sedimentos se dice que la playa está en erosión o cuando el balance es positivo tiene lugar un proceso de acreción.
- Aleatorios: estos cambios están asociados a fenómenos meteorológicos extremos, que alteran significativamente el balance sedimentario, y pueden en una zona determinada, constituir episodios aislados ya sea de erosión o de acumulación. Estos cambios se caracterizan por ser precedidos durante largos periodos de tiempo, resultando bajo ciertas condiciones un estado irreversible.

Desde el punto de vista científico diferentes autores han encontrado expresiones analíticas ya sea funciones potenciales, exponenciales, logarítmicas o combinaciones de ellas que reproducen la curva que adopta el perfil de playa en condiciones de equilibrio. Sin embargo, todas ellas representan el perfil bajo un régimen hidrodinámico en las condiciones más frecuentes. Con el tránsito de las condiciones hidrodinámicas hacia el régimen extremo, la morfología del perfil de playa evoluciona a través de diferentes estados de equilibrio que se presentan de manera sucesiva, es por ello que el proceso puede considerarse cuasi-estático. Como consecuencia de este proceso pueden aparecer barras submarinas, que no son más que elevaciones del fondo que se forman a determinada distancia de la costa. Las barras submarinas no se reproducen mediante ninguna de las expresiones analíticas conocidas hasta el momento (Dean y Dalrymple, 2004). Es por ello, que para la descripción de este fenómeno se aplican modelos dinámicos que simulan los cambios de estado a partir de unas condiciones iniciales dadas.

Estos modelos, han sido tratados en la literatura internacional, pero han sido elaborados fundamentalmente para describir el comportamiento de playas formadas por sedimentos terrígenos que son los predominantes en muchas de las playas de las zonas continentales. En el caso de las playas de Quintana Roo los sedimentos predominantes son de origen marino los cuales difieren ya sea por su forma, densidad, o textura de las arenas terrígenas. Por lo cual, su comportamiento desde el punto de vista hidrodinámico resulta diferente.

Bajo el efecto de los temporales se forman barras, próximas al punto de rompiente del oleaje, como resultado de la intensa disipación de energía y la turbulencia que se produce dependiendo de la altura de ola y el volumen de agua.

Con el objetivo de describir el proceso de formación de las barras, las primeras contribuciones de que se tiene referencia, las realizó Lehman (1884) quien advirtió sobre el papel de la ola rompiente para la suspensión de la arena y encontró que los cambios en el perfil podían ocurrir muy rápidamente, refiriéndose al movimiento de la barra hacia el mar. Posteriormente, Hartnack (1924) puntualizó la importancia de las olas rompientes en el proceso de formación de las barras y notó que la distancia entre sus crestas y su correspondiente profundidad se incrementaba con la distancia a la costa para múltiples barras.

Waters (1939) llevo a cabo los primeros trabajos para medir la respuesta del perfil de playa ante la acción del oleaje y clasificó los perfiles como de tipo ordinario o de tormenta, de ahí la importancia de destacar su contribución.

Las olas al romper generan un movimiento turbulento que despega del fondo y mantiene en suspensión el sedimento de manera que los granos quedan disponibles para ser transportados por las corrientes. La importancia de este movimiento en la zona de rompiente fue enfatizada por Dean (1973) y verificada a través de mediciones, a escala de laboratorio por Dette (1986) y en el terreno por Kraus y Dean (1987).

Los cambios en el perfil son altamente estocásticos a microescala pues implican el movimiento colectivo e individual de los granos de arena y de varios tipos de fluidos organizados. Por otro lado, si se analiza el fenómeno a macroescala los cambios en el perfil son asombrosamente regulares y consistentes con respecto a características macroscópicas tales como barras, valles y bermas.

En los estudios llevados a cabo por Keulegan (1945), Shepard (1950) y Hands (1976) se realizaron mediciones de la geometría y la morfología de los perfiles de playa en el campo. La posibilidad de describir la morfología del perfil de playa, bajo condiciones complejas de oleaje y sobre elevación del nivel del mar, obtenida de los estudios anteriores sentó las bases para el desarrollo de modelos numéricos que permitieran simular la evolución de dicho perfil.

Sonu (1969), Short (1979), Sasaki (1983), Wright y Short (1984) demostraron que muchos de los complejos cambios tridimensionales que tienen lugar en una playa pueden ser descritos a través de un pequeño número de estados esquemáticos y por diferentes valores de uno o dos parámetros adimensionales.

Existen varios criterios para determinar si un perfil se encuentra en estado acumulativo (con berma) o en estado erosivo (con barras). El criterio desarrollado por Waters (1939) y Scott (1954) involucra solo el paso del oleaje (H_o/L_o , donde H_o : altura y L_o : longitud de onda de las olas), mientras que otros criterios desarrollados posteriormente incluyen además otros parámetros adimensionales, como es la velocidad de caída de la arena (H_o/wT_o , donde w : velocidad de caída, T_o : periodo del oleaje), los cuales reflejan las propiedades físico-mecánicas de los sedimentos (Kemp, 1961; Iwagaki y Noda, 1963; Nayak, 1970; Dean, 1973; Sunamura y Horikawa, 1975; Wright y Short, 1984; Rushu y Liang, 1986; Kriebel, Dally y Dean, 1986; Larson y Kraus, 1989).

Los parámetros adimensionales H_o/L_o y H_o/wT_o tienen distintos sentidos físicos. El paso del oleaje H_o/L_o es una medida de la asimetría del oleaje lo cual influye en la dirección del fluido en la columna de agua. La velocidad de caída adimensional H_o/wT_o constituye una medida del tiempo que un grano de arena permanece suspendido en la columna de agua.

Según Waters (1939) si $H_o/L_o > 0.025$ se está en presencia de un perfil con barras y si $H_o/L_o < 0.025$ entonces el perfil será de berma. Para Wright y Short (1984) si $H_o/wT_o > 6$ el perfil será de barras, si $H_o/wT_o < 1$ el perfil será de berma y para $H_o/wT_o = 1 - 6$ se obtendrá una forma mixta entre barras y berma. Uno de los criterios más aceptados en la literatura internacional es el

propuesto por Larson y Kraus (1989) según el cual si $H_o/L_o < 0.0007 (H_o/wT_o)^3$, el perfil es de barras y si $H_o/L_o > 0.0007 (H_o/wT_o)^3$ entonces es de berma.

La formación de un perfil con barras o con berma se encuentra estrechamente relacionada con la dirección del transporte perpendicular a la costa, por lo cual, para distinguir si un perfil es de barra o de berma se emplean los mismos criterios que para determinar las direcciones de transporte.

Las características del transporte de arena perpendicular a la costa fueron estudiadas por primera vez por Keulegan (1945) y King y Williams (1949) a través de mediciones en trampas de sedimento colocadas en tanques de oleaje de laboratorio. Otras investigaciones para determinar la distribución de las tasas de transporte perpendicular a la costa fueron realizadas por Van Hījum (1975, 1977), Watanabe, Riho y Horikawa (1981), Kajima et al. (1983a, b), y Shimizu et al. (1985), quienes lo hicieron por medio de la integración de la ecuación de conservación de masa entre perfiles consecutivos en el tiempo. Los cambios en el perfil de playa pueden calcularse a partir de la distribución del transporte perpendicular a la costa y la ecuación de conservación de la masa de arena a partir de:

$$\frac{\partial Y}{\partial t} = \frac{\partial q(x)}{\partial x}$$

La tasa de transporte de sedimentos perpendicular a la costa $q(x)$ puede calcularse entonces por medio de la integración de la ecuación de masa entre dos registros consecutivos del perfil de playa mediante la siguiente expresión:

$$q(x) = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{x_0}^x (Y_2 - Y_1) dx$$

donde t_1, t_2 tiempo en que se midieron los perfiles

x_0 distancia a la costa donde $q = 0$

Y_1, Y_2 profundidad en las mediciones 1 y 2 del perfil

Varias fórmulas para predecir las tasas de transporte de arena perpendicular a la costa han sido expresadas en términos de la velocidad local del fluido (Bagnold, 1963; Bailard and Inman, 1981) y otras en función de la disipación local de energía por unidad de volumen (Moore 1982, Kriebel 1982, Kriebel y Dean 1985). Para predecir los cambios en el perfil de playa en un modelo numérico, estos últimos autores aplicaron satisfactoriamente una ecuación para calcular el transporte perpendicular a la costa basada en la disipación de energía por unidad de volumen bajo condiciones de oleaje en rompiente y roto. La disipación de energía ΔE es la variación del flujo de energía (F) a lo largo del perfil de la playa (x) y se puede expresar a partir de:

$$\Delta E = \frac{\partial F}{\partial x}$$

Por otra parte se han desarrollado numerosos modelos numéricos para predecir los cambios en el perfil de playa, la mayoría con carácter académico por lo que sólo unos pocos han sido utilizados con éxito para predicciones ingenieriles. Los modelos desarrollados por Felder (1978) y Nilsson

(1979) incluyen mecanismos de formación de barras sin considerar las olas rompientes como el factor principal.

Dally (1980), Dally y Dean (1984), Moore (1982), Kriebel (1982), y Kriebel y Dean (1985), han desarrollado modelos numéricos para describir los cambios que tienen lugar en los perfiles de playa considerando las olas rompientes como causa de la formación de las barras. Los modelos numéricos más ampliamente utilizados son los desarrollados por Kriebel (1982) y Kriebel y Dean (1985) los cuales han sido aplicados en varios sitios a lo largo de las costas de Estados Unidos por Kraus et al. (1988). Si bien estos modelos describen el proceso de formación de las barras, no son capaces de simular el movimiento de las barras, por lo cual, no son capaces de reproducir el proceso de acreción de la playa.

Dando continuidad al criterio que ha estado presente a lo largo del este trabajo, relacionado con que los procesos de transporte más intensos tienen lugar durante la ocurrencia de condiciones hidrodinámicas extremas, a continuación se calculará el transporte perpendicular a la playa que se generó bajo las condiciones extremas generadas por el huracán Wilma. Partiendo de considerar que el volumen transportado en la dirección perpendicular es proporcional a la variación del flujo de energía sobre el perfil de la playa, se ha calculado el volumen potencial de sedimentos transportables aplicando el modelo de Larson y Kraus (1989), mediante la aplicación de computo SBEACH. Detalles adicionales relacionados con este modelo se presentan en el Anexo IX.6.

Para el cálculo del transporte se utilizaron los parámetros de los sedimentos de Cancún y el perfil del sector 4 de la playa (correspondiente a la zona central), el cual fue medido antes del paso del evento. En la Figura VI.40 se presentan los resultados de los cálculos del transporte perpendicular potencial inducidos por los oleajes Sea y Swell, así como el neto resultante de la suma de ambos. Se han computado como sedimentos transportados tanto los removidos como los acumulados, sobre el perfil de la playa, con el objetivo únicamente de obtener una aproximación de la intensidad del proceso.

Como se puede apreciar el transporte perpendicular generado por el oleaje Sea, se incrementa con la aproximación del evento, hasta alcanzar una magnitud de 10 metros cúbicos por metro lineal que se mantiene sin muchas variaciones durante casi todo el tiempo. Posteriormente con el decaimiento de la energía asociada al evento también se reduce rápidamente el transporte.

El transporte perpendicular asociado al oleaje Swell a diferencia del calculado para el Sea, experimenta un crecimiento continuo y progresivo durante la aproximación del evento, alcanzándose un valor máximo de 60 metros cúbicos por metro lineal de playa, a las 18 h del día 21. Después de alcanzar el máximo decae hasta desaparecer completamente en las siguientes 18 h.

El comportamiento del transporte perpendicular neto está dominado por el oleaje Swell, sufriendo solo un ligero incremento generado por el oleaje Sea. La integración en el tiempo del transporte neto conduce a un transporte total potencial de 916.2 metros cúbicos por metro lineal de playa.

Nótese que los valores de transporte generados durante el paso del evento son significativamente superiores a los calculados para los momentos previos, en las primeras 6 h del día 19 de octubre.

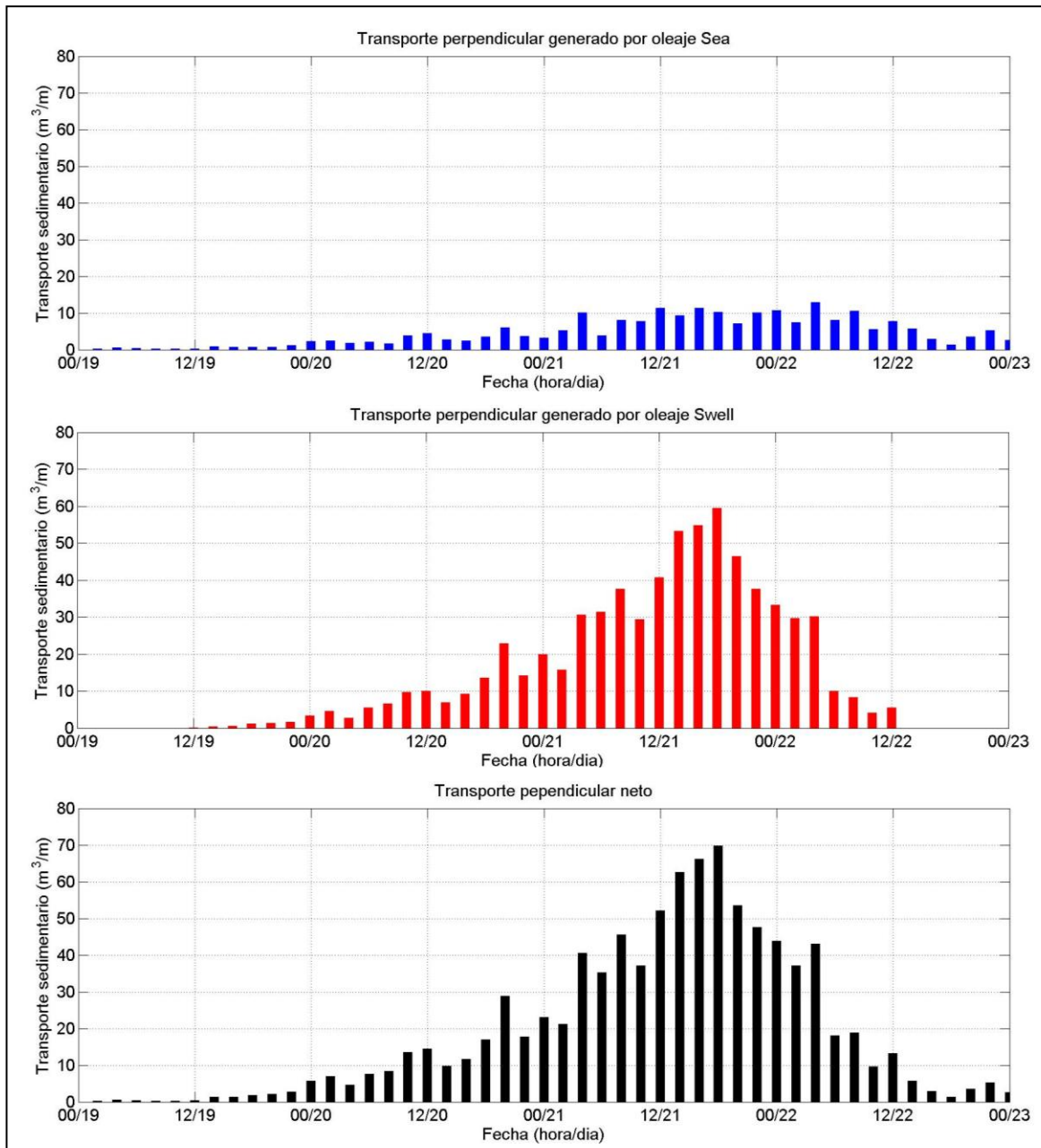


Figura VI.40. Resultados de los cálculos del transporte sedimentario potencial perpendicular a la playa inducido por el paso del Huracán Wilma

Considerando una longitud total de la playa de 12.5 km y que podría tener una capacidad de transporte similar en toda su extensión, se puede estimar un movimiento potencial de 11 millones de metros cúbicos de arena para toda la playa. Esta importante capacidad potencial de movilizar sedimentos, explica en buena medida que la playa fuera lavada casi completamente, observándose a lo largo de la misma frecuentes escenas como la presentada en la Figura VI.41.



Figura VI.41. Vista de la playa de Cancún después del paso del huracán Wilma

VI.6.3 Características del transporte bidimensional

Ya se han realizado los cálculos del transporte paralelo y perpendicular a la costa para las condiciones de oleaje de aguas intermedias medidas en la zona durante el paso del huracán Wilma, sin embargo, estos resultados no permiten obtener una representación espacial 2D del proceso de transporte. Resulta de interés ingenieril para el diseño de acciones ya sean preventivas o mitigativas, conocer de forma local las características de las corrientes litorales como motor impulsor del transporte sedimentario.

Gonzales-Leija (2013) observa, a partir de los resultados del análisis de los cambios volumétricos de los perfiles de la playa de Cancún, la posible presencia de una circulación en celdas. Por otra parte Silva (2010), simula de forma numérica como debe ser la circulación de los flujos energéticos en playas encerradas por salientes rocosos, que pudiera ser de forma aproximada el caso de la playa de Cancún.

El objetivo de la presente sección es obtener una representación 2D de las corrientes litorales que tiene lugar en la playa bajo las condiciones de un huracán intenso y la influencia relativa de las condiciones de oleaje Sea y Swell.

Tabla VI-5. Altura significativa, periodo y dirección picos para las condiciones de cálculo seleccionadas

Condiciones	H (m)		T (s)		D (°)	
	Swell	Sea	Swell	Sea	Swell	Sea
Crecimiento (día 21 a las 16 h)	5.4	6.1	9.1	5.9	120	93
Decaimiento (día 22 a las 18 h)	5.2	6.4	10	8.3	133	143

Para ello, tomando como base el análisis espectral del oleaje realizado anteriormente mediante el método de Hilbert-Huang se han seleccionado las características del oleaje Sea y Swell correspondientes a 2 condiciones del huracán. En la Tabla VI-5 se presentan las características pico de las alturas de ola, periodo y direcciones correspondientes para cada una de las condiciones seleccionadas.

Utilizando el Sistema de Modelado Costero desarrollado en el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria se realizaron los cálculos de la transformación del oleaje en la zona costera y las corrientes inducidas. Las características de la malla empleada para la modelación son las siguientes:

- Coordenadas del origen de la malla: X=529900 m, Y=1739703 m (UTM, Zona 16)
- Dimensiones de la malla: en X=9230.54 m, en Y=15461.55 m
- Espacio entre nodos: DX=49.50 m, DY=50.04 m
- Número de filas: 310 y número de columnas: 186

Para la propagación del oleaje se utilizó el modelo OLUCA SP, este es un modelo parabólico que permite ser alimentado con oleaje espectral. El modelo al ser parabólico tiene la limitación de introducir errores en los bordes de la malla, por lo cual los resultados en ese entorno deben ser analizados con reserva. El modelo de disipación por rotura considerado fue el de Battjes y Jansen. Para la disipación por fondo se consideró fondo poroso y capa límite turbulenta. Los contornos laterales se consideraron abiertos. Para el cálculo se introdujeron 5 subdivisiones del eje Y entre cada nodo quedando 1545 filas.

Para el cálculo de las corrientes se utilizó un intervalo de tiempo de 4 s, recomendado por la fórmula de Courant. Se realizaron 125 iteraciones para un tiempo total de 500 s. Los parámetros físicos utilizados para el cálculo de las corrientes fueron:

- 1 K_{swc}, para la rugosidad de Nikuradse, calculada considerando el coeficiente de fricción de Chezy
- 25 m²/s para la viscosidad de remolino

Una información más amplia y detallada sobre los coeficientes aplicados escapa al objetivo del presente trabajo, si el lector lo desea puede encontrarla en el Manual de Referencia COPLA-MC/SP Versión 3, elaborado por el Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas de la Universidad de Cantabria, disponible de forma libre y gratuita en: <http://www.smc.ihcantabria.com>

Finalmente para el cálculo el modelo se alimentó con los espectros medidos *in situ* bajo las condiciones antes mencionadas. Para evaluar la influencia relativa de los oleajes Swell y Sea sobre la combinación de ambos, en la dos situaciones seleccionadas se calcularon 6 casos:

- 01- Oleaje espectral Swell en condiciones de Crecimiento
- 02- Oleaje espectral Sea en condiciones de Crecimiento
- 03- Oleaje espectral Swell en condiciones de Decaimiento
- 04- Oleaje espectral Sea en condiciones de Decaimiento
- 05- Espectro completo en condiciones de Crecimiento

06- Espectro completo en condiciones de Decaimiento

En el Anexo 8 se presentan los resultados de los cálculos de la propagación del oleaje. Estos cálculos permitieron determinar la altura significativa máxima y las corrientes litorales para cada condición.

Para los casos 01 y 02 correspondientes a los oleajes Swell y Sea respectivamente en la condición de crecimiento, se observa que se presentan mayores alturas de ola en las proximidades de la costa para el caso 01. En cuanto a las corrientes en ambos casos se aprecia un importante movimiento muy próximo a la costa, para el 01 en dirección al norte y para el 02 en dirección al sur. Para ambos casos se aprecia, en los extremos de playa, la salida de líneas de flujo y asociadas a la misma en el norte una zona de divergencias del campo de corrientes, lo cual indica una posible acumulación sedimentaria en dirección al mar. La magnitud de la corriente asociada al oleaje Swell es superior a la asociada al oleaje Sea.

En los casos 03 y 04 a diferencia de lo que ocurría en el 01 y 02, el oleaje Sea penetra hacia la costa con alturas de olas mayores que el Swell. Las corrientes litorales de los casos 03 y 04 no presentan importantes diferencias entre sí, ambas tienen una resultante a lo largo de la costa hacia el norte. Al igual que ocurría en las condiciones de crecimiento se observa la salida de flujos en los extremos de la playa y un área de divergencia en la zona norte de la playa. Comparando las corrientes con las obtenidas para las condiciones de crecimiento se aprecia un incremento de la magnitud de las mismas tanto para el oleaje Swell como para el Sea.

El caso 05 se corresponde con la propagación de todo el espectro completo para las condiciones de crecimiento. Al ser todo el espectro completo tanto la altura de ola como la magnitud de las corrientes alcanzan mayores valores en las cercanías de la costa si se compara con el Swell o el Sea por separado.

Para el caso 05 las corrientes próximas a la costa son en dirección norte, pero además de la región de divergencias que se había observado en el norte para los casos anteriores, también aparece otra zona de divergencia en el sur, que alterna con una zona de convergencia en el centro. En la Figura VI.42 se presentan los resultados de los cálculos de las corrientes inducidas por el oleaje para este caso.

El último caso estudiado es el 06 y se corresponde con la propagación del espectro completo para las condiciones de decaimiento de la tormenta. En este caso al igual que ocurría con el 05 la energía de las olas alcanza mayores valores en las cercanías de la costa que para el Swell y Sea por separado. En cuanto a las corrientes litorales tiene la novedad de presentar 2 zonas de divergencia y convergencia que se alternan entre sí. Los resultados de los cálculos de las corrientes que se presentan en la Figura VI.43, corroboran la hipótesis de Silva (2010) y Gonzales-Leija (2013) acerca de la posible presencia de una circulación en celdas en la playa de Cancún.

Finalmente resulta oportuno destacar que bajo todas las condiciones simuladas se encontró que las corrientes a lo largo de la costa son intensas y predominantemente en dirección al norte.

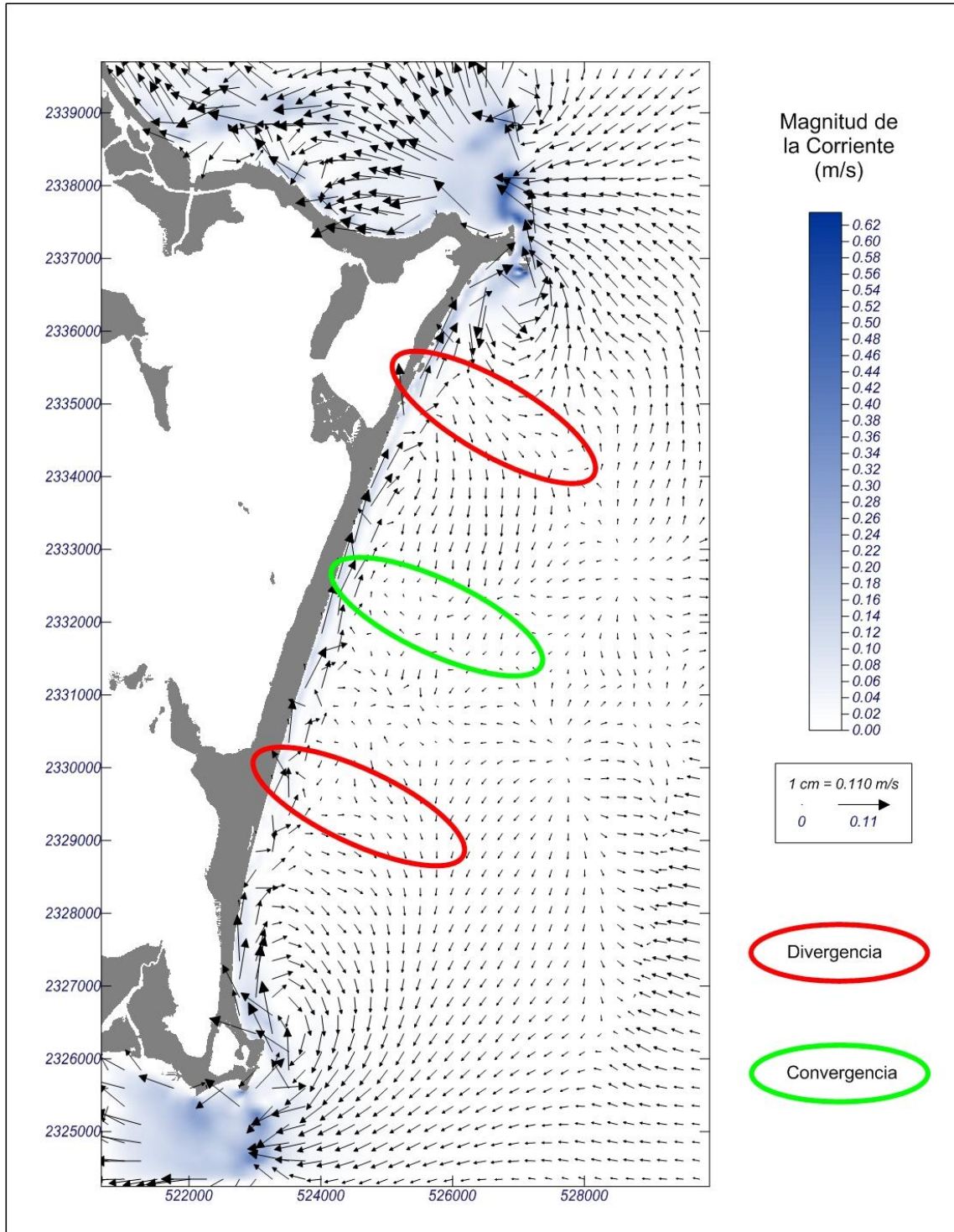


Figura VI.42. Resultados de los cálculos de las corrientes inducidas por el oleaje, considerando todo el espectro en las condiciones de crecimiento (21 de octubre 2005 a las 16 horas) (caso 05)

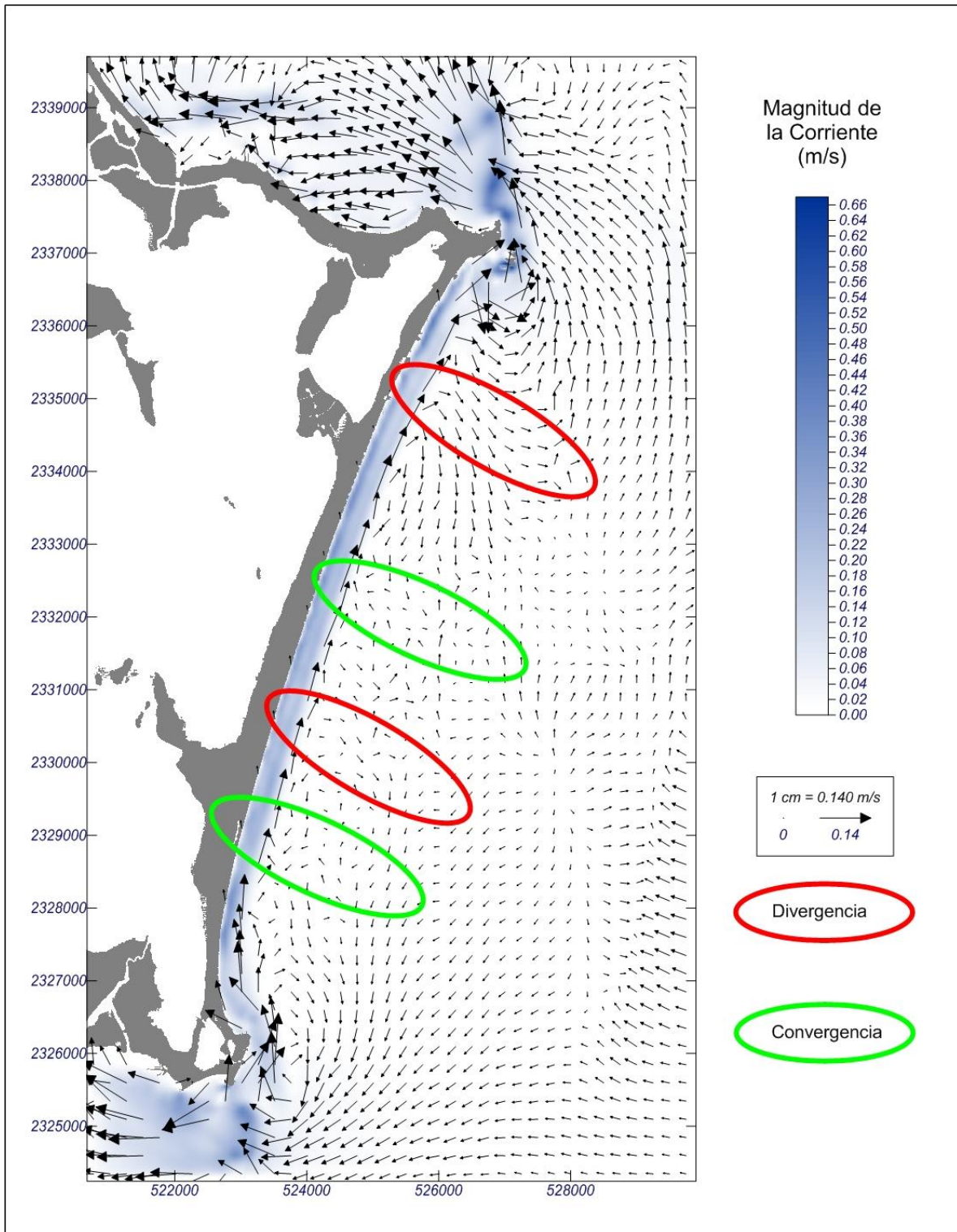


Figura VI.43. Resultados de los cálculos de las corrientes inducidas por el oleaje, considerando todo el espectro en las condiciones de decaimiento (22 de octubre 2005 a las 18 horas) (caso 06)

También en todos los casos se observó que en la porción norte de la playa existe una zona de divergencia de las corrientes lo que propicia el escape de sedimentos desde la playa en dirección al mar. Este resultado permite plantear que la presencia de esta zona de divergencias pudiera no estar dependiendo de las características del oleaje incidente y aparentemente estaría condicionada a la geometría del acuatorio.

Una representación más cercana a la realidad se obtiene mediante la propagación del espectro completo. Bajo este forzamiento las corrientes litorales presentan una distribución diferente a la que se obtiene mediante la propagación de las componentes Swell y Sea por separado. Lo cual constituye una evidencia acerca del carácter no lineal y no estacionario del proceso estudiado.

VI.6.4 Validación y discusión de los resultados del cálculo del transporte sedimentario

Después de haber calculado los volúmenes potenciales de transporte sedimentario, en las direcciones paralela y perpendicular a la playa y la distribución espacial de las corrientes litorales, bajo condiciones hidrodinámicas extremas como las generadas por el huracán Wilma, resulta oportuno hacer algunas reflexiones.

A partir del análisis unidimensional, se obtiene que las mayores capacidades de transporte tienen lugar en la dirección perpendicular a la playa, duplicando la correspondiente a la dirección paralela. Luego, es en esta dirección hacia donde se espera que escapen las mayores cantidades de sedimentos del sistema. Por otra parte el transporte inducido por el oleaje Swell para ambas direcciones de transporte resulta dominante sobre el generado por el oleaje Sea.

La conjunción de los factores explicados anteriormente, trae como consecuencia que una cantidad importante de sedimentos, se muevan sobre el perfil de la playa hacia profundidades por debajo de la profundidad de cierre correspondiente a los oleajes más frecuentes. Esto implica una pérdida irrecuperable para la playa, puesto que no existe un mecanismo natural capaz de regresar a la playa el sedimento depositado a esas profundidades. Porque para que exista un transporte efectivo hacia la costa, resulta indispensable en primera instancia, que los sedimentos depositados en el lecho marino reciban el impulso del oleaje. Según Dean (2002), tiene que cumplirse que el tiempo que estén elevados los sedimentos desde el fondo como consecuencia del impulso del oleaje, sea menor que el semiperiodo del oleaje, en caso contrario serán movidos en dirección al mar.

Teniendo en cuenta estos criterios se puede afirmar que los sedimentos depositados en profundidades elevadas tienen la capacidad de moverse solamente bajo la ocurrencia de condiciones hidrodinámicas extremas, y bajo estas condiciones extremas se moverán solo en dirección al mar.

A partir de los levantamientos batimétricos medidos antes y después del evento, se determinaron los cambios volumétricos del relieve submarino de la playa. Estos cálculos permitieron cuantificar la intensidad de los procesos de transporte en la playa.

Para la determinación de la distribución espacial de los volúmenes netos de arena, transportados sobre el lecho marino, como consecuencia de las temporadas ciclónicas 2004 y 2005, se parte de los levantamientos batimétricos realizados en noviembre del 2003 y diciembre del 2005. Las mediciones fueron realizadas entre la línea de costa y la profundidad de 15 metros cubriendo la mayor parte del perfil activo submarino de la playa.

Estos levantamientos se interpolaron en una malla regular, con una distancia entre nodos de 2 metros. Restando la malla de noviembre del 2003 a la de diciembre del 2005, se calcularon los cambios volumétricos netos registrados durante ese periodo. En la Figura VI.44 se presentan los resultados de los cálculos realizados. Los valores rojos representan zonas de mayor acumulación, los amarillos de baja acumulación, los verdes de baja erosión y los azules son sitios de mayor erosión.

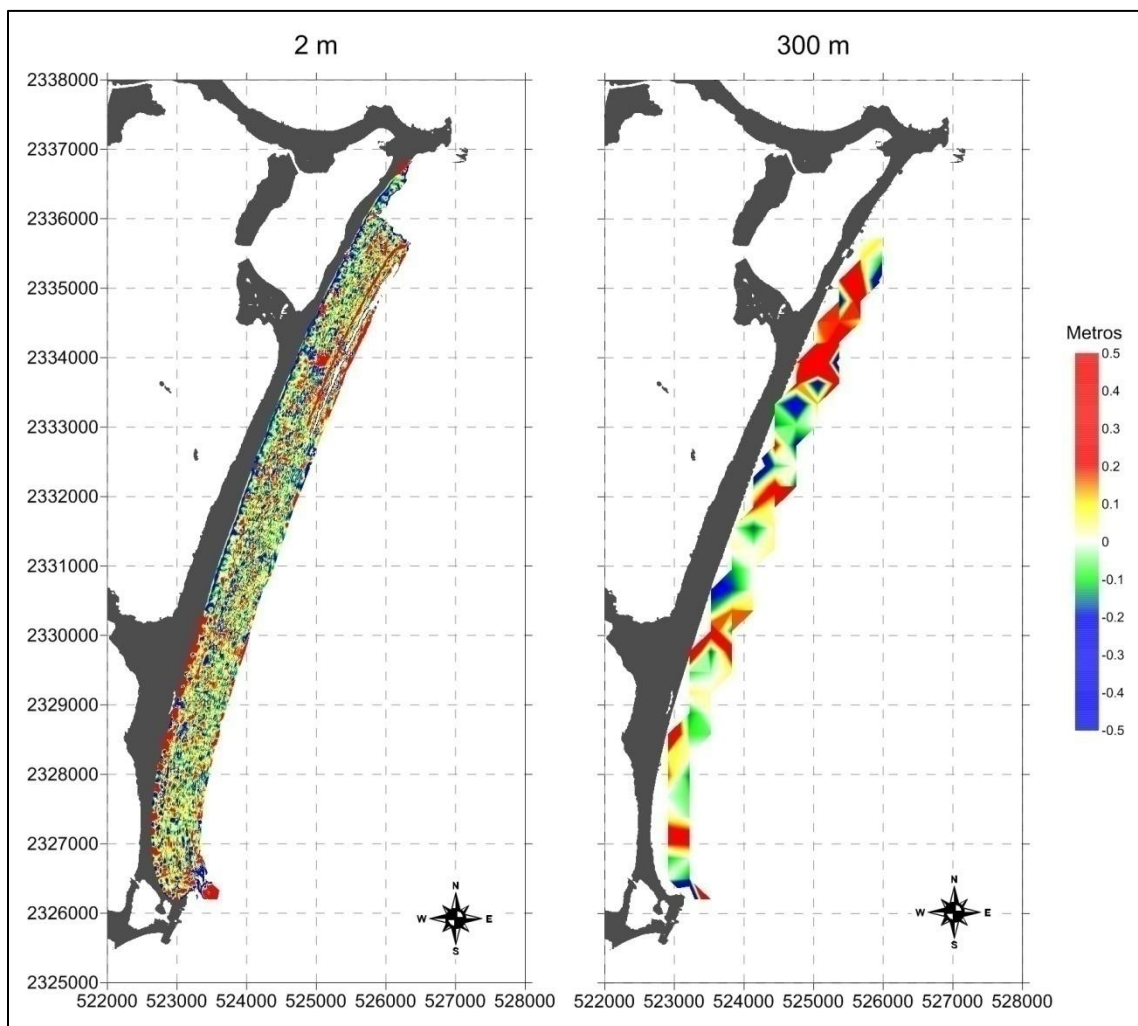


Figura VI.44. Diferencias volumétricas entre los levantamientos batimétricos de diciembre del 2005 y noviembre del 2003, con una malla de ancho 2 m y otra de ancho 300 m

Para el periodo analizado se observa un predominio generalizado de los procesos acumulativos en el área de estudio. La cuantificación de los volúmenes de sedimentos movidos indica un total de

2.34 millones de m³. De ellos el volumen acumulado asciende a 1.42 millones de m³ y el removido a 0.92 millones de m³ para una acumulación neta de 0.50 millones de m³.

Según Moran et al. (2007) Comisión Federal de Electricidad (CFE) estima que con el paso del huracán Wilma se perdieron de la playa 5.5 millones de m³ de arena. Silva et al. (2006) reporta un lavado de casi toda la playa sub-aérea menos en el extremo sur donde se registró una ligera acumulación de arena. Uniendo esta información con los resultados del cálculo realizado en el presente trabajo, se puede estimar de forma global que 5 millones de m³ de arena fueron removidos de la playa en el área comprendida entre la playa sub-aérea y la profundidad de 15 m, desde Punta Cancún hasta Punta Nizuc. Este resultado se corresponde muy bien con los cálculos de la capacidad de transporte, perpendicular a la playa, generada por la energía asociada al oleaje de Wilma, a partir de los cuales se estima que podrían haberse movido en dirección al mar hasta unos 11 millones de m³ de arena.

Para conocer los gradientes generales de cambio volumétrico como indicadores de las direcciones de transporte y los sitios con predominio de acumulación o erosión se han integrado los resultados de los cálculos anteriores, en cuadrantes con 300 metros de ancho. Los resultados de la integración se presentan en la Figura VI.44.

Como se puede apreciar con el aumento del tamaño de la celda de integración, comienza a definirse con claridad la presencia de una zona predominantemente acumulativa hacia el norte de la playa. Esta zona acumulativa se localiza en profundidades desde la costa hasta los 15 metros, por lo que puede considerarse que se requirió una importante cantidad de energía para depositar los sedimentos en ella. Esta zona de acumulación coincide con la zona de divergencias de las corrientes calculadas en el apartado anterior.

Hacia el centro de la playa se presentan tres zonas deprimidas muy próximas a la línea de costa. Estas últimas podría suponerse que suministraron sedimentos hacia las zonas acumulativas aledañas, este transporte presumiblemente podría asociarse a la circulación en celdas encontrada en el cálculo de las corrientes litorales. Se destaca en general un predominio de la erosión de la zona próxima a la línea de costa, o sea en profundidades menores a 8 metros, lo cual también se explica a través de intensa corriente en dirección al norte calculada.

Los resultados de las variaciones volumétricas del lecho marino, se corresponden con los cálculos de las corrientes litorales realizados, a partir de los flujos de energía asociados al oleaje generado por el huracán Wilma. El oleaje con una aproximación oblicua a la costa tuvo la capacidad de remover los sedimentos más cercanos al borde litoral hacia el norte de la playa. Por otra parte en la componente perpendicular a la playa las corrientes facilitaron la salida de la playa de cantidades importantes de sedimentos a través de las zonas identificadas hacia profundidades mayores.

Las condiciones hidrodinámicas extremas generadas por el Huracán Wilma resultan un caso realmente fuera de lo normal. A continuación como comparación se presentan los resultados de los cálculos, realizados por Martell et al. (2012-a), del transporte perpendicular a la playa generado por el paso del huracán Dean. Este huracán resultó menos intenso que Wilma en la zona de estudio y

más próximo a la media de los eventos extremos que se han registrado históricamente para la región (1948-2012).

En la Figura VI.45 se presentan los resultados de los cálculos de los volúmenes de arena perdidos y acumulados como consecuencia del paso del huracán Dean. Los cálculos fueron realizados a partir de la comparación entre las mediciones, de los perfiles de playa en cada sector, hechas antes del paso del evento y después del mismo. Nótese que en cuanto al volumen total movido el sector 2 es el que revela la mayor dinámica. Como se puede apreciar los mayores volúmenes perdidos se localizan hacia el norte de la playa, decreciendo hacia el Sur hasta llegar a ser casi despreciables en el sector 7. Nótese que el sitio de mayor dinámica sedimentaria resulta ser al igual que ocurría con Wilma la zona norte de la playa. Estos resultados deberán ser tomados en consideración cuando se pretenda implementar soluciones encaminadas a incrementar el tiempo de permanencia de los sedimentos en la playa.

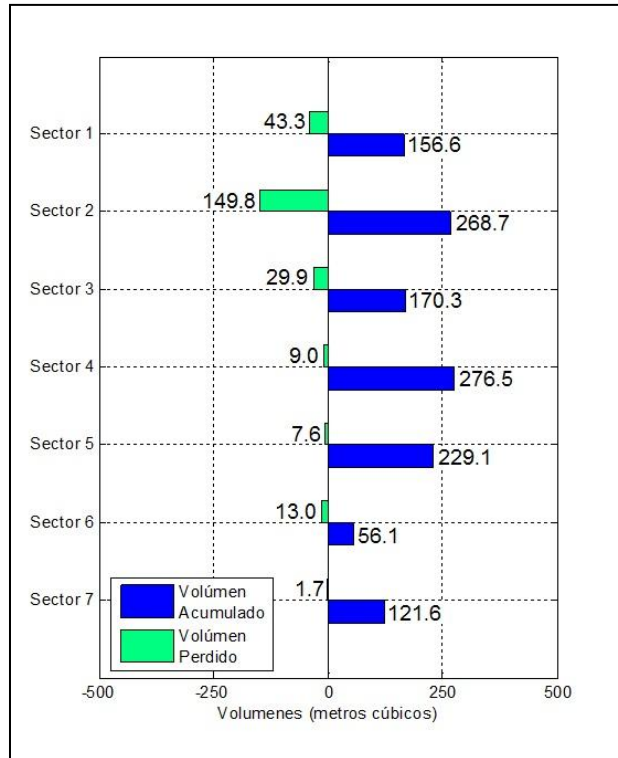


Figura VI.45. Volúmenes de arena acumulados y perdidos a lo largo de toda la playa como consecuencia del paso del huracán Dean

Por su parte las mayores acumulaciones tienen lugar hacia el centro del sistema y decrecen igualmente hacia el Sur. La diferencia entre el volumen acumulado y el volumen perdido, es positiva para todos los sectores lo cual indica que existe una acumulación neta de sedimentos sobre el perfil batimétrico. La multiplicación del volumen neto acumulado en cada sector por la longitud del mismo, permite determinar el volumen total acumulado sobre cada sector y la suma de cada uno de ellos constituye una estimación del volumen total acumulado en el lecho marino, que

es equivalente al volumen removido de la playa emergida. Con la realización de estos cálculos se estima un volumen neto removido de 1.8 millones de metros cúbicos de arena.

Otro cálculo interesante para este evento, es el promedio del volumen total transportado por metro lineal para toda la playa, que incluye tanto los sedimentos depositados como los perdidos. Este cálculo conduce a un valor de 219.0 metros cúbicos por metro lineal de playa. Como se puede apreciar, este valor resulta varias veces inferior al de 916.2 metros cúbicos por metro lineal de playa, calculado para el transporte perpendicular de Wilma.

Conocer la capacidad de transporte sedimentario en la playa, bajo la influencia de condiciones hidrodinámicas extremas, resulta un conocimiento relevante a los efectos de la elaboración de planes de contingencia, mantenimiento y rehabilitación del sistema, todo lo cual tributa en beneficio de un manejo integral de la zona costera.

VII. Alternativas ingenieriles para el control de la erosión

Desde finales del siglo pasado, Bird (1985) estimó que el 70 % de las playas arenosas del mundo se están erosionando. Esta situación resulta crítica en los Estados Unidos donde Leatherman (1988) estima que la problemática se extiende al 90 % de las playas. Para la cuenca del Caribe Cambers (1991), Juanes et al. (1986), Martell et al. (2006), Martell et al. (2010) y Martell et al. (2010-a) han estimado severos ritmos de erosión para las playas de las Antillas Menores, Cuba, República Dominicana y México, respectivamente.

Qué hacer ante esta problemática es la pregunta de orden. En la actualidad existe un consenso en la literatura especializada, de que para abordar la solución de este problema, o al menos mitigar sus efectos, es necesario trabajar desde tres direcciones diferentes:

1ra – Legal

La elaboración de leyes y normativas que protejan la zona costera restringiendo y regulando su uso. De forma tal que por una parte se reduzcan los impactos de la actividad humana sobre este medio y por la otra se reduzca el riesgo que representa la presencia humana sobre este frágil ecosistema.

2da – Científica

El estudio de la dinámica costera, resulta una herramienta básica para el conocimiento y entendimiento de los procesos asociados a la evolución del sistema costero. Solo la identificación de las causas locales que generan o intensifican los procesos erosivos permite determinar para cada sitio los ciclos y tendencias, así como las decisiones óptimas que se deben tomar para su manejo.

3ra – Ingenieril

En aquellos sitios de interés para el desarrollo de la actividad humana, que estén afectados por procesos erosivos, se introducen acciones ingenieriles científicamente fundamentadas, destinadas al control o mitigación de estos fenómenos.

La presente tesis de Ingeniería, a continuación, tiene como objetivo profundizar en la factibilidad de alternativas ingenieriles para el control o mitigación de la erosión costera, haciendo énfasis en sus aplicaciones a las playas.

Los conceptos y alternativas aplicadas para el control de la erosión costera desde el punto de vista ingenieril han ido evolucionando con el paso del tiempo. Entre las técnicas aplicadas con mayor frecuencia se encuentran rigidizar la costa (diques, rompeolas, espigones, etc), las playas artificiales (alimentación artificial de arena) o una combinación de ambas. Precisamente la alimentación artificial de arena y las obras asociadas a ella constituyen el eje central del presente capítulo.

Según Dean (1987), Delft Hydraulics (1987), Leatherman (1991) y Davison et al. (1992) entre muchos otros, la alimentación artificial de arena se ha convertido en la alternativa preferida en los últimos años debido a sus numerosos beneficios entre los que se encuentran:

- La ampliación de la berma y el avance del perfil de playa combinado con dunas protectoras, disipa de forma efectiva la energía del oleaje reduciendo los daños esperados con el paso de una tormenta
- La ampliación de la berma resulta estéticamente favorable para el uso turístico de la playa a diferencia de las estructuras rígidas
- La ampliación de la playa reinicia el reloj que mide su erosión a largo término, dándole un mayor tiempo de vida a la comunidad que utiliza la zona costera beneficiada
- No se producen deriva a bajo los efectos erosivos que genera cualquier obra rígida introducida, por el contrario estas zonas reciben un aporte adicional de sedimentos
- Los costos de ejecución son menores que los correspondientes a las obras rígidas
- Los proyectos son flexibles puesto que la forma del perfil se adapta a las condiciones hidrodinámicas de la zona beneficiada
- No introducen cambios en la circulación de las aguas marinas, por lo cual no alteran sus propiedades físicas (color, transparencia, temperatura, ph), ni químicas (oxígeno disuelto, DBO, DQO), ni biológicas (zooplancton, fitoplancton)

Todos estos beneficios hacen que sea, además, la alternativa que menos impactos ambientales negativos genera. Vale mencionar que grupos de ecologistas extremistas protestan cuando se realiza la ejecución de este tipo de obras. Igualmente ingenieros conservadores aferrados al cemento, los rocosos y el acero se resisten a aceptar la alimentación artificial de arena como una opción efectiva para la regeneración de playas. A pesar de sus detractores la alimentación artificial de arena es hoy en día la alternativa más eficaz para mitigar la erosión de las playas (Dean y Dalrymple, 2004).

Se desconoce exactamente cuándo fue realizada la primera alimentación artificial de arena, pero los reportes más antiguos encontrados en la literatura la sitúan en Egipto, hace más de 2000 años. Según Walker y Finkl (2002), Cleopatra transportó arena desde Egipto hacia una playa de Turquía, para que al arribar ella a este país, no verse en la obligación de pisar suelo extranjero.

Pioneros en las acciones ingenieriles para la protección costera han sido los Países Bajos en su ancestral lucha por ganar terrenos y evitar las regresiones marinas. Los Países Bajos se localizan en territorios inundables del litoral norte europeo, sus zonas agrícolas, industriales y los núcleos urbanos están por debajo del nivel de marea de tormenta. Desde la edad media baja (entre los siglos V y X D.C.) estos territorios comenzaron a ser ocupados por asentamientos humanos, los cuales se vieron obligados a construir diques para defenderse tanto de las entradas de la marea por las desembocaduras de los ríos como de las crecidas de los mismos. Inicialmente las costas no requirieron de la construcción de obras pues estaban defendidas por elevadas dunas de arena. Sin embargo, estas dunas fueron objeto de una minería indiscriminada, por lo cual comenzaron a erosionarse y a migrar en dirección a tierra. En 1776 la erosión de las dunas costeras alcanzó un estado crítico en una zona denominada Delfland, donde comenzaron a construirse diques para

rigidizar la costa, las cuales se fueron extendiendo paulatinamente hasta completar todo el territorio de los países bajos en 1975 (Verhagen, 1990).

La primera inyección artificial de arena, de la cual se encontró referencia en la era moderna, fue el vertimiento de poco más de un millón de metros cúbicos sobre un kilómetro de la playa de Coney Island en New York (Davidson et al. 1992 y Walker y Finkl, 2002). A partir de esta experiencia y hasta la década de los 50 del pasado siglo se ejecutaron cerca de 72 trabajos de alimentación artificial de arena en diferentes playas de los Estados Unidos. Sin embargo, todos estos trabajos no contaban con un proyecto elaborado sobre una base científicamente fundamentada, eran ejecutados de manera totalmente empírica. La mayoría de los rellenos realizados tenía un escaso tiempo de vida útil, ello se debía fundamentalmente a que las arenas de préstamo utilizadas eran inapropiadas.

Entre las décadas del 50 y los 70 del siglo pasado, en los Estados Unidos, comienzan a introducirse paulatinamente criterios técnicos para la selección de la zona de préstamo y el perfil de diseño de la playa. Pero no es hasta finales de los setentas y principios de los ochentas, que salen a la luz las contribuciones de Brunn (1954), Bagnold (1963), Komar (1973), Dean (1973) y James (1974) entre otros y con ello se crean las bases científicas para la elaboración de compilaciones como las de Van Rijn (1998), Herbich (2000), Woodroffe (2002), Dean (2002) y Dean y Dalrymple (2004) que en la actualidad sustentan técnicamente la mayoría de los proyectos de alimentación artificial de arena que se ejecutan en el mundo.

Por otra parte, en Europa, los Países Bajos continúan desarrollando estrategias para protegerse de la erosión costera. A partir del desastre ocasionado en 1953 por una marea de tormenta que inundó gran parte de su territorio, el parlamento determinó elevar todos los diques hasta que brindaran protección para una inundación con probabilidad de ocurrencia de una cada 10 000 años en la Zona de Holanda y de una cada 4000 años para el resto de las provincias.

Sin embargo, los elevados costos de estas obras, así como el excesivo tiempo requerido para su construcción provocó que en 1984 el Comité Técnico Consultivo para Defensa de Aguas (TAW, 1986), introdujera una normativa para la protección de sus costas basada en la implementación de dunas de arena. Las investigaciones realizadas y la experiencia acumulada confirmaban la eficiencia funcional de esta técnica, así como su adaptabilidad y bajo costo respecto a otras alternativas (Van de Graaff, 1986).

Entre 1952 y 1989 se vertieron en las costas de los Países Bajos 60 millones de metros cúbicos de arena, repartidos en 50 proyectos. En especial los Holandeses tuvieron una activa participación en las investigaciones dirigidas a diseñar de forma integral los rellenos de arena considerando la duna, la berma y la playa sumergida.

También se ejecutaron importantes proyectos de alimentación artificial de arena en España, Alemania, Reino Unido, Francia, Georgia y Portugal. En el lejano oriente se destacan los proyectos ejecutados en Japón. En Australia también se han realizado trabajos de alimentación artificial en

playas. En el área del Caribe, sobresalen por los volúmenes vertidos los proyectos ejecutados en México, Cuba y la República Dominicana. En la Tabla VII-1 se presenta un resumen de los proyectos de alimentación artificial de arena de mayor magnitud ejecutados a nivel mundial. Nótese que la mayor cantidad de proyectos ejecutados ha sido en los Estados Unidos así como los mayores volúmenes vertidos.

Tabla VII-1. Resumen de la magnitud de los proyectos de alimentación artificial de arena ejecutados a nivel mundial en la era moderna (Fuentes: Hanson et al. 2002, Davidson et al. 1992)

Continente	País	Fecha	# de proyectos	Volumen vertido (m ³)	Extensión total de playa beneficiada (km)
Europa	Países Bajos	1970 - 2002	200	110 000 000	92
	España	1983 - 2002	600	110 000 000	20
	Alemania	1951 - 2002	130	50 000 000	41
	Georgia	1980 - 1990	6	40 000 000	47
	Dinamarca	1982 - 2002	31	31 000 000	39
	Reino Unido	1972 - 2002	35	20 000 000	34
	Bélgica	1968 - 2002	12	17 000 000	19
	Italia	1969 - 2002	36	15 000 000	72
	Francia	1962 - 2002	115	12 000 000	35
	Portugal	1950 - 2002	29	6 600 000	15
América	Estados Unidos	1965 - 2002	630	150 000 000	233
	México	2006 - 2012	2	8 000 000	20
	Cuba	1988 - 2012	7	3 000 000	15
	República Dominicana	2006 - 2012	4	2 000 000	19
Asia	Japón	1970 - 1990	66	---	---
Australia	Australia	1975 - 1987	18	5 000 000	19

A igual que las construcciones civiles, la alimentación artificial de arena tiene una vida limitada, la cual depende de la intensidad de las fuerzas destructivas de la naturaleza, conjuntamente con la actividad humana. Según el National Reseach Council (1995) una playa alimentada artificialmente inevitablemente tendrá que ser realimentada nuevamente en función de las características de su diseño y su evolución. La alimentación artificial de arena no elimina las fuerzas físicas, ni las tensiones que provocan la erosión, simplemente mitiga sus efectos. Si las condiciones ambientales son favorables, los intervalos de realimentación pueden extenderse, con el correspondiente ahorro financiero. Pero si, por el contrario, los ritmos de erosión son elevados así como la intensidad y frecuencia de las tormentas, entonces no se justifican los costos de la realimentación con arena. En este caso habría que valorar alternativas que contemplen el empleo de construcciones rígidas o, en su defecto, el abandono del desarrollo en esa región costera.

Las inundaciones costeras generadas por la marea de tormenta, así como el runup del oleaje pueden ser realmente muy peligrosas y costosas. La experiencia plasmada por el National Research Council (1995) en su libro "Beach Nourishment and Protection", refleja que la presencia de dunas de arena, ya sean naturales o artificiales, constituye una barrera muy efectiva para defender del ataque de las inundaciones, tanto a la costa como a las construcciones ubicadas tierra adentro. Dunas arenosas estabilizadas con vegetación y con un frente de playa ancho pueden limitar sensiblemente los daños potenciales esperados con el paso una tormenta intensa. En los trabajos de Van de Graaff (1986), Vellinga (1982) y más recientemente en los de Dean y Dalrymple (2004) se demuestra técnicamente sobre la base de mediciones en playas naturales que los efectos de las tormentas se reducen considerablemente en las playas defendidas por dunas arenosas.

A partir de los resultados de las investigaciones realizadas en el presente trabajo, se proponen indicaciones metodológicas, las cuales tienen como objetivo incrementar la eficiencia de los proyectos de alimentación artificial de arena, que deberán ejecutarse en la playa de Cancún. Estas metodologías son extensibles a otras playas de la región, que están sometidas a los efectos de condiciones hidrodinámicas extremas y tienen además la limitante de recibir un escaso aporte sedimentario natural.

VII.1 Zona de préstamo

La correcta selección de la zona de préstamo de sedimentos para la ejecución de proyectos de alimentación artificial de arena, resulta uno de los elementos más importantes que incide en la obtención de resultados satisfactorios.

Actualmente para la regeneración de la playa de Cancún se han utilizado zonas de préstamo cercanas, las cuales se ubican en profundidades someras. La explotación de estos bancos ha permitido extraer cerca de 8 millones de metros cúbicos de arena para los proyectos ejecutados en la playa.

Sin embargo, los sedimentos acumulados en estos bancos presentan un elevado grado de heterogeneidad en cuanto a su granulometría, forma y textura lo cual evidencia la escasa madurez de los mismos. Sedimentos con características tan diferentes a los nativos de la playa han demostrado tener un comportamiento inestable, además de poco deseables para el uso turístico de la playa.

En la actualidad resulta un hecho que la playa de Cancún tendrá que ser realimentada periódicamente, pues las causas que provocan su erosión no se han eliminado ni se podrán eliminar en un futuro previsible.

Los sedimentos acumulados en las zonas de préstamo utilizadas tienen un volumen finito por lo cual, dichos yacimientos, no podrán ser explotados de forma indefinida. La minería, de la forma que se hace en la actualidad no es sostenible, pues se extraen del medio mucho más recursos que los que el sistema tiene la capacidad de producir. Es de esperar que en un futuro cercano ya estén

agotados todos los yacimientos de la región, de los cuales se puedan extraer sedimentos para la alimentación artificial de Cancún y las playas adyacentes.

Es por ello que desde ahora se deben realizar esfuerzos para introducir metodologías dirigidas a una sostenibilidad de la alimentación artificial de arena. En el presente trabajo se ha demostrado que volúmenes importantes de sedimento han escapado de la playa hacia profundidades desde las cuales nunca regresarán de forma natural.

En la Figura VII.1 se presenta una batimetría medida frente a Cancún en la cual se hace énfasis, con color rojo, en la superficie plana que se localiza desde los 15 m hasta los 20 m de profundidad. Esta superficie desde el punto de vista geomorfológico es plana porque tiene una pendiente de 0.003. El ancho promedio de dicha superficie es de 1000 m y tiene una longitud de 10000 m, lo que equivale a un área de 10 km².

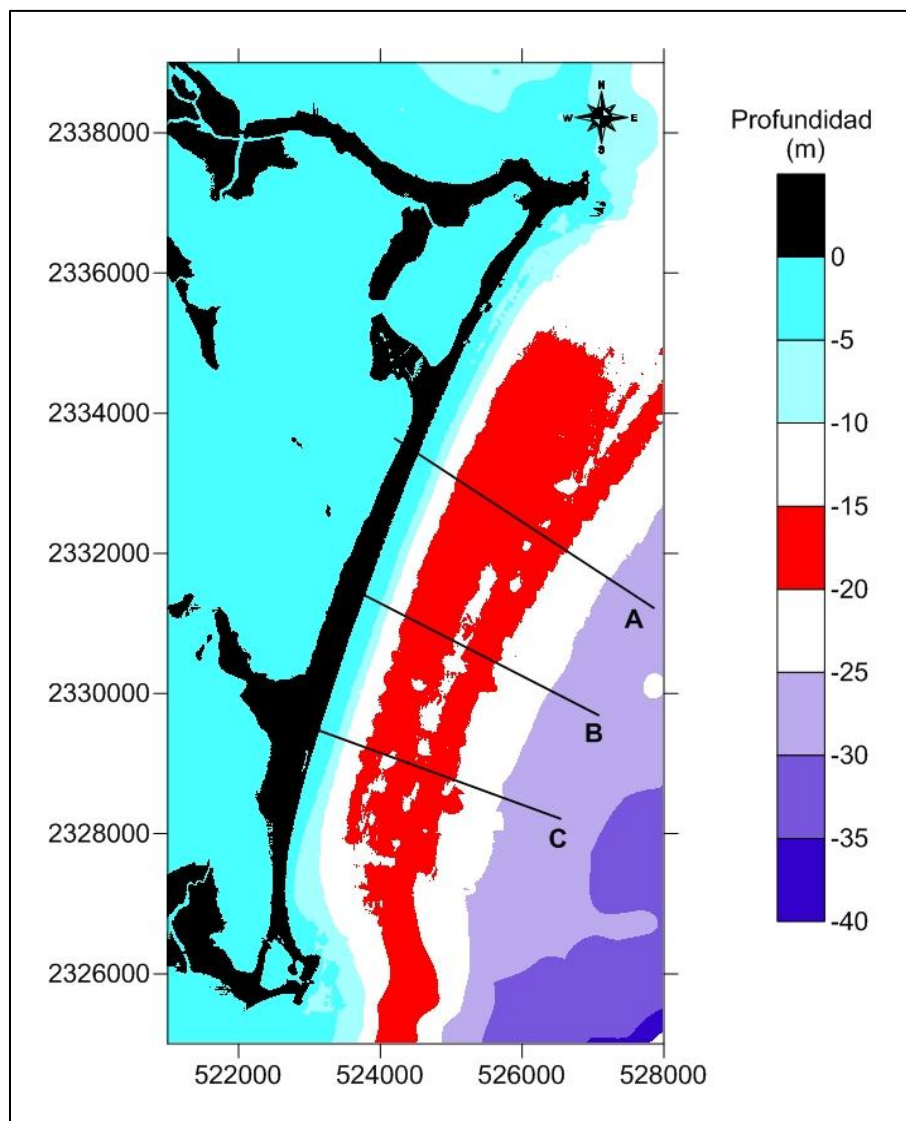


Figura VII.1. Batimetría de Cancún donde se destaca en rojo la superficie plana acumulativa que se localiza en frente a la playa (Sistema de coordenadas UTM, Zona 16)

En la Figura VII.2 se presentan los perfiles A, B y C que fueron extraídos de la batimetría a lo largo de las líneas cuya ubicación se muestra en la Figura VII.1. El análisis de la morfología de estos perfiles confirma la presencia de la superficie plana, identificada en la batimetría, que se ubica entre los 15 m y los 20 m de profundidad.

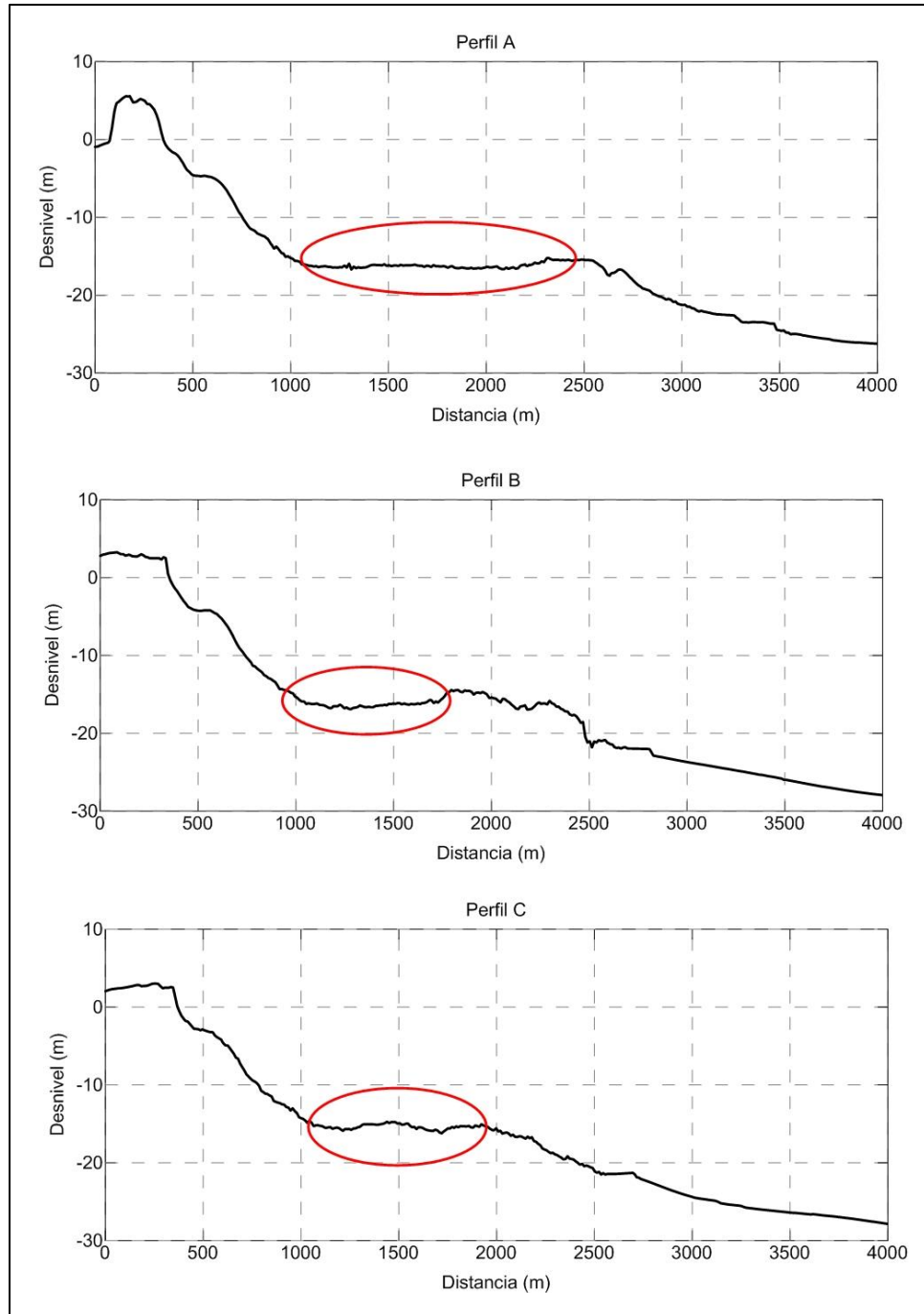


Figura VII.2. Perfiles batimétricos donde se indica con una elipse roja la ubicación de la superficie plana acumulativa que existe frente a la playa de Cancún

Con el objetivo de determinar la cobertura de esta superficie se realizaron recorridos de buceo sobre los perfiles A, B y C. En la Figura VII.3 se presentan dos fotografías tomadas durante los recorridos sobre la superficie plana identificada. Se encontró que dicha superficie estaba cubierta mayoritariamente de arena con escasos parches de vegetación, lo que la hace una superficie plana acumulativa. Estos resultados parecen indicar que una parte de los sedimentos que se han erosionado de la playa a lo largo de su historia se encuentran depositados sobre esta superficie plana acumulativa. Como ya se ha mencionado anteriormente los sedimentos depositados a estas profundidades son incapaces de regresar a la playa de forma natural, por lo que a los efectos de la misma se pueden considerar como perdidos.



Figura VII.3. Fotografías tomadas sobre la superficie plana acumulativa identificada

Las investigaciones realizadas confirman la presencia de sedimentos sobre esta superficie plana acumulativa, pero lamentablemente no se dispone de un levantamiento geofísico detallado de la zona que permita identificar espesores y calidades de las arenas ubicadas en los horizontes subyacentes. Queda como una recomendación de este trabajo la realización de levantamientos sísmicos y calas de contacto para esclarecer estos aspectos.

Por otra parte desde hace más de 20 años se fabrican en el mundo barcasas y dragas de succión en marcha capaces de extraer sedimentos entre 15-20 m de profundidad. Compañías internacionales como Royal Boskalis Westminster N.V. (Holandesa) y Jan de Nul (Grupo Multinacional), tienen una vasta experiencia en esta materia. Para mayor información se pueden visitar <http://www.boskalis.com/> y <http://www.jandenul.com>.

Si existen los sedimentos y los medios para extraerlo entonces el reciclaje de las arenas depositadas en esta superficie plana acumulativa constituye una opción para la alimentación artificial de la playa de Cancún, que resulta totalmente sostenible.

El re-bombeo de las arenas depositadas en las zonas profundas del perfil hacia la zona emergida de la playa es una opción escasamente contemplada en los proyectos actuales de ingeniería costera, sin embargo presenta los siguientes beneficios:

- Alta compatibilidad del sedimento de la playa pues se trata del mismo sedimento nativo
- Se eliminan los gastos por concepto de transportación de los sedimentos

- Se reducen los tiempos de ejecución de los proyectos
- Permite la ejecución de trabajos de mantenimiento periódico con volúmenes reducidos

En la Figura VII.4 se presenta de forma esquemática la metodología propuesta para el re-bombeo de la arena. Esta técnica requiere del empleo de una barcaza autopropulsada sobre la cual se colocarían las bombas que permitirían tanto la succión de la mezcla agua-sedimentos desde el fondo marino como su impulsión hacia la playa. La tubería de impulsión sería totalmente flotante y su longitud dependería de la distancia a la zona del perfil submarino donde se realizaría la extracción. Las operaciones de esparcimiento de las arenas y conformación de la playa en tierra, se realizarían de la forma tradicional, adicionando secciones de tubería al extremo ubicado sobre la línea de costa.

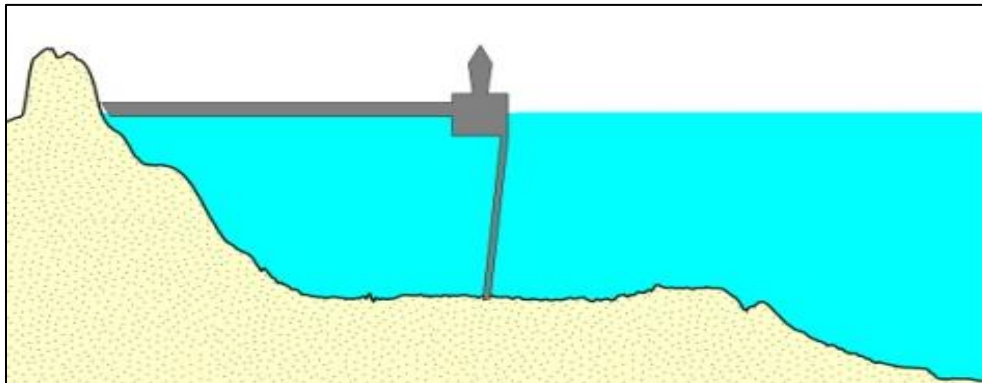


Figura VII.4. Esquema general propuesto para el reciclaje de la propia arena de la playa

En el caso de Cancún la profundidad de 15 metros se alcanza a una distancia aproximada de 700 metros de la costa. Esa tendría que ser la longitud mínima de la tubería flotante. Igualmente la barcaza tendría que tener bombas de una potencia tal que le permitiera hacer la succión a profundidades entre 15 y 20 metros y su impulsión a más de 700 metros.

Los volúmenes depositados en la playa de esta forma podrían ser pequeños y responderían a un plan de mantenimiento organizado de forma periódica. Por lo cual sus costos deben ser inferiores a los de realizar grandes campañas aisladas espaciadas en el tiempo. Los medios técnicos y el personal a emplear podrían ser locales. Con lo cual se crean fuentes de empleo para personal técnicamente calificado y los recursos financieros destinados a estos proyectos se quedan dentro del país, evitándose con ello la fuga de capitales que se produce al contratar compañías extranjeras para la ejecución de proyectos multimillonarios.

VII.2 Diseño del perfil de construcción

El diseño del perfil de construcción resulta un aspecto muy relevante que debe ser considerado durante la ejecución de la alimentación artificial de arena. Si se pretende optimizar el diseño, este perfil debe tener una forma lo más cercana posible a la playa que se pretende conformar.

La respuesta funcional del perfil de playa en las condiciones hidrodinámicas más frecuentes es diferente a la que tiene lugar durante la ocurrencia de condiciones extremas. Lo cual debe ser considerado para definir la forma tanto del perfil de diseño como del perfil de construcción.

En la Figura VII.5 se presentan los perfiles de diseño y construcción del proyecto de CFE ejecutado en el año 2006 para la regeneración de la playa de Cancún (Diez et al., 2009). Este diseño, según la descripción de Moran et al. (2007) propuso la construcción de una playa horizontal de 70 metros de ancho, al final de la cual se produce un cambio de pendiente de forma tal que el perfil continúa en dirección al mar con un talud 10:1.

Después de construida la playa a partir de este proyecto, el sistema nunca alcanzó el perfil de diseño. El ataque del oleaje fue descarnando la cara hacia el mar del perfil construido, formándose un desagradable escalón vertical, hasta que finalmente la playa regresó a su estado inicial en apenas 3 años después de ejecutado el proyecto.

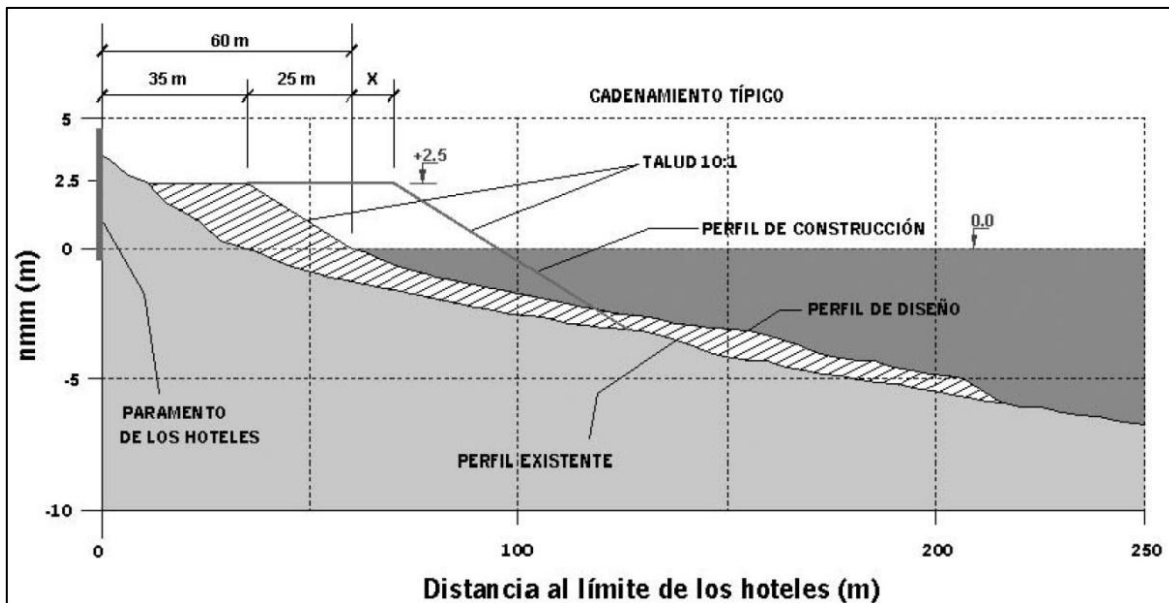


Figura VII.5. Perfiles de diseño y construcción del proyecto de CFE ejecutado en el año 2006 para la regeneración de Cancún (Fuente Diez et al., 2009)

No es objetivo del presente trabajo criticar el proyecto de CFE, pero sí lo es proponer un diseño alternativo que incremente la estabilidad de los sedimentos y permita una mejor funcionalidad de la playa, lográndose con ello una mayor eficacia desde el punto de vista ingenieril.

Para cumplir este objetivo el primer paso es dividir el perfil de la playa desde el punto de vista funcional en dos partes:

- 1- Una berma para interactuar con el oleaje en las condiciones habituales
- 2- Una duna que se enfrente al oleaje en condiciones de tormentas

La playa de Long Beach en la ribera de la ciudad de Puerto Plata fue proyectada y construida siguiendo los criterios de doble funcionalidad que se están proponiendo (Martell et al. 2006). En la Figura VII.6 se presenta una vista de los excelentes resultados de este proyecto, después de 5

años de ejecutado. Nótese que la duna estabilizada con vegetación natural de ecosistemas costeros, además de su funcionalidad, contribuye a incrementar la calidad ambiental del entorno desde el punto de vista paisajístico.



Figura VII.6. Vista de la playa de Long Beach en la ciudad de Puerto Plata 5 años después de ejecutada su regeneración

Las dunas, en condiciones habituales, se están enriqueciendo continuamente con los sedimentos que los vientos locales transportan desde la berma. Constituyendo de esta forma un valioso almacén natural de sedimentos. Cuando tienen lugar condiciones hidrodinámicas extremas el oleaje ataca la duna, y ésta devuelve sedimentos a la berma impidiendo con ello el lavado total de la playa. El mantener continuamente un perfil arenoso frente al ataque del oleaje garantiza una disipación efectiva de su energía, evitando que se refleje y, como consecuencia, se incremente significativamente el transporte de cantidades de sedimentos en dirección al mar. Todo lo cual crea las condiciones para un funcionamiento estable de la playa y facilita su auto-recuperación una vez que el sistema regresa a las condiciones hidrodinámicas habituales.

Como ya se señaló anteriormente, la amplitud de marea en Cancún, en condiciones habituales, no supera los 0.5 metros. Teniendo en cuenta este valor se propone la construcción de una berma de 1.5 metros de altura como máximo. A partir del límite de la berma el perfil debe avanzar hacia el mar con un talud de 20:1. Este talud, implica una pendiente de 0.05, la cual resulta lo suficientemente suave como para garantizar la existencia de una amplia superficie de disipación de la energía del oleaje incidente. Teniendo en cuenta que la pendiente natural de la zona de lavado de la playa de Cancún tiene valores entre 0.1 y 0.17, como se demostró en el Capítulo VI, la pendiente propuesta resulta más suave y por tanto debe tender a evitar la formación de antiestéticos y molestos escarpes en la berma como el que se muestra en la Figura VI.37. Además

con una pendiente de 0.05 se evita la ocurrencia de la turbulencia asociada a la intensa disipación de la energía del oleaje que tiene lugar sobre una superficie estrecha.

Duran (2011) a partir de la modelación numérica del comportamiento de una base de datos de 119 huracanes, estimó la ocurrencia de una sobre-elevación de 3 metros del nivel del mar en la zona de Cancún, asociada a la marea de tormenta extrema con una probabilidad de un evento cada 500 años. En condiciones de tormenta, la presencia de una duna de 5 metros de altura, evitaría que el mar penetre hacia las instalaciones turísticas además de defender la integridad de la playa suministrando una cantidad adicional de sedimentos al sistema para alimentar la berma.

El oleaje del huracán Wilma atacó directamente las edificaciones de las instalaciones turísticas de Cancún, provocando severos daños en muchas de ellas. Resultaría muy lamentable que escenas como la que se muestra en la Figura VII.7 se repitieran nuevamente en el futuro. Para una mayor garantía de la protección de las instalaciones turísticas, la duna puede contener, en su núcleo, un relleno rígido de forma tal que aun cuando la intensidad del evento sea capaz de lavar toda la arena, todavía permanezca ese elemento para la protección física de las instalaciones.



Figura VII.7. Daños a las instalaciones turísticas provocados por el ataque directo del oleaje generado por el huracán Wilma

En la Figura VII.8 se presenta una fotografía de la ejecución de la regeneración de la playa de Dam Neck en Virginia, Estados Unidos, con un diseño que incluye una duna con núcleo de escolleras y una berma baja por delante (Fuente Basco et al. 2001, en la parte V, capítulo 3 del libro *The Coastal Engineering Manual*, publicado por USACE).

En el caso de Cancún no sería conveniente el empleo de material rocoso para el núcleo. Al ser la península de Yucatan una extensa llanura no se encuentran con facilidad canteras que puedan suministrar los volúmenes y la dureza de la roca necesaria para ello, y traerlas desde mas lejos

resultaría muy costoso. Por otra parte el rocoso, una vez alcanzado por el mar durante una tormenta severa, podría ser esparcido por la playa deteriorando aun más su imagen.

Una alternativa para obtener un núcleo rígido puede ser el empleo de Geotextiles rellenos de arena. Estas bolsas Geotextiles se acomodarian de forma tal que una vez expuestas al oleaje puedan defender la infraestructura turística de forma eficiente. El material de relleno de las bolsas estaría constituido por la misma arena con que se esté haciendo el relleno artificial de la playa, con lo cual no sería necesario introducir ningún material rocoso adicional. En caso de rotura de los mismos no habría impactos negativos pues se estaría devolviendo a la playa su propia arena. En la playa de Varadero en Cuba, a finales de la década de los 90 del siglo pasado, Alvarez et al. (2001) alcanzaron excelentes resultados, para la protección de instalaciones turísticas en el complejo hotelero Kawama-Punta Blanca, mediante la creación de dunas artificiales, con núcleos rígidos de bolsas geotextiles rellenas de arena. En la Figura VII.9 se presenta la secuencia del diseño, construcción, y su estado 2 años después.



Figura VII.8. Fotografía de la ejecución de la regeneración de la playa de Dam Neck en Virginia, Estados Unidos, (Fuente Basco, 2001, en el capítulo 3, parte V, del libro The Coastal Engineering Manual, publicado por USACE)

En la Figura VII.10 se presenta el esquema general del perfil propuesto en el presente trabajo, para la regeneración de la playa teniendo en consideración todos los aspectos que se han discutido anteriormente. La altura propuesta para la duna es de 5 metros y para la berma 1.5 metros. El ancho propuesto para la duna es de 25 metros, con el objetivo de garantizar la máxima estabilidad de sus pendientes. La pendiente propuesta para los lados de la duna es de 0.45 (24.23 grados), siguiendo los criterios de estabilidad de taludes planteados por Allen (1970). Según los resultados de Ruiz (2010) el ángulo de reposo del sedimento de Cancún es 38.19 grados. La pendiente de la duna propuesta es 13.96 grados más suave que el ángulo de reposo lo cual resulta favorable para su estabilidad. Por otra parte una amplitud deseable para la berma puede estar entre 50 y 70 metros. El ancho final de la berma dependerá del relieve local, pues se necesita que la zona de

lavado del perfil de diseño se apoye en el relieve submarino con un talud de 20:1. El volumen de arena requerido para la conformación de este diseño es de 357 m^3 por metro lineal de playa, lo que equivale a 4.3 millones de m^3 de arena, considerando los 12 km de playa a regenerar. A primera vista puede parecer una cifra grande, sin embargo representa la mitad de los 8 millones de m^3 que ya se han utilizado para rellenar la playa con el diseño de CFE presentado en la Figura VII.5.

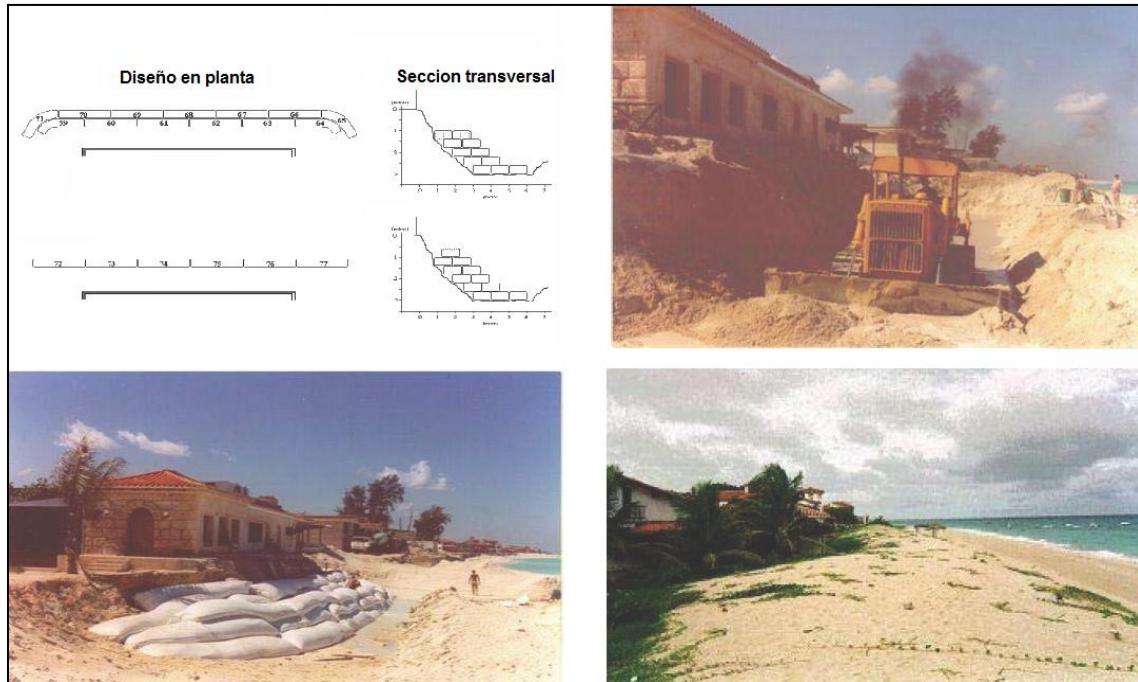


Figura VII.9. Creación de dunas, con núcleo rígido utilizando bolsas geotextiles rellenas de arena, para la protección de instalaciones costeras en la playa de Varadero, Cuba

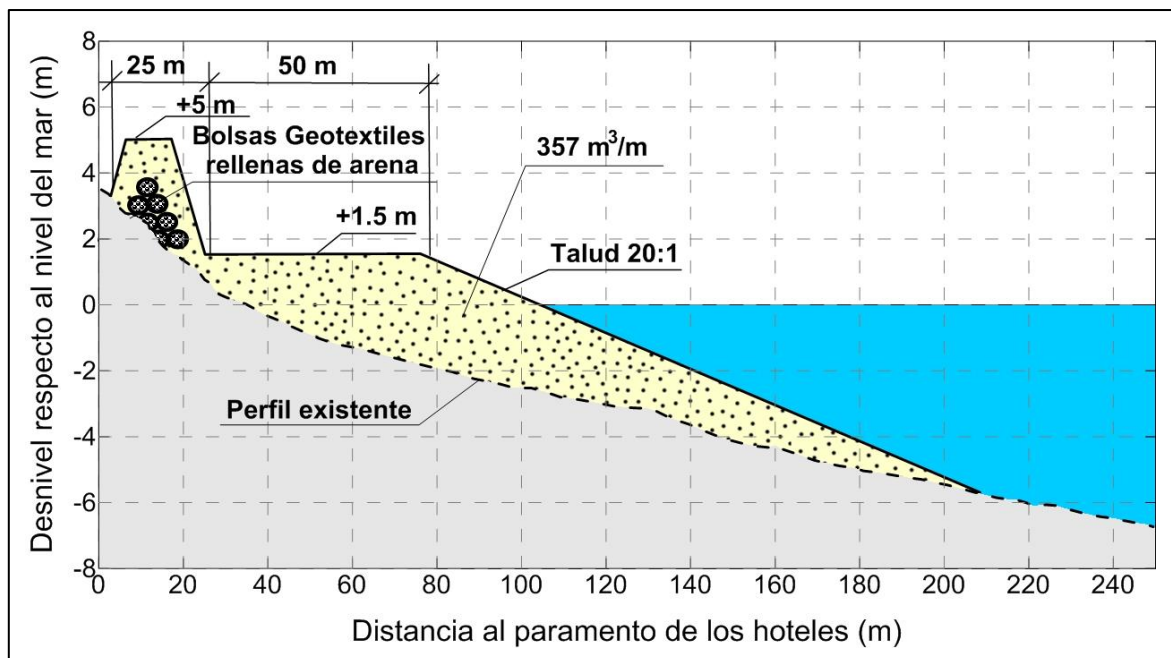


Figura VII.10. Esquema general del perfil propuesto para la regeneración de la playa

Para garantizar la estabilidad y preservación de la duna construida es esencial el acondicionamiento de su superficie mediante una cobertura vegetal apropiada. Por ello la vegetación a emplear tiene que cumplir no sólo requisitos estéticos sino funcionales. La Figura VII.11 muestra un segmento de dunas en estado natural 20 km al sur de la playa de Cancún.



Figura VII.11. Vista de un segmento de dunas en estado natural 20 km al sur de Cancún

La creación de una ambientación que reúna valores estéticos atrayentes al visitante, debe partir de especies propias del contingente florístico de las playas arenosas, caracterizadas por la retención de arena y la formación de dunas, así como por ser estabilizadoras de la dinámica del ecosistema; logrando la singularidad del paisaje y cumpliendo con las expectativas de naturalidad de los turistas. Por esto se recomienda que se utilicen algunas de las especies ya presentes en el lugar (*Sporobulus indicus*, *Canavalia maritima*) y otras que reúnen las características antes mencionadas (*Thrinax radiata*). A continuación se describen algunas de las más importantes:

- *Coccoloba uvifera*: Árbol-arbusto, con frutos comestibles, común en las costas caribeñas y que en el desarrollo de la sucesión vegetal llega a formar el uveral, como parte del complejo de vegetación de costas arenosas. Deben trasplantarse individuos jóvenes con una altura menor de 1,5 m.
- *Chysobalanus icaco*: Arbusto de valores ornamentales y frutos comestibles, también abundante en estas costas.
- *Pancratium arenicolum*: Herbácea con flores blancas, común en costas.
- *Ipomoea asarifolia*: Rastrera abundante en el lugar, de flores vistosas y hojas anchas. Se puede sembrar de los propios bejucos cortados en los alrededores y debe ser de los primeros en sembrarse.
- *Ipomoea pes-caprae*: Rastrera, común de las costas. Sus hojas presentan una forma peculiar que recuerda a la pezuña de una cabra, lo que junto a lo vistoso de sus flores le confiere atractivo. Esta especie, al igual que la anterior, facilita la retención de las arenas y la formación de las dunas.

A partir de la reconstrucción de la duna, especies propias del contingente florístico, como son poáceas y ciperáceas (hierbas ambas) irán ocupando su lugar en el funcionamiento del ecosistema, al igual que especies como los cardos (*Cenchrus echinatus*). Todas las especies mencionadas están presente de forma natural en la zona y aparecen registradas en el inventario de flora que presentan Castillo et al. (1998) en su trabajo “Análisis de la flora de dunas costeras del litoral Atlántico de México” publicado en el N° 45 de la revista Acta Botánica Mexicana. Así, desde el punto de vista ambiental, la siembra de vegetación típica sobre las dunas contribuirá a elevar la calidad del borde costero, al mejorar las condiciones estéticas del paisaje litoral. También se producirá un incremento de la satisfacción de los usuarios de la playa al reducirse la desagradable sensación visual de urbanización que existe en la actualidad en la parte trasera de la playa.

Los accesos a la playa tanto públicos como desde los hoteles se deben realizar mediante pasarelas o rampas colocadas sobre pilotes de forma tal que no interrumpen ni creen barreras al libre tránsito del polen de las plantas y las especies de fauna asociadas a la duna. En la Figura VII.12 se muestran imágenes de cómo pueden construirse estos accesos sobre la duna. Los pisos correspondientes a los niveles inferiores de estas edificaciones se encuentran por debajo de la altura máxima de la duna, sin que ello implique ninguna afectación para los mismos.



Figura VII.12. Pasarelas de acceso al mar sobre las dunas de los hoteles de Cayo Largo en Cuba

En cualquier caso los diseños específicos de los accesos podrían dejarse a elección de cada hotel siempre que cumplan con la normativa aplicable prevista en las regulaciones ambientales y paisajísticas impuestas por la legislación federal o estatal vigente. A dicho efecto podría considerarse la Ley general del equilibrio ecológico y la protección al ambiente elaborada en 1988

y modificada en 1996 y 2006, publicada en la Gaceta Oficial de la Republica (<http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones/gacetas/497/>)

En la actualidad según los estudios presentados por SEMARNAT (2006), como consecuencia del desarrollo turístico de Cancún, las tortugas marinas dejaron de poner sus huevos en esta playa. Según este estudio, se plantea que las luces, sonidos y la presencia humana en la playa constituyen las principales razones por las que no anidan allá las tortugas. La duna propuesta también serviría como una barrera ecológica para separar el desarrollo turístico de la zona de playa sub-aérea. Se atenuarían tanto las luces y los sonidos provenientes de los hoteles, con lo cual la playa en el futuro quizás podría recuperar su funcionalidad ecológica y servir nuevamente como sitio de anidación de las tortugas marinas.

VIII. Conclusiones y futuras líneas de investigación

Los resultados de las investigaciones realizadas en cuanto a la hidrodinámica, los sedimentos y la morfología indican que las alteraciones naturales y/o antropogénicas del equilibrio del sistema costero, conjuntamente con la escasa aportación natural sedimentaria, han provocado la erosión de las playas de la cuenca del Caribe Mexicano, al incrementar su vulnerabilidad frente a la incidencia de condiciones hidrodinámicas extremas.

El análisis espectral del oleaje en condiciones hidrodinámicas de huracán permitió determinar la intensidad de la energía incidente y su distribución en dirección y frecuencia. Con la aplicación del método de las funciones empíricas ortogonales, a la serie temporal de espectros escalares de Fourier correspondientes a los registros de superficie libre medidos, se demostró la presencia de una bimodalidad espectral. El análisis de los espectros direccionales, aportó además, que la energía de los modos Sea y Swell identificados, proviene de diferentes direcciones. Los registros de la incidencia simultánea sobre el punto de observación de oleaje Sea y Swell, constituyen los primeros reportes de este fenómeno para el área del Caribe.

Aplicando la transformada Wavelet, se analizaron las oscilaciones no periódicas presentes en los registros de superficie libre del mar medidos en condiciones extremas. El análisis de la evolución temporal del periodo, asociado a los picos de energía presentes en los espectros globales de Wavelet, indica que entre los días 21 a las 04 h y 23 a las 04 h se presentaron oscilaciones anormales con periodos superiores a 20 s.

El cálculo del factor de agrupamiento de ondas, aplicando la metodología propuesta por Dong et al. (2008), permitió determinar la existencia de un agrupamiento elevado el día 21 entre las 04 y las 12 h, alcanzándose su valor más alto a las 06 h. El cálculo del espectro Wavelet correspondiente al registro medido el 21 de octubre a las 06 h confirmó la presencia de oleaje Swell de 13.1 s de periodo modulado por otras dos ondas largas, una de 88.2 s y la otra de 198.1 s.

La aplicación del análisis de Hilbert-Huang al registro del día 21 de octubre a las 06 h, reveló la presencia de ondas no lineales con periodicidades tan altas como 13.5 h. La posibilidad de identificar ondas tan largas se debe al revolucionario concepto de frecuencia instantánea, el cual permite una elevada resolución espectral. El análisis espectral de Hilbert-Huang, demostró ser una potente herramienta para describir la amplia gama de oscilaciones, que pueden generarse en un fenómeno de esta magnitud, utilizando una serie temporal de corta duración.

El análisis de las variaciones temporales del ancho de playa revela que la tendencia evolutiva de la playa de Cancún en el período comprendido entre 1967 y octubre del 2005, es hacia la erosión con un ritmo global de pérdidas 1.8 m de ancho de playa por año. Sin embargo, se presentan variaciones en los ritmos de erosión para los diferentes sectores de la playa. Los ritmos más bajos se calculan para los sectores centrales y los más elevados hacia los extremos.

Para el período comprendido entre mayo del 2006 y febrero del 2009, en todos los sectores de Cancún, el ancho de playa tiende a disminuir con el paso del tiempo. La tendencia evolutiva general de la playa de Cancún en el período comprendido entre mayo del 2006 y febrero del 2009,

es también hacia la erosión con un ritmo de pérdidas de 19.7 m de ancho de playa por año. El tiempo de vida útil, calculado para el proyecto de alimentación artificial de arena ejecutado, resultó ser de 3.57 años.

Para comparar con Cancún, se estudió la evolución temporal del ancho de playa en Puerto Morelos. Obteniéndose que para el período comprendido entre septiembre del 2004 y abril del 2010, la playa se erosiona a un ritmo promedio de 3.9 m por año. De mantenerse en los próximos años, el ritmo de erosión actual, la playa de Puerto Morelos podría llegar a llegar a una situación crítica dentro de un lapso de 6-8 años.

La variabilidad de la morfología del relieve submarino de la playa de Cancún, expresada en sus perfiles, es un reflejo de la intensa dinámica a que están sometidos sus sedimentos. El hecho de ser una playa expuesta directamente al oleaje oceánico, es una característica que tiene un efecto determinante sobre la dinámica de sus sedimentos.

De forma relevante, se observó una acumulación de arena en el perfil submarino de la playa en el año 1989, presumiblemente como consecuencia de la incidencia del Huracán Gilbert en 1988, el cual removió de la playa emergida las mayores cantidades de arena que se tenía conocimiento hasta entonces.

En la playa de Cancún, durante el periodo comprendido entre 1984 y diciembre del 2005, los perfiles evolucionaron con una tendencia a alcanzar la configuración de equilibrio, lo cual se vio limitado por un déficit en el ingreso natural de sedimentos. Igualmente en el período 2006-2009, los volúmenes de sedimentos presentes en la playa emergida, resultaron insuficientes para abastecer los requerimientos del perfil submarino en su tránsito hacia la condición de equilibrio, lo cual justificó la necesidad de un segundo vertimiento de arena.

La evolución del relieve submarino también confirma la presencia de un proceso erosivo, difícilmente reversible, con los mecanismos naturales de transporte de sedimentos que operan en la actualidad en la playa de Cancún.

Los cálculos de la capacidad potencial de transporte sedimentario longitudinal, generados bajo las condiciones del huracán Wilma, indican que podrían haberse movido 485.7 metros cúbicos de arena por metro lineal de playa en dirección al norte. Por otra parte la capacidad potencial de transporte perpendicular calculada para este evento fue de 916.2 metros cúbicos por metro lineal de playa. Como se puede apreciar la capacidad de transporte en la dirección perpendicular a la playa, duplica la correspondiente a la dirección paralela. Lo cual indica que es en esta dirección hacia donde escapan las mayores cantidades de sedimentos del sistema. Otro resultado significativo es que el transporte inducido por el oleaje Swell para ambas direcciones de transporte resulta dominante sobre el generado por el oleaje Sea.

El análisis de las corrientes marinas frente a la playa de Cancún, generadas por el oleaje asociado huracán Wilma, durante la aproximación y retirada del evento, permitió identificar la presencia de celdas de circulación a lo largo de la costa. Dicho análisis también permitió encontrar sitios de

deposición y erosión de sedimentos. Los cálculos de las variaciones volumétricas de las batimetrías medidas antes y después de este evento sustentan los resultados del cálculo de las corrientes y el transporte potencial.

En la región del Mar Caribe, dadas las condiciones limitadas del fetch posible, el oleaje Swell de alta energía ocurre únicamente asociado a la presencia de condiciones de huracán. Lo cual implica que los sedimentos movidos a altas profundidades, bajo estas condiciones, representan una pérdida irrecuperable para la playa, puesto que no existe otro mecanismo natural capaz de regresarlo nuevamente a la dinámica del sistema.

Los estudios realizados indican que para mitigar los efectos del proceso erosivo identificado, la alimentación artificial de arena resulta la mejor opción. Cuya efectividad podría incrementarse introduciendo sedimentos con mayor grado de idoneidad, como pudieran ser los que han escapado de la propia playa. Igualmente, mejoras en el diseño y construcción de los perfiles de vertimiento podrían prolongar el tiempo de vida útil de los proyectos de regeneración de playa que se ejecuten en el futuro. La construcción de una duna alta (5 metros) y una berma baja (1.5 metros) terminando en un talud hacia el mar de 20:1, son elementos de diseño que en esencia podrían mejorar la estabilidad de la playa y lograr una mejor funcionalidad del sistema.

La incidencia de los huracanes ha sido un elemento que ha provocado grandes efectos erosivos sobre la playa de Cancún. Han contribuido a reforzar los efectos erosivos de los huracanes, tanto el escaso aporte sedimentario natural, como el elevado grado de antropización de la zona. Esto último impide una disipación efectiva de la energía del oleaje incidente, reflejándose gran cantidad de la misma, lo cual reduce la capacidad defensiva y de autorecuperación de la playa. La destrucción de las dunas y la interrupción de las comunicaciones entre la Laguna Nichupté y el mar son otros factores que contribuyen a intensificar este proceso erosivo. Todos estos elementos contribuyen a incrementar la vulnerabilidad del ecosistema costero, frente al peligro que representan catástrofes naturales de la magnitud de los huracanes.

A partir de los resultados alcanzados con el desarrollo del presente trabajo, se identifican las siguientes líneas para futuras investigaciones en las playas de la cuenca del Caribe Mexicano:

- Definir la ubicación y cuantificar los volúmenes de sedimentos disponibles en los depósitos o sumideros de arena existentes frente a las playas.
- Calcular los ritmos de erosión para todas las playas y diseñar un programa integral para su mantenimiento.
- Introducir el análisis estadístico de correlación canónica entre el oleaje y los perfiles de las playas, para sobre la base de mediciones de oleaje poder predecir los cambios morfológicos.
- Desarrollar un modelo numérico, que permita representar el equilibrio dinámico temporal de las playas bajo la influencia del transporte transversal.
- Estudiar integralmente el estado de los ecosistemas marinos (pastos y arrecifes coralinos) como potenciales fuentes productoras de arena para la región.

IX. Bibliografía

Aguayo, J. E.; Bello, R.; Vecchio M. A.; Araujo, J. y Basañes M. A. (1980) **Estudio sedimentológico en el área Tulum-Cancún-Isla Mujeres, Estado de Quintana Roo, México.** *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XLI, N° 1 y 2, pp. 15-32

Alcérreca, J.C. (2011) **Determinación de los umbrales de movimiento de arenas de la Península de Yucatán.** Tesis de Maestría en Ingeniería Civil, Universidad Nacional Autónoma de México.

Allen, J. R. L. (1970). **The Avalanching of Granular Solids on Dune and Similar Slopes.** *Journal of Geology*, Vol 78, No. 3, pp 326-351.

Alvarez, A.; Juanes, J. L. y García, C. (2001). **Alternativa para la protección de instalaciones turísticas ante la ocurrencia de eventos erosivos extremos en la playa de Varadero.** *Serie Oceanológica*, Vol 0, N°0, 7 pp.

Bagnold, R. A. (1963). **Mechanics of Marine Sedimentation.** In: *The Sea*, Vol 3, ed. M. N. Hill, Interscience, NY, pp 507-528.

Bailard, J. A., and Inman, D. L. (1981). **An Energetics Bedload Model for a Plane Sloping Beach: Local Transport.** *Journal of Geophysical Research*, Vol 86, No. C3, pp. 2035-2043.

Basco, D. R. (2001). **Shore protection projects.** Chapter 3, Part V in *The Coastal Engineering Manual*. DEPARTMENT OF THE ARMY, U.S. Army Corps of Engineers Washington, DC, EM 1110-2-1100. 115 pp.

Besrroukov, P.L. y Lisitssin, A.P. (1960). **Clasificación de los sedimentos recientes marinos.** Editorial Nauka. URSS.

Bird, E.C.F, (1985). **Coastline Changes-A Global Review.** John Wiley-Interscience, Chichester, England, 219 pp.

Bodge, K.R., and Dean, R.G. (1987). **Short-Term Impoundment of Longshore Sediment Transport.** U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, MP CERC-87-7.

Bodge, K.R., and Kraus, N.C. (1991). **Critical Examination of Longshore Transport Rate Magnitudes.** *Proceedings of Coastal Sediments '91*, ASCE, pp. 139–155.

Bodge, K. R. (1992). **Representing Equilibrium profiles with an Exponential Expression.** *Journal of Coastal Research*. No 8. Fort Lauderdale, Florida.

Brunn, P. (1954). **Coast erosion and the development of beach profiles.** US Army Corps. of Engrs. BEB, Tech. Memo No. 44.

Castillo, S. y Moreno-Casasola, P. (1998) **Análisis de la flora de dunas costeras del litoral Atlántico de México.** *Acta Botánica de México* N° 45, pp. 55-80.

Cambers, G. (1991). **Coastlines of the Caribbean**, Proc. 7th Symposium on Coastal and Ocean Management, Long Beach, Calif., July 8-12, 1991, Amer. Soc. Civil Engrs, New York, 187 pp.

Centro de Ciencias de la Atmósfera. UNAM. (2012) **Atlas Climático Digital de México, Versión 2.0, Estado de Quintana Roo**. <http://atlasclimatico.unam.mx/atlas/qroo/qroo.html>

Coastal Engineering Research Center (1984). **Shore protection manual**. Edited by U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station.

CONABIO (2009). **Manglares de México: Extensión y distribución**. 2da ed. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México. 99 pp.

CONAPO (2005). **Consejo Nacional de Población. Proyecciones de la población México 2005-2050**. <http://www.conapo.gob.mx/00cifras/5.htm>.

Dally, W. R. (1980). **A Numerical Model for Beach Profile Evolution**. M.Sc. Thesis, University of Delaware, Newark, DE.

Dally, W. R., and Dean, R. G. (1984). **Suspended Sediment Transport and Beach Profile Evolution**. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, Vol. 110, No. 1, pp. 15-33.

Daubechies, I. (1990). **The Wavelet Transform, time-frequency localization and signal analysis**. *IEEE Transaction on Information Theory*, Vol. 36, September, pp. 961-1005

Davison, A. T.; Nicholls R. J. y Laetherman, S. P. (1992). **Beach Nourishment as a Coastal Management Tool: An Annotated Bibliography on Developments Associated with the Artificial Nourishment of Beaches**. *Journal of coastal Research*. Vol. 8, N°4, pp 984-1022.

Dean, R. G. (1973). **Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone**. Proceedings of the Conference on Engineering Dynamics in the Surf Zone, Sydney, Australia, pp. 208-214.

Dean, R.G. ; Berek, E. P.; Gable, C. G.; and Seymour, R. J. (1982). **Longshore Transport Determined by an Efficient Trap**. Proceedings 18th International Conference of Coastal Engineering, ASCE, Cape Town, pp. 954–968.

Dean, R.G. (1987). **Additional Sediment Input to the Nearshore Region**. *Shore and Beach*, N° 55, pp. 76-81.

Dean, R.G. (1989). **Measuring Longshore Transport with Traps**. In *Nearshore Sediment Transport*, R.J. Seymour, ed., New York: Plenum Press, pp.313–336.

Dean, R. G. (1990). **Equilibrium beach profile: Characteristics & Applications**. Coastal and Oceanographic Engineering Department, University of Florida, Sea grant program and national oceanic and atmospheric administration. Technical Report January 15, 70 pag.

Dean, R. G. (2002). **Beach Nourishment: theory and practice**. World Scientific Publishing Co. Ltd.

Dean, R. G. y Dalrymple, R. A. (2004). **Coastal Processes with engineering applications**. © Cambridge University Press. 489 p.

Del Valle, J. (2012). **Sobre el análisis sedimentológico: resultados y aplicaciones a áridos de la Península de Yucatán, México**. Tesis de Maestría en Ingeniería Civil, Universidad Nacional Autónoma de México.

Del Valle, R.; Medina, R. y Losada, M.A. (1993). **Dependence of the Coefficient K on the Grain Size**. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE, Vol. 118, N° 6, pp. 568–574.

DELFT HYDRAULICS, (1987). **Manual on Artificial Beach Nourishment**. Centre for Civil Engineering Research, Codes and Specifications, Rijkswaterstaat, Report 130.

Dette, H. H. (1986). **Untersuchungen uber Dunenabbruche und Stranderosion im Grossen Wellenkanal**. Die Kuste, Heft 43, pp 247-282.

Diez, J. J.; Esteban, M. D. y Paz, R. M. (2009). **Cancun-Nizuc Coastal Barrier**. *Journal of Coastal Research*. Vol. 25, N° 1, pp. 57-68.

Dolan, R. And Davis, R.E. (1992). **An intensity scale for atlantic coast northeast storms**. *Journal of Coastal Research*. Vol 8, N°4, pp. 840-853.

Dong, G. H; Ma, Y. X. y Ma, X. Z. (2008). **Cross-shore variations of wave groupiness by wavelet transform**. *Ocean Engineering*, No 35, pp. 676-684

Duran, G. (2011). **Análisis del peligro por marea de tormenta en el Golfo de México**. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.

Escalante, E.; Silva, R.; Mendoza, E.; Mariño, I. y Ruiz, F. (2009). **Análisis de la variación del nivel del mar y de las corrientes marinas inducidas por el huracán Wilma frente a Puerto Morelos, Quintana Roo, México**. *Ingeniería Hidráulica en México*, Vol. XXIV, Numero 2, pp. 111-126.

Felder, W. N. (1978). **Simulation Modeling of Offshore Bars**. Department of Environmental Sciences, Ph.D. thesis, University of Virginia, Charlottesville, VA.

Félix Delgado, A. (2007). **Análisis de la dinámica geomorfológica de la Zona Hotelera de Cancún como contribución al desarrollo de un Plan de Manejo Costero**. TESIS presentada Como requisito para obtener el grado de: Maestro en Manejo Integrado de Costas y Mares, Universidad Autónoma de Campeche.

Franklin, J.L. (2008). **Tropical cyclone report hurricane dean**. National Hurricane Center, (<http://www.nhc.noaa.gov>)

Funke, E. R. y Mansard, E.P.D. (1980) **On the synthesis of realistic sea states**. Proceeding of the 17th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, Sydney, Australia, pp. 2974-2991.

Goda, Y. (2000) **Random seas and design of maritime structures**. 2da ed., Advances Series on Ocean Engineering, Singapur, World Scientific, 15, 443 pp.

González-Leija, M.; Mariño-Tapia, I.; Silva, R.; Enriquez, C.; Mendoza, E.; Escalante-Mancera, E.; Ruíz-Rentería, F y Uc-Sánchez, E. (2013) **Morphodynamic evolution and sediment transport processes of Cancun beach**. *Journal of Coastal Research*, 31 pp.

Hallermeier, R.J. (1981). **A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate**. *Coastal Engineering*, Vol. 4, pp 253-277.

Hands, E. B. (1976). **Observations of Barred Coastal Profiles under the Influence of Rising Water Levels, Eastern Lake Michigan, 1967-71**. Technical Report 76-1, Coastal Engineering Research Center, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Hanson, H.; Brampton, A.; Capobianco, M.; Dette, H.H.; Hamm, L.; Laustrop, C.; Lechuga, A. y Spanhoff, R. (2002). **Beach nourishment projects, practices, and objectives—a European overview**. *Coastal Engineering*, N°47, pp. 81-111.

Hartnack, W. (1924). **Über Sandriffe**. *Jahrbuch der Geografischen Gesellschaft zu Greifswald, Band XL/XLII*, pp 47-70.

Herbich, John B. (2000). **Handbook of coastal engineering**. McGraw-Hill. USA.

Hinojosa, F. y Lina, P. (2011) **Tendencia de la ciudad turística de Cancún y ambiente**. Memorias del VII Congreso Internacional de Turismo del Caribe, Universidad de Quintana Roo, Unidad Académica Cozumel. pp 92-115.

Holder, H. (1987). **The Patterns and Impact of Tourism In: Environmentally Sound Tourism in the Caribbean**. The Banff Centre School of Management, April 1987.

Hu, K. y Chen, Q (2011) **Directional spectra of hurricane-generated waves in the Gulf of Mexico**. *Geophysical Research Letters*, Vol. 38, L19608, 7 pp.

Huang, N. E. (2005). **The Hilbert-Huang Transform in Engineering**. Eds. Taylor and Francis Group.

Huang, N. E.; Shen, Z. y Long, S. T. (1999). **A NEW VIEW OF NONLINEAR WATER WAVES: The Hilbert Spectrum**. *Annual Review of Fluid Mechanics*, N°31 pp. 417–457.

Huang, N. E.; Shen, Z.; Long, S.T.; Wu, M. C.; Shih, H. H.; Zheng, Q.; Yen, N.C.; Tung, C. C. y Liu, H. H. (1998). **The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis**. Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, Vol 454, N° 1971, pp. 903-995.

Inman, D.L. y Bagnold, R.A. (1963). **Littoral Processes**. In *The Sea*, M.N. Hill, ed., 3, pp. 529–533, New York: Interscience.

Iwagaki, Y., and Noda, H. (1963). **Laboratory Studies of Scale Effects in Two-Dimensional Beach Processes**. Proceedings of the 8th Coastal Engineering Conference, American Society of Civil Engineers, pp 194-210.

James, W. R. (1974). **Beach Fill Stability and Borrow Material Texture**. *Proceedings of the 14th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, pp.1334-1349.

Juanes, J. L. ; Ramirez, E. ; Caballero, M. ; Medvediev, V. S. ; Yurkevich, M. G. (1986). **Dinámica de los sedimento en la península de Hicacos, Cuba. II. Efecto de las olas de viento en la zona costera**. Revista: Ciencias de la tierra y del espacio, N° 11.

Kajima, R., Saito, S., Shimizu, T., Maruyama, K., Hasegawa, H., and Sakakiyama, T. (1983b). **Sand Transport Experiments Performed by Using a Large Water Wave Tank**. Data Report No. 4-1, Central Research Institute for Electric Power Industry, Civil Engineering Division.

Kemp, P. H. (1961). **The Relationship Between Wave Action and Beach Profile Characteristics**. Proceedings of the 7th Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, pp 262-277.

Kirby, J. T. and Dalrymple, R. A., 1994, **Combined Refraction/Diffraction Model REF/DIF 1, Version 2.5. Documentation and User's Manual**, Research Report No. CACR-94-22, Center for Applied Coastal Research, Department of Civil Engineering, University of Delaware, Newark. 172 pp.

Kunkel, K. E.; Karl, T. R.; Brooks, H.; Kossin, J.; Lawrimore, J. H.; Arndt, D.; Bosart, L.; Changnon, D.; Cutter, S. L.; Doesken, N.; Emanuel, K.; Groisman, P. Y.; Katz, R. W.; Knutson, T.; O'Brien, J.; Paciorek, C. J.; Peterson, T. C.; Redmond, K.; Robinson, D.; Trapp, J.; Vose, R.; Weaver, S.; Wehner, M.; Wolter, K. and Wuebbles, D. (2012) **Monitoring and Understanding Trends in Extreme Storms: State of Knowledge**. © 2012 American Meteorological Society, 57 pp.

Keulegan, G. H. (1945). **Depths of Offshore Bars**. Engineering Notes No. 8, Beach Erosion Board, Coastal Engineering Research Center, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

King, C. A. M., and Williams, W. W. (1949). **The Formation and Movement of Sand Bars by Wave Action**. *Geological Journal*, Vol 113, pp 70-85.

Komar, P. D. (1973). **Beach process and sedimentation**. Prentice Hall. USA.

Komar, P. D., and Inman, D. L. (1970). **Longshore Sand Transport on Beaches,**” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, N° 30, pp. 5914–5927.

Kraus, N. C., and Dean, R.G. (1987). **Longshore Sediment Transport Rate Distributions Measured by Trap**. Proceedings of Coastal Sediments '87, American Society of Civil Engineers, pp 881-896.

Kraus, N. C., Scheffner, N. W., Hanson, H., Chou, L. W., Cialone, M. A., Smith, J. M., and Hardy, T. A. (1988). **Coastal Processes at Sea Bright to Ocean Township, New Jersey, Volume I: Main Text and Appendix A**. Miscellaneous Paper CERC-88-12, Coastal Engineering Research Center, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Kriebel, D. L. (1982). **Beach and Dune Response to Hurricanes**. M.Sc. Thesis, University of Delaware, Newark, DE.

Kriebel, D. L., Dally, W. R., and Dean, R. G. (1986). **Beach Profile Response Following Severe Erosion Events**. Report UFL/COEL-86/016, Coastal and Oceanographic Department, University of Florida, Gainesville, FL.

Kriebel, D. L. and Dean, R. G. (1985). **Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion**. Coastal Engineering. Vol. 9. pp. 221-245.

Larson, M., and Kraus, N. C. (1989). **SBEACH: Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change**. Report 1: Empirical Foundation and Model Development, Technical Report CERC-89-9, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Lehmann, F. W. P. (1884). **Das Kustengebiet Hinterpommerns**. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Band XIX.

Leontiev, I. O. (1985). **Sediment transport and beach equilibrium profile**. *Journal of Coastal Engineering*, Vol. 9, pp. 277-291.

Leatherman, S.P. (1988). **Beach Response Strategies to Accelerated Sea Level Rise**. Proceedings 2nd North American Conference on Preparing for Climate Change, The Climate Institute, Washington, D.C. pp. 353-358.

Leatherman, S.P., (1991). **Coast and Beaches**. In: KIERSCH, G.A., (ed.), *The Heritage of Engineering Geology; The First Hundred Years*; Boulder, Colorado, Geological Society of America, Centennial Special Vol. 3, pp. 183-200.

Liu, P. C. (2000) **Is the wave frequency spectrum outdated**. *Ocean Engineering*, No 27, pp. 577-588

Martell, R.; Enríquez, J. D. y Caballero V. (2003). **Características geomorfológico-sedimentológicas y su relación con la dinámica litoral en la playa Estero Ciego, Holguín**. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, ISSN 1729-3790. Volumen 3.

Martell, R; Mariño, I.; Mendoza, E.G. y Sliva, R. (2010). **Variaciones morfológicas a largo plazo del perfil de playa en Cancún, México.** *Memorias del XXI CONGRESO NACIONAL DE HIDRÁULICA, GUADALAJARA, JALISCO, MÉXICO, OCTUBRE 2010.* 8 pp.

Martell, R; Mariño, I.; Mendoza, E.G. y Sliva, R. (2010-a). **Evolución morfodinámica 2d de las playas de Cancún y Puerto Morelos, estado de Quintana Roo, México.** *Memorias del XXIV CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA PUNTA DEL ESTE, URUGUAY, NOVIEMBRE 2010.* 15 p.

Martell, R; Mariño, I.; Mendoza, E.G. y Sliva, R. (2012). **Análisis del oleaje swell y sea generado por los huracanes Wilma (2005) y Dean (2007).** *Memorias del XXII CONGRESO NACIONAL DE HIDRÁULICA, ACAPULCO, GUERRERO, MÉXICO, NOVIEMBRE 2012.* 8 p.

Martell, R; Mendoza, E.G.; Mariño, I.; Sliva, R. y Escalante, E. (2012-a). **Impactos de Corto Plazo del Huracán Dean Sobre la Morfología de la Playa de Cancún, México.** *Tecnología y Ciencias del Agua*, Vol. III, N°. 4, pp. 89-111

Martell, R., Tristán, E., Almaguer, E. (2006). **Regeneración de la playa de Cabarete, Puerto Plata.** Reporte técnico, Secretaría de Estado de Turismo de la República Dominicana.

Massel, S. R. (2001) **Wavelet analysis for processing of ocean surface wave records.** *Ocean Engineering*, No 28, pp. 957-987

Mendoza, E., Silva, R., Baquerizo, A., Losada, M.A. (2007). **Quad tree based numerical model for coastal hydrodynamics simulation.** *Ocean Engineering Research Advances.* Nova Science Publishers, Inc.. Editor: Allan I. Prescott, pp. 243-266

Moore, B. D. (1982). **Beach profile evolution in response to changes in water level and wave height.** M. Sc. Thesis. University of Delaware.

Morán, D. K. ; Salles, P.; Sánchez J. C.; Espinal J.C. (2007). **Beach nourishment evolution in the Cancún beach, Quintana Roo, México.** Proceedings Coastal Sediments '07. ASCE.

Morlet, J.; Arens, G.; Fourgeau, I. y Giard, D. (1982) **Wave propagation and sampling theory.** *Geophysics*, Vol 47, pp. 203-236.

National Hurricane Center (2012). NOAA <http://www.nhc.noaa.gov/pastall.shtml#tcr>

National Research Council (1995). **Beach Nourishment and Protection.** National Academy Press. 2101 Constitution Avenue, NW, Washington, DC 20418.

Nayak, I. V. (1970). **Equilibrium Profiles of Model Beaches.** Hydraulic Engineering Laboratory, Technical Report HEL-2-25, University of California, Berkeley, CA.

Nilsson, H. D. (1979). **Multiple Longshore Sand Bars: Environments of Deposition and a Model for their Generation and Maintenance**. Ph.D. thesis, University of Massachusetts, Amherst, MA.

Ochi, M. K.; Hubble, E. N. (1976). **On six-parameter wave spectra**. Proceedings of 15th International Conference on Coastal Engineering, Vol. 1, pp. 301–328.

Papoulis, A. (1965). **Probability, random variables and stochastic processes**. Mc Graw Hill Ltd.

Pasch, R. J.; Blake E. S.; Cobb H. D. y Roberts, D. P. (2006). **Tropical Cyclone Report, Hurricane Wilma, 15-25 October 2005**. National Hurricane Center. (<http://www.nhc.noaa.gov>), pp. 27

Pedrozo, D. (2008). **Respuesta hidrodinámica del Sistema Lagunar Nichupté, Cancún, México**. TESIS, Universidad Nacional Autónoma de México.

Perrie, W. y Resio, D.T. (2009). **A two-scale approximation for efficient representation of nonlinear energy transfers in a wind wave spectrum. Part II: application to observed spectra**. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 39, pp. 2451-2476

Prieto, R.; Pérez, J.L.; Sánchez J. (2006). **Análisis de posibles impactos del cambio climático. Estudio de caso preliminar: Cancún, Quintana Roo**. Instituto Nacional de Ecología, México septiembre 2006. N° INE/A1-016/2006.

Ruiz, G. (2010). **Determinación del estado morfodinámico de segmentos de playa que poseen obstáculos sumergidos y emergidos**. Tesis de Doctorado en Ingeniería Civil, Universidad Nacional Autónoma de México.

Rushu, R., and Liang, W. (1986). **Investigation on Two-Dimensional Transformation of Sandy Beach under Wave Action**. Proceedings of the 3rd International Symposium on River Sedimentation, The University of Mississippi, pp 378-387.

Sasaki, T. (1983). **Three-Dimensional Topographic Changes on the Foreshore Zone of Sandy Beaches**. Science Report, Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section A, Vol 4, pp 69-95.

Scott, T. (1954). **Sand Movement by Waves**. Technical Memorandum No. 48, Beach Erosion Board, Coastal Engineering Research Center, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Schlurmann, T.; Bleck, M.; y Oumeraci, H. (2002). **Wave transformation at artificial reefs described by the Hilbert-Huang Transformation (HHT)**. Proceedings of 28th International Conference on Coastal Engineering, 13 p.

SECTUR, (2007). **Boletín cuatrimestral de turismo. Sistema integral de Información de Mercados Turísticos.** <http://datatur.sectur.gob.mx/pubbyrep/bol/2007/m02/bol22007.pdf>

SEMARNAT (2006). **Serie Estudios de Caso: Desarrollo Costa Cancún.** www.semarnat.gob.mx

Seymour, R.J. (1989). **Nearshore Sediment Transport.** Ed. New York: Plenum Press, 418 p.

Sheng, Y. (1996). **Wavelet transform, The Transforms and Applications Handbook.** Poularikas AD (ed.), CRC Press. Boca Raton, Florida, pp. 747-827.

Shepard, F. P. (1950). **Longshore-Bars and Longshore-Troughs.** Technical Memorandum No. 15, Beach Erosion Board, Coastal Engineering Research Center, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Shimizu, T., Saito, S., Maruyama, K., Hasegawa, H., and Kajima, R. (1985). **Modeling of Onshore-Offshore Sand Transport Rate Distribution Based on the Large Wave Flume Experiments.** Civil Engineering Laboratory Report No. 384028, Abiko City, Japan.

Short, A. D. (1979). **Three dimensional beach-stage model.** Journal of Geology. Vol. 87, pp. 553-571.

Silva, R. (2005). **Análisis y descripción estadística del oleaje.** Serie Docencia (SD/59), Editado por el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Silva, R., Mariño, I., Enriquez, C., Mendoza, E., Escalante, E. y Ruiz, F. (2006) **Monitoring shoreline changes at Cancun beach, Mexico: effects of hurricane Wilma.** Word Scientific Publishing, *ICCE Coastal Engineering*. Vol. 4, 2006, pp. 3491-3503.

Silva, R.; et al. (2006-a). **Alternativas para dar solución al problema de estabilidad del sistema costero en la zona de influencia Punta Cancún – Punta Nizuc.** Informe técnico. Universidad Nacional Autónoma de México.

Silva, R.; et al. (2008). **Atlas de Clima Marítimo de la Vertiente Atlántica Mexicana.** Universidad Nacional Autónoma de México.

Silva, R.; Mendoza, E.; Escalante, E.; Mariño, I. y Ruiz, F. (2009). **Oleaje inducido por el huracán Wilma en Puerto Morelos, Quintana Roo, México.** *Ingeniería Hidráulica en México*, Vol. XXIV, N° 2, pp. 93-109.

Silva, R.; Baquerizo, A.; Losada, M. A. y Mendoza, E. (2010) **Hydrodynamics of a headland-bay beach—Nearshore current circulation.** *Coastal Engineering*. Vol. 57, 2010, pp. 160-175.

Sonu, C. J. (1969). **Collective Movement of Sediment in Littoral Environment.** Proceedings of the 11th Coastal Engineering Conference, American Society of Civil Engineers, pp 373-400.

Sunamura, T., y Horikawa, K. (1975). **Two-Dimensional Beach Transformation Due to Waves**. Proceedings of the 14th Coastal Engineering Conference, American Society of Civil Engineers, pp 920-938.

TAW (1986). **Guidelines for the evaluation of safety of dunes as coastal defense (English translation of the official Dutch guidelines)**. Gouda, The Netherlands: Rijkswaterstaat/ CUR, Publishing Foundation, 26pp.

USACE, (2002). **Engineering and Design: HYDROGRAPHIC SURVEYING**. DEPARTMENT OF THE ARMY, U.S. Army Corps of Engineers Washington, DC 20314-1000.

Van de Graaff, J. (1986). **Probabilistic design of dunes; an example from The Netherlands**. *Coastal Engineering*, N° 9, pp 479-500.

Van Rijn, L. C. (1990). **Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas**. Amsterdam: Aqua Publications – 111, 690 p.

Van Rijn, Leo. (1998). **Principles of coastal morphology**. Aqua Publications. Netherlands.

Vellinga, P. (1982). **Beach and dune erosion during storm surges**. *Coastal Engineering*, 6, pp. 361—387. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam -- Printed in The Netherlands

Veltcheva, A. D. y Soares, C.D. (2007). **Analysis of abnormal wave records by the Hilbert–Huang transform method**. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 24, pp. 1678-1689.

Verhagen, H. J. (1990). **Coastal Protection and Dune Management in The Netherlands**. *Journal of Coastal Research*, Vol. 6, N°1, pp. 169-179.

Walker H. J. y Finkl C. W. (2002). **Beach Nourishment: Case Studies**. En el libro: Engineered Coasts. Published by Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, pp. 23-60.

Walsh, E. J.; Wrigth, C. W.; Vandemark, D.; Krabill, W. B.; García, A. W.; Houston, S. H.; Murillo, S. T.; Powell, M. D.; Black, P. G.; Marks Jr. F. D. (2002). **Hurricane directional wave spectrum spatial variation at landfall**. *Journal of physical oceanography*, Vol 32, pp. 1667-1684.

Wang, P. y Kraus, N.C. (1999). **Longshore Sediment Transport Rate Measured by Short-Term Impoundment**. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE, Vol. 125, N° 3, pp. 118–126.

Ward, W.C. (1974). **Carbonate sand and gravel on the shallow shelf, northeastern Yucatan Peninsula**. *Annual Meeting of the Geological Society of America*. pp 96-105.

Ward, W.C. y Wilson J. L. (1974). **General aspects of the north-eastern coast of the Yucatan Peninsula**. *Annual Meeting of the Geological Society of America*. pp 106-122.

Watanabe, A. , Riho, Y. and Horikawa, K. (1981). **Beach Profiles and On-Offshore Sediment Transport**. Proceedings of the 17th Coastal Engineering Conference , American Society of Civil Engineers, pp 1106-1121.

Waters, C. H. (1939). **Equilibrium Slopes of Sea Beaches**. M.S. thesis, University of California, Berkeley, CA.

Whalen, J. E.; Ochi, M. K. (1978). **Variability of wave spectral shapes associated with hurricanes**. 10th Offshore Technology Conference, pp. 1515–1522.

Weinkle, J.; Maue, R. and Pielke, R. Jr. (2012). **Historical Global Tropical Cyclone Landfalls**. *Journal of Climate*. Vol 25, pp. 4729-4735

Wiese, P. V. (2000). **Impacto medioambiental del desarrollo turístico e industrial. Un caso de estudio: Cancún, Quintana Roo, México**. Tema incluido en el libro publicado por la UNESCO: Medio ambiente y desarrollo en regiones costeras e islas pequeñas. 10 pp.

Woodroffe, C. D. (2002). **Coast: form, process and evolution**. Cambridge. UK.

Wright, L. D., and Short, A. D. (1984). **Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: a Synthesis**. *Marine Geology*, Vol 56, pp 93-118.

Wu, Z. y Huang, N. E. (2004). **A study of characteristics of white noise using the empirical mode decomposition method**. Proceedings of the Royal Society of London, A460, pp. 1597–1611.

Young, I. R. (1998). **Observations of the spectra of hurricane generated waves**. *Ocean Engineering*, Vol. 25, N° 4-5, pp. 261-276.

Young, I. R. (2003). **A review of the sea state generated by hurricanes**. *Marine Structures*, N° 16 pp. 201–218.

Young, I. R. (2006). **Directional spectra of hurricane wind waves**. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, N° C08020, 14 pp.

Young, I. R.; Ziegler, S.; Babanin, V. (2011). **Global Trends in Wind Speed and Wave Height**. Scienceexpress Report (/ www.scienceexpress.org /), N° 10.1126/science.1197219, 8 pp.

Zenkovich, V.P. y Ionin, A. S. (1969). **Breve resumen sobre las investigaciones de la estructura y dinámica de la zona litoral de la Isla de Cuba**. *Serie Oceanológica* N° 8, La Habana, Editorial Academia.

X. Anexos

X.1 Fundamentos teóricos

X.1.1 Método de las Funciones Empíricas Ortogonales

La aplicación de diferentes técnicas de análisis a los datos colectados constituye una parte fundamental del trabajo. El análisis espectral de las series temporales de superficie libre del oleaje mediante las transformaciones de Fourier, Wavelet y Hilbert-Huang permitió la descripción de fenómenos oscilatorios no reportados anteriormente para la región de estudio. La aplicación del método de las funciones empíricas ortogonales (EOF), tanto a los espectros de oleaje como a las series temporales de datos morfológicos, permitió encontrar las variaciones dominantes y describir los procesos más significativos.

Dentro de la teoría probabilística, una de sus aplicaciones es la estimación de una variable aleatoria en función de la serie de datos disponibles. Obtener la solución a este problema en general resulta difícil. Sin embargo si se limitan las operaciones solo a operaciones lineales y se considera como óptimo el menor error cuadrático, entonces la solución del problema se puede reducir a una estimación de mínimos cuadrados. Basándose en el principio de ortogonalidad este problema fue resuelto por Wiener y Kolmogorof en el año 1940 y tanto la referencia como la demostración del mismo se encuentran en Papoulis (1965). Esta constituye la base de una útil herramienta estadística, que se emplea ampliamente en la actualidad: las funciones empíricas ortogonales.

El método de las funciones empíricas ortogonales surge al intentar resolver un sistema de ecuaciones diferenciales lineales sujetas a unas determinadas condiciones de contorno. La solución existe solo para determinados valores de un parámetro λ que satisfacen la ecuación siguiente:

$$A \cdot x = \lambda \cdot x \quad [1]$$

O expresado en sus componentes:

$$a_{ij} \cdot x_j = \lambda \cdot x_i \quad [2]$$

Donde A es una matriz con los coeficientes de los operadores lineales del sistema de ecuaciones diferenciales a resolver. Al conjunto de λ que satisfacen las ecuaciones [1] y [2] se les llama autovalores del sistema y autovectores a los x asociados a cada λ . La ecuación [1] también puede escribirse como:

$$[A - \lambda I] \cdot x = 0 \quad [3]$$

Donde I es la matriz identidad.

La matriz A es real y simétrica y los autovalores tienen las siguientes propiedades:

- Los autovalores de una matriz real simétrica son todos reales.
- Dos autovectores asociados a dos autovalores distintos son ortogonales.
- Una matriz real simétrica de dimensiones $n \cdot n$ tiene n autovectores independientes.
- Si la matriz además de simétrica y real es definida positiva, también sus autovalores serán todos positivos

Los coeficientes de la matriz A en el método de las funciones empíricas ortogonales se extraen de los propios datos medidos. La aplicación de este método tiene el objeto de representar la variabilidad de los datos sobre la base de unas pocas funciones, en este caso los autovectores y las autofunciones.

Las autofunciones son aquellas que su contribución a la varianza de los datos es máxima. Entendiéndose la varianza de los datos como su valor medio cuadrático. De manera que la primera autofunción representa la mayor varianza de los datos. La segunda autofunción describe la mayor varianza restante y así las siguientes autofunciones. Es por ello que resulta posible expresar un elevado porcentaje de la varianza de los datos con una pequeña cantidad de funciones.

En el caso del análisis de las series de tiempo consecutivas, se cuenta con una serie de datos $h_{ij} = h(x_i, t_j)$ donde h_{ij} es el valor del punto x_i durante la serie j . El término x_i es la distancia desde el origen de la serie al punto i , donde i varía entre 1 y n_x , siendo n_x el número total de puntos de la serie. El término t_j se refiere a los datos tomados en la serie j que varía entre 1 y n_j , siendo n_j el número total de series medidas.

Partiendo de que existen dos series de funciones $X_l(x)$, con $l = 1, \dots, N$, y $T_m(t)$, con $m = 1, \dots, N$, que cumplen:

$$\sum_{i=1}^{n_x} X_u(x_i) \cdot X_v(x_i) = 0 \quad [4]$$

$$\sum_{j=1}^{n_t} T_u(t_j) \cdot T_v(t_j) = 0 \quad [5]$$

Para $u \neq v$, $u, v = 1, \dots, N$

Estas funciones son independientes entre sí o lo que lo mismo son ortogonales. Cuando N es suficientemente grande se obtiene:

$$h_{ij} = h(x_i, t_j) = \sum_{l=1}^N X_l(x_i) T_l(t_j) \quad [6]$$

Este desarrollo tiene características similares al de Fourier, solo que en lugar de ser senos y cosenos la forma de las funciones dependerá de la variabilidad de los datos disponibles. Si los datos tienen una estructura o tendencia entonces se tendrá una explicación mayoritaria de su variabilidad con pocas autofunciones. En la práctica bastara con un número de autofunciones muy inferior al N teórico. Al despreciarse términos de la serie se producirá un error que puede expresarse como:

$$\varepsilon_{ij} = h_{ij}(\text{real}) - h_{ij}(\text{estimada}) \quad [7]$$

$$\varepsilon_{ij} = h_{ij} - \sum_{l=1}^N X_l(x_i)T_l(t_j) \quad [8]$$

Suponiendo que $X(x)$ es la base generadora y que $T(t)$ son sus coeficientes, entonces dichos coeficientes se obtienen minimizando el error cuadrático medio existente entre los datos y el ajuste para $j = 1, \dots, n_t$:

$$\sum_{i=1}^{n_x} \varepsilon_{ij}^2 = \sum_{i=1}^{n_x} \left(h_{ij} - \sum_{l=1}^N X_l(x_i) \cdot T_l(t_j) \right)^2 \quad [9]$$

$$\sum_{i=1}^{n_x} \varepsilon_{ij}^2 = \sum_{i=1}^{n_x} (h_{ij} - X_1 \cdot T_1 - X_2 \cdot T_2 - \dots - X_l \cdot T_l - \dots - X_N \cdot T_N)^2 \quad [10]$$

Diferenciando con respecto a T_l e igualando a cero se obtiene:

$$2 \sum_{i=1}^{n_x} \left(h_{ij} - \sum_{m=1}^N X_m(x_i) \cdot T_m(t_j) \right) \cdot (-X_l(x_i)) = 0 \quad [11]$$

Para cada $l = 1, \dots, N$

Si las funciones $X_l(x_i)$ además de ser ortogonales son ortonormales entonces: $X_l(x)X_m(x) = \delta_{lm}$

Y por lo tanto para $l = 1, \dots, N$ se cumplirá que:

$$\sum_{i=1}^{n_x} (h_{ij}X_l(x_i) - T_l(t_j)) = 0 \quad [12]$$

Lo que es igual a:

$$T_l(t_j) = \sum_{i=1}^{n_x} h_{ij} \cdot X_l(x_i) \quad [13]$$

Haciendo el mismo análisis pero tomando como base generadora las funciones temporales en lugar de las espaciales se llega a la siguiente ecuación:

$$X_l(x_j) = \sum_{j=1}^{n_t} h_{ij} \cdot T_l(t_j) \quad [14]$$

Con lo cual una vez calculada una de las dos series de funciones se puede calcular la otra a partir del producto de la misma por la matriz de datos. Para encontrar las primeras autofunciones se define una variabilidad de los datos consistente en el producto cruzado de los mismos. Restando a los datos su media se obtendría la covarianza σ^2 , de manera que:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n_x n_t} \sum_{j=1}^{n_x} \sum_{j=1}^{n_t} h^2(x_i, t_j) \quad [15]$$

Sustituyendo la h real por la estimada y utilizando la ortogonalidad de las autofunciones se obtiene:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n_x n_t} \sum_{j=1}^{n_t} \sum_{l=1}^N T_j^2(t_j) \quad [16]$$

Para obtener las funciones $X_l(x)$ es necesario maximizar su contribución en la varianza de los datos y para evitar que los coeficientes sean arbitrariamente grandes se restringe el tamaño de las funciones a la unidad. Para condicionar el problema de maximización se emplean los multiplicadores de Lagrange. Luego la expresión a maximizar sería la siguiente:

$$\sum_{j=1}^{n_t} T_l^2(t_j) - \lambda_l \left(\sum_{i=1}^{n_x} X_l^2(x_i) - 1 \right) \quad [17]$$

Con $l = 1, \dots, N$

Sustituyendo T_l por la ecuación [12] se obtiene:

$$\sum_{j=1}^{n_t} \cdot \left(\sum_{i=1}^{n_x} h_{ij} \cdot X_l(x_i) \right)^2 - \lambda_l \left(\sum_{i=1}^{n_x} X_l^2(x_i) - 1 \right) \quad [18]$$

Diferenciando con respecto a X_l e igualando a cero se obtiene:

$$\sum_{j=1}^{n_t} \left(\sum_{i=1}^{n_x} h_{ij} X_l(x_i) \right) \left(\sum_{i=1}^{n_x} h_{ij} \right) - \lambda_l \sum_{i=1}^{n_x} X_l(x_i) = 0 \quad [19]$$

$$\sum_{j=1}^{n_t} \left(\sum_{i=1}^{n_x} X_l(x_i) \cdot \sum_{s=1}^{n_x} h_{ij} h_{sj} \right) = \lambda_l \sum_{i=1}^{n_x} X_l(x_i) \quad [20]$$

$$\sum_{i=1}^{n_x} X_l(x_i) \sum_{j=1}^{n_t} \sum_{s=1}^{n_x} (h_{sj} \cdot h_{sj}) = \lambda_l \sum_{i=1}^{n_x} X_l(x_i) \quad [21]$$

La ecuación [21] puede escribirse en forma matricial como:

$$X_l(x) \cdot A = X_l(x) \cdot \lambda_l \quad [22]$$

O igualmente como:

$$(A - \lambda I)X_l = 0 \quad [23]$$

Comparando la ecuación [23] con [3], se observa su similitud, por lo cual se puede plantear que λ y X_l son los autovalores y los autovectores de A respectivamente.

Si se desea que las dos series de autofunciones X_l y T_l sean ortonormales se introduce el siguiente factor de normalización:

$$a_l = (n_x n_t \lambda_l)^{1/2} \quad [24]$$

Luego finalmente h_{ij} puede calcularse por medio de la siguiente ecuación:

$$h_{ij} = h(x_i, t_j) = \sum_{l=1}^N X_l(x_i) T_l(t_j) \cdot a_l \quad [25]$$

El desarrollo realizado permite identificar algunas de las propiedades más importantes de las funciones empíricas ortogonales o EOF como se conoce comúnmente por sus siglas en inglés:

- Las EOF proporcionan un método muy eficiente de comprensión de los datos. Son un conjunto de funciones ortogonales que explican con N términos la mayor variabilidad de los datos.
- Puesto que los conjuntos autofunciones temporales y espaciales son ortogonales, cada asociación $(X_l(x), T_l(t))$ representa un modo de variabilidad independiente de cualquiera de los $N-1$ restantes.
- Con la representación de las autofunciones se logra el mejor ajuste de los datos por mínimos cuadrados. Además de reducir el número de variables proporciona un método de eliminar el ruido o la parte más aleatoria de los datos.
- El análisis al tratar un conjunto de funciones ortogonales, resulta parecido al de las series de Fourier, sin embargo se diferencia de este último en que no considera a priori ningún

tipo de función, sino que es la propia estructura de los datos la que define la forma de la función.

Los autovalores proporcionan los pesos de las autofunciones, o sea la cantidad de valor cuadrático medio de los datos asociados a cada autofunción.

X.1.2 Análisis espectral del oleaje

La representación espectral del oleaje consiste en aplicar una transformación de una serie temporal de la variación de la posición de la superficie libre del mar, de forma tal que se pueda encontrar una expresión de la distribución energética en función de las frecuencias presentes en dicho registro (Silva, 2005). En este trabajo se utilizarán tres transformaciones: Fourier, Wavelets y Hilbert-Huang. Cada una de ellas tiene sus limitaciones y rango de aplicación exitoso por lo cual no son excluyentes sino complementarias. A continuación se describen los fundamentos teóricos de cada una de ellas.

X.1.2.1 Transformada de Fourier

Una señal periódica $\eta(t)$, con duración T_r puede ser descompuesta en armónicos simples, como una serie infinita de senos y cosenos, de forma tal que:

$$\eta(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(a_n \cos\left(\frac{2\pi n t}{T_r}\right) + b_n \sen\left(\frac{2\pi n t}{T_r}\right) \right) \quad [26]$$

O lo que es igual en términos de la frecuencia angular:

$$\eta(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} c_n e^{-i\sigma_n t} \quad [27]$$

Este desarrollo se denomina serie de Fourier, donde a_0 representa el valor del nivel medio y a_n y b_n son los coeficientes de Fourier, los cuales para $n \geq 1$ y $a_n \neq b_n$ se calculan mediante las siguientes expresiones:

$$a_0 = \frac{1}{T_r} \int_{-\frac{T_r}{2}}^{\frac{T_r}{2}} \eta(t) dt \quad [28]$$

$$a_n = \frac{2}{T_r} \int_{-\frac{T_r}{2}}^{\frac{T_r}{2}} \eta(t) \cos\left(\frac{2\pi n t}{T_r}\right) dt \quad [29]$$

$$b_n = \frac{2}{T_r} \int_{-\frac{T_r}{2}}^{\frac{T_r}{2}} \eta(t) \sen\left(\frac{2\pi n t}{T_r}\right) dt \quad [30]$$

La frecuencia angular del n -ésimo coeficiente se define como:

$$\sigma_n = \frac{2\pi n}{T_r} \quad [31]$$

Y la distancia entre armónicos adyacentes es:

$$\Delta\sigma = \frac{2\pi}{T_r} \quad [32]$$

Luego, en la medida que el periodo de registro sea mayor el espacio entre armónicos se hace más pequeño y los coeficientes de Fourier estarán más próximos.

En la teoría clásica de Fourier se introduce una función $F(\sigma)$ que se denomina transformada de Fourier y se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$F(\sigma) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t) e^{-i\sigma t} dt \quad [33]$$

La transformada de Fourier tiene la principal ventaja que permite convertir una señal que originalmente depende del tiempo a otra en función de la frecuencia. O sea, se agrupa la energía asociada a cada frecuencia a partir de la serie temporal original. Es común para el análisis del oleaje encontrar la transformada de Fourier expresada en términos de la frecuencia f en lugar de la frecuencia angular σ , de manera que si:

$$\sigma = 2\pi f \quad [34]$$

Entonces:

$$F(f) = \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t) e^{-i2\pi f t} dt \quad [35]$$

Las condiciones que debe cumplir la señal original para poder calcular la transformada de Fourier son las de Dirichlet: que sea integrable en todo el dominio, que tenga un grado de oscilación finito y que el número de discontinuidades sea numerable. La transformada de Fourier es un caso particular de la transformada de Laplace:

$$F(f) = \mathcal{L}\{\eta(t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t) e^{-ft} dt \quad [36]$$

En la práctica los registros de oleaje se realizan de forma discreta por lo cual si se tienen N datos en la señal y el tiempo de medición entre cada dato es Δt entonces para $j = 0, 1, 2, \dots, \frac{N}{2}$ la transformada de Fourier se podría calcular a partir de la siguiente expresión:

$$F(f_j) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} \eta_n e^{-i2\pi f_j n \Delta t} \quad [37]$$

la frecuencia se puede evaluar como:

$$f_j = \frac{j}{N\Delta t} \quad [38]$$

y los intervalos de frecuencia como:

$$\Delta f = \frac{1}{N\Delta t} \quad [39]$$

Por lo tanto:

$$f_j = j\Delta f \quad [40]$$

De esta manera se calcula la transformada de Fourier para registros discretos (TDF). Sin embargo cuando el número de datos es muy grande este proceso resulta lento y trabajoso, pues se requiere de N^2 operaciones. Es por ello que normalmente se utiliza la técnica de la transformada rápida de Fourier (FFT).

La FFT surge precisamente de la necesidad de encontrar una vía para resolver la ecuación de la TDF de forma más eficiente. Partiendo de:

$$F(f_j) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} \eta_n e^{-i2\pi f_j n \Delta t} \quad [41]$$

Primeramente se separan las muestras pares de las impares:

$$F(f_j) = \frac{1}{N} \left(\sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} \eta_{(2n)} e^{-i4\pi f_j n \Delta t} + \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} \eta_{(2n+1)} e^{-i2\pi f_j (2n+1) \Delta t} \right) \quad [42]$$

En esta expresión por analogía se pueden extraer las siguientes funciones:

$$Y = FT(F(0), F(2), F(4), \dots, F(N-2)) \quad [43]$$

$$Z = FT(F(1), F(3), F(5), \dots, F(N-1)) \quad [44]$$

Introduciendo las funciones Y y Z se obtiene que:

$$F(k) = \frac{1}{2} (Y(k) + e^{-i2\pi k f_j \Delta t} Z(k)) \quad \text{si} \quad 0 \leq k \leq \frac{N}{2} \quad [45]$$

$$F(k) = \frac{1}{2} \left(Y\left(k - \frac{N}{2}\right) + e^{-i2\pi k f_j \Delta t} Z\left(k - \frac{N}{2}\right) \right) \quad \text{si} \quad \frac{N}{2} \leq k \leq N \quad [46]$$

Con lo cual el problema queda reducido al cálculo de dos transformadas de tamaño $\frac{N}{2}$ y realizar N multiplicaciones complejas.

El número de operaciones necesario para el cálculo de la transformada es de $N \log_2 N$, lo cual es considerablemente menor que si se calcula la transformada discreta por el método tradicional, que necesita N^2 operaciones. En la Figura X.1 se representa una comparación entre el número de

operaciones necesarias para al cálculo de la transformada de Fourier por los métodos discreto y rápido, en función de la cantidad de datos de la señal.

Este algoritmo tiene entre sus requerimientos que el número de muestras a evaluar sea potencia de 2. Lo cual por lo general en la actualidad se tiene en cuenta en la programación de los equipos que realizan los registros de oleaje

El primer valor del arreglo de resultados de la transformación: Real[0] e Imag[0] contiene la media de todas las muestras.

El valor de la frecuencia en relación al índice j que recorre el arreglo de N muestras es (para $j=1$ hasta $j=N/2$):

$$f_j = \frac{j}{N\Delta t} \quad [47]$$

Los valores desde $N/2$ hasta N , son los valores correspondientes a las frecuencias negativas.

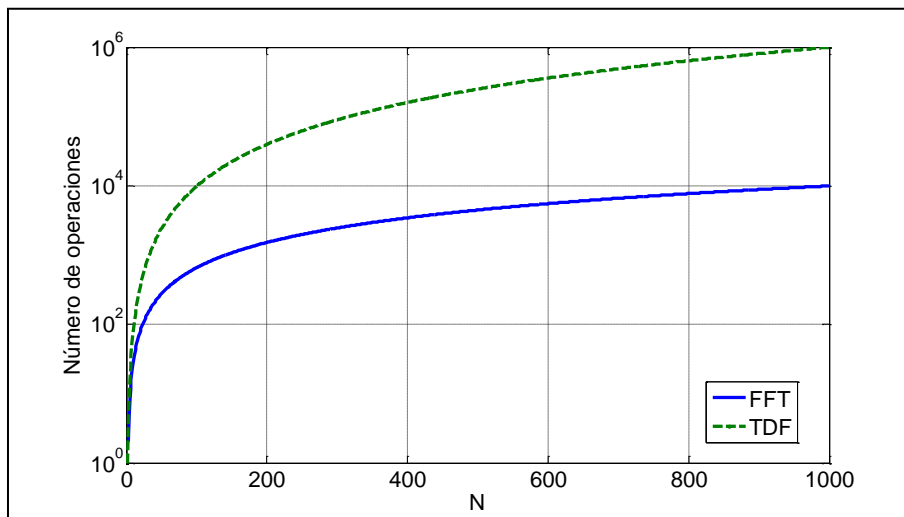


Figura X.1. Comparación entre el número de operaciones requeridas para calcular la transformada de Fourier por los métodos discreto y rápido en función de la cantidad de datos N

El índice $N/2$ es un caso especial, ya que se corresponde a la frecuencia de Nyquist, es decir, la mitad de la frecuencia a la que se está muestreando, y que según el criterio de Nyquist es la máxima que puede tener la señal para que no exista solapamiento. Si por ejemplo se muestrea a una frecuencia de 2 Hz, el tope derecho del espectro se encontrará en 1 Hz, que será la máxima frecuencia posible de la señal con esa frecuencia de muestreo.

Una vez obtenidos los arreglos con la parte real e imaginaria de la FFT se puede calcular el módulo del espectro y su fase. Para ello simplemente se realizan las siguientes operaciones:

$$S(f_n) = \frac{1}{2\Delta f} |2F(f_n)|^2 = \frac{1}{2\Delta f} \left\{ 2^2 \sqrt{(Real(F(f_n)))^2 + (Imag(F(f_n)))^2} \right\}^2 \quad [48]$$

$$Fase = \arctan \left(\frac{Imag(F(f))}{Real(F(f))} \right) \quad [49]$$

La función $S(f)$ representa de la energía asociada a cada frecuencia, comúnmente conocida como densidad espectral de un registro de oleaje.

X.1.2.2 Transformada Wavelets

Otro método que existe para abordar el procesamiento de señales temporales de oleaje es el de las Wavelet (algunas veces conocido como onduletas en español. Massel (2001) plantea que la Wavelet es particularmente efectiva para el análisis de procesos no estacionarios. A diferencia del análisis de Fourier permite una buena localización de la energía de la señal tanto en frecuencia como en tiempo. Encontró que para aguas profundas, la Wavelet revela el crecimiento de la energía del oleaje y la ampliación de la frecuencia durante el proceso de generación. También resulto efectiva para la explicación de procesos fuertemente no estacionarios, durante la transformación del oleaje en aguas someras como consecuencia de la interacción con arrecifes coralinos.

Este método fue descrito por Daubechies (1990) y se basa en una agrupación de datos en ventanas ajustables en tiempo y frecuencia. Mediante dicho método la función original y la transformada se encuentran en un intervalo finito por lo cual no se producen pérdidas de información al realizar la anti-transformación.

La transformada Wavelet de una función $f(t)$ se define como:

$$W_f(s, \tau) = \int f(t) \psi_{s,\tau}^*(t) dt \quad [50]$$

Donde s es el factor de escala y τ es el factor de traslación. Las funciones $\psi_{s,\tau}(t)$ forman una base y son llamadas Wavelets. Las Wavelets se generan a partir de la traslación y cambio de escala de una misma función llamada Wavelet madre que se define como:

$$\psi_{s,\tau}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) \quad [51]$$

Todas las Wavelets generadas de la misma función madre tienen la misma forma pero diferente escala s y ubicación τ el factor de escala siempre es $s > 0$. Cuando $s > 1$ se dice que las Wavelets son dilatadas y cuando $s < 1$ son contraídas. Así que cambiando el valor de s se cubren rangos diferentes de frecuencias.

Para aplicaciones de series de tiempo de superficie libre del mar Liu (2000) recomienda utilizar como función madre de la Wavelet, la denominada Morlet, la cual fue descrita por Morlet et al. (1982) y tiene la siguiente forma:

$$\psi_{s,\tau}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} e^{\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{t-\tau}{s}\right)^2\right]} e^{[i2\pi\left(\frac{t-\tau}{s}\right)]} \quad [52]$$

Cuando la función $f(t)$ es continua y las Wavelets son continuas con factores de escala y traslación discretos, la transformada Wavelet resulta en una serie de coeficientes wavelets y se denomina descomposición en Series Wavelet (Sheng, 1996).

La función $f(t)$ puede ser reconstruida a partir de los coeficientes wavelets discretos $W_f(s, \tau)$ de la siguiente forma:

$$f(t) = A \sum_s \sum_{\tau} W_f(s, \tau) \psi_{s, \tau}(t) \quad [53]$$

Donde A es una constante que no depende de $f(t)$.

A las funciones wavelets continuas con factores de escala y traslación discretos se les denomina Wavelets discretas. Los factores de escala y traslación de las wavelets discretas pueden expresarse así:

$$s = s_0^i \quad \text{y} \quad \tau = k\tau_0 s_0^i \quad [54]$$

Donde el exponente i y la constante k son números enteros, y $s_0 > 1$ es un paso fijo de dilatación.

El factor de traslación τ depende del paso de dilatación s . Combinando las ecuaciones [54] y [52] se obtiene que las wavelets discretas se pueden expresar como:

$$\psi_{i,k}(t) = s_0^{-\frac{1}{2}} \psi\left(s_0^{-i}(t - k\tau_0 s_0^i)\right) = s_0^{-\frac{1}{2}} \psi(s_0^{-i}t - k\tau_0) \quad [55]$$

La ecuación [50] permite calcular la Transformada Wavelet de una función continua para frecuencias y tiempos discretos, correspondientes a muestreos con distintas traslaciones (tiempos) y dilataciones (escala).

La posibilidad de variar el factor de escala s permite usar wavelets de escala pequeña para concentrar el análisis en singularidades de la señal. Cuando solo es de interés estudiar los detalles de la señal, se requieren pocos niveles de descomposición. Por lo cual el análisis wavelet proporciona una forma eficiente de representar señales transitorias.

Eligiendo adecuadamente $\psi(t)$ y los parámetros s_0, τ_0 , es posible lograr que las funciones constituyan una base ortonormal. De tal forma que si las funciones wavelets discretas forman una base ortonormal, una función $f(t)$ de soporte finito puede ser reconstruida como una suma de los coeficientes wavelets discretos $W_f(s, \tau)$ multiplicados por las funciones base como se muestra a continuación:

$$f(t) = \sum_s \sum_{\tau} W_f(s, \tau) \psi_{s, \tau}(t) \quad [56]$$

Una descomposición wavelet ortonormal no posee información redundante y representa la señal en forma unívoca. Una base wavelet ortonormal puede obtenerse a partir de factores de traslación y

dilatación discretos. Para estas funciones wavelets se cumple que el producto interno es igual a cero:

$$\int \psi_{i,k}^*(t)\psi_{m,n}(t)dt = 0 \quad \text{o } 1 \text{ si } i = m \text{ y } k = n \quad [57]$$

Con las traslaciones discretas, las funciones de escala y las de wavelets forman dos bases ortonormales en cada nivel de resolución. Las funciones de escala y las wavelets en múltiples niveles de resolución son la versión dilatada de la función de escala básica y de la wavelet madre, respectivamente.

Si $\phi(t)$ es la función de escala básica cuyas traslaciones generan el subespacio V_0 . Entonces $\phi(t)$ puede ser expresada como combinación lineal de la suma ponderada del conjunto $\{\phi(2t - k)\}$ generado por $\phi(2t)$. Así las funciones de escala en dos niveles de resolución adyacentes satisfacen la relación de escala bidimensional siguiente:

$$\phi(t) = \sum_k p(k)\phi(2t - k) \quad [58]$$

La cual puede ser considerada como la proyección de la función $\phi(t) \in V_0$ en el subespacio de mayor resolución V_{-1} . Esta relación es la ecuación fundamental en el análisis multiresolución. La secuencia $p(k)$ es el coeficiente interescala, correspondiente a un filtro discreto paso bajo.

Sea $\psi(t) \in V_0$ la wavelet madre, la cual puede ser desarrollada en la base ortonormal de la función de escala $\{\phi(2t - k)\}$ en V_{-1} como:

$$\psi(t) = \sum_k q(k)\phi(2t - k) \quad [59]$$

Donde la secuencia $q(k)$ es el coeficiente de inter-escala, correspondiente a un filtro discreto paso alto. Esta relación bi-escalar permite generar las wavelets a partir de las funciones de escala.

En la parte izquierda de las ecuaciones [58] y [59] las funciones $\phi(t)$ y $\psi(t)$ son continuas, mientras que en la parte derecha los coeficientes interescala $p(k)$ y $q(k)$ son discretos.

El análisis de wavelet tiene la particularidad de que puede ser aplicado a una serie no estacionaria, a diferencia del de Fourier que está concebido para series estacionarias.

X.1.2.3 Transformada de Hilbert-Huang

La transformada de Hilbert (Huang et al. 1999), es un método de procesamiento de señales que esencialmente se define a partir del cambio de una función $x(t)$ en otra dependiente de la frecuencia ($1/t$), pudiendo resaltar propiedades locales de $x(t)$, de forma tal que si:

$$y(t) = \frac{P}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{x(\tau)}{t - \tau} d\tau \quad [60]$$

Donde P es el valor principal de Cauchy, acoplado la $x(t)$ y la $y(t)$, es posible obtener una señal analítica $z(t)$ de $x(t)$ de la siguiente forma:

$$z(t) = x(t) + iy(t) = a(t)e^{i\varphi(t)} \quad [61]$$

Donde:

$$a(t) = \sqrt{x^2(t) + y^2(t)} \quad [62]$$

$$\varphi(t) = \arctan\left(\frac{y(t)}{x(t)}\right) \quad [63]$$

$a(t)$ es la amplitud instantánea de $x(t)$, la cual refleja como varía la energía de $x(t)$ con el tiempo, y $\varphi(t)$ es la fase instantánea de $x(t)$.

Una propiedad importante de la transformada de Hilbert es que si la señal $x(t)$ es mono-componente, entonces la derivada con respecto al tiempo de la fase instantánea $\varphi(t)$ será, desde el punto de vista físico, la frecuencia instantánea $f(t)$ de la señal $x(t)$, de forma tal que:

$$f(t) = \frac{d\varphi(t)}{dt} \quad [64]$$

En el caso del oleaje por lo general la señal es multicomponente, por lo cual para poder calcular la frecuencia instantánea Huang et al. (1999) proponen un método de descomposición de la señal, mismo que está referido a la descomposición empírica en modos o sea al EDM. Este método permite descomponer una señal en sus componentes individuales denominadas funciones de modo intrínseco (IMF), a las cuales se les puede aplicar el concepto de frecuencia instantánea. La Transformada de Hilbert-Huang (HHT) consiste en un pre-procesamiento de la señal para la descomposición empírica en modos y posteriormente la aplicación de la transformada de Hilbert. La transformada de Hilbert solo se puede aplicar a cada una de las IMF por separado.

De acuerdo con Huang et al. (1998) y Huang et al. (1999) una IMF se define como una función que satisface las siguientes condiciones:

- El número de extremos y el número de pases por cero en toda la serie de datos tiene que ser igual o diferenciarse como máximo por uno
- En cada instante de tiempo, el valor medio de la envolvente definida por los máximos locales y la envolvente de los mínimos locales es cero.

La primera condición es similar al requerimiento de banda estrecha para un proceso gaussiano estacionario. Con ella se asegura que los máximos locales de la serie de datos sean siempre positivos y los mínimos locales sean negativos. La segunda condición convierte un requerimiento global en uno local, y es necesaria para asegurar que la frecuencia instantánea no tenga fluctuaciones indeseadas, como las inducidas por formas de onda asimétricas.

Según Schlurmann et al. (2002) el algoritmo para realizar la EMD y obtener las IMF es el siguiente:

- 1) Inicializando $r_0 = x(t)$, y $i = 1$;
- 2) Para extraer i th IMF se inicializa: $h_{i(k-1)}(t) = r_i(t)$, $k = 1$

Se extraen los extremos locales de: $h_{i(k-1)}(t)$. Posteriormente se interpolan los máximos locales y los mínimos mediante líneas de Splines cúbicas, con el objetivo de formar las envolventes superiores e inferiores de $h_{i(k-1)}(t)$.

Se calcula la media $m_{i(k-1)}(t)$ de las envolventes superiores e inferiores de $h_{i(k-1)}(t)$

Se hace que $h_{ik}(t) = h_{i(k-1)}(t) - m_{i(k-1)}(t)$ y si h_{ik} satisface las condiciones impuestas a las IMF entonces será $IMF_i = h_{i(k)}$, en caso contrario se regresa al punto (2) con $k = k + 1$

- 3) Se define $r_i(t) = r_{i-1}(t) - IMF_i$
- 4) Si r_{i+1} es aún menor que los extremos calculados en (2) entonces se regresa al punto (2), en caso contrario el proceso ha finalizado y r_{i+1} es el residuo de la señal.

Al finalizar el proceso se cuenta con un residuo r_n y una colección de n IMFs C_i ($i=1,2,\dots,n$). Sumando todas las IMFs y el residuo final se obtiene:

$$x(t) = \sum_{i=1}^n c_i + r_n \quad [65]$$

Habiéndose obtenido las IMFs, se puede aplicar la transformada de Hilbert para cada una de las IMF, y calcular la frecuencia instantánea y la amplitud acorde con las ecuaciones [62], [63] y [64]. El paso siguiente del análisis es el cálculo de la significación estadística de cada una de las IMF, para determinar las que tienen una influencia más relevante en el comportamiento del registro. Wu y Huang (2004) proponen el momento de orden cero $m_0^{C_j}$ como una medida integral de la energía correspondiente a cada C_j . El momento de orden cero se calcula a través de la siguiente expresión:

$$m_0 = \int_0^{\infty} S(f)df \quad [66]$$

Donde $S(f)$ es la función de densidad espectral calculada mediante FFT y f es la frecuencia. Calculando el momento de orden cero y la frecuencia pico para cada IMF, se puede determinar la IMF más importante y la frecuencia pico del registro, asociada a ella. La frecuencia pico es la de mayor energía en el espectro.

Una vez aplicada la transformada de Hilbert a cada una de las componentes IMF, se puede expresar la señal original como la parte real de la sumatoria de todas ellas:

$$x(t) = \Re \left\{ \sum_{j=1}^n a_j(t) e^{i \int f_j(t) dt} \right\} \quad [67]$$

La ecuación [67] permite representar la amplitud y frecuencias instantáneas en función del tiempo en un diagrama tridimensional. La distribución de las amplitudes en función del tiempo y la frecuencia se denomina espectro de Hilbert-Huang.

En la ecuación [67] se ha excluido con toda intención el residuo r_n , el cual puede ser una función monótona o una constante. Aunque la transformada de Hilbert puede tratar la tendencia monótona como parte de una oscilación larga, la energía involucrada en la tendencia residual podría ser dominante. En consideración a esta incertidumbre y por el interés que reviste la información contenida en las otras componentes oscilatorias, es que se deja fuera la energía residual. Sin embargo, ella puede ser incluida a partir de consideraciones físicas relacionadas con el fenómeno en cuestión analizado.

La ecuación [67] posee tanto la amplitud como la frecuencia en función del tiempo. La misma señal si se representa a través del desarrollo de Fourier tendría el siguiente aspecto:

$$x(t) = \sum_{j=1}^{\infty} a_j e^{if_j t} \quad [68]$$

Donde a_j y f_j son constantes. Observando las expresiones [67] y [68] se puede plantear que la representación de Hilbert-Huang constituye una generalización de la expansión de Fourier. Las variables amplitud y frecuencia instantánea no solo mejoran substancialmente la eficiencia de la expansión sino que permiten su acomodo a datos no estacionarios. Con el desarrollo de Hilbert-Huang la amplitud y la frecuencia moduladas pueden ser separadas claramente. De manera que se puede eliminar la restricción impuesta en el desarrollo de Fourier de una amplitud constante y frecuencia fija, y lograr una representación de amplitud y frecuencias variables.

A partir del $H(f, t)$ es posible obtener valores espectrales. Se denomina espectro marginal de Hilbert-Huang a la función $H(f)$ que se calcula a través de la siguiente expresión:

$$H(f) = \int_0^T H(f, t) dt \quad [69]$$

El espectro marginal de Gilbert-Huang representa la contribución de energía por cada frecuencia durante todo el tiempo del registro (T). Huang (2005) expone las diferencias esenciales que existen entre los espectros marginales de Hilbert-Huang y el espectro de Fourier. En el espectro de Fourier la energía se mantiene constante a través de todo el registro para una frecuencia determinada, en el caso del espectro marginal se representa la energía más probable de todo el registro para una frecuencia dada. Por lo general el ancho espectral del espectro marginal es mayor que el de Fourier, lo cual tiene según Huang (2005) una importancia relevante en el diseño de estructuras costeras y oceánicas, puesto que el espectro de Fourier desestima el impacto de las bajas y altas frecuencias presentes en el sistema.

Otro elemento de interés en la ingeniería costera es la energía instantánea $IE(t)$ la cual se calcula a través de la siguiente expresión:

$$IE(t) = \int_0^{\infty} H^2(f, t) df \quad [70]$$

Los momentos espectrales y otras variables que se obtienen para el espectro de Fourier, también se pueden determinar igualmente para el espectro marginal de Hilbert-Huang. Sin embargo la interpretación física de cada una de ellas aún está en proceso de investigación y discusión por la comunidad ingenieril.

X.1.3 Factor de agrupamiento del oleaje

El factor de agrupamiento para cada registro se puede calcular mediante la metodología propuesta por Funke y Mansard (1980). Esta metodología se basa en el concepto del SIWEH (Smoothed instantaneous wave energy history), que significa historia de energía de ondas suavizadas y se define como:

$$E(t) = \frac{1}{T_w} \int_{-\infty}^{\infty} \eta^2(t + \tau) Q(\tau) d\tau \quad [71]$$

Donde $Q(\tau)$ representa la ventana de suavizado que se define como:

$$Q(\tau) = \begin{cases} \frac{1 - |\tau|}{T_w}, & |\tau| < T_w \\ 0, & |\tau| \geq T_w \end{cases} \quad [72]$$

T_w es el ancho de la ventana de la función de suavizado. Funke y Mansard (1980) definen el factor de agrupamiento de ondas como:

$$GF = \frac{1}{E(t)} \sqrt{\frac{1}{T_n} \int_0^{T_n} [E(t) - \overline{E(t)}]^2 dt} \quad [73]$$

En la cual T_n es el tiempo total del registro y $\overline{E(t)}$ es el valor medio de $E(t)$ durante todo el tiempo del registro.

Según la discusión presentada por Dong, et al. (2008), este factor de agrupamiento tiene un problema y es su elevada sensibilidad a la variación del ancho de la ventana de suavizado. Es por ello que estos autores proponen una nueva expresión para calcular el factor de agrupamiento basado en la densidad de energía de las Wavelets $W(t)$. La densidad de energía de las wavelets es una buena medida de la distribución de la energía de las ondas en función del tiempo para una serie temporal dada. La expresión propuesta por Dong et al. (2008) sigue la metodología de Funke y Mansard (1980) pero tiene la siguiente forma:

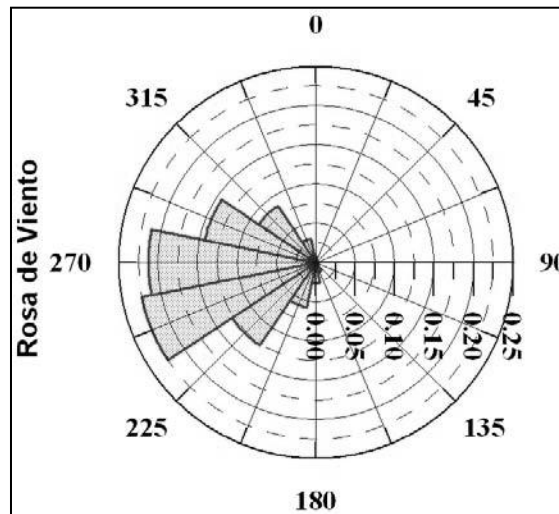
$$GF_w = \sqrt{\frac{1}{T_n} \int_0^{T_n} \frac{[W(t) - \overline{W(t)}]^2}{\overline{W(t)}} dt}$$

[74]

Donde $\overline{W(t)}$ es el valor medio de $W(t)$ en todo el tiempo del registro.

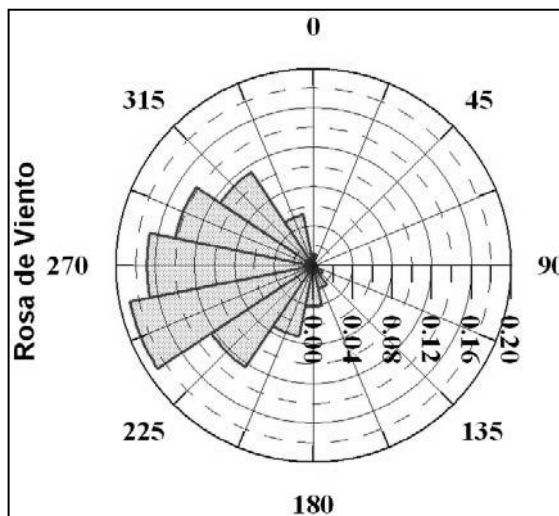
X.2 Resumen de las características de los vientos extremos y normales (fuente Silva, R.; et al. (2008). Atlas de Clima Marítimo de la Vertiente Atlántica Mexicana. Universidad Nacional Autónoma de México. Cuadrícula 86.5 W; 21.0 N)

Rosa de los vientos anual

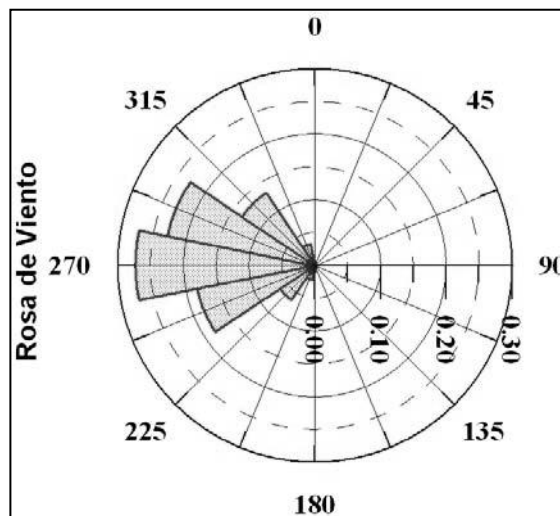


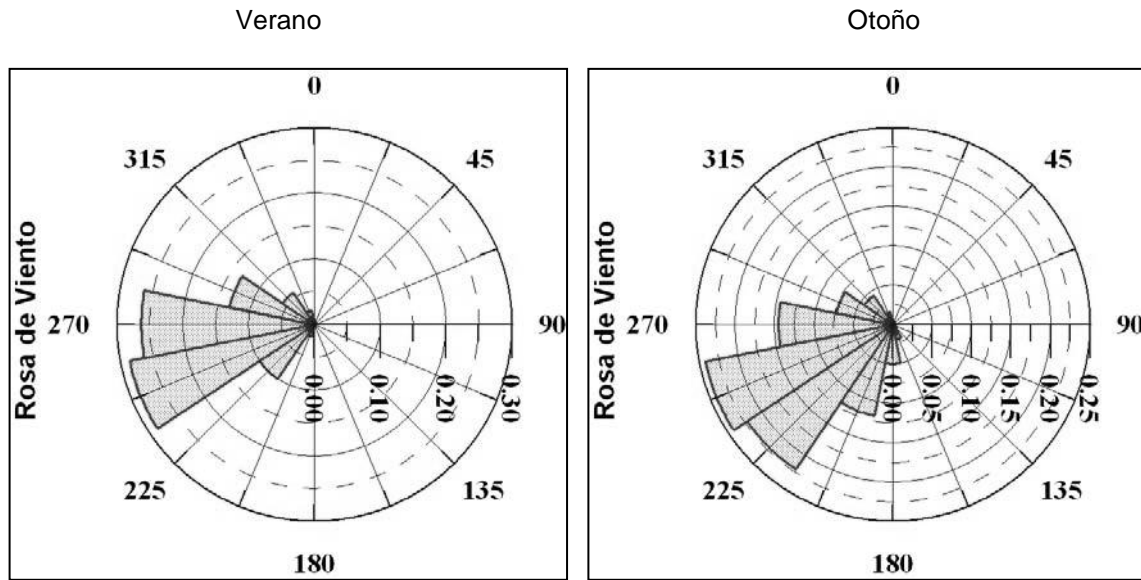
Rosa de los vientos estacionales

Invierno



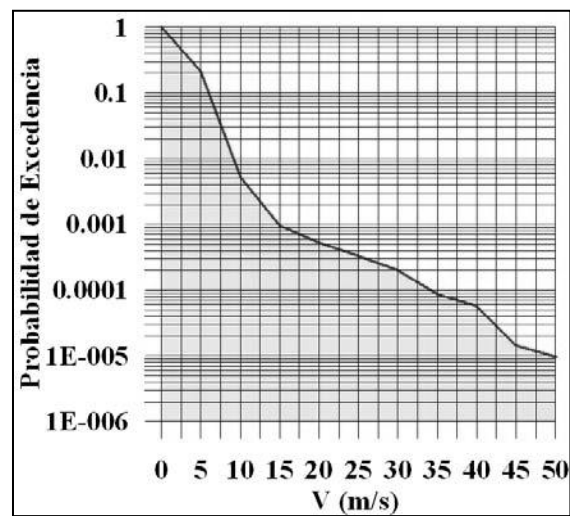
Primavera





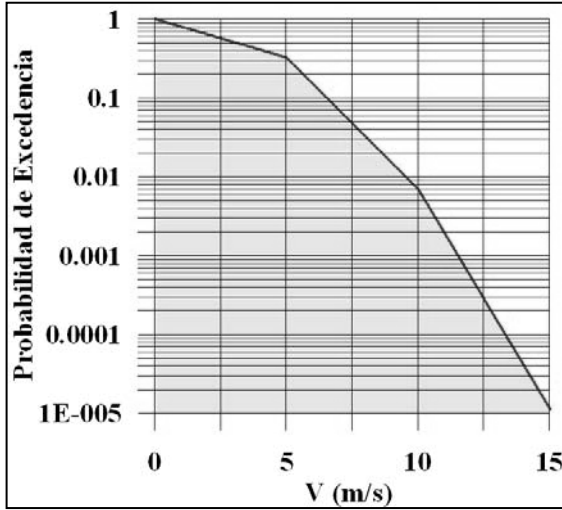
Probabilidad de excedencia de la velocidad de los vientos sostenidos

Anual

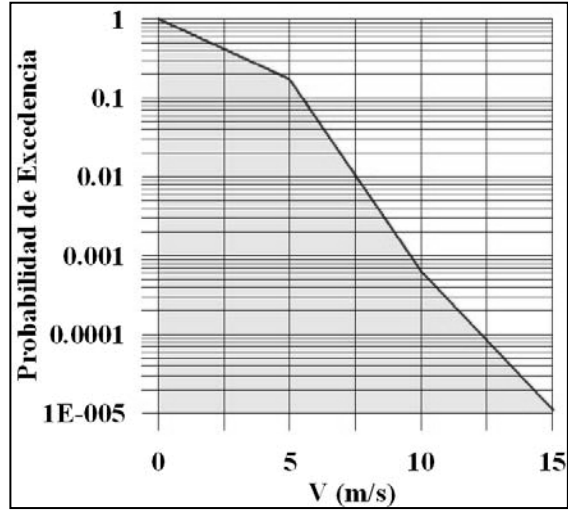


Probabilidad de excedencia estacional de la velocidad de los vientos sostenidos

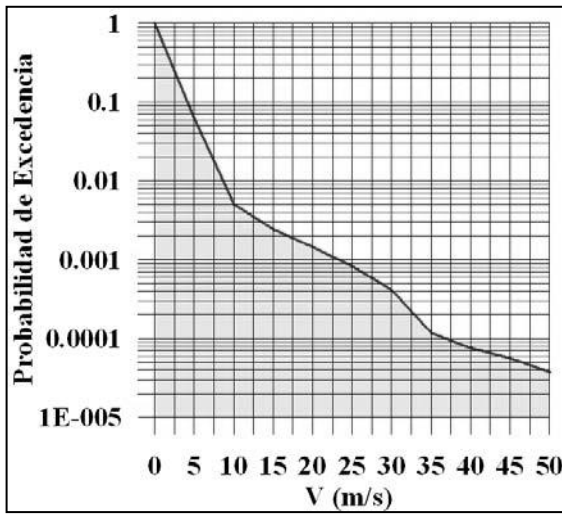
Invierno



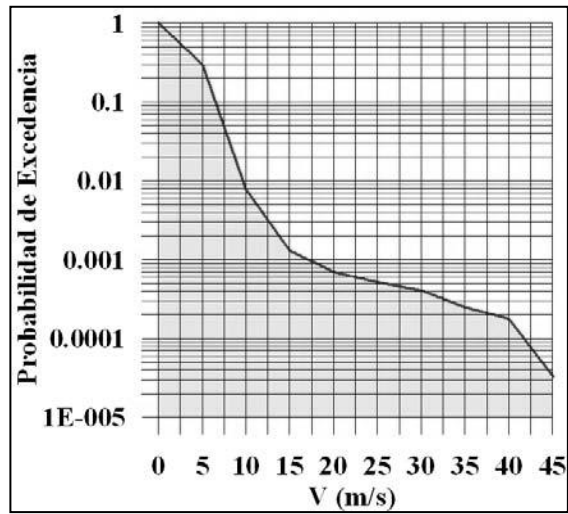
Primavera



Verano

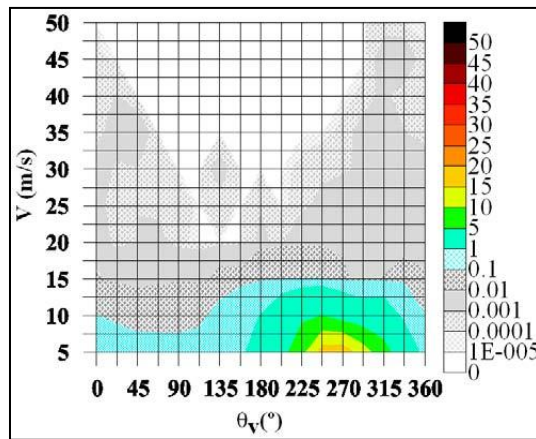


Otoño

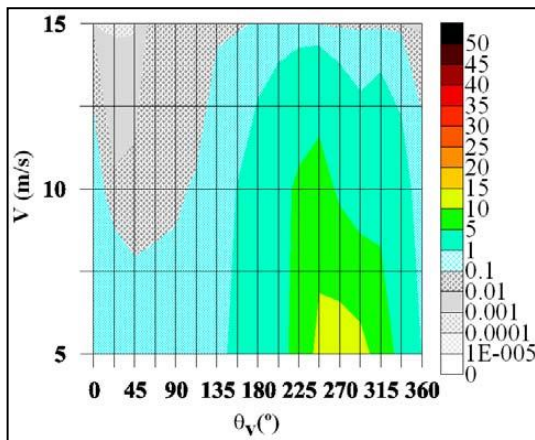


Probabilidad conjunta de vientos sostenidos y dirección de incidencia

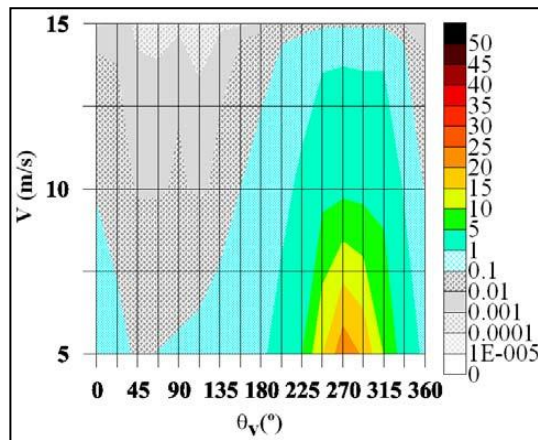
Anual



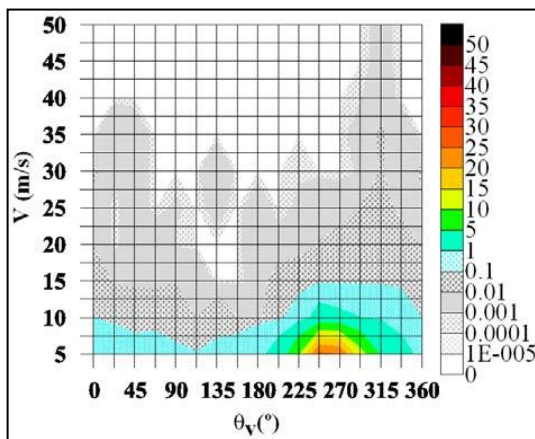
Invierno



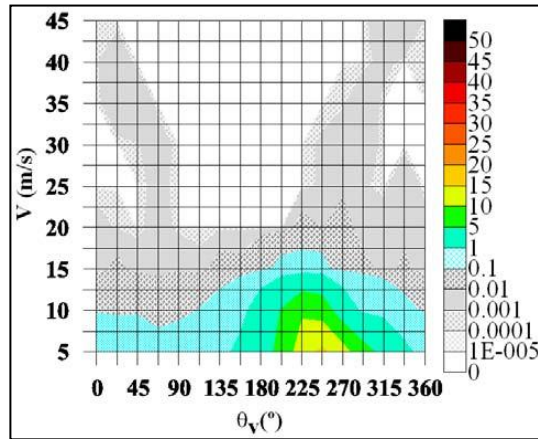
Primavera



Verano

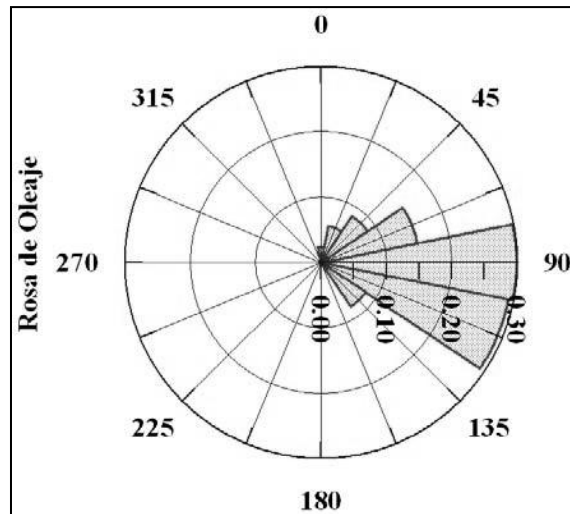


Otoño



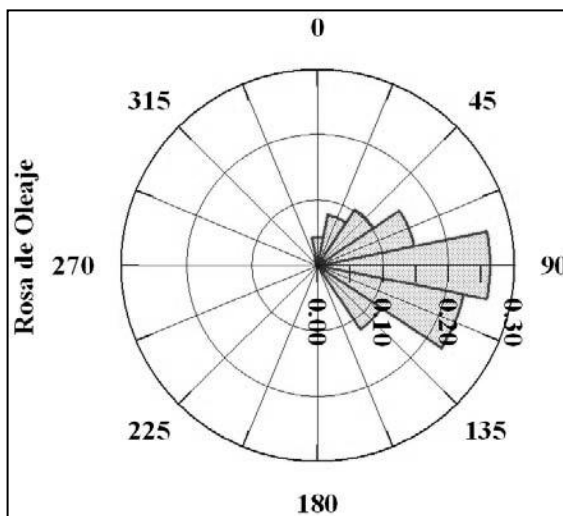
X.3 Resumen de las características del oleaje extremo y normal (fuente Silva, R.; et al. (2008). Atlas de Clima Marítimo de la Vertiente Atlántica Mexicana. Universidad Nacional Autónoma de México. Cuadrícula 86.5 W; 21.0 N)

Rosa de oleaje anual

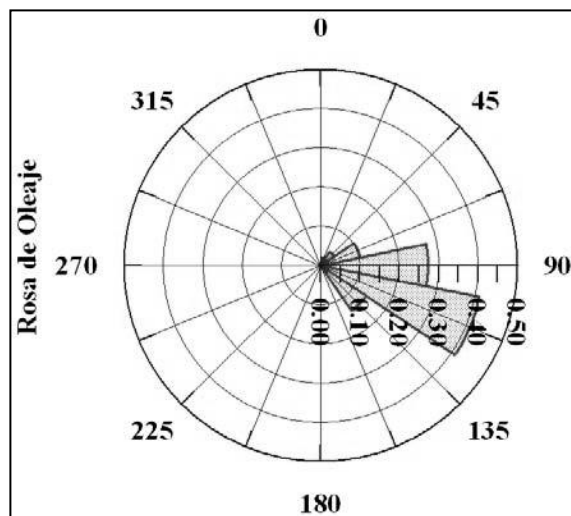


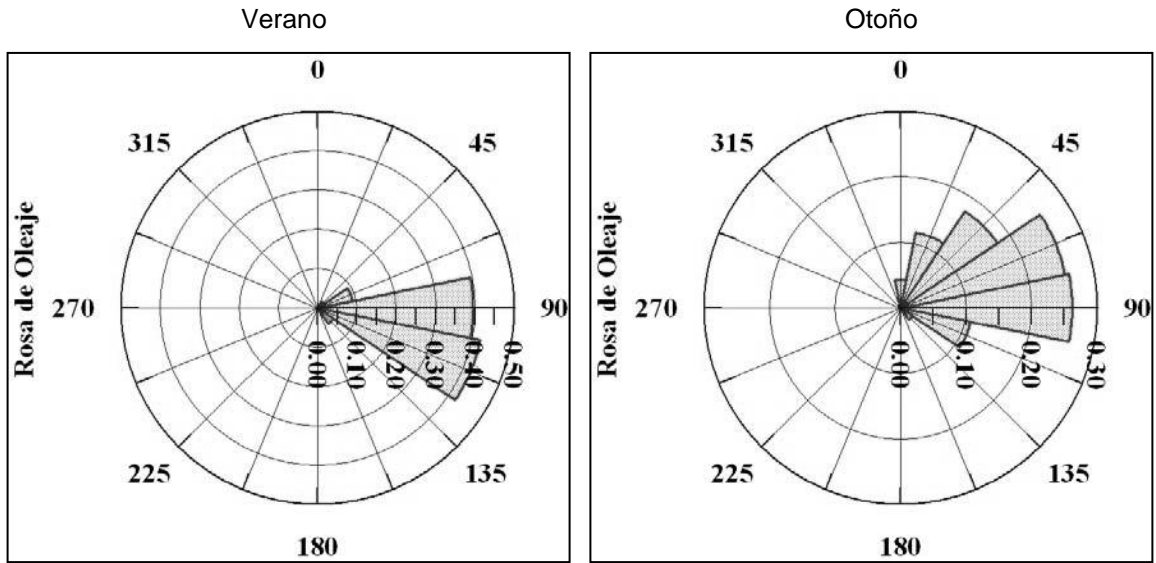
Rosas de oleaje estacional

Invierno

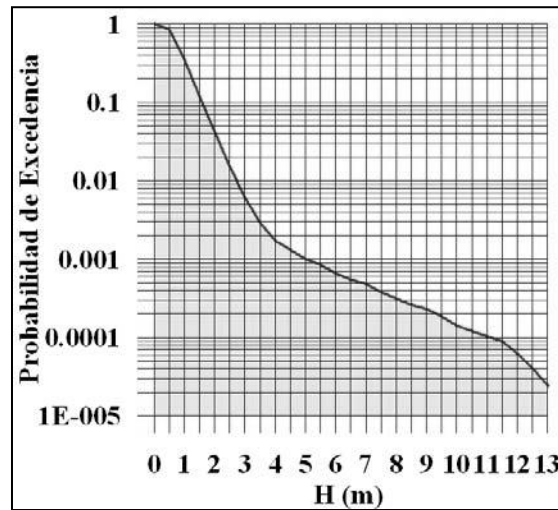


Primavera



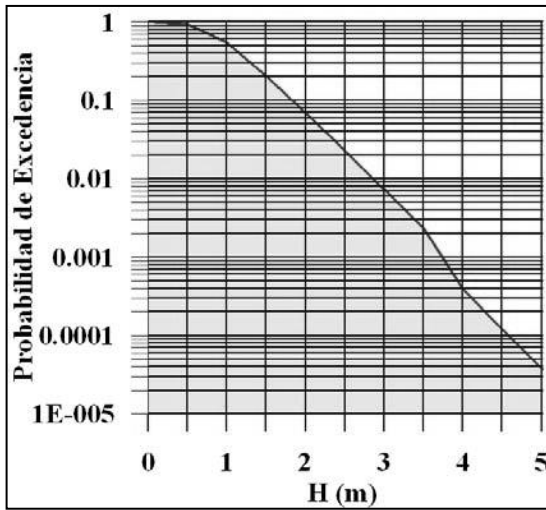


Probabilidad de excedencia de la altura de ola significante
Anual

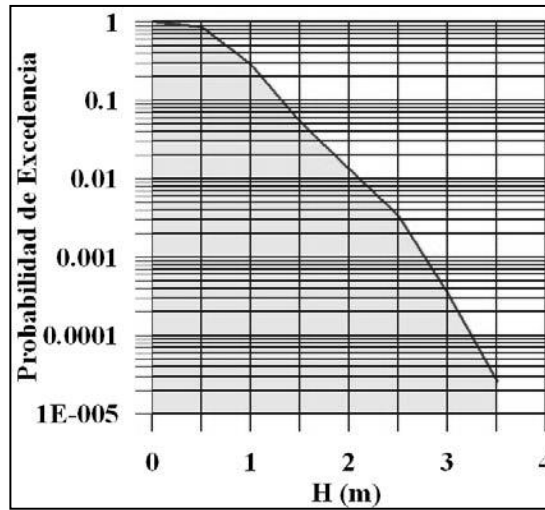


Probabilidades de excedencia estacional de la altura de ola significativa

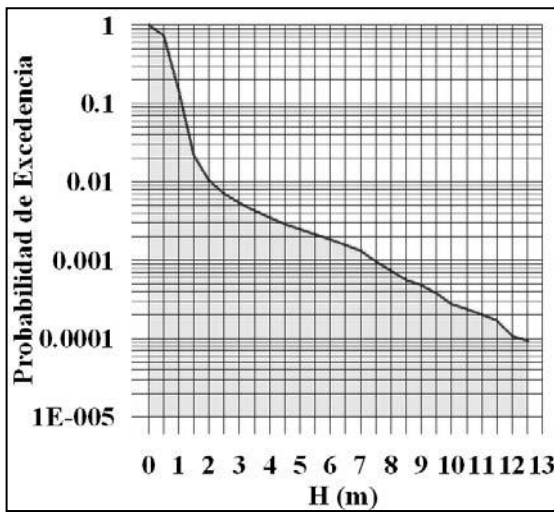
Invierno



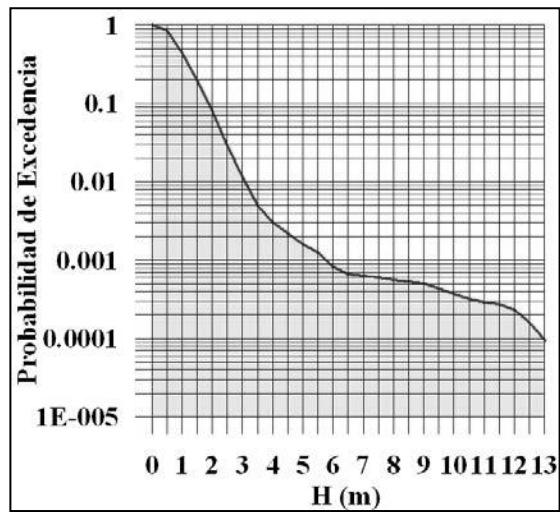
Primavera



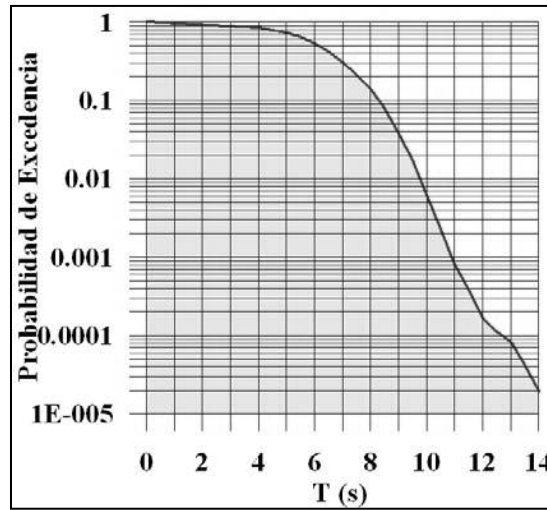
Verano



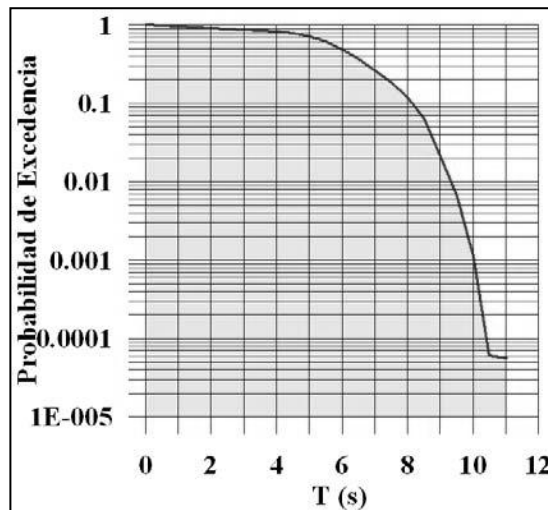
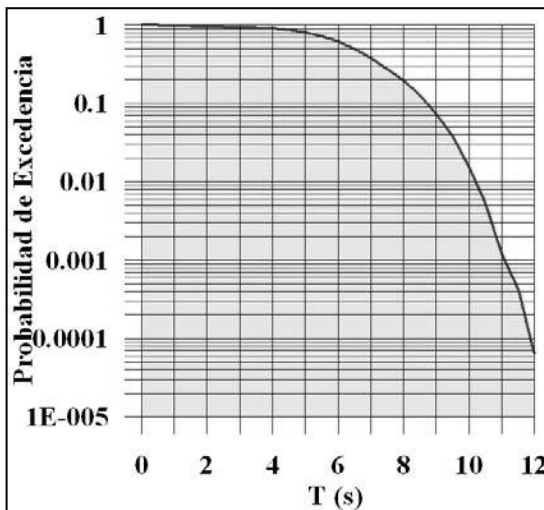
Otoño

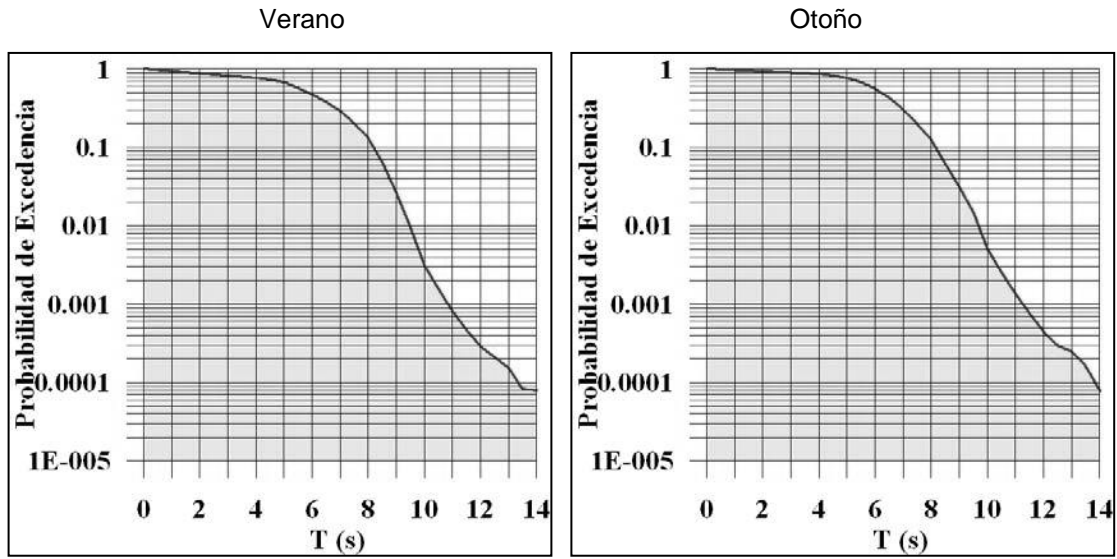


Probabilidad de excedencia del periodo medio del oleaje
Anual



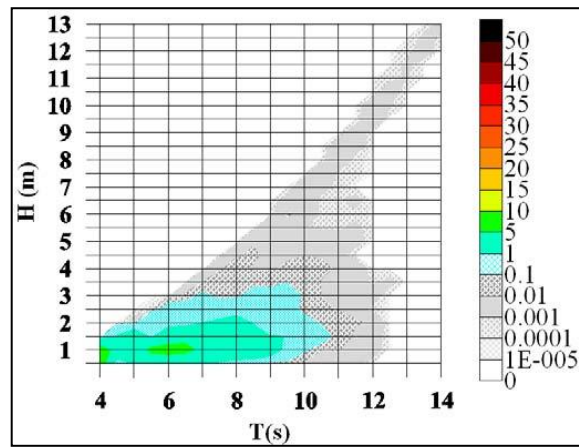
Probabilidad de excedencia estacional del periodo medio del oleaje
Invierno Primavera





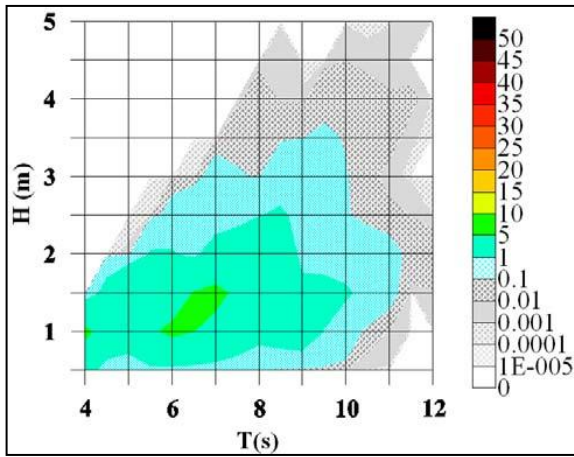
Probabilidad conjunta de altura significativa y periodo medio del oleaje

Anual

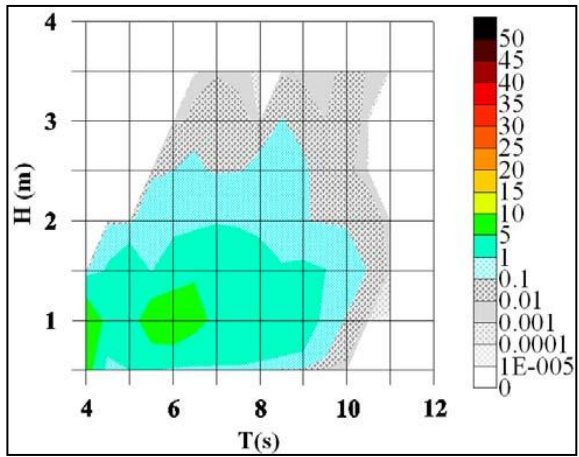


Probabilidad conjunta estacional de altura significativa y periodo medio del oleaje

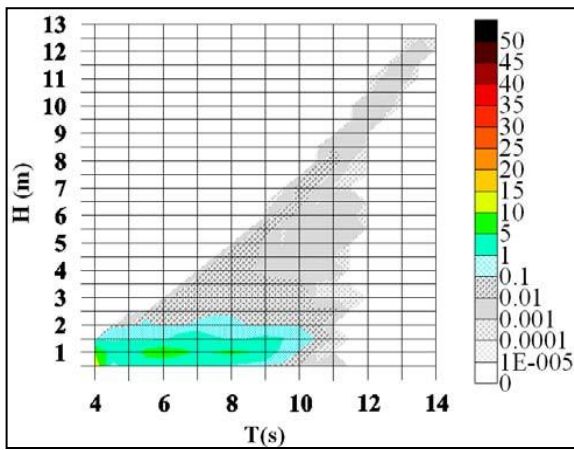
Invierno



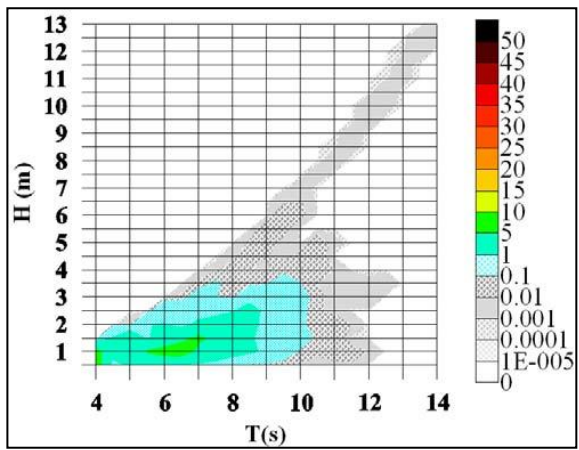
Primavera



Verano

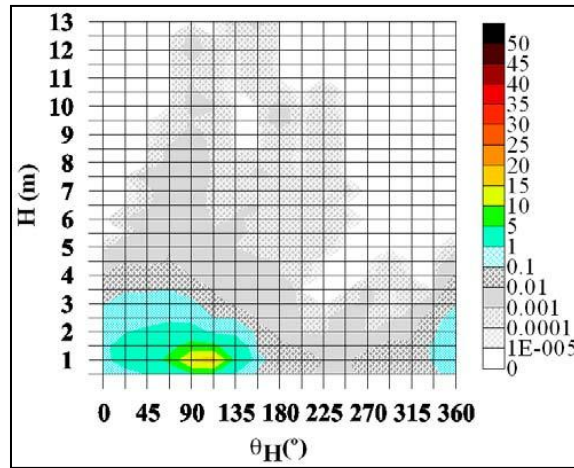


Otoño

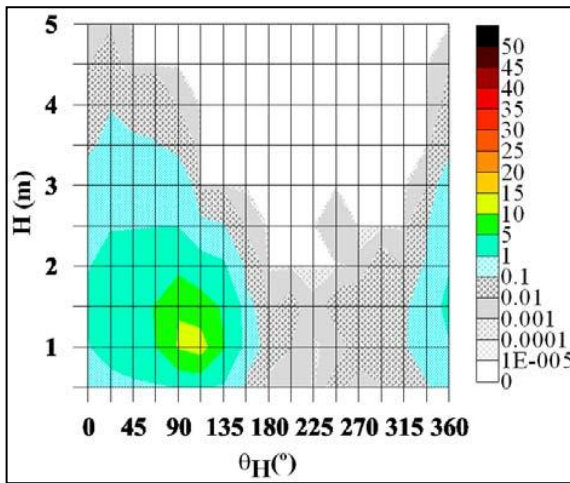


Probabilidad conjunta de altura de ola significativa y dirección de propagación

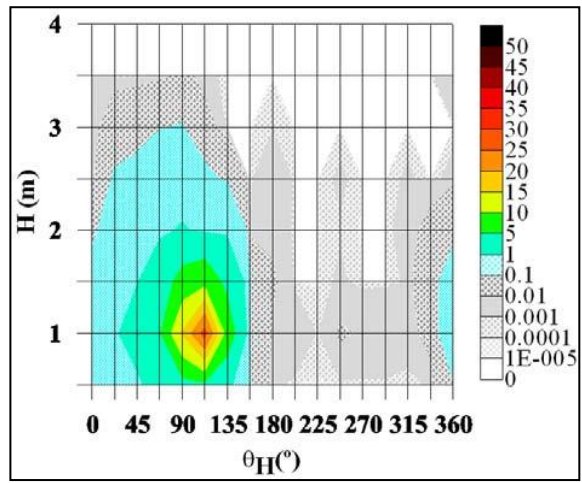
Anual



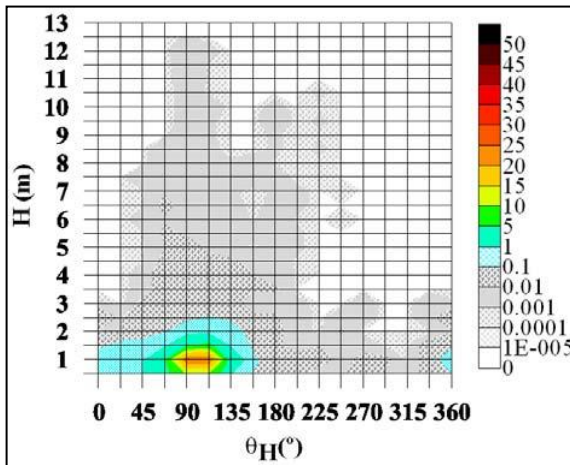
Invierno



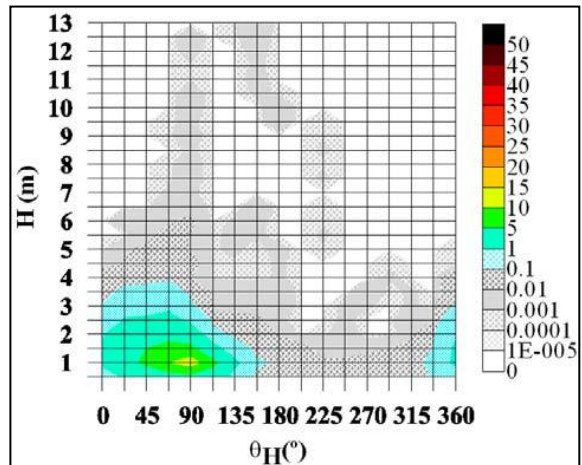
Primavera



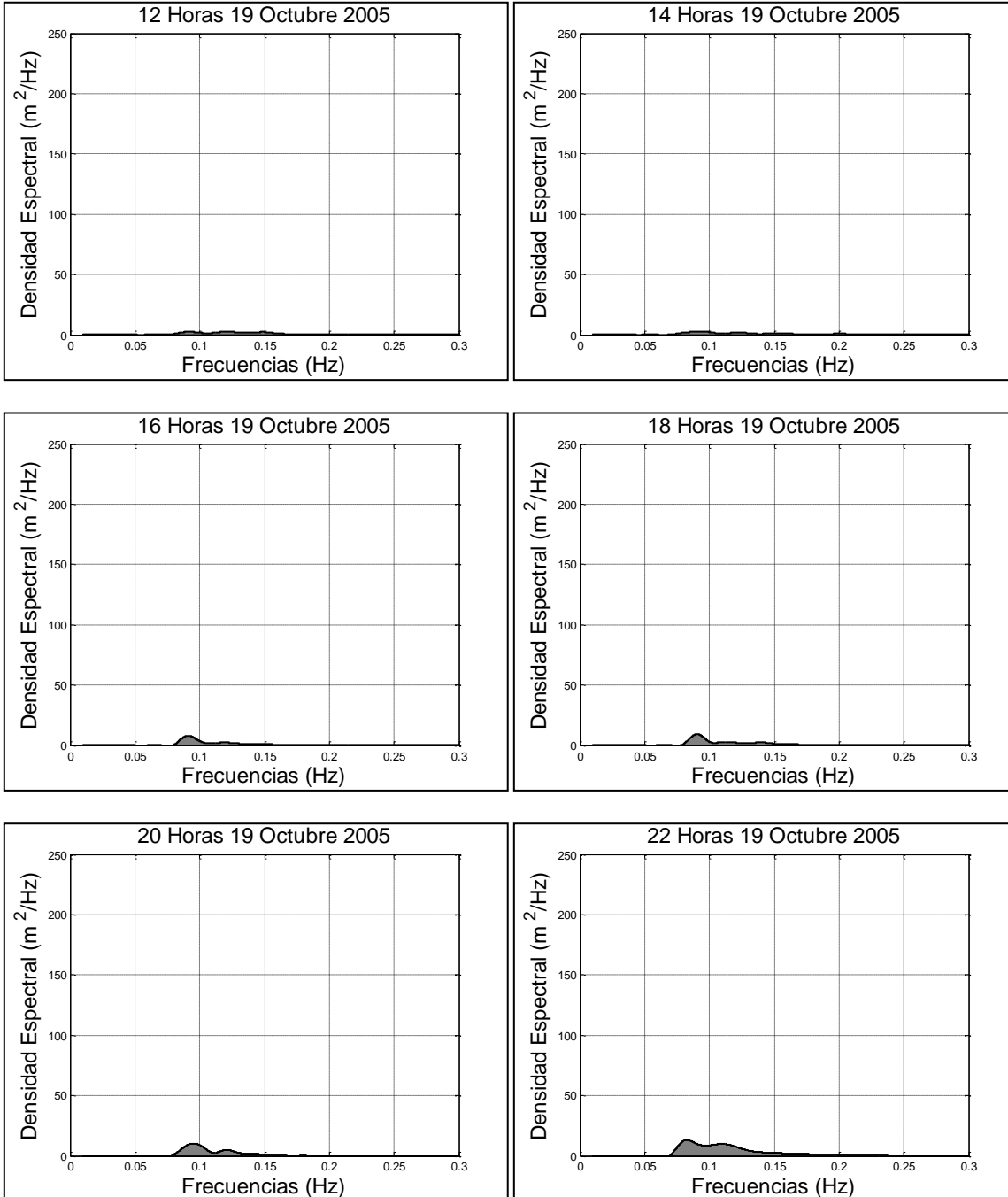
Verano

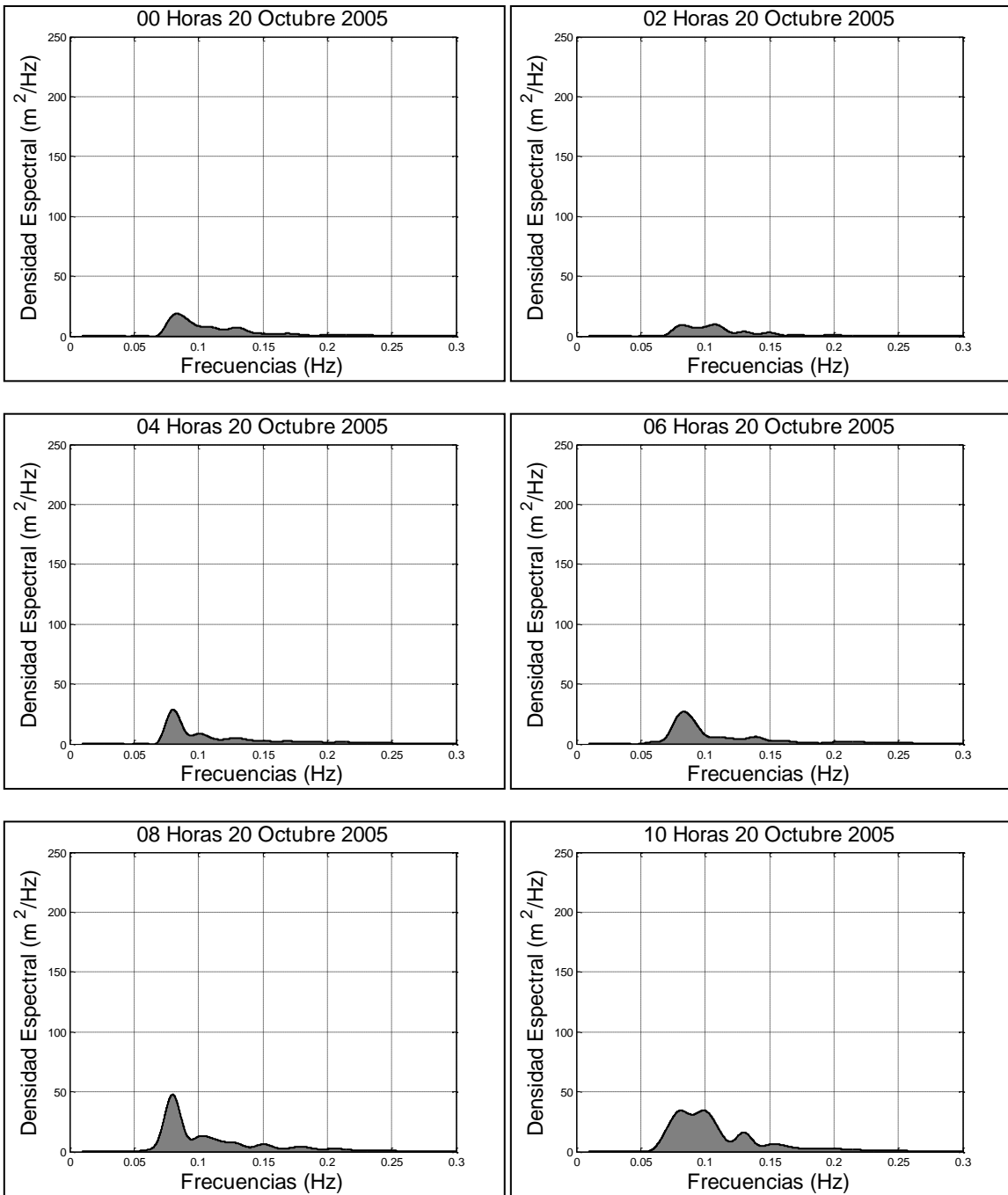


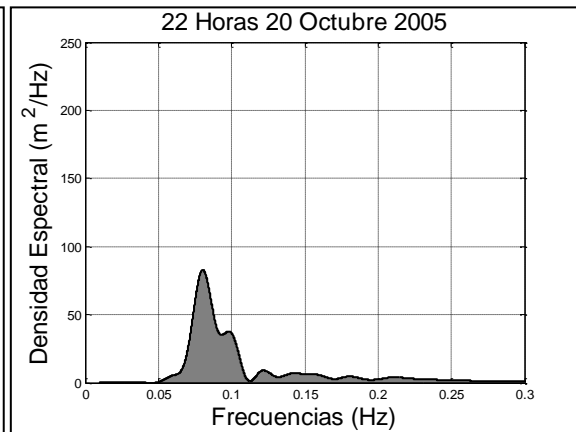
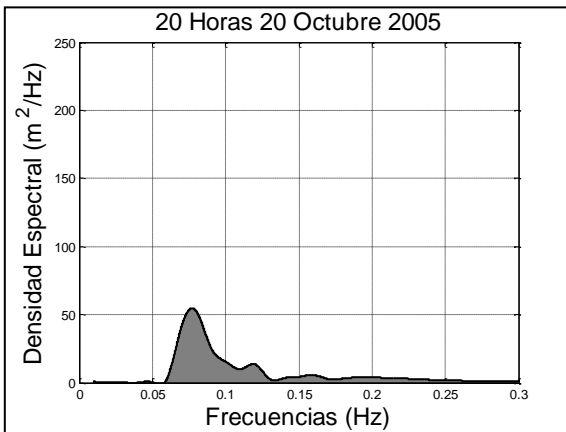
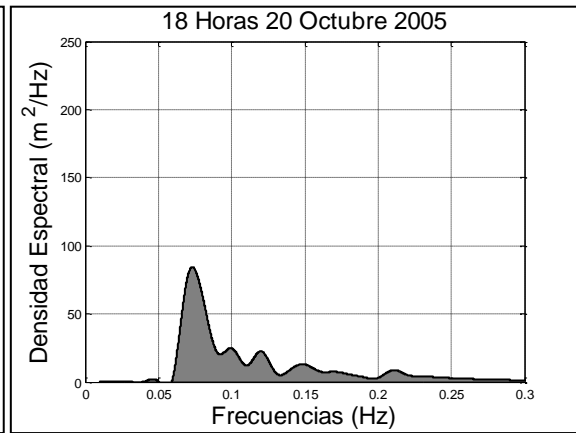
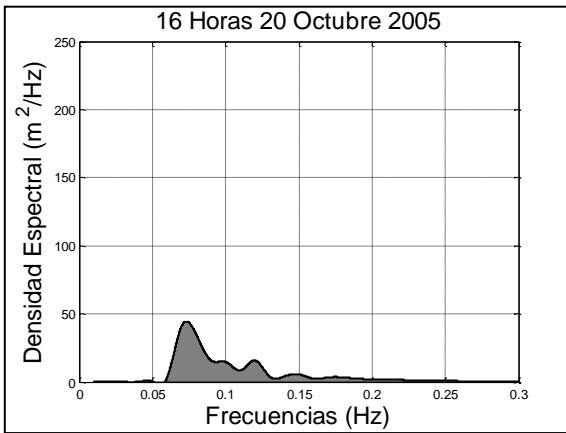
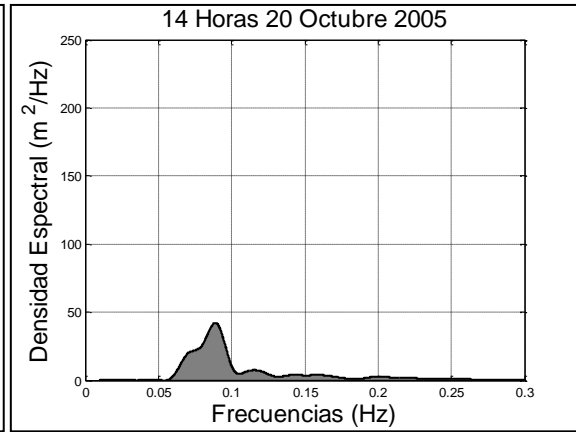
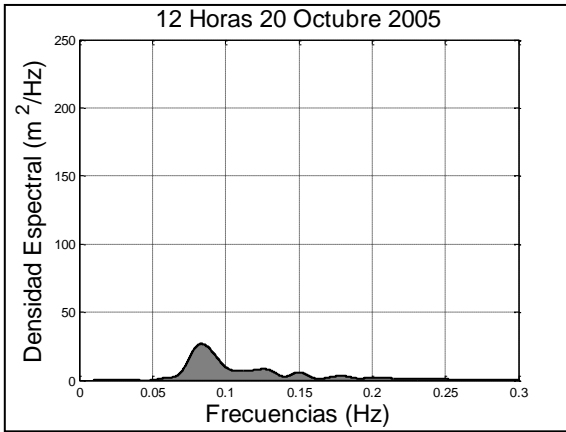
Otoño

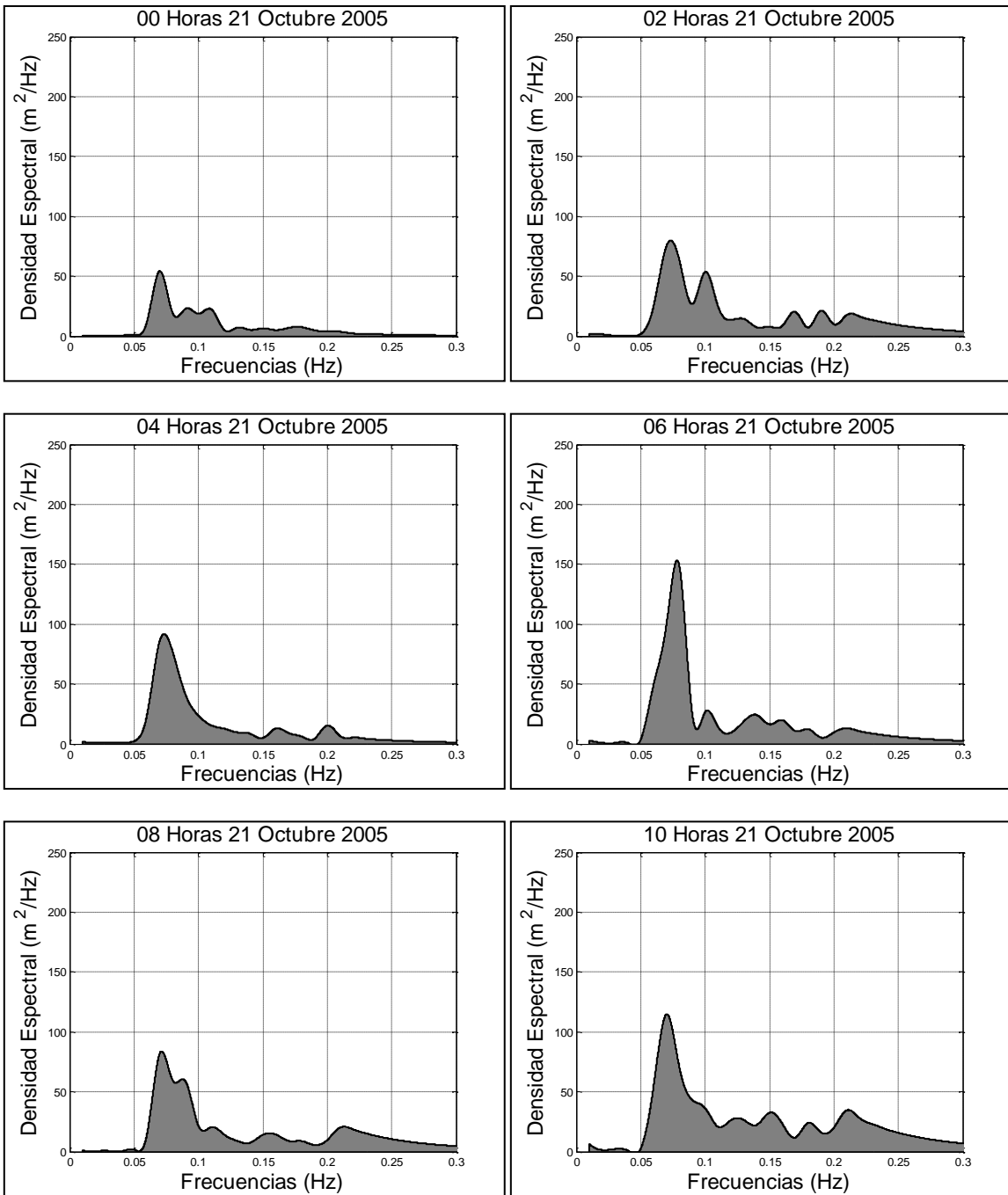


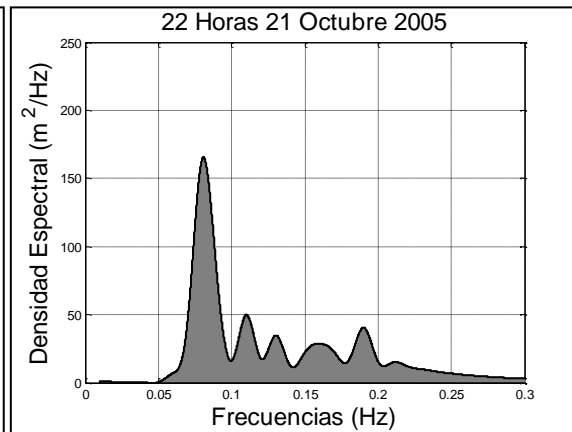
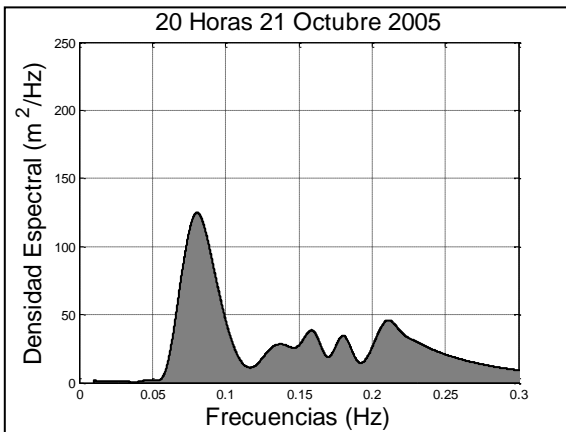
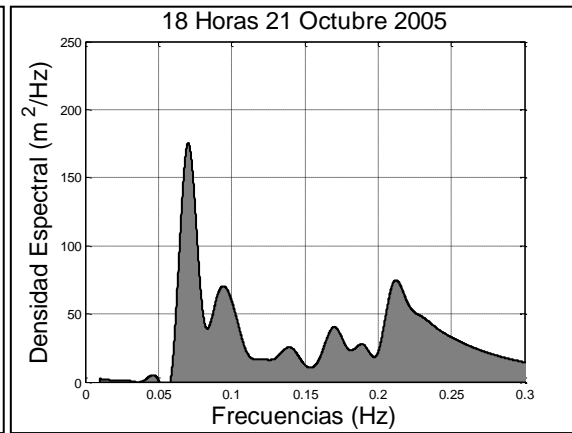
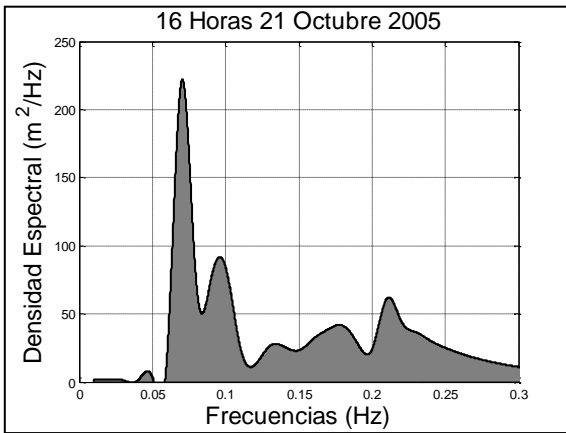
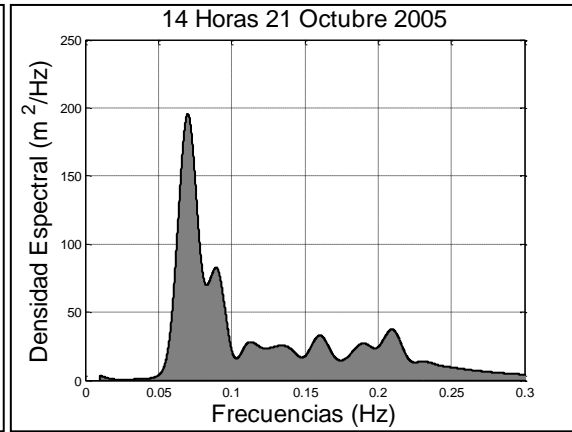
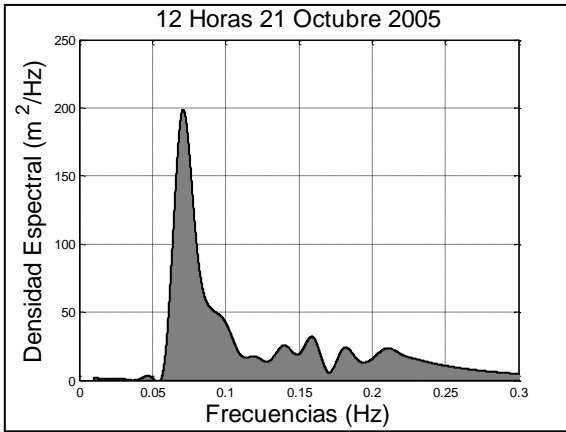
X.4 Serie temporal de la distribución espectral del oleaje del huracán Wilma desde el 19 de octubre de 2005 a las 12 h hasta el 22 de octubre de 2005 a las 22 h, medida con el AWAC

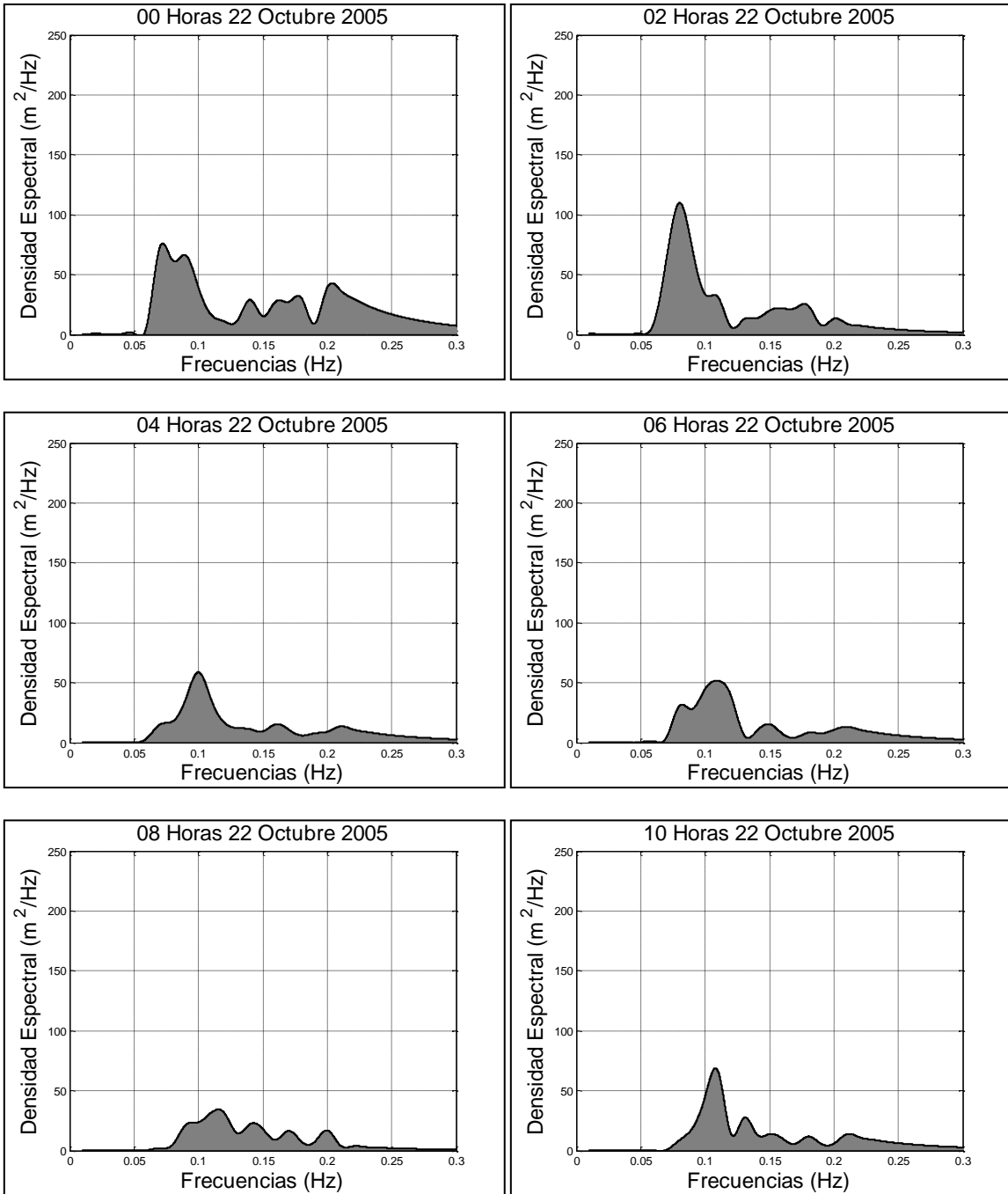


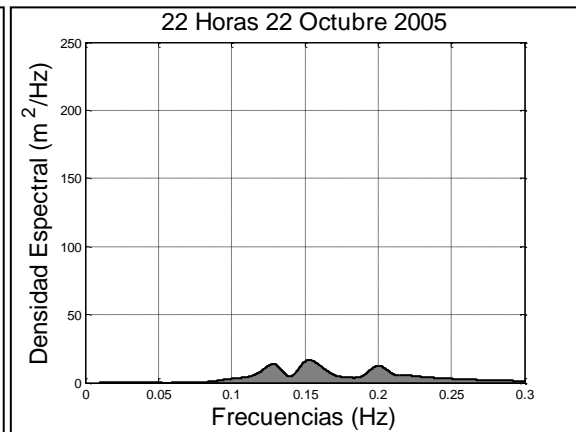
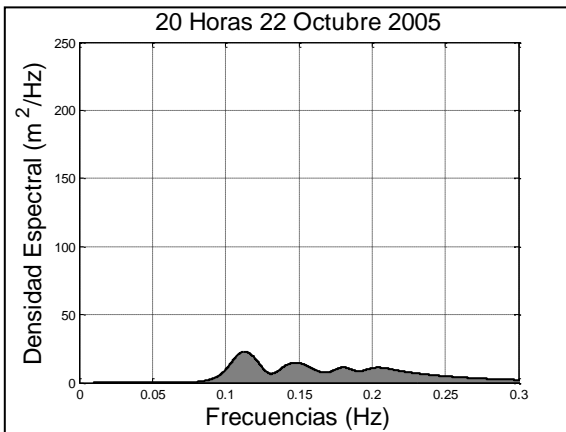
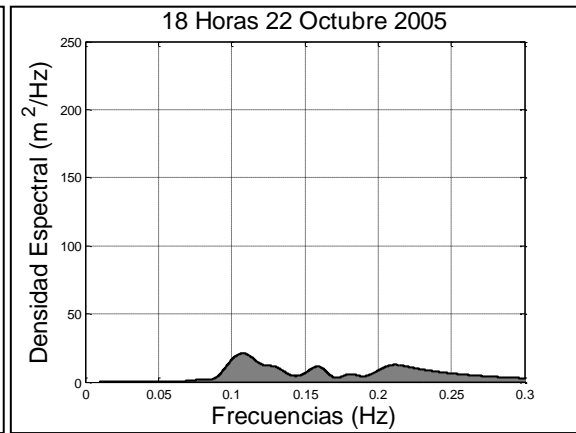
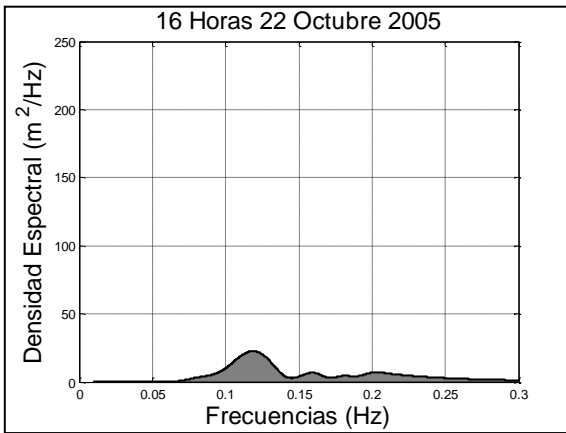
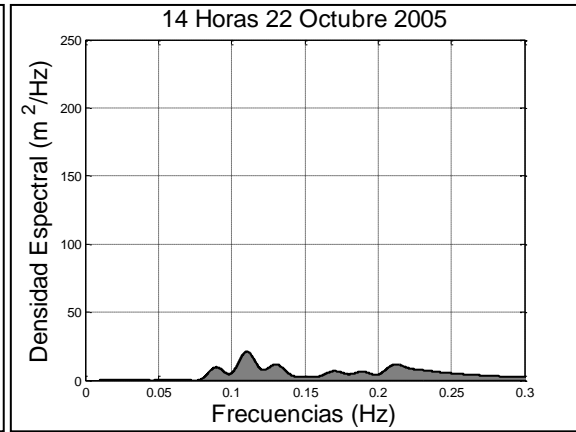
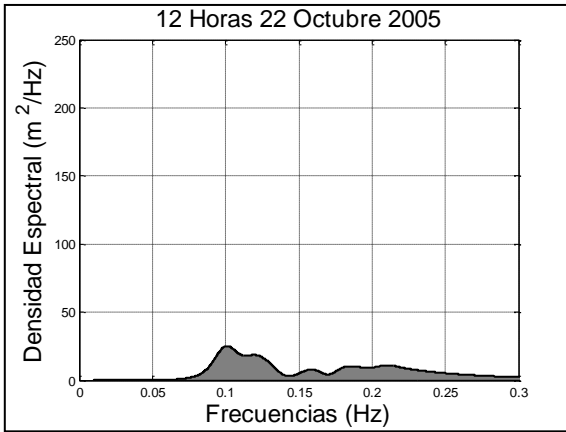




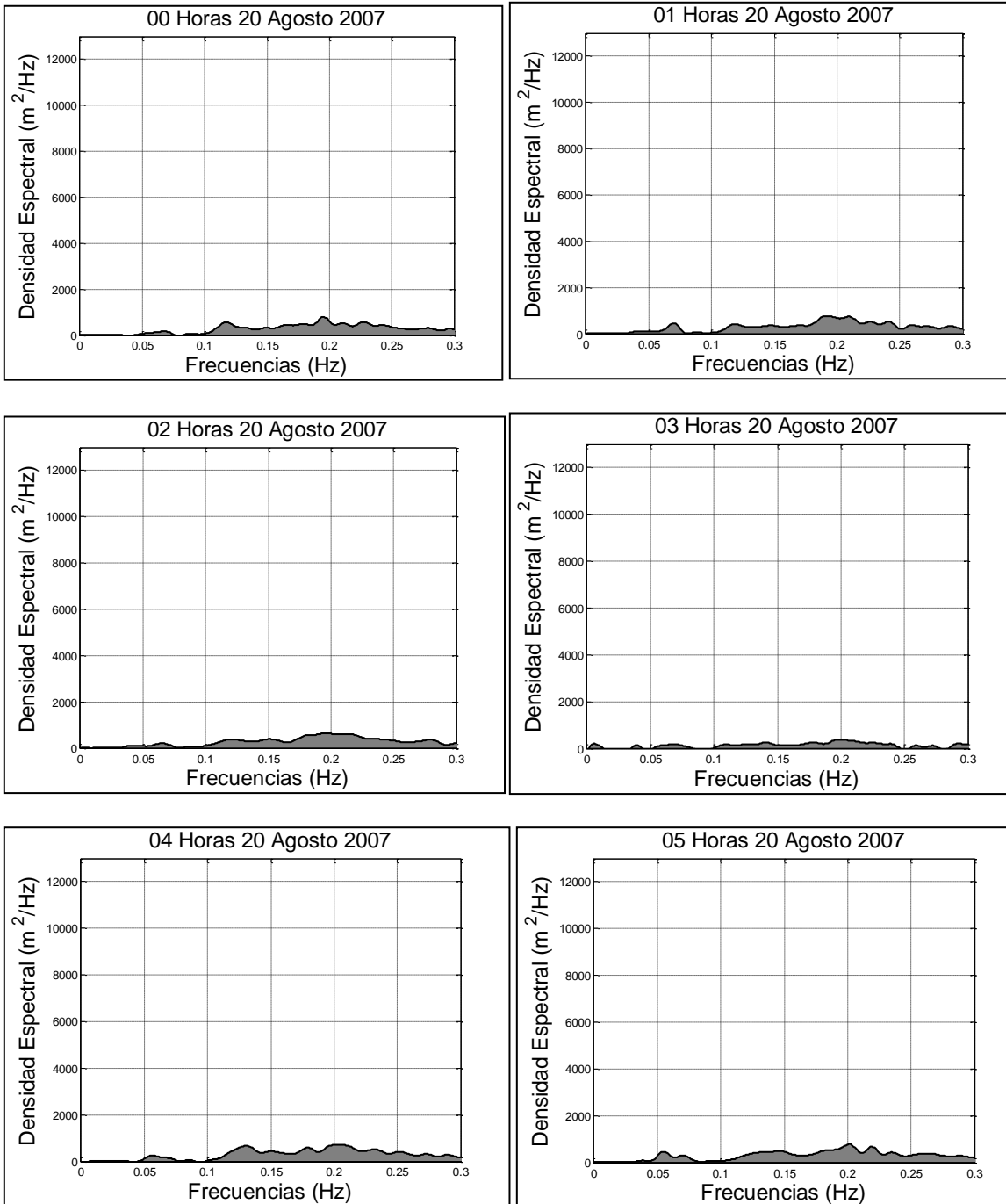


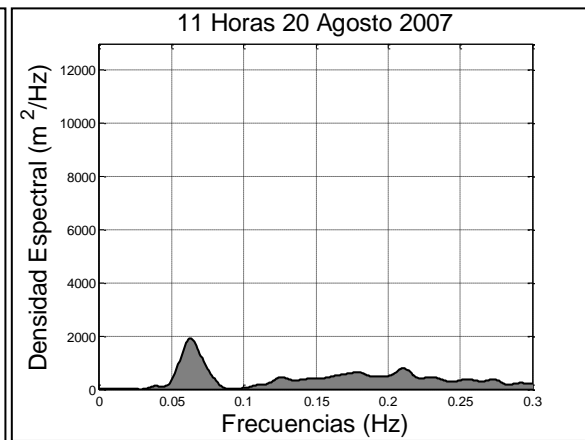
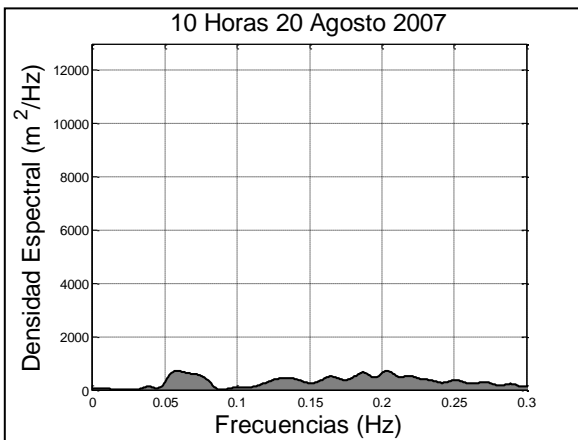
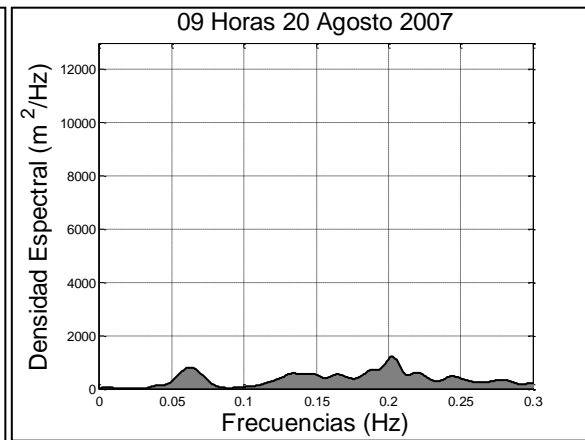
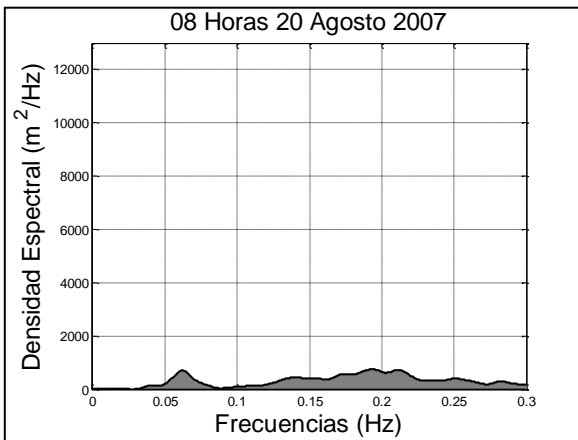
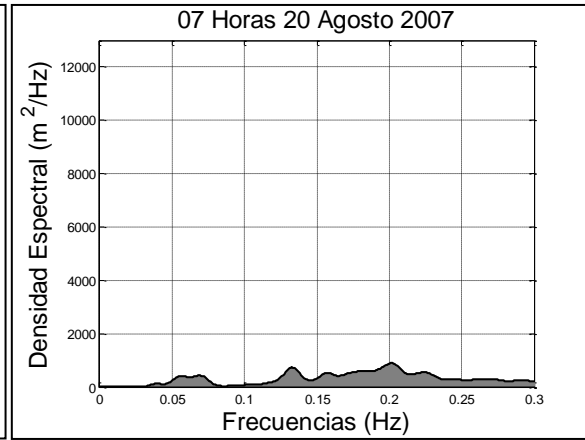
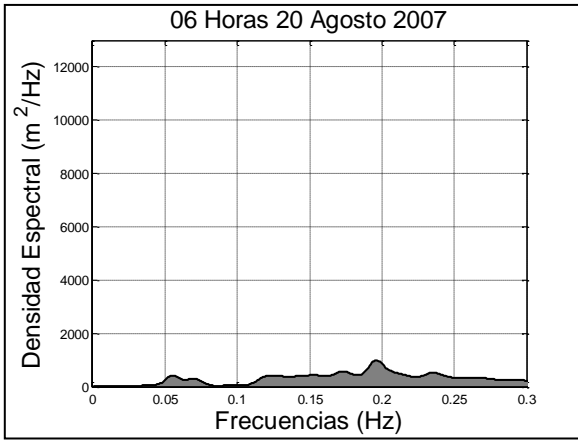


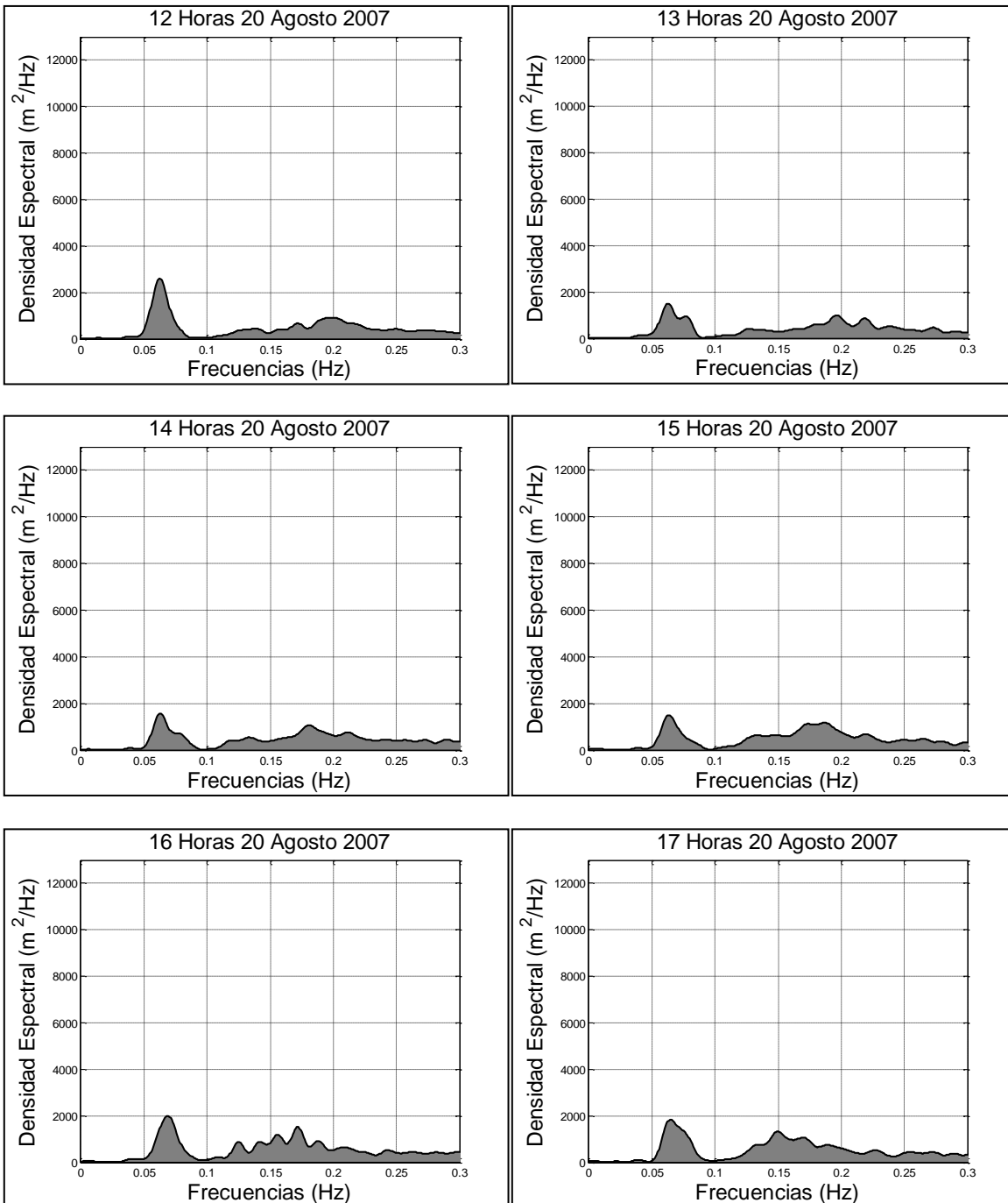


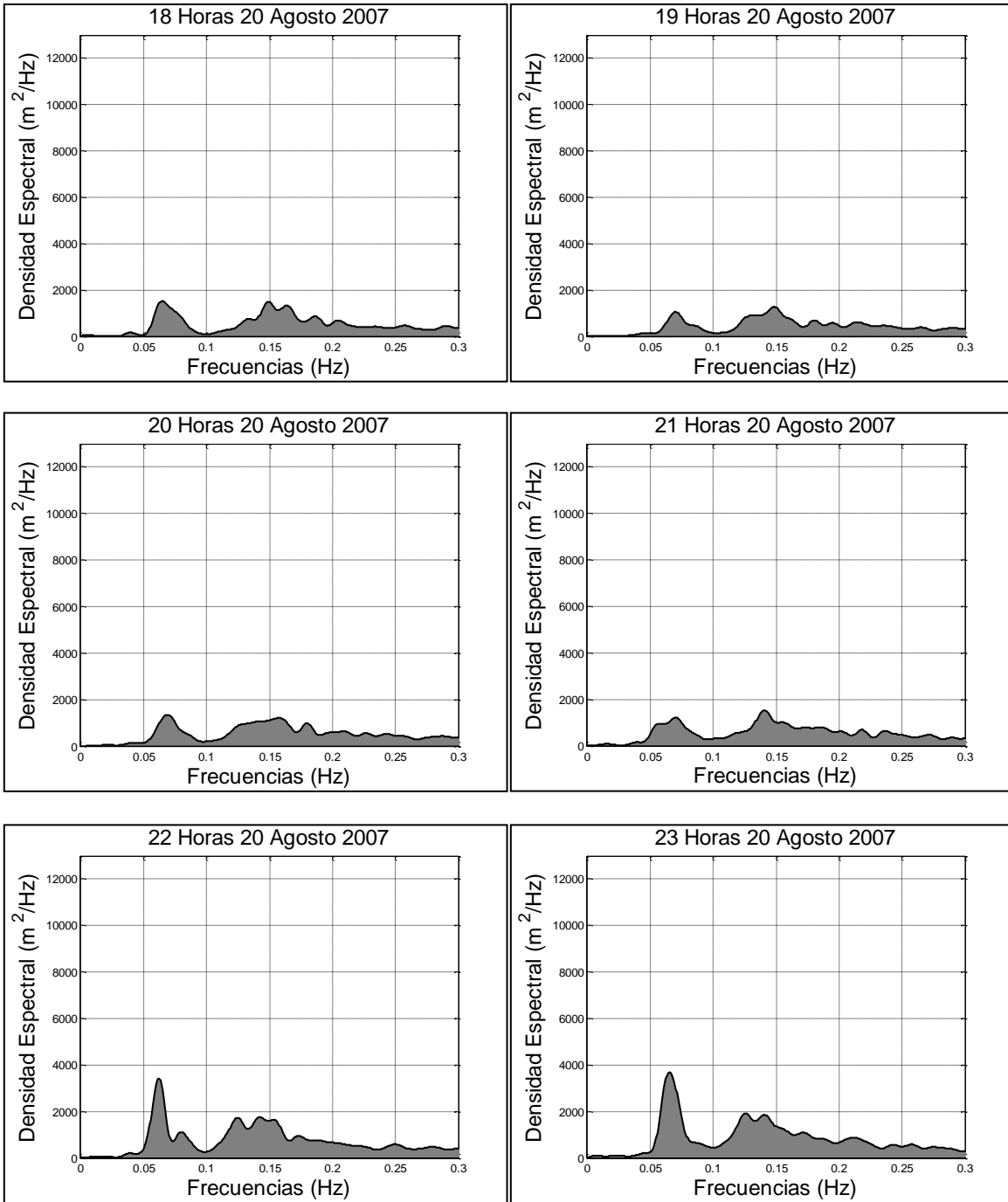


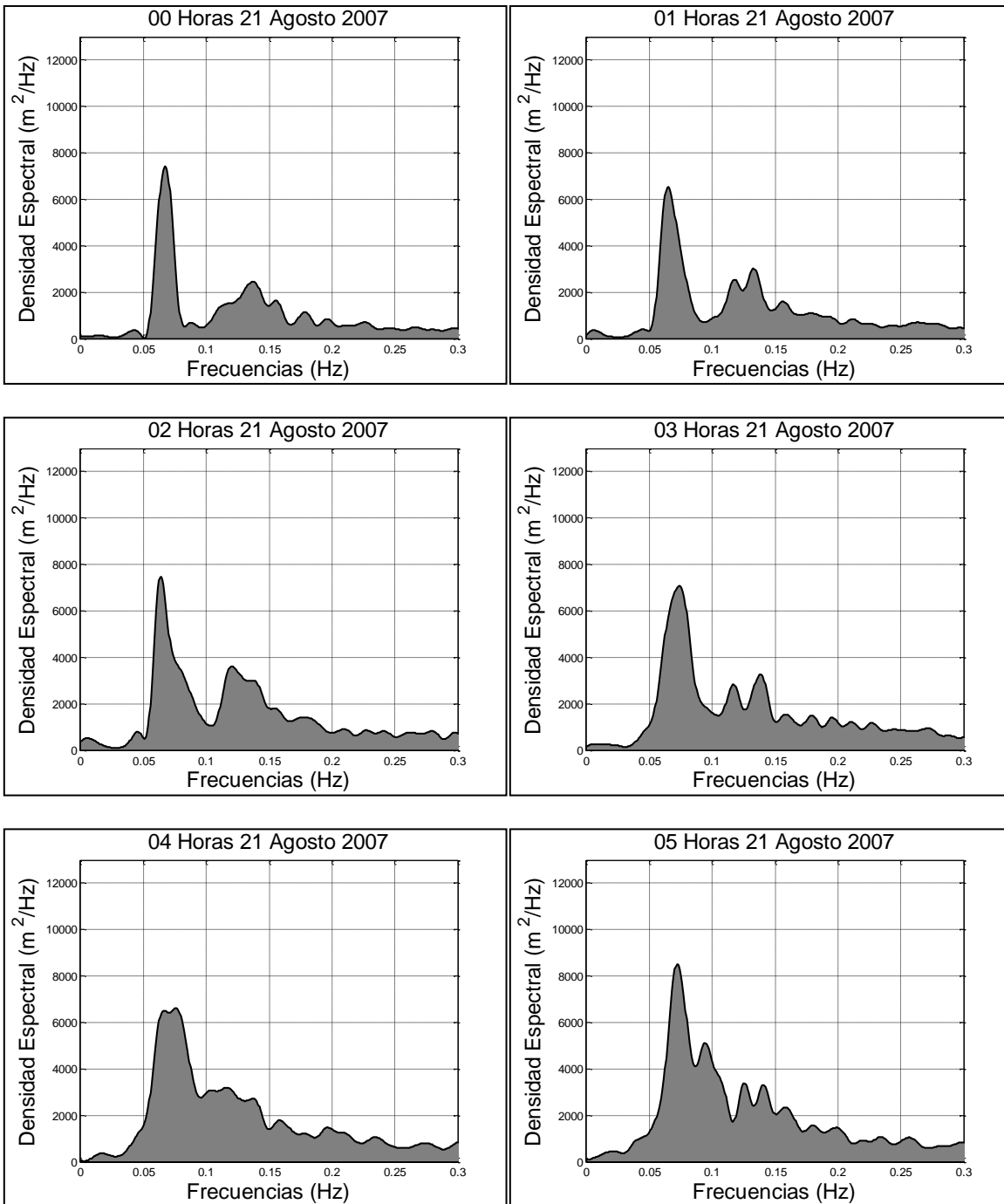
X.5 Serie temporal de la distribución espectral del oleaje del huracán Dean desde el 20 de agosto de 2007 a las 00 h hasta el 22 de agosto de 2007 a las 23 h, medida con el ADCP (RDI)

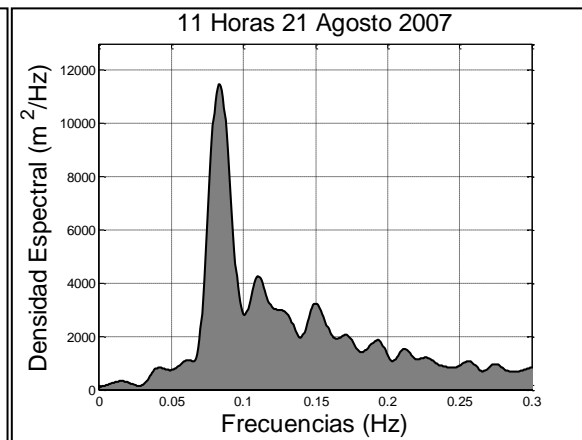
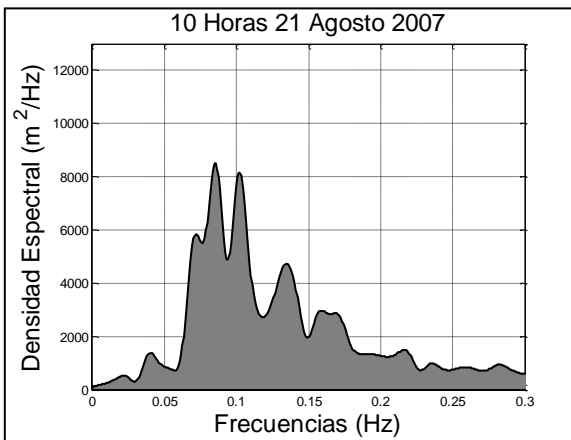
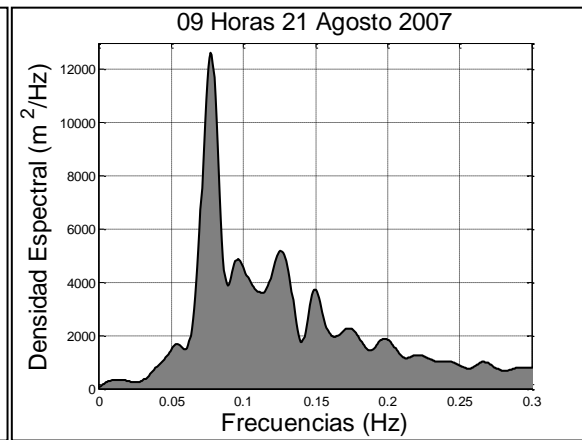
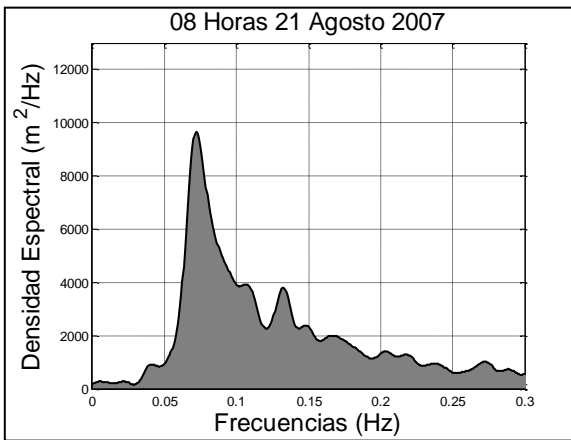
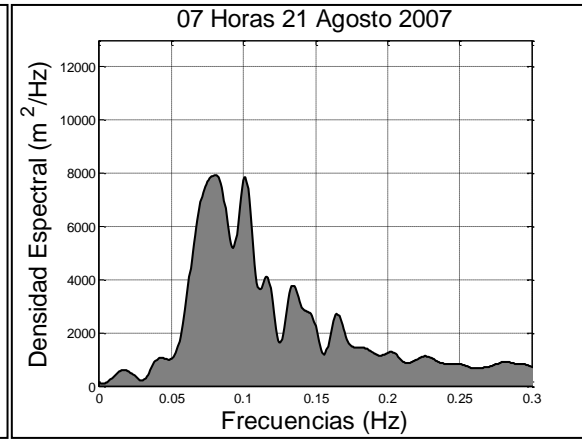
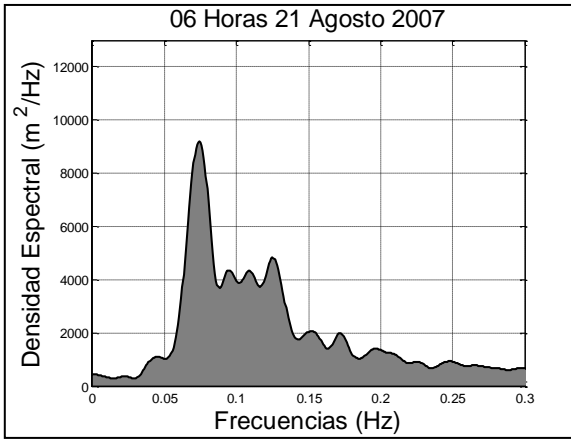


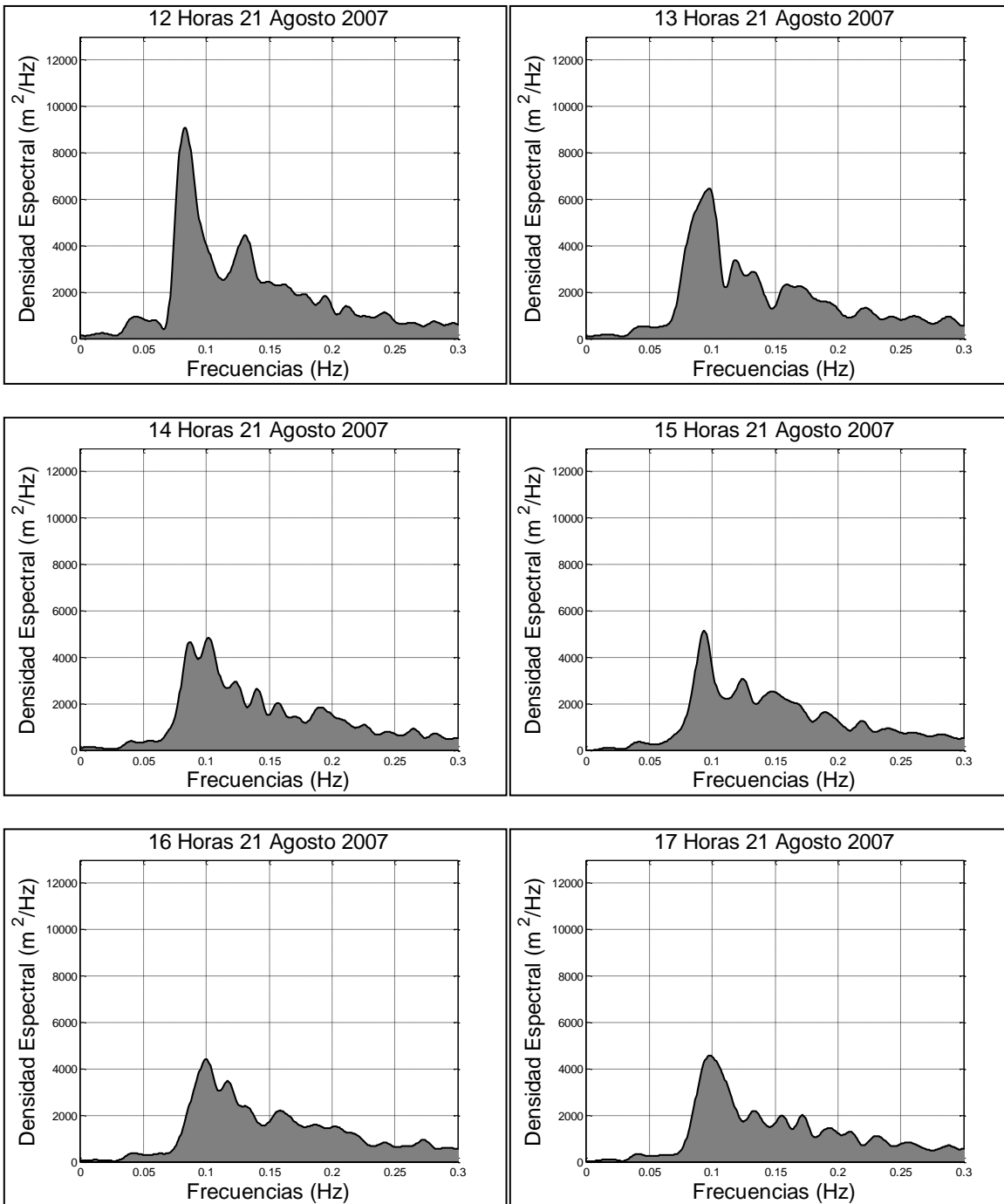


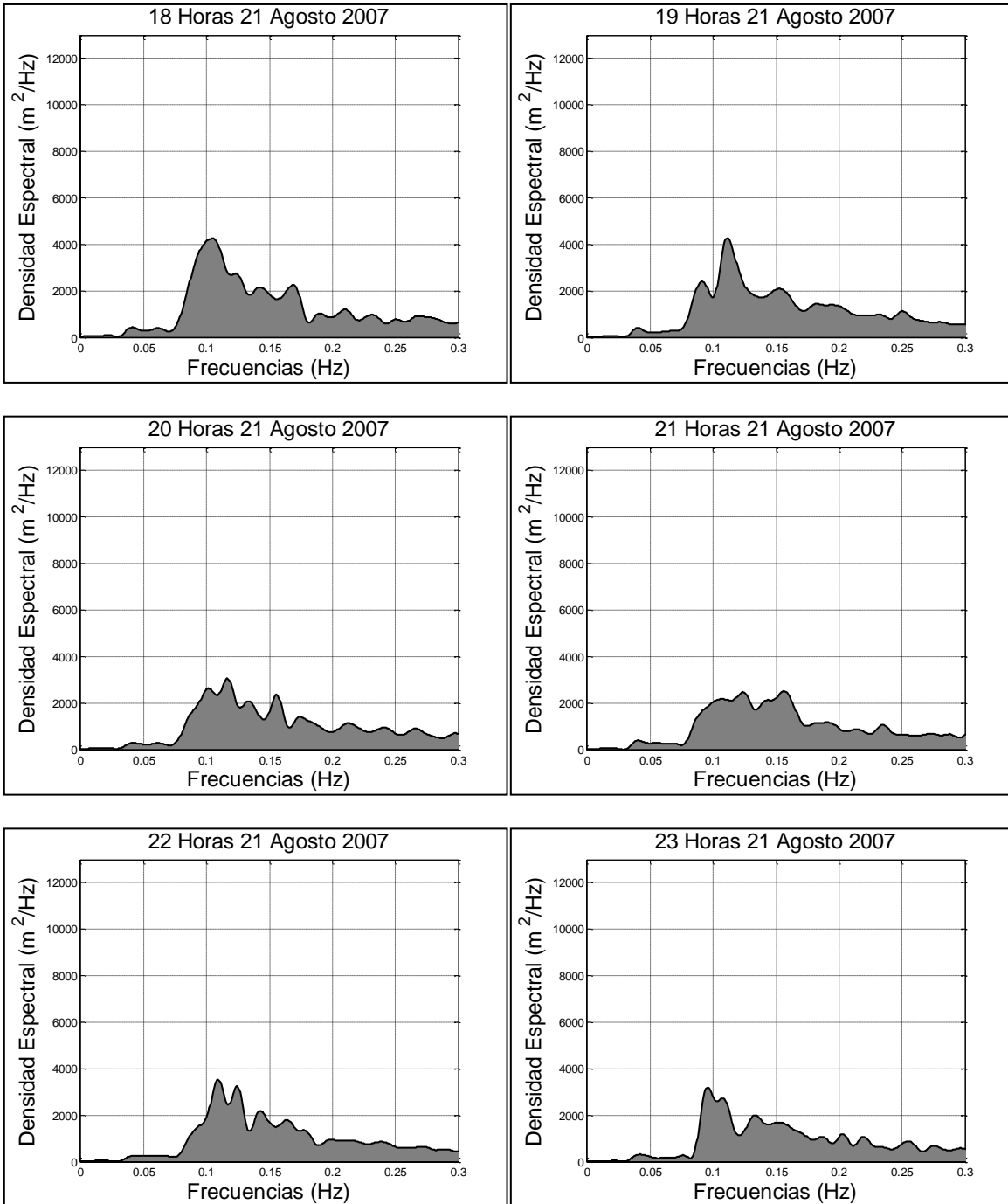


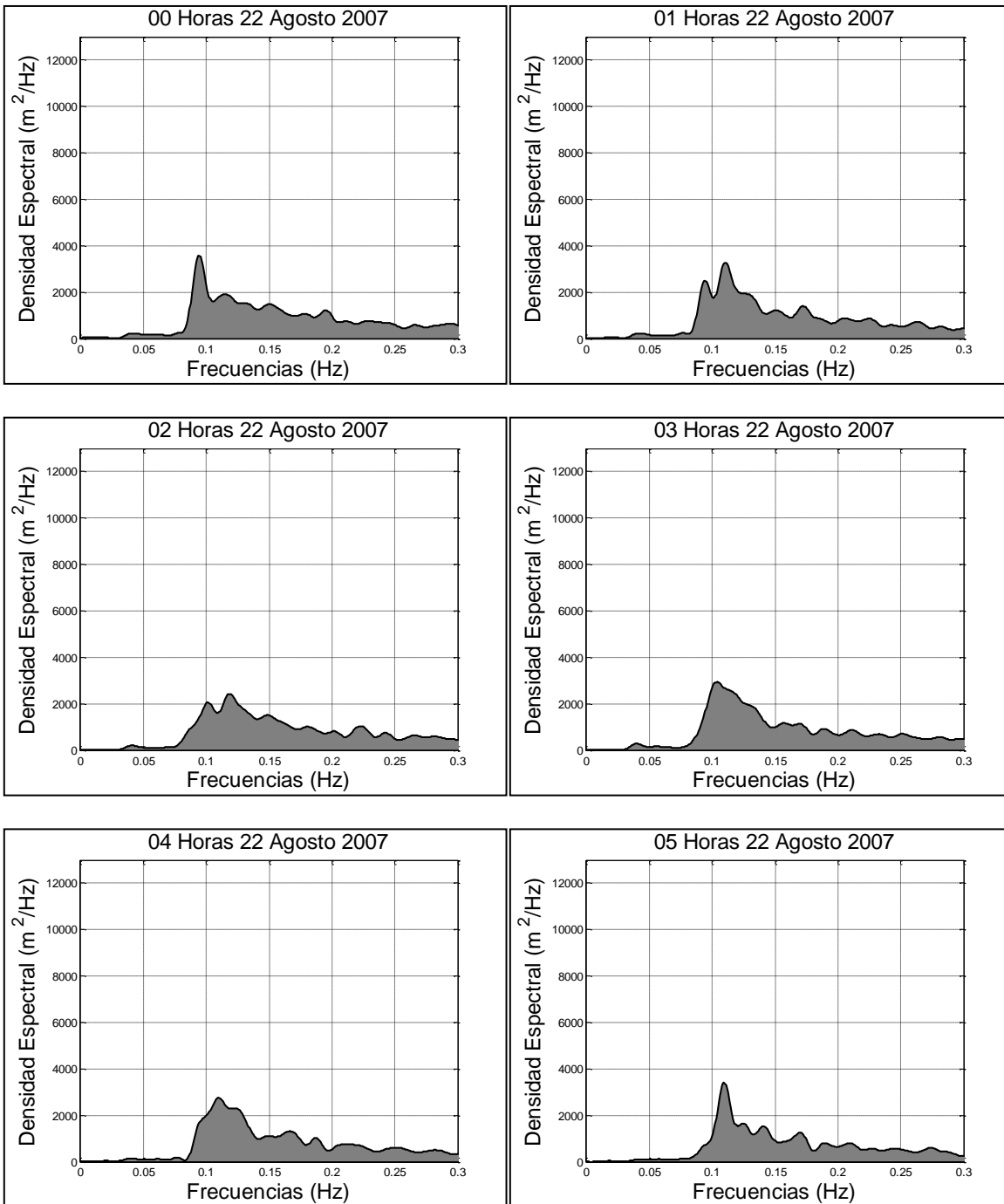


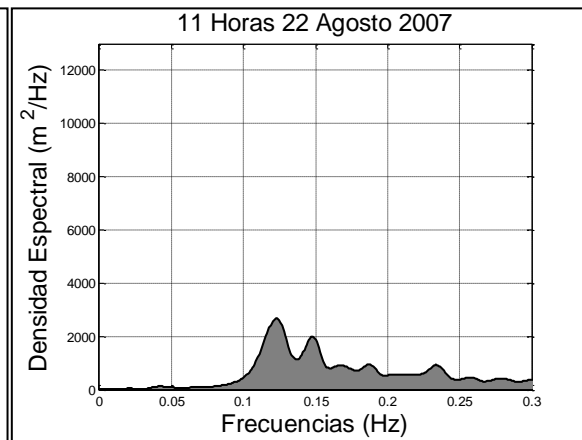
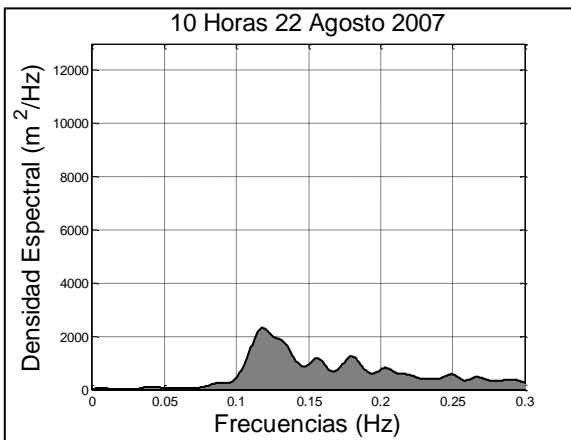
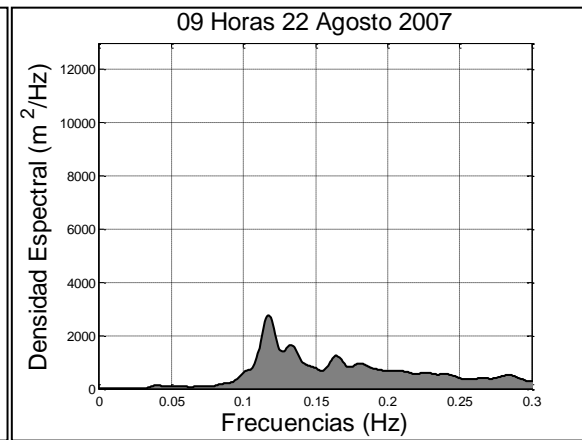
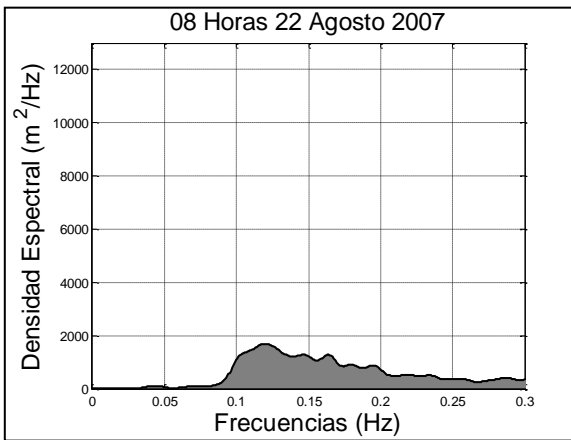
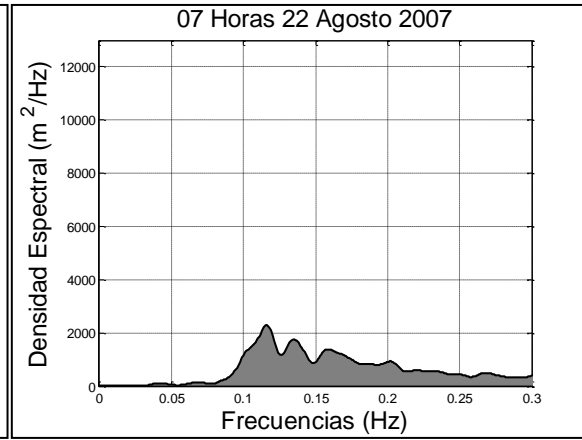
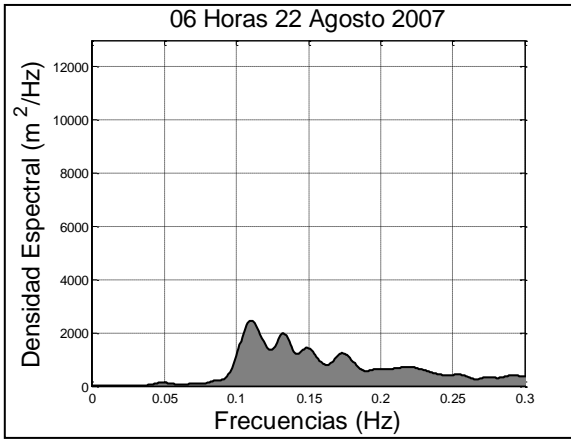


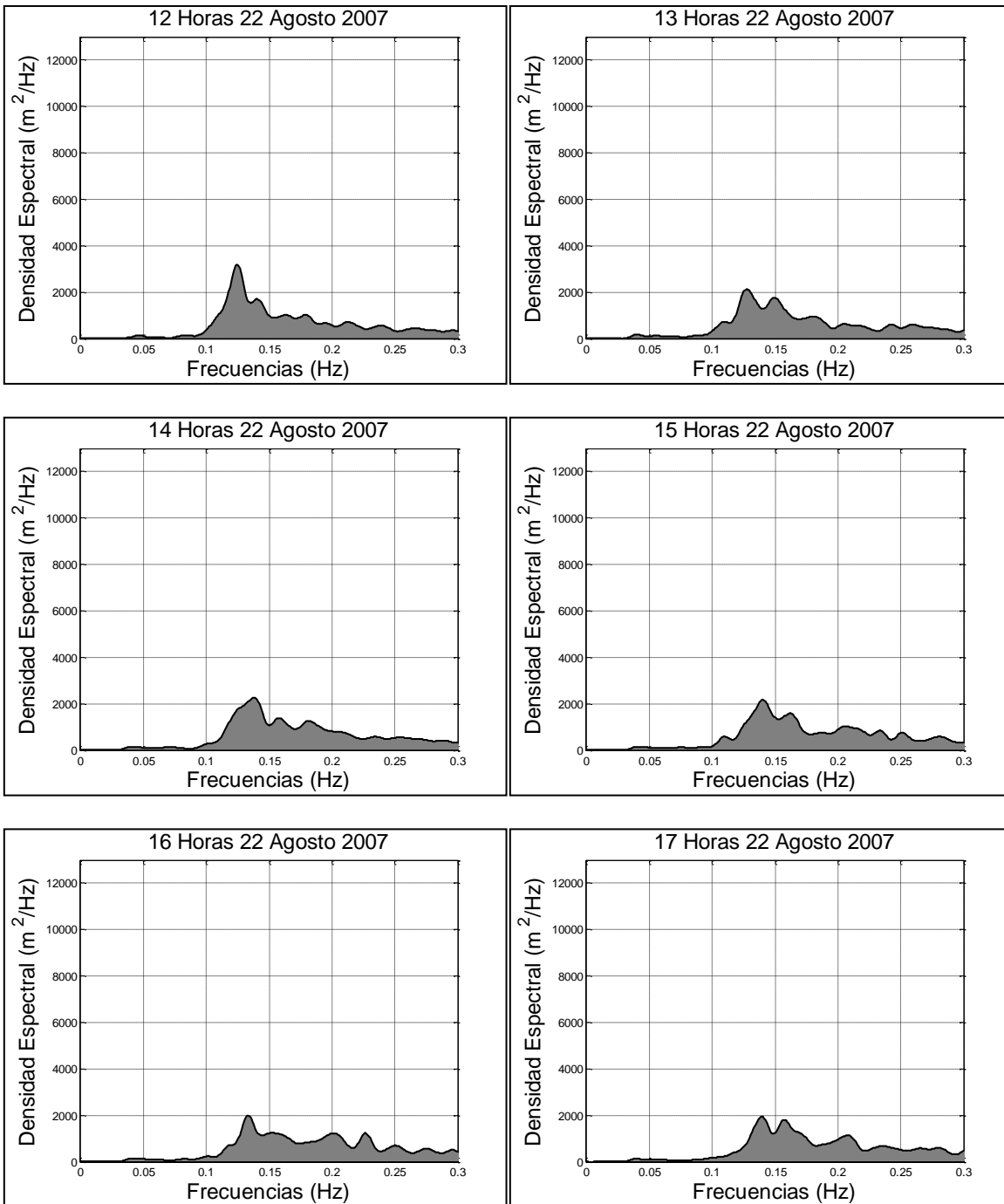


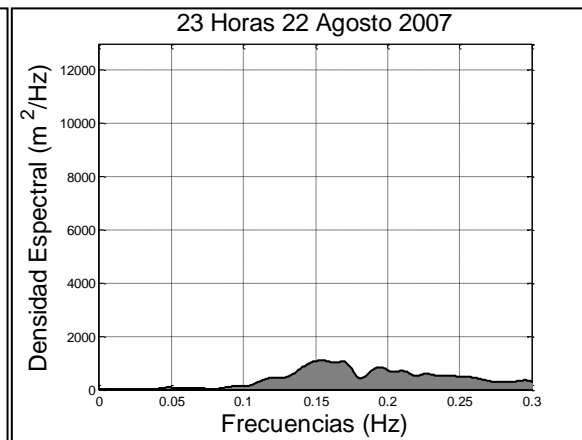
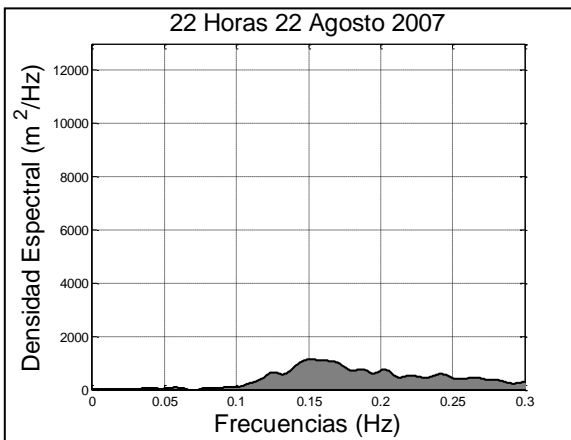
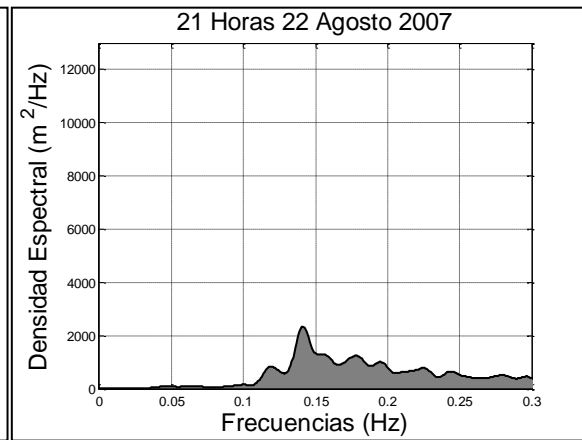
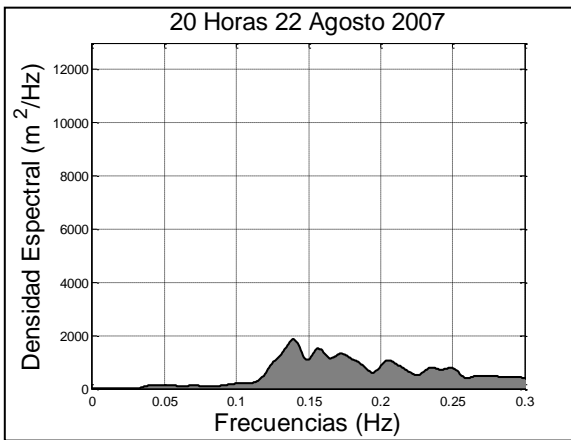
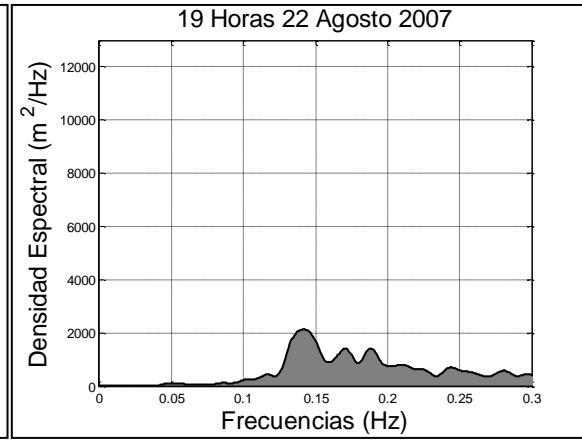
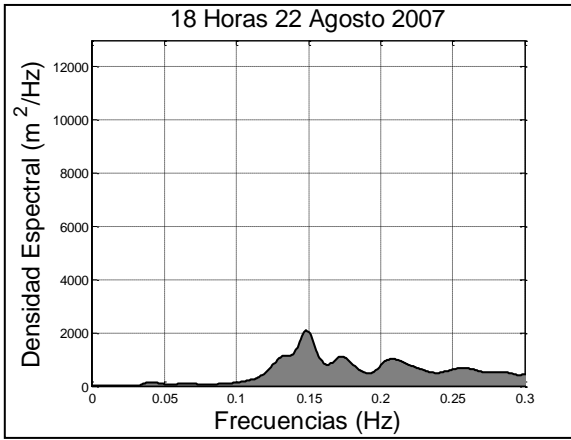




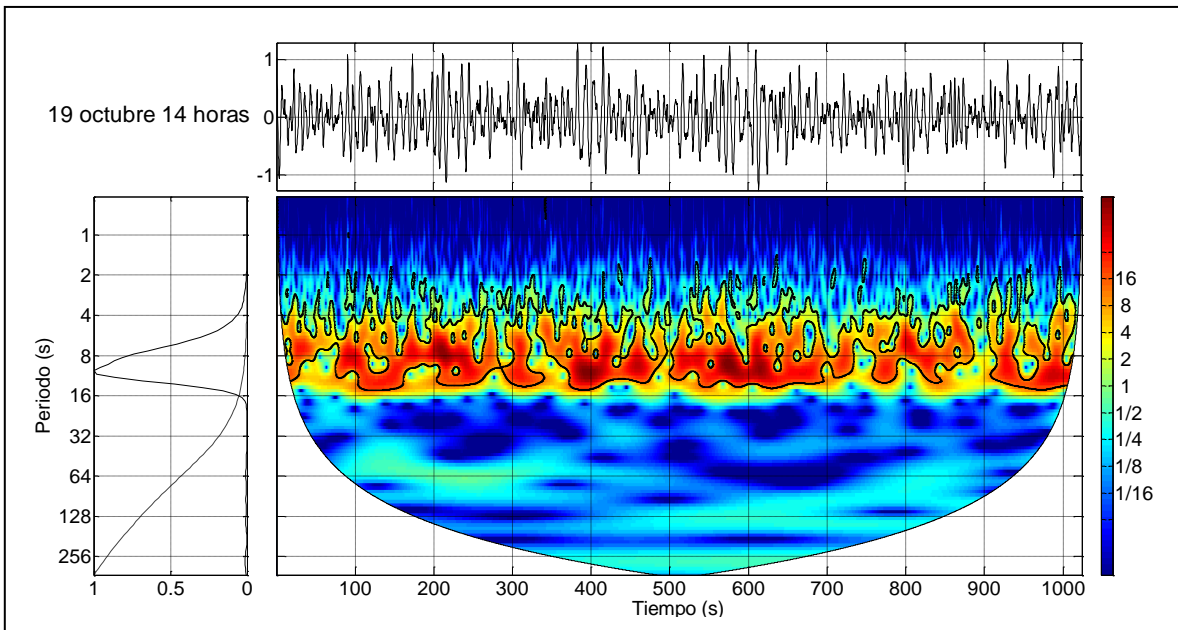
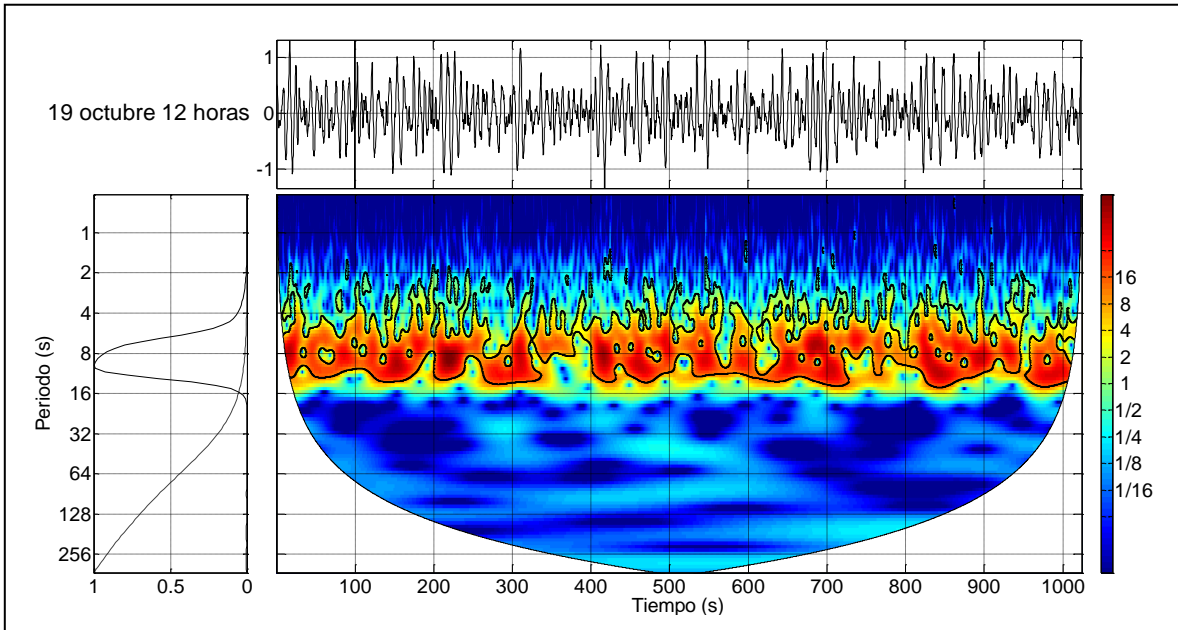


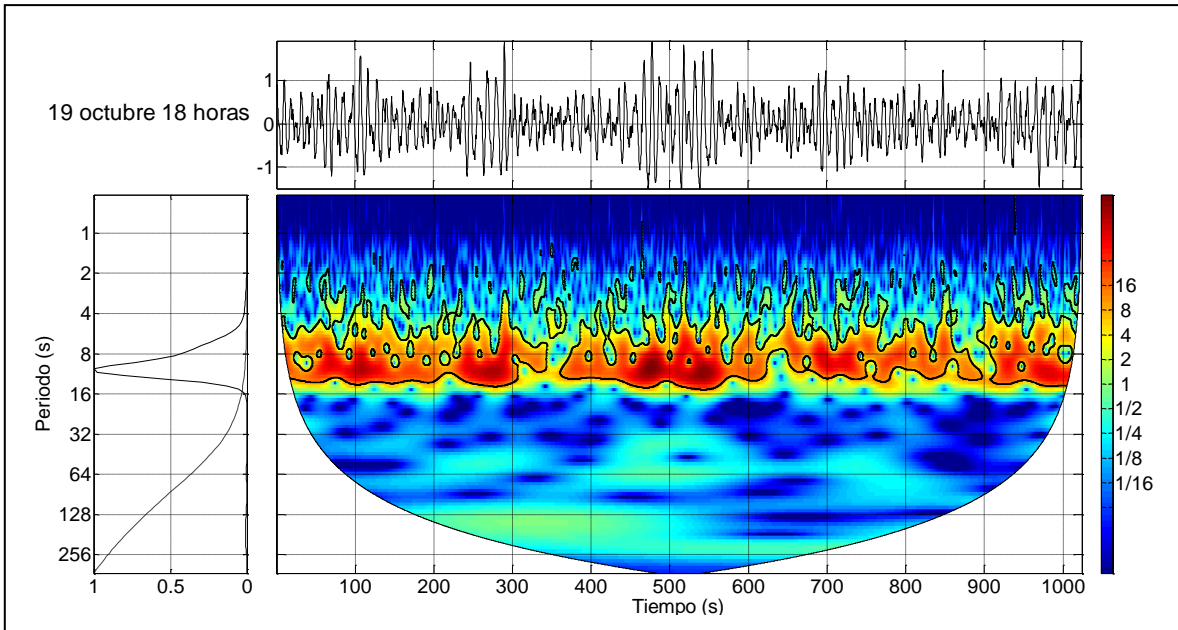
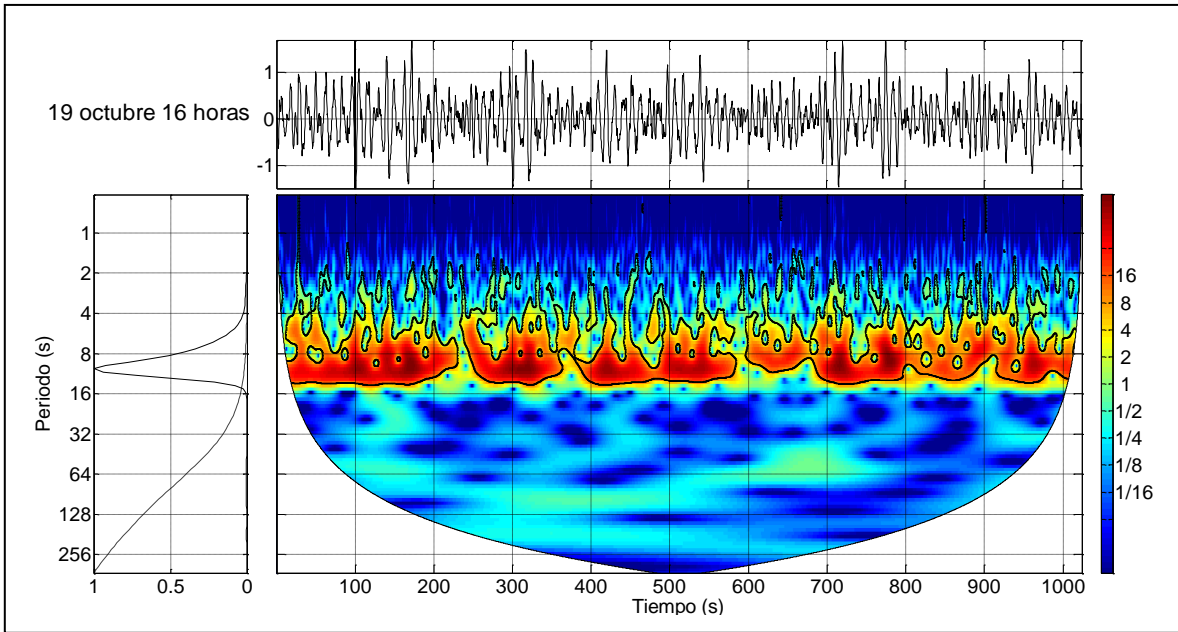


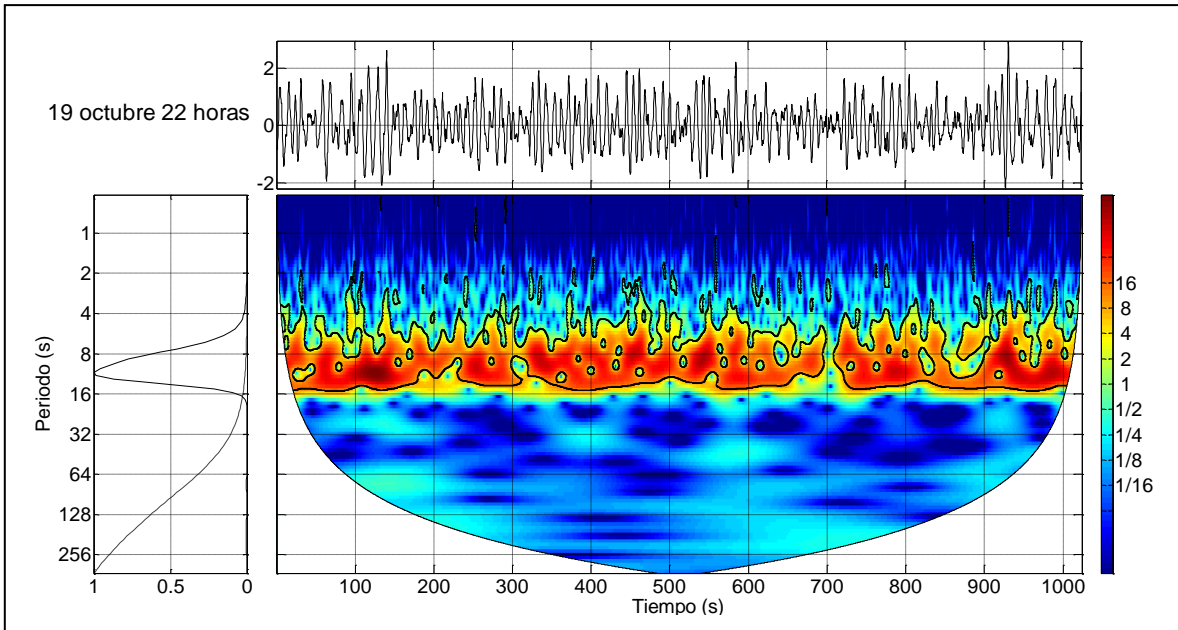
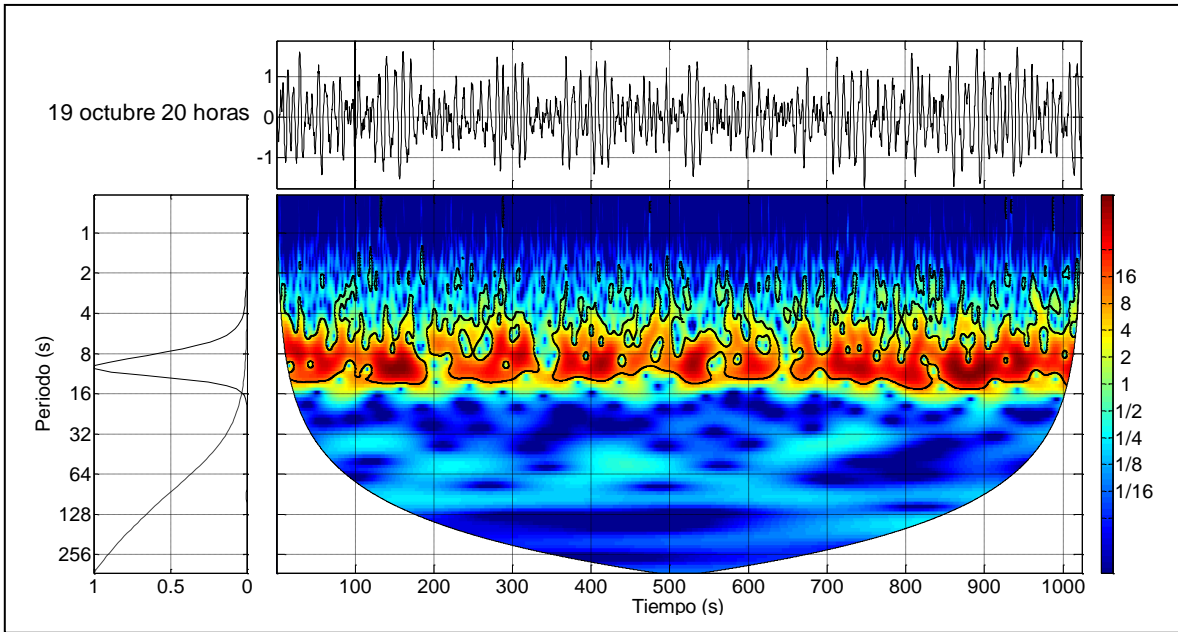


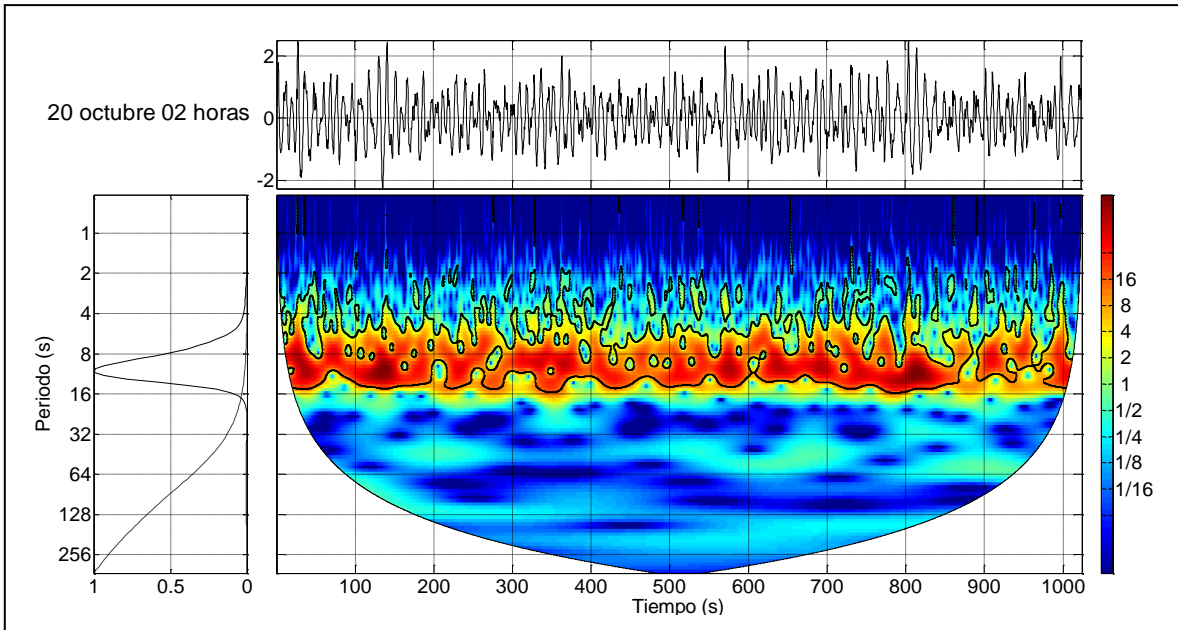
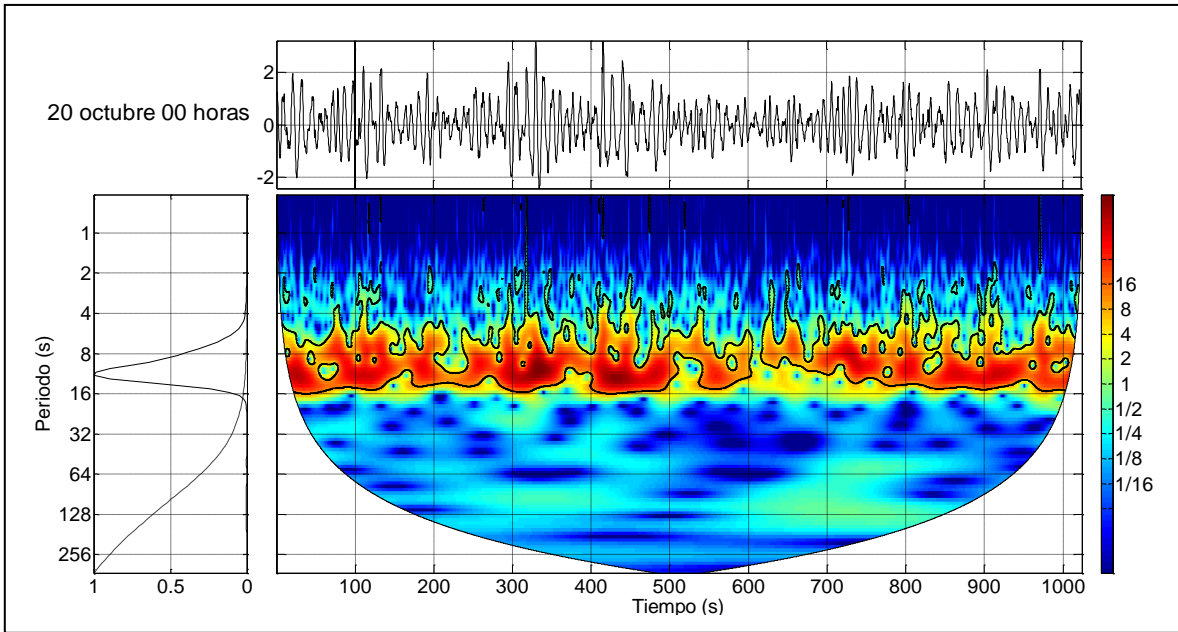


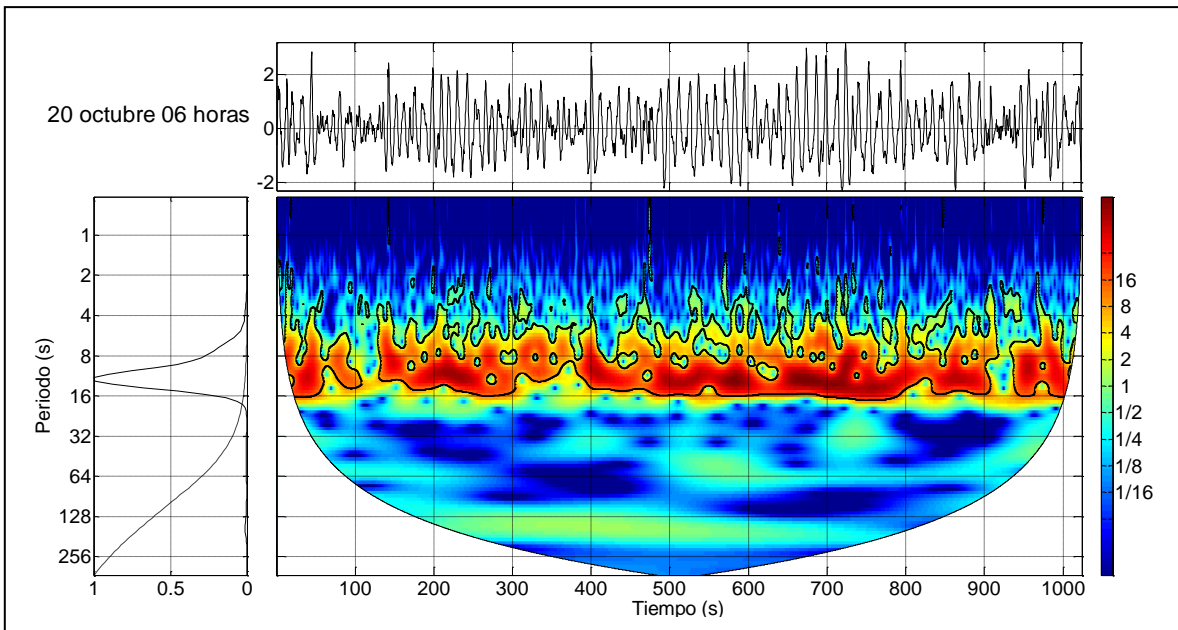
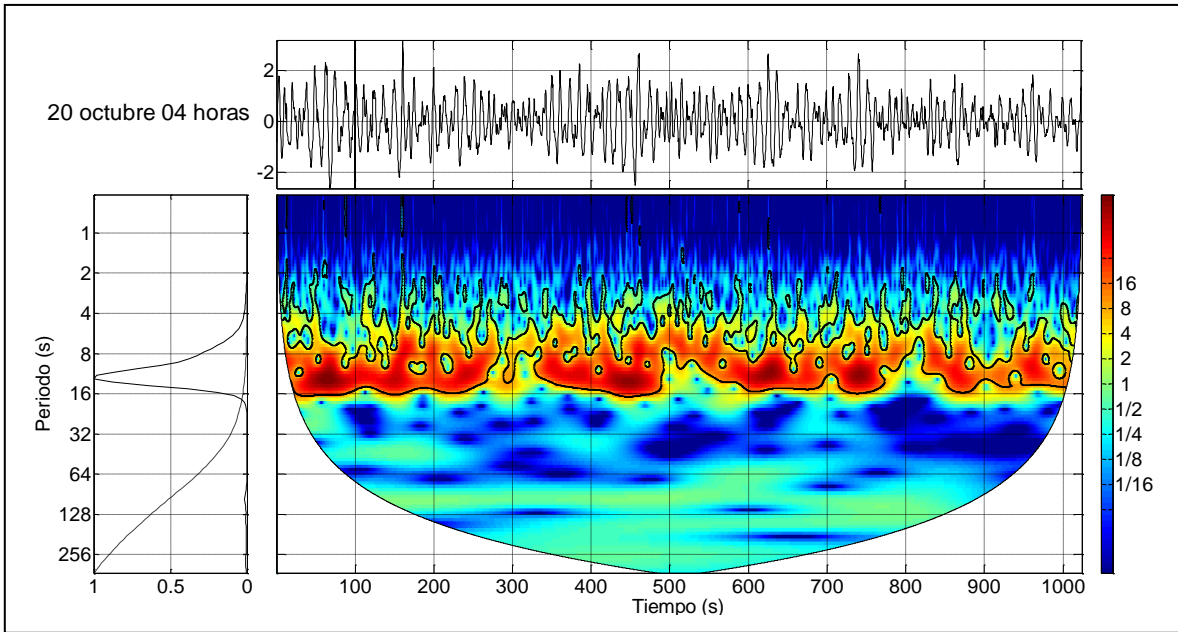
X.6 Análisis espectral del oleaje del huracán Wilma utilizando el método de Wavelets. (desde el 19 de octubre de 2005 a las 12 h hasta el 23 de octubre de 2005 a las 22 h)

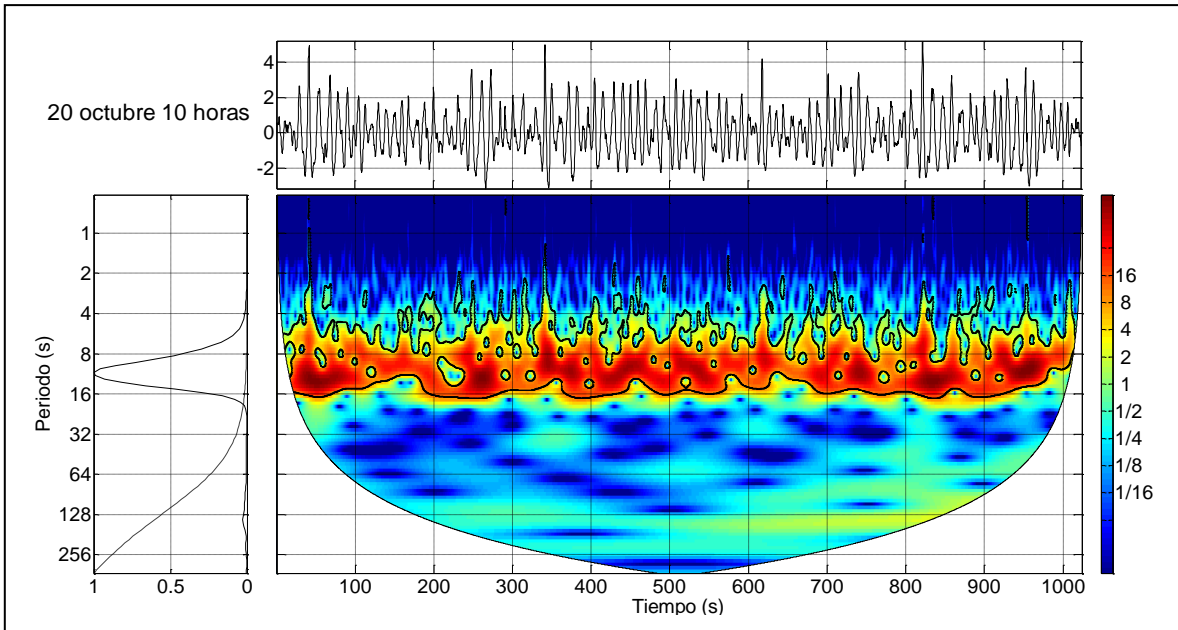
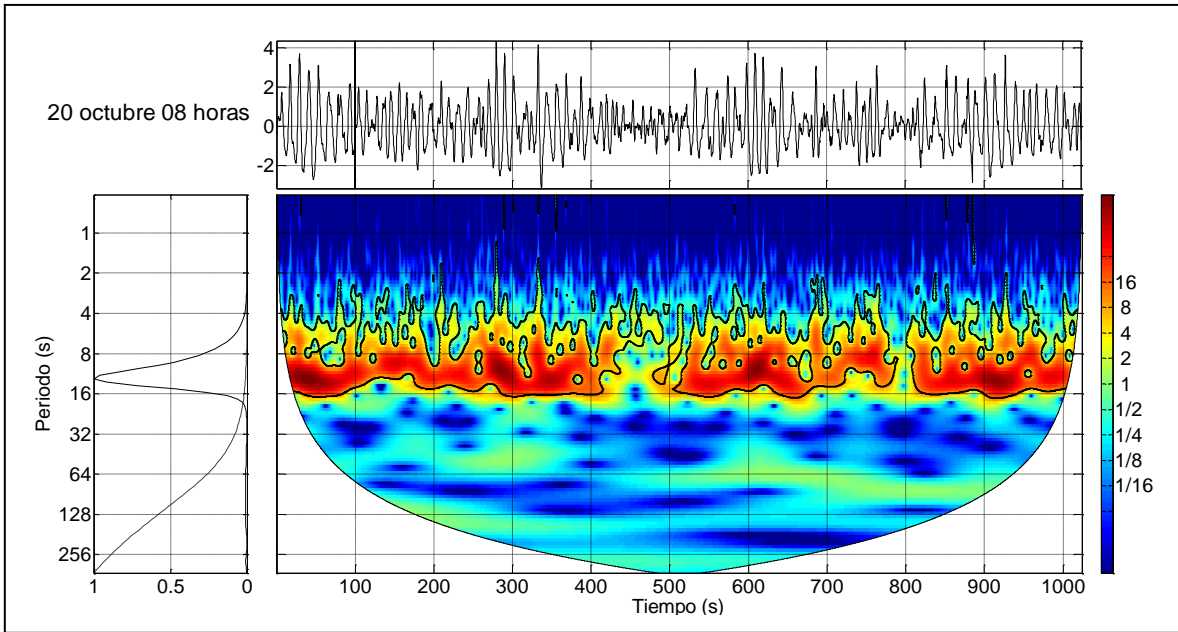


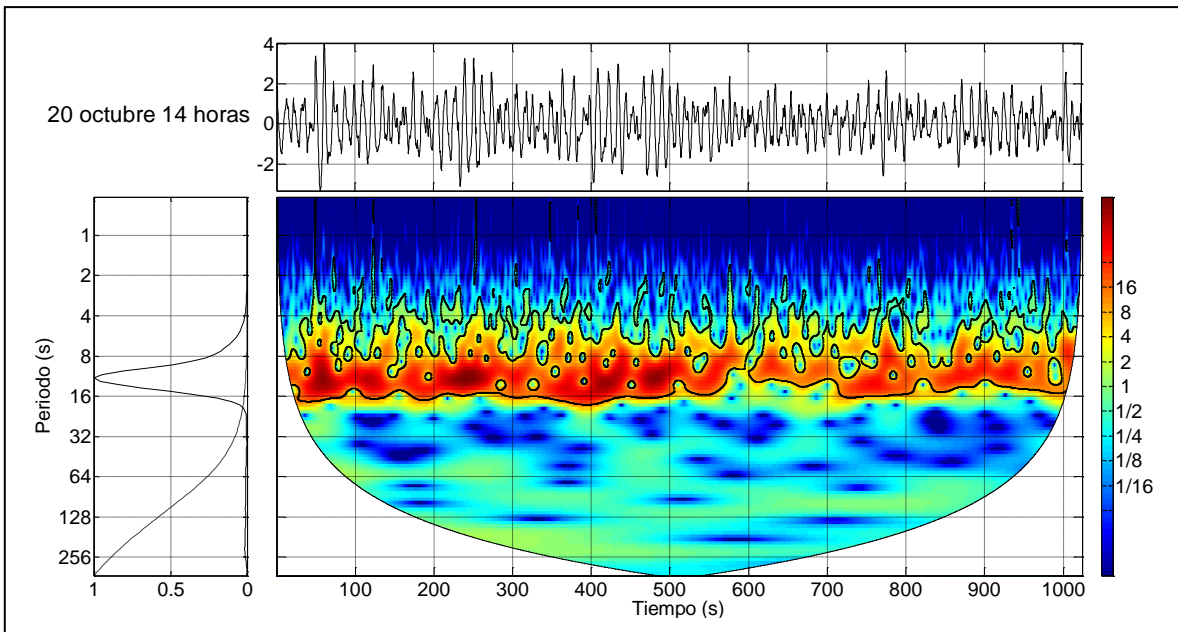
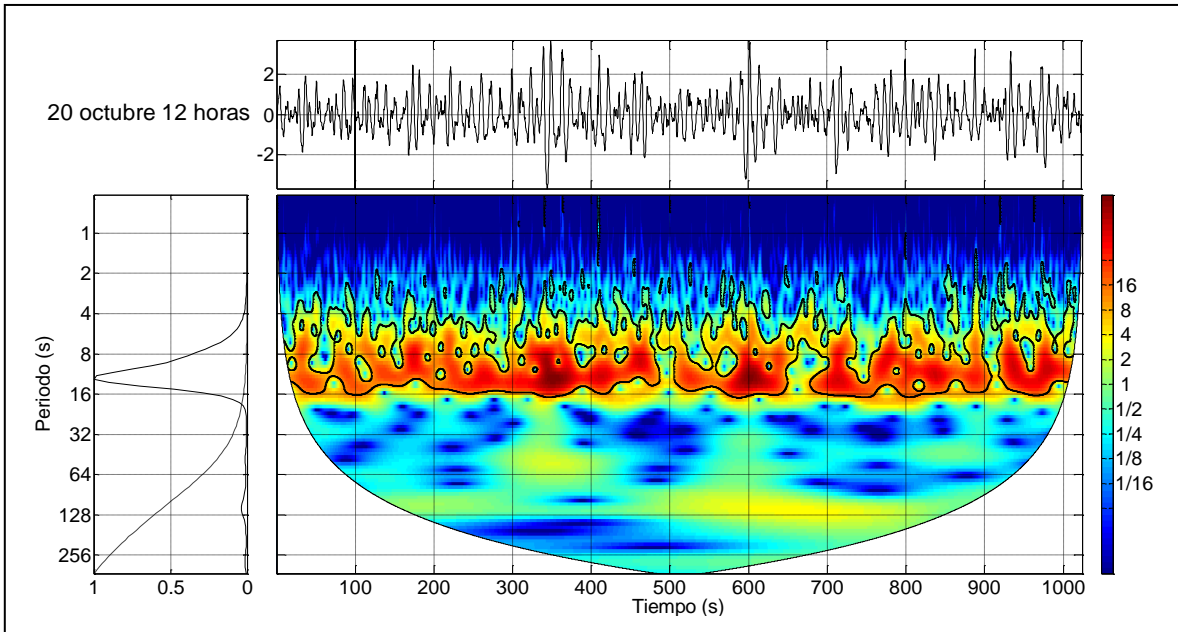


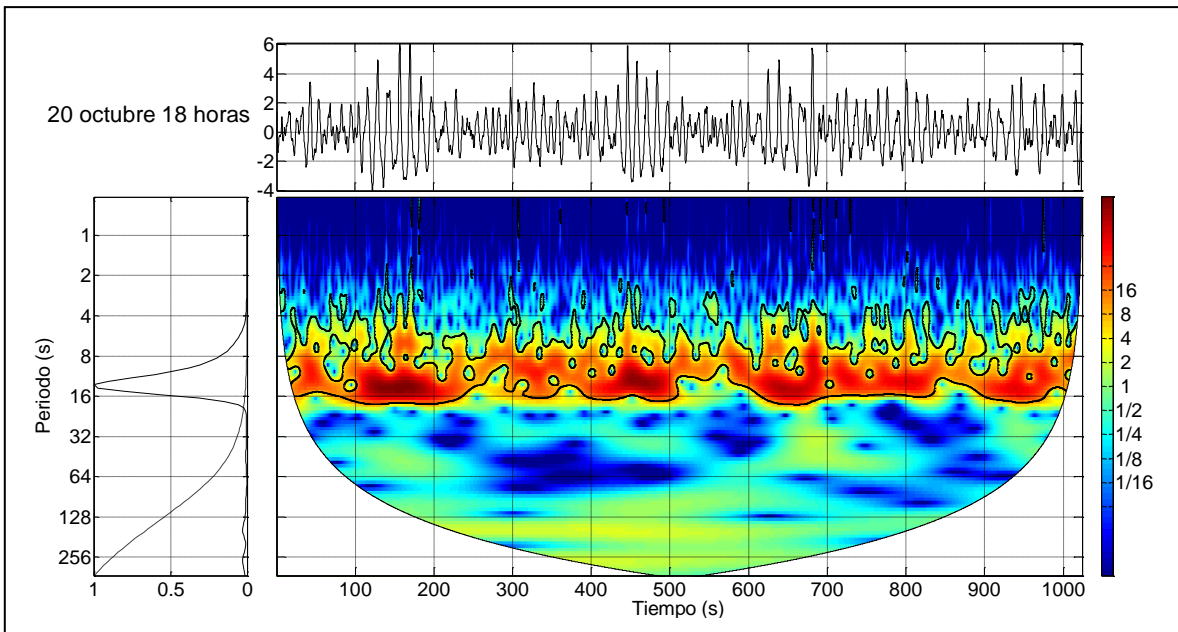
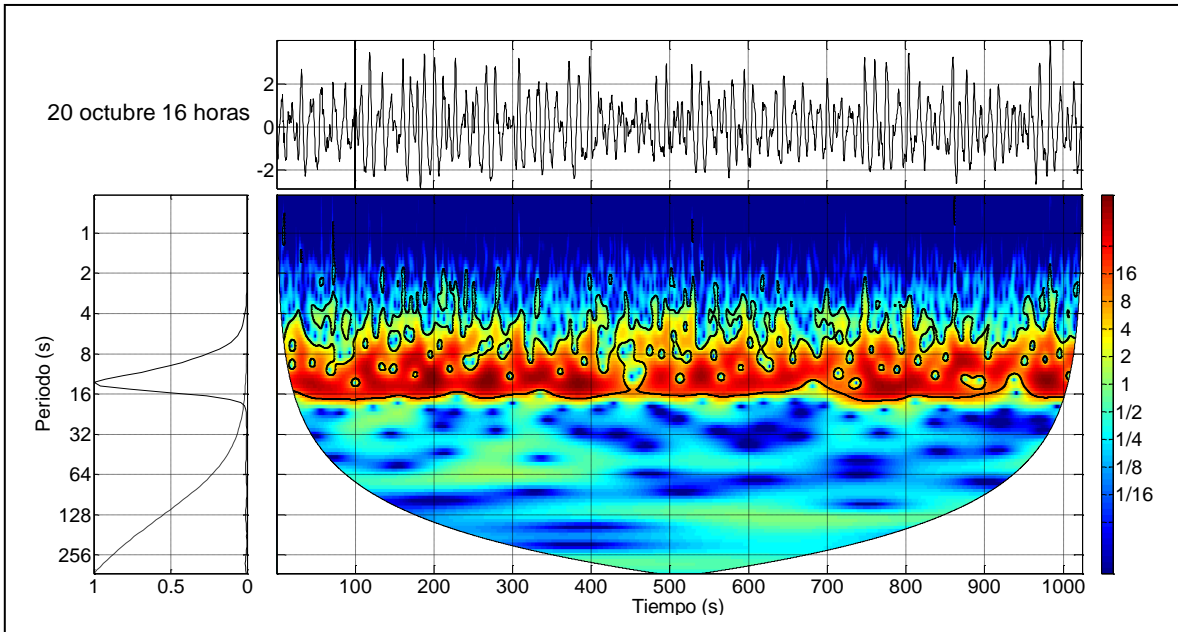


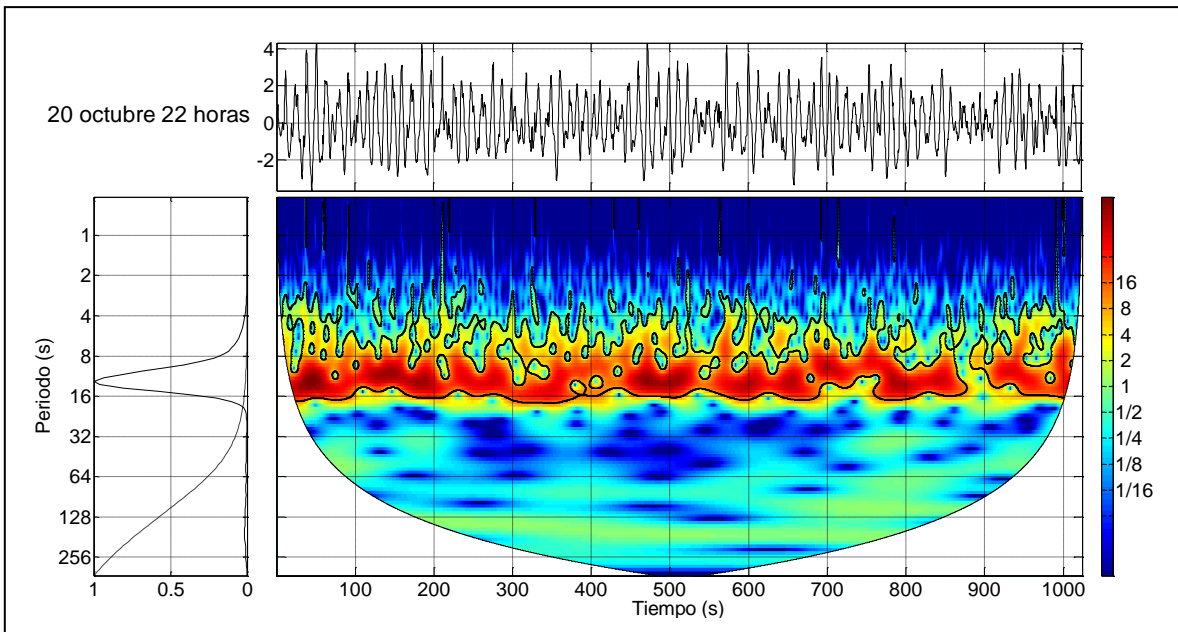
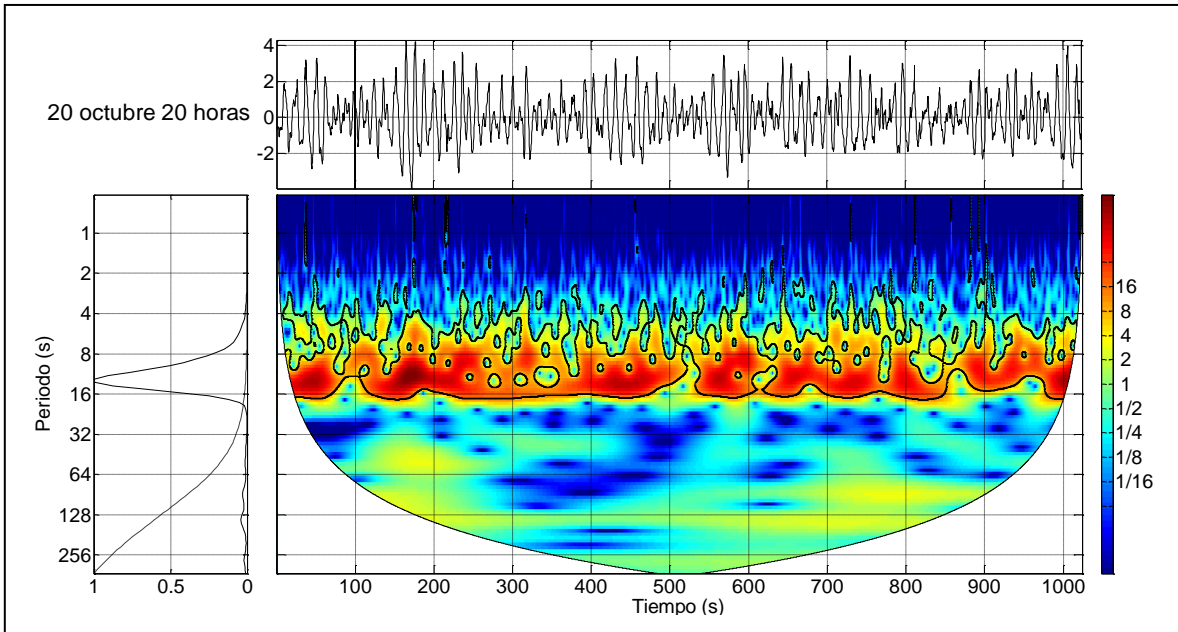


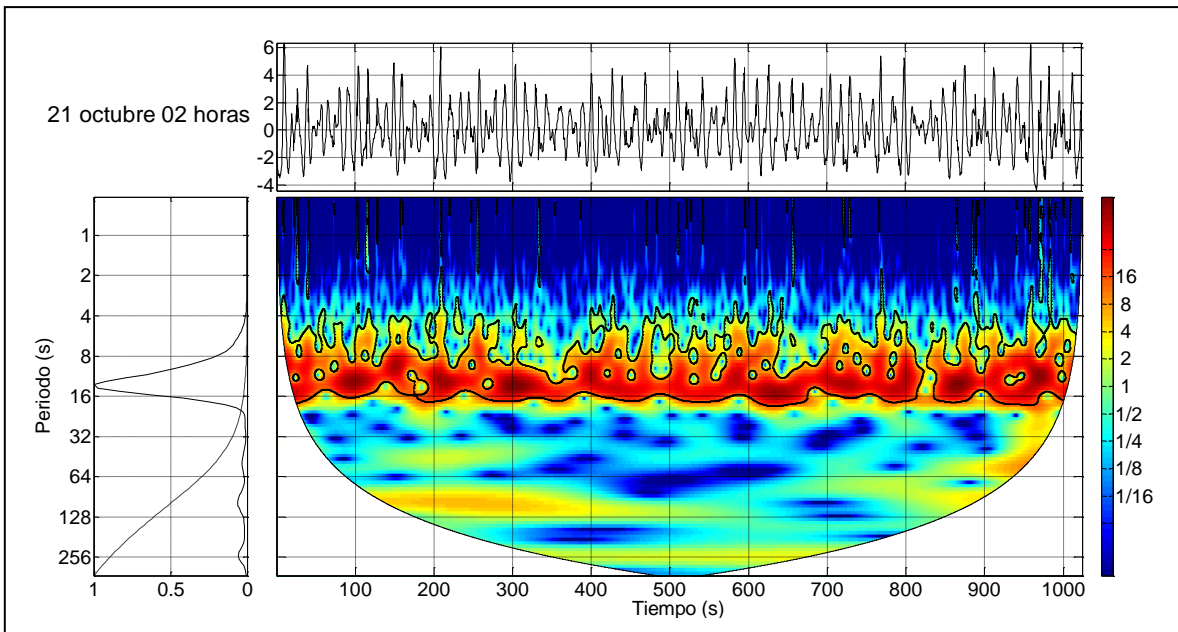
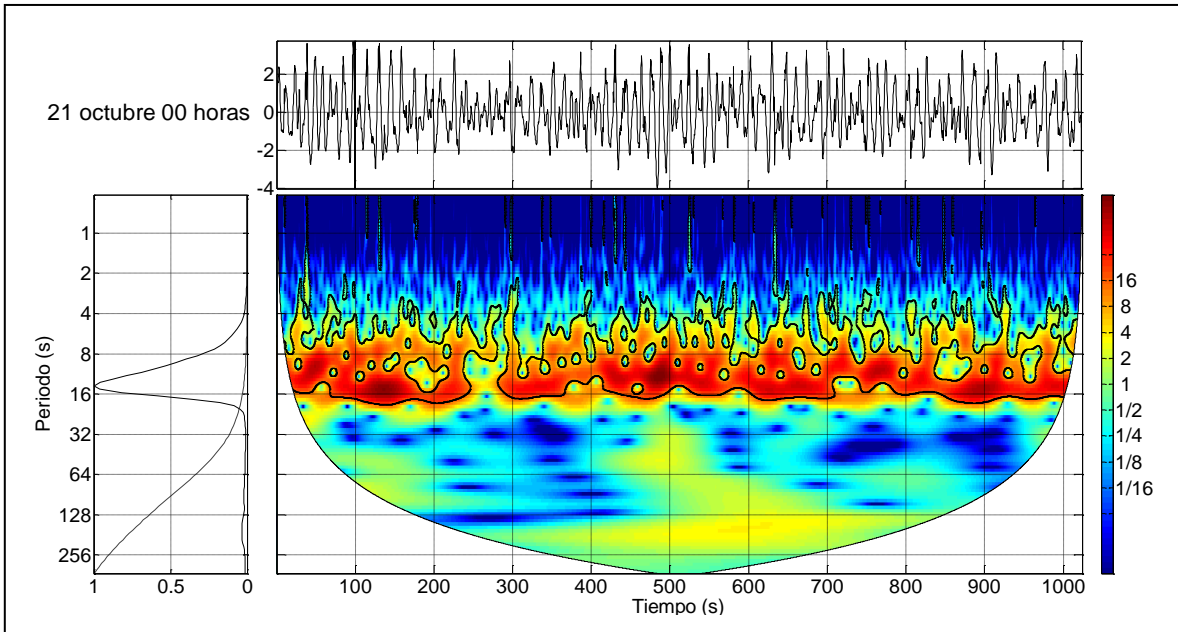


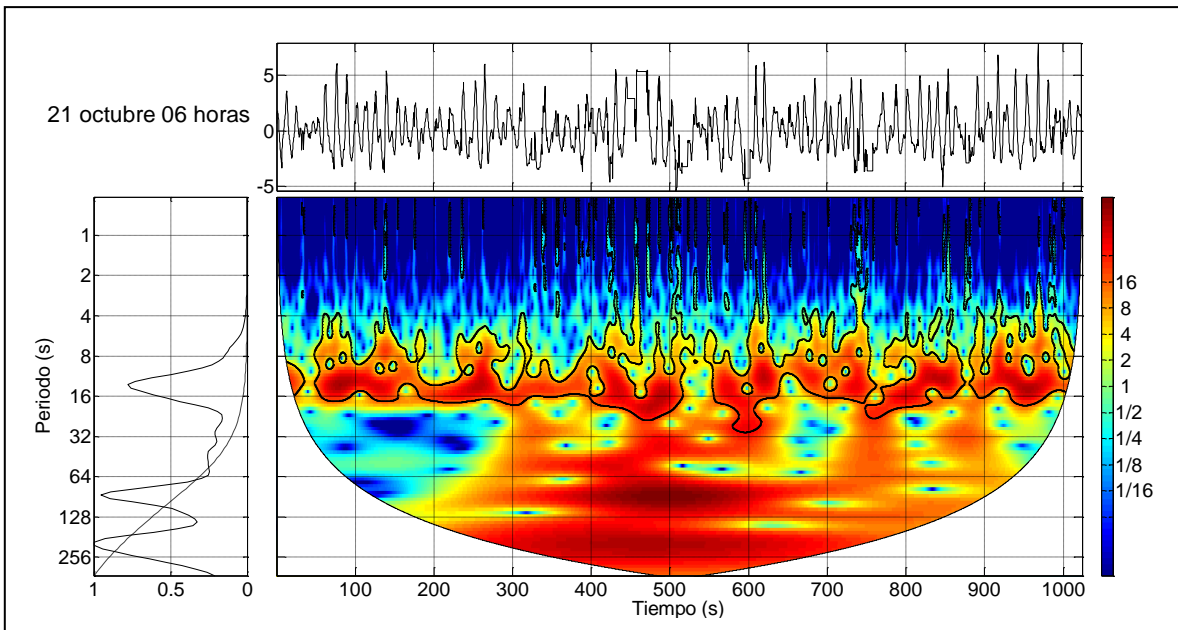
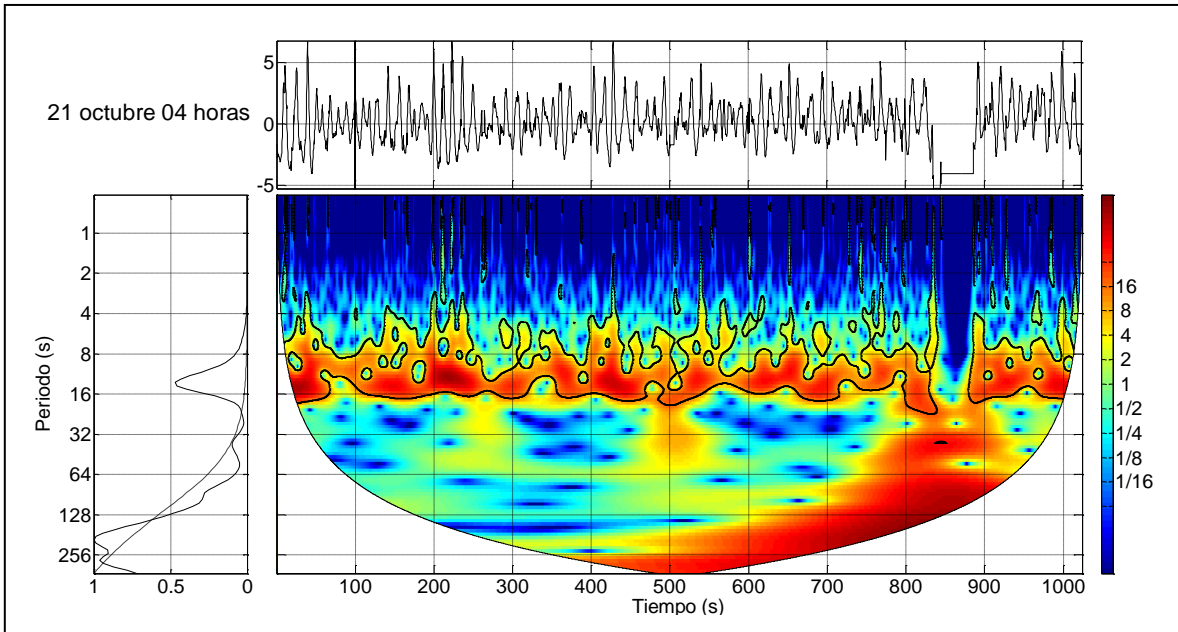


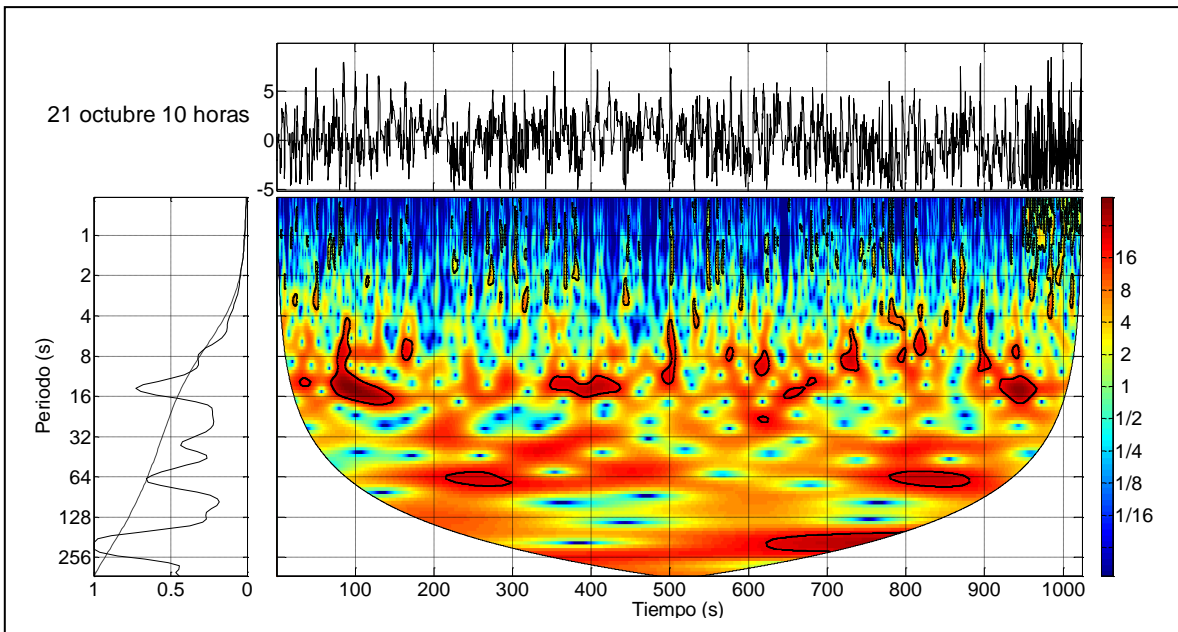
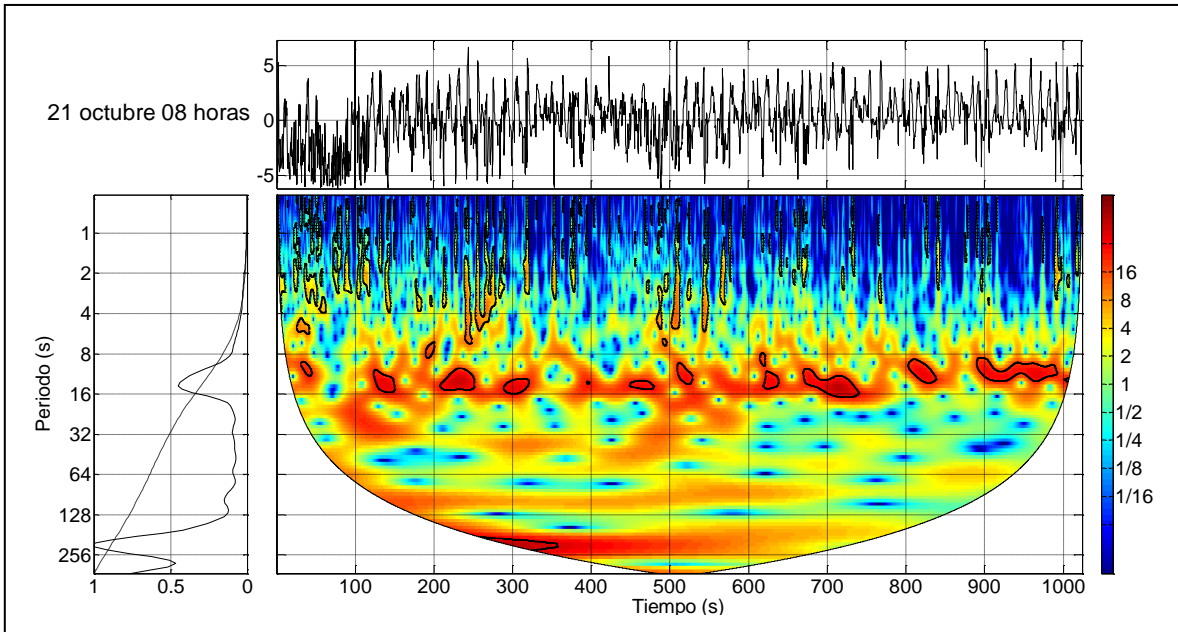


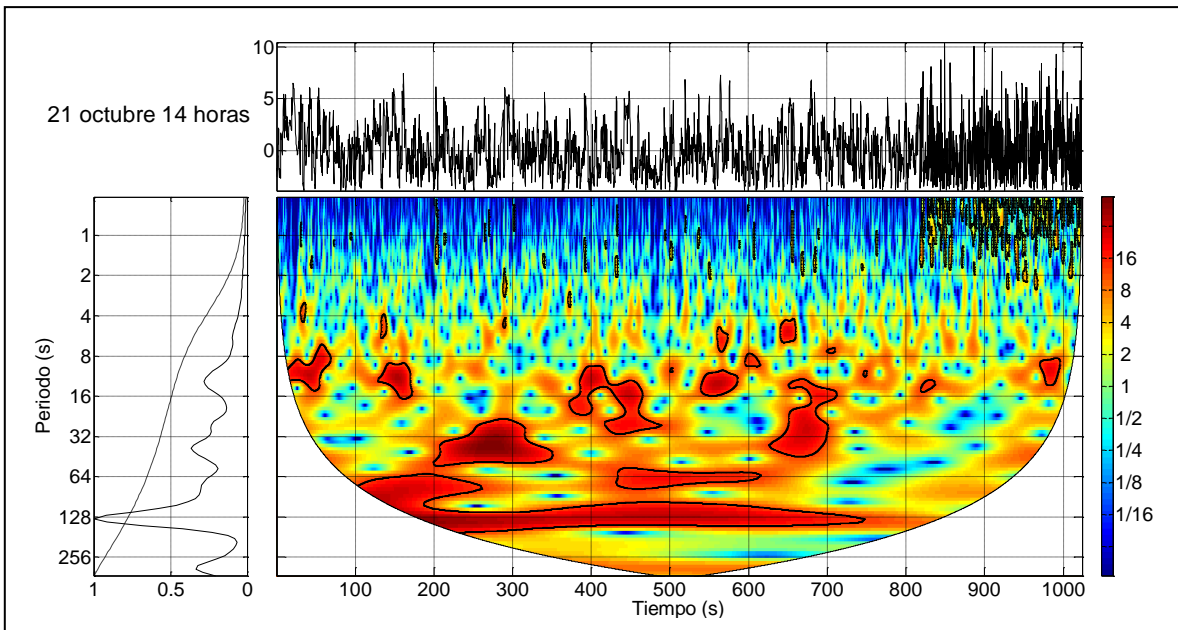
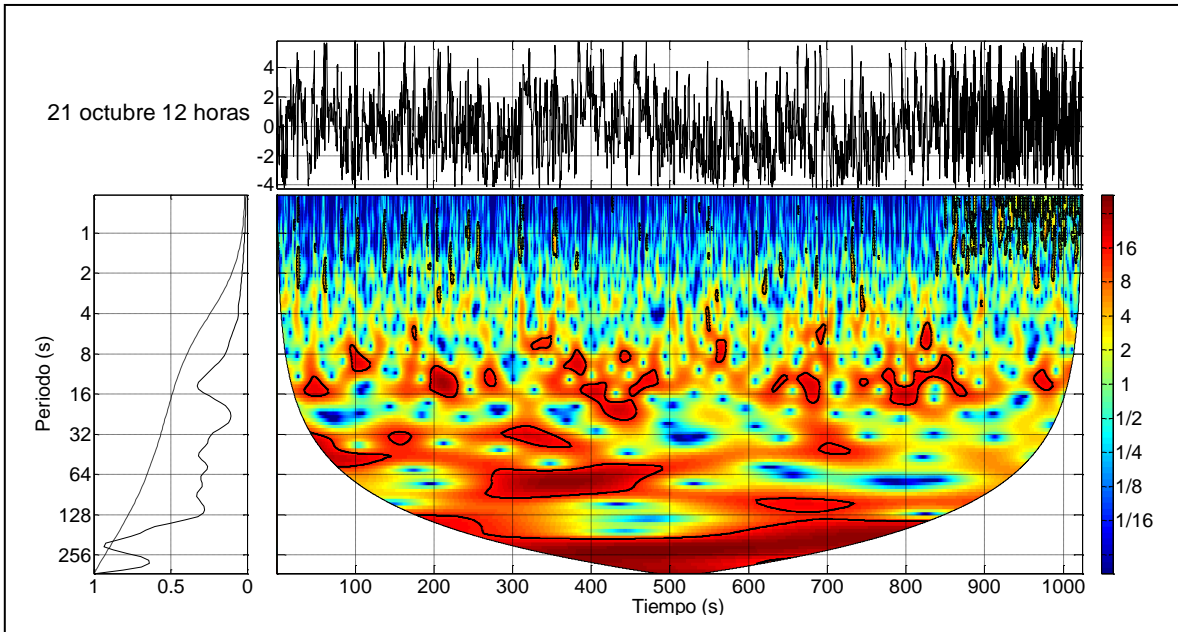


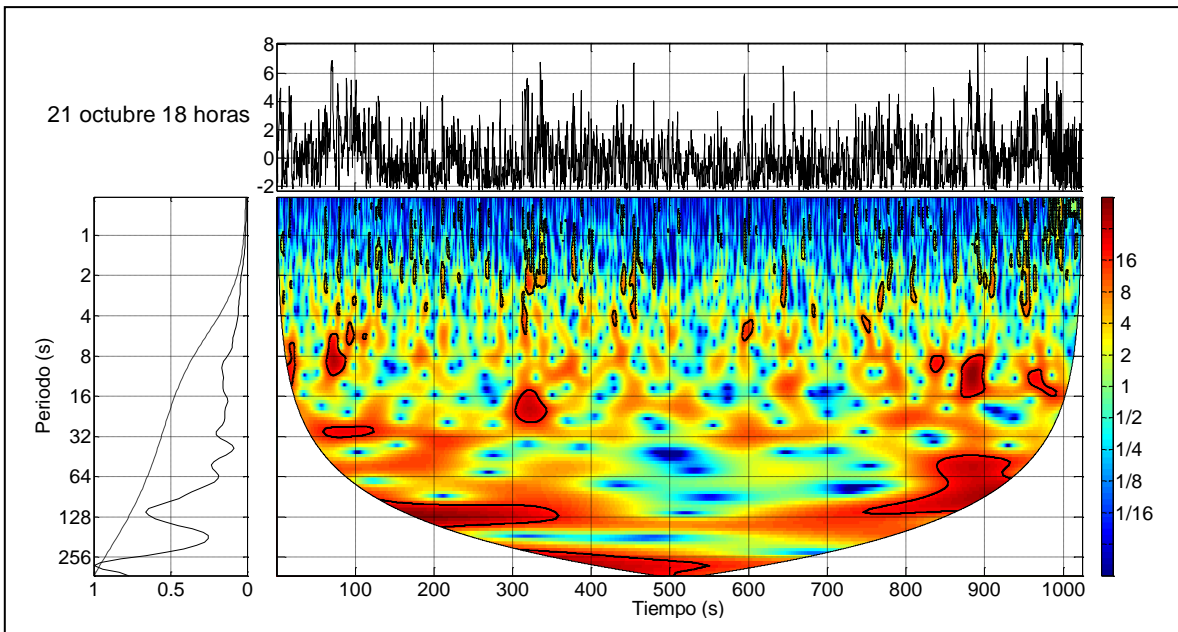
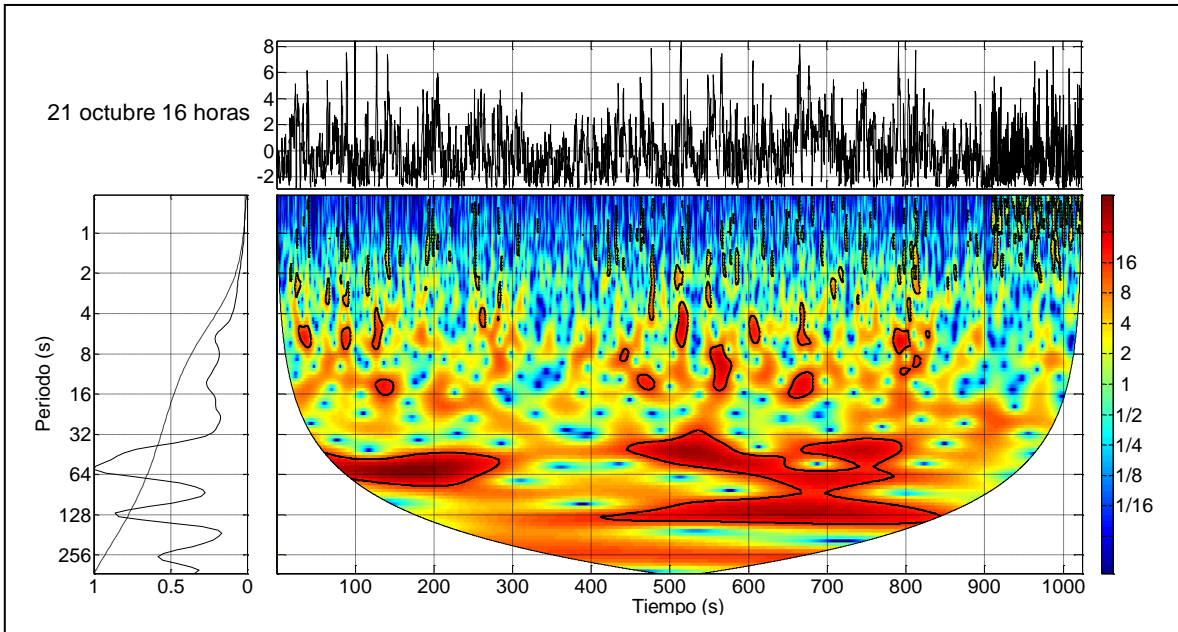


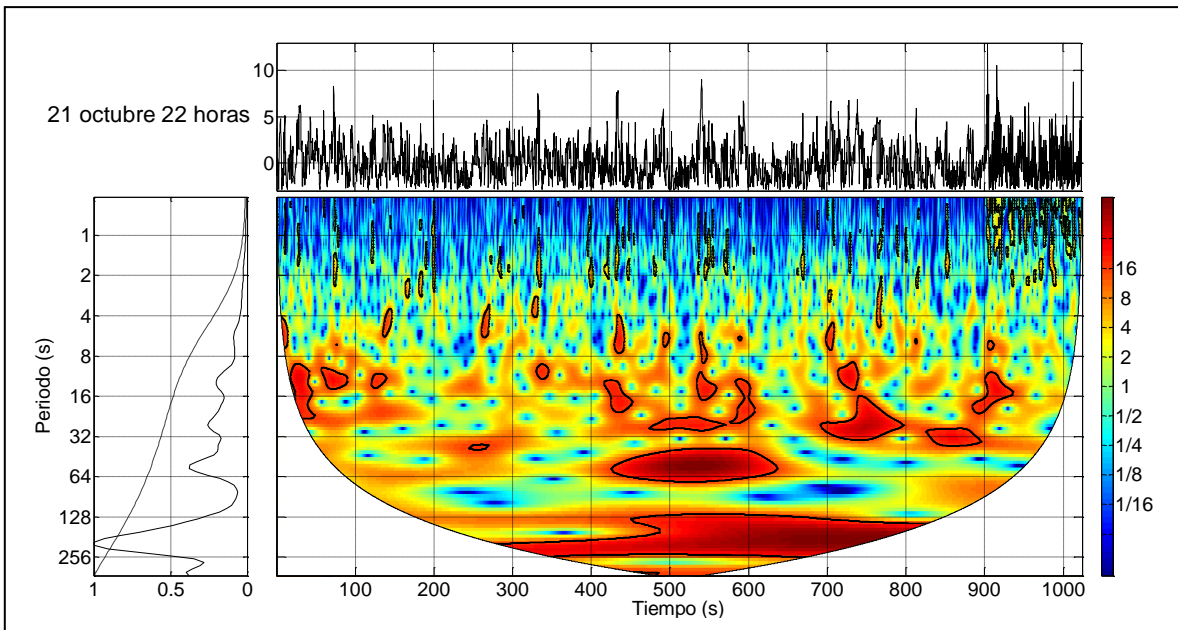
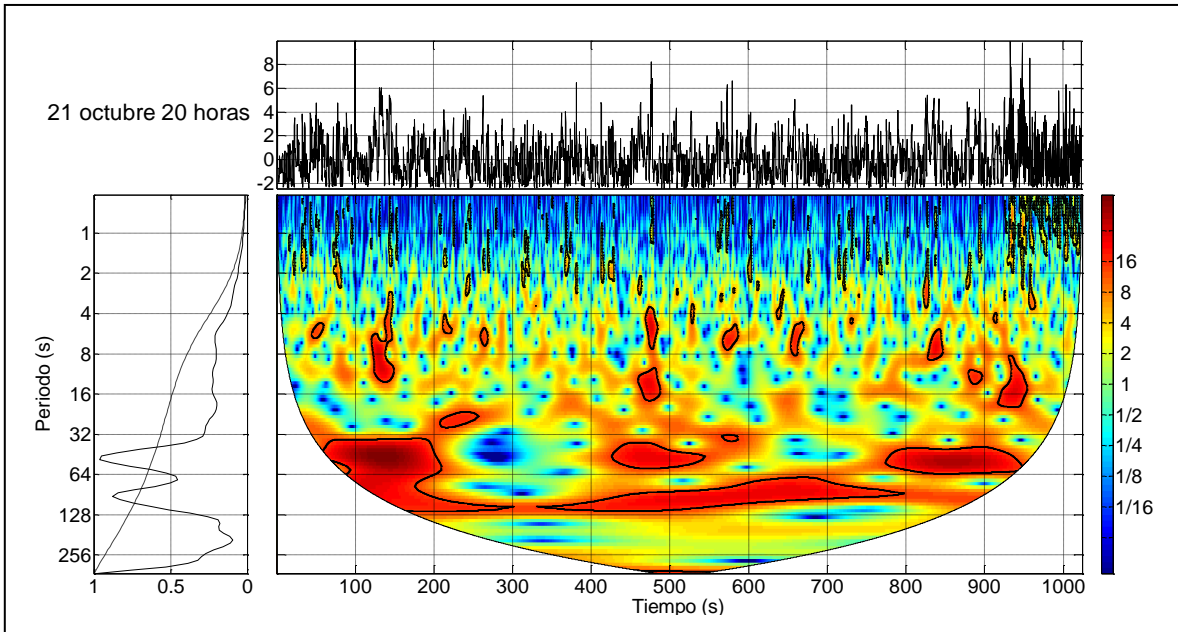


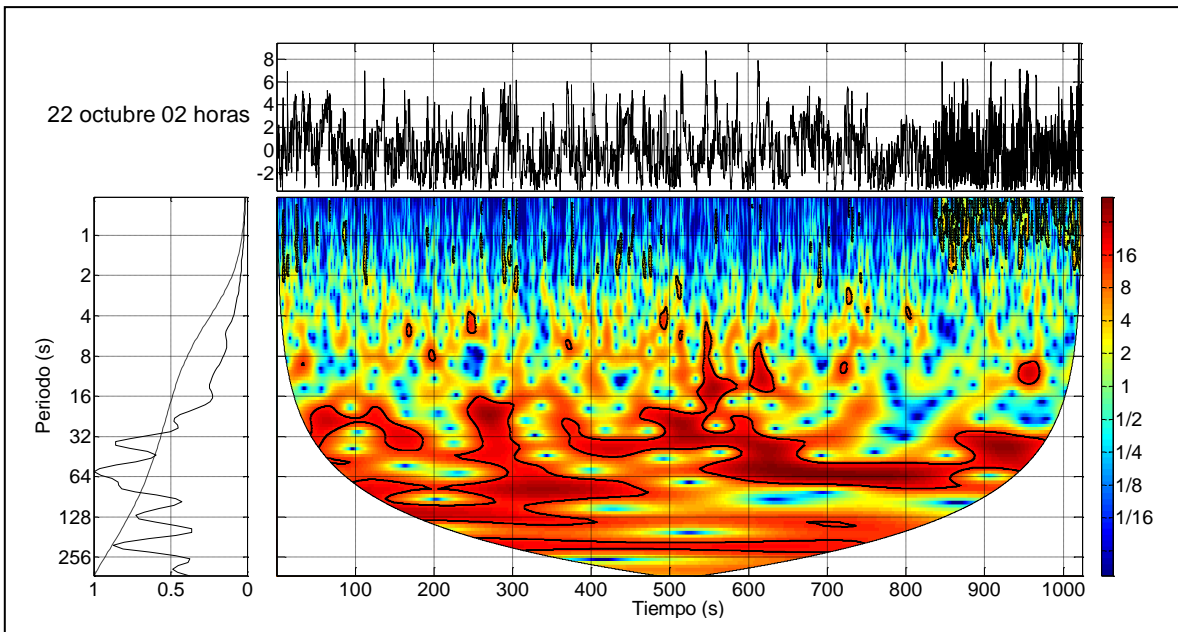
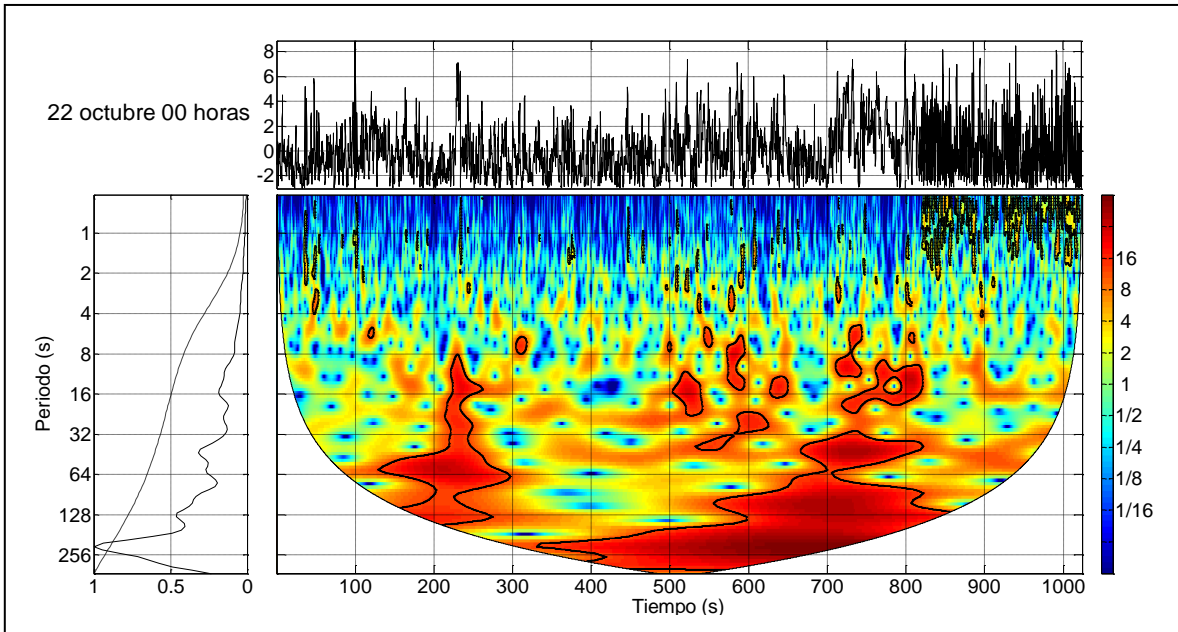


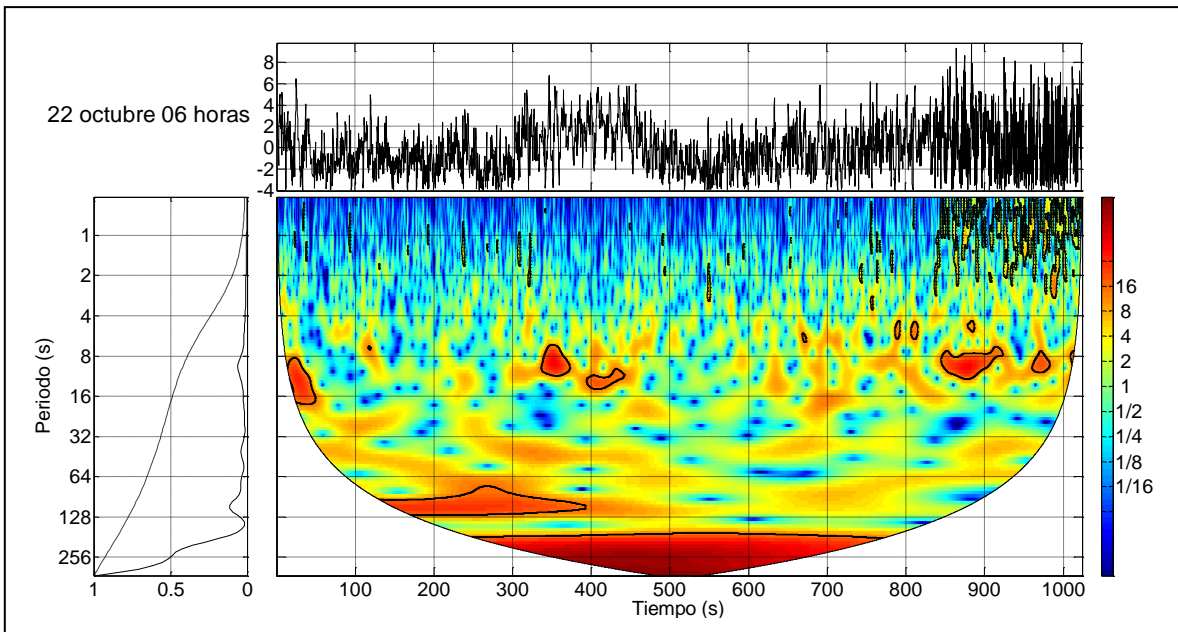
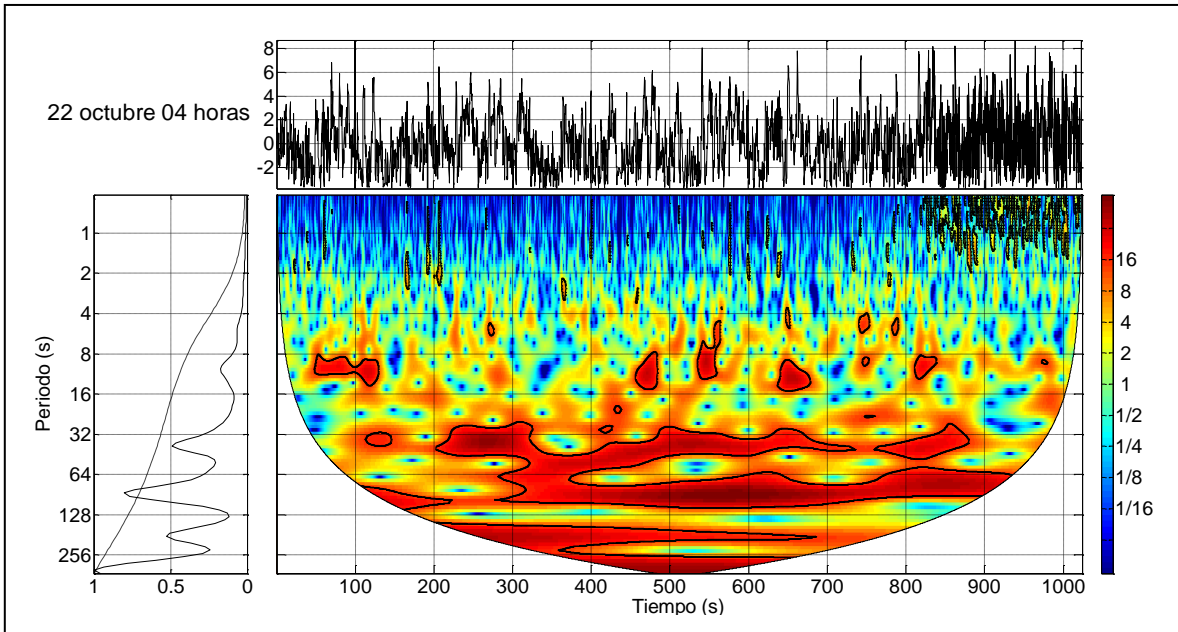


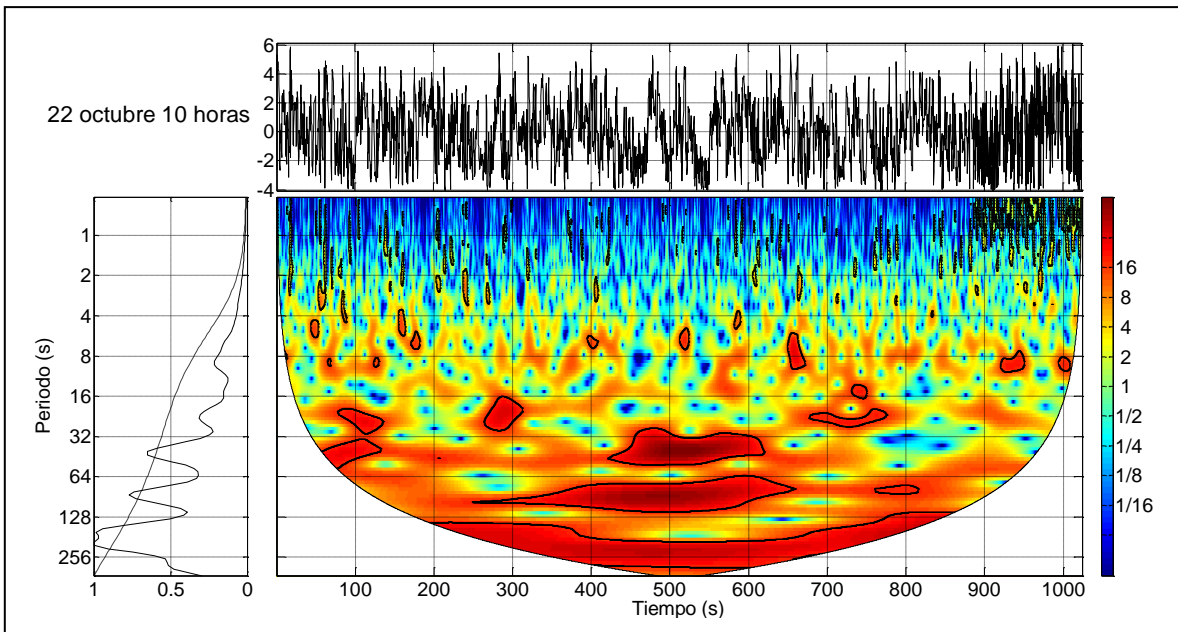
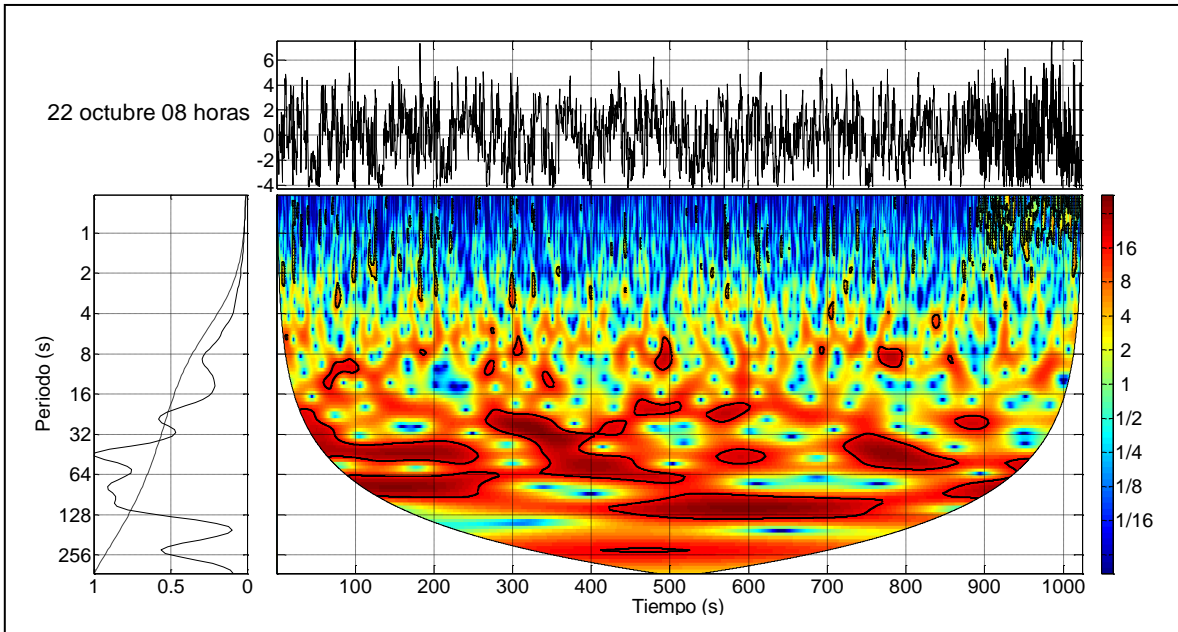


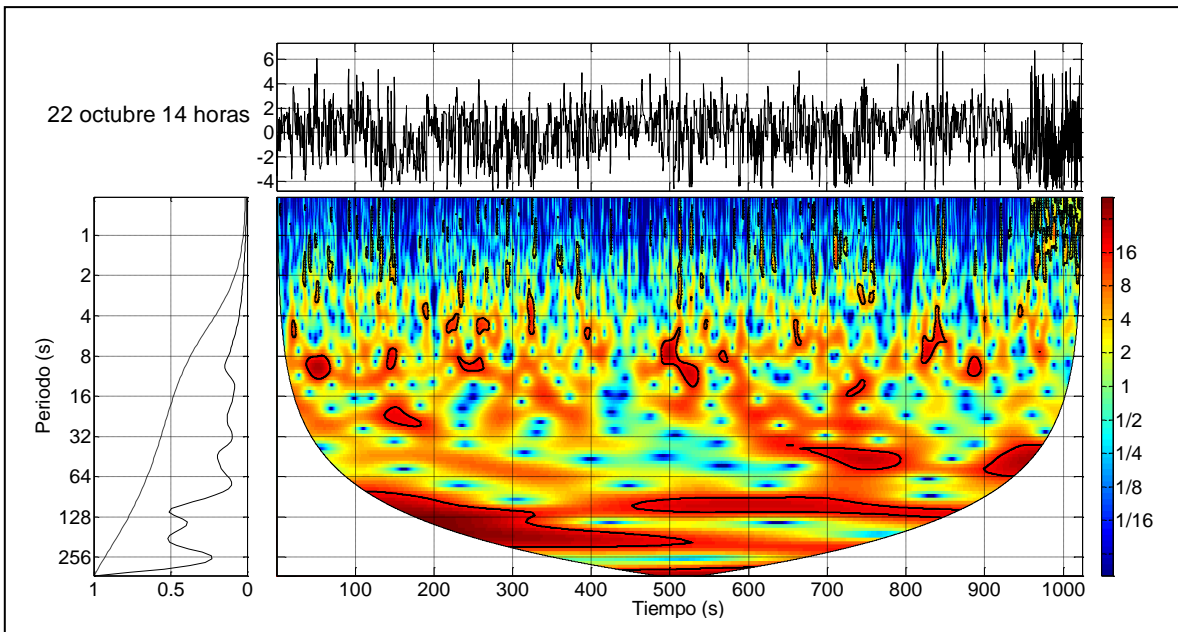
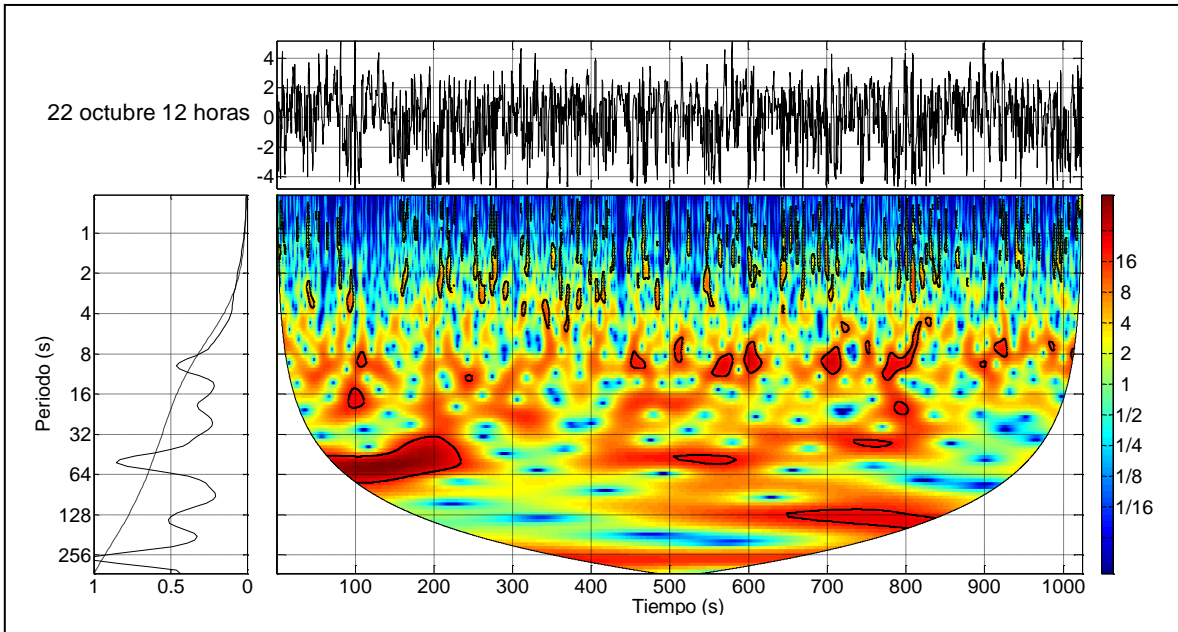


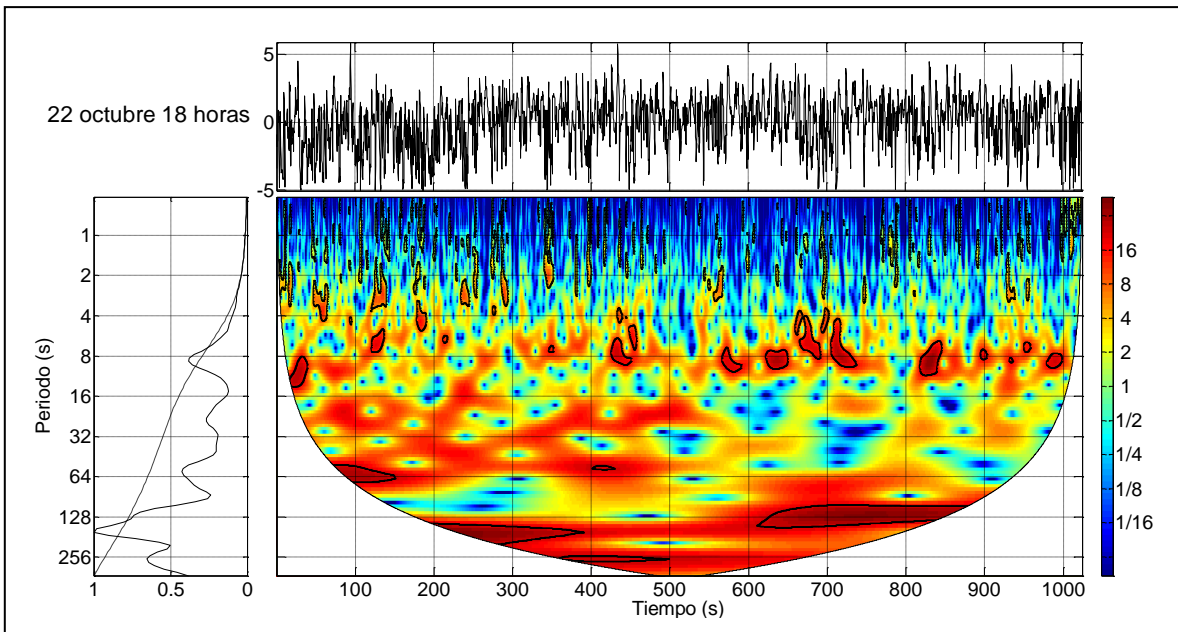
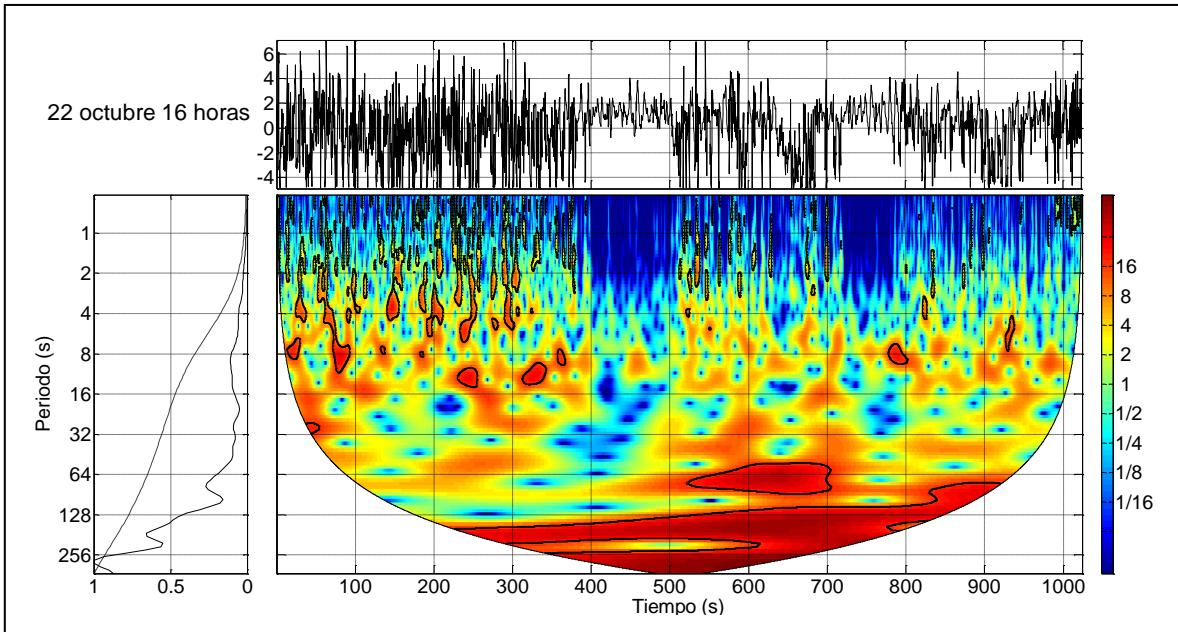


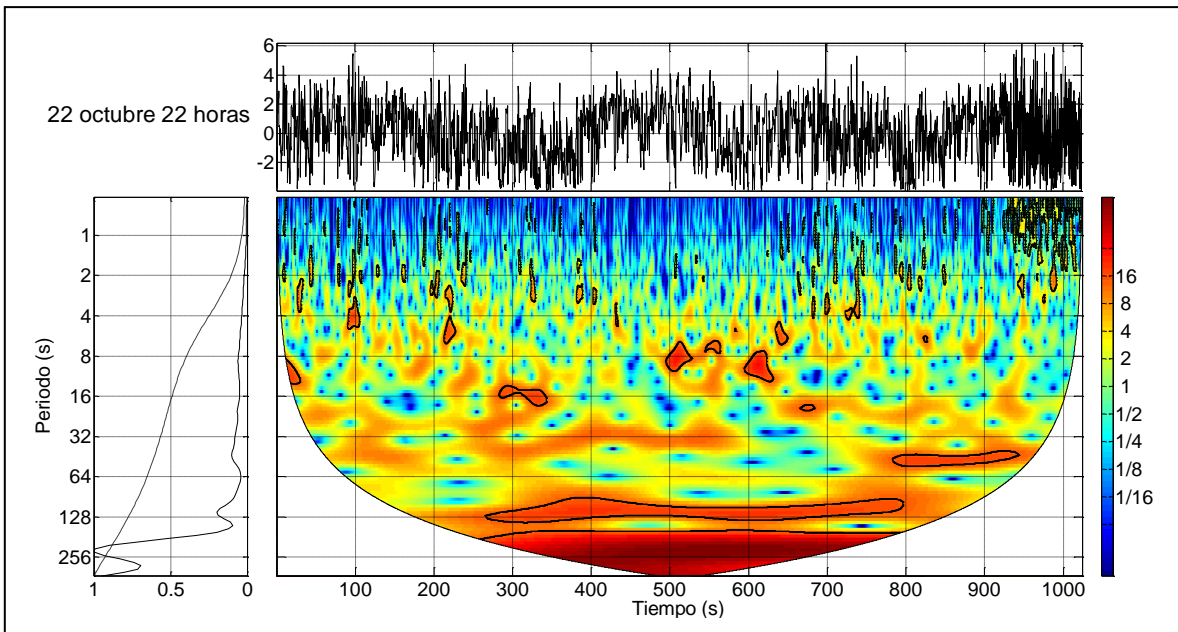
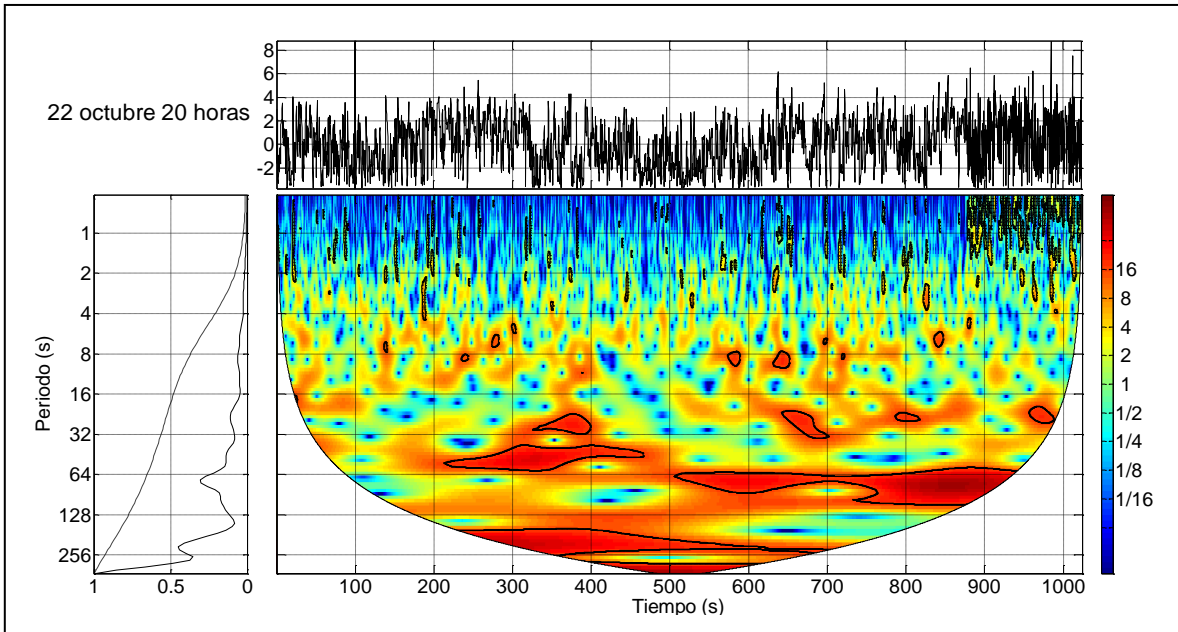


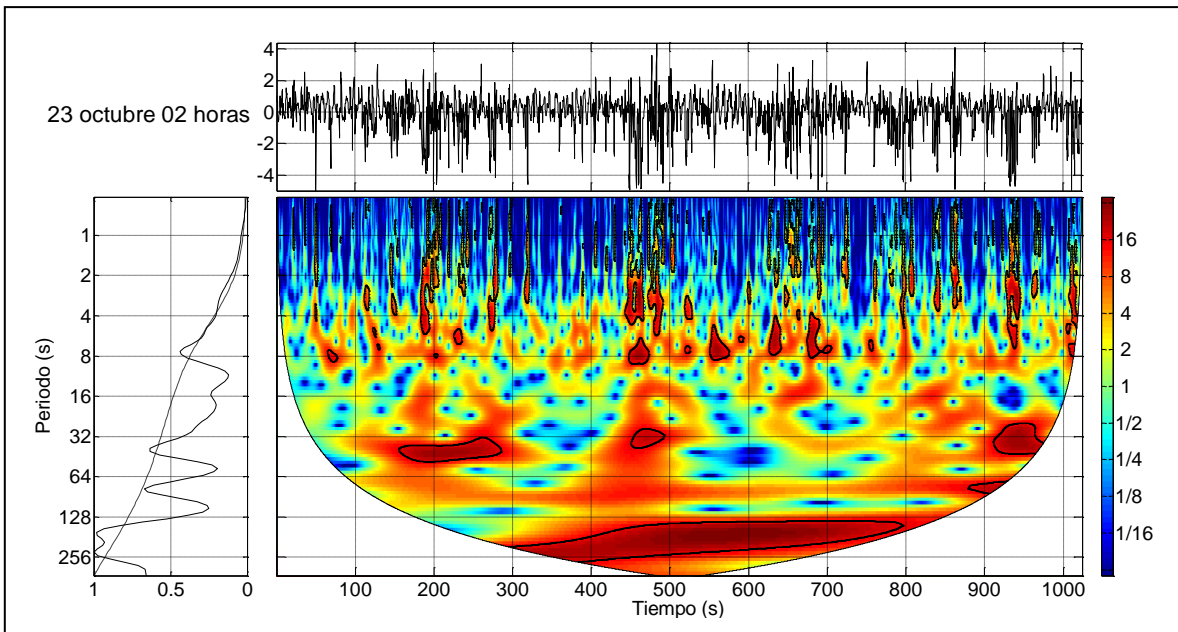
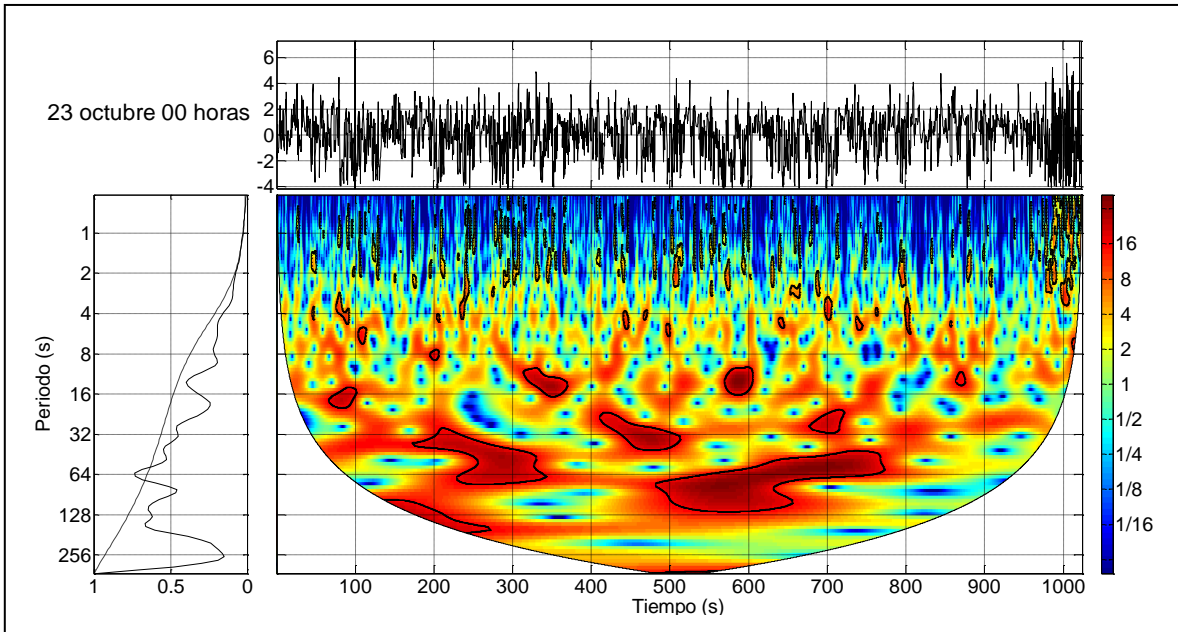


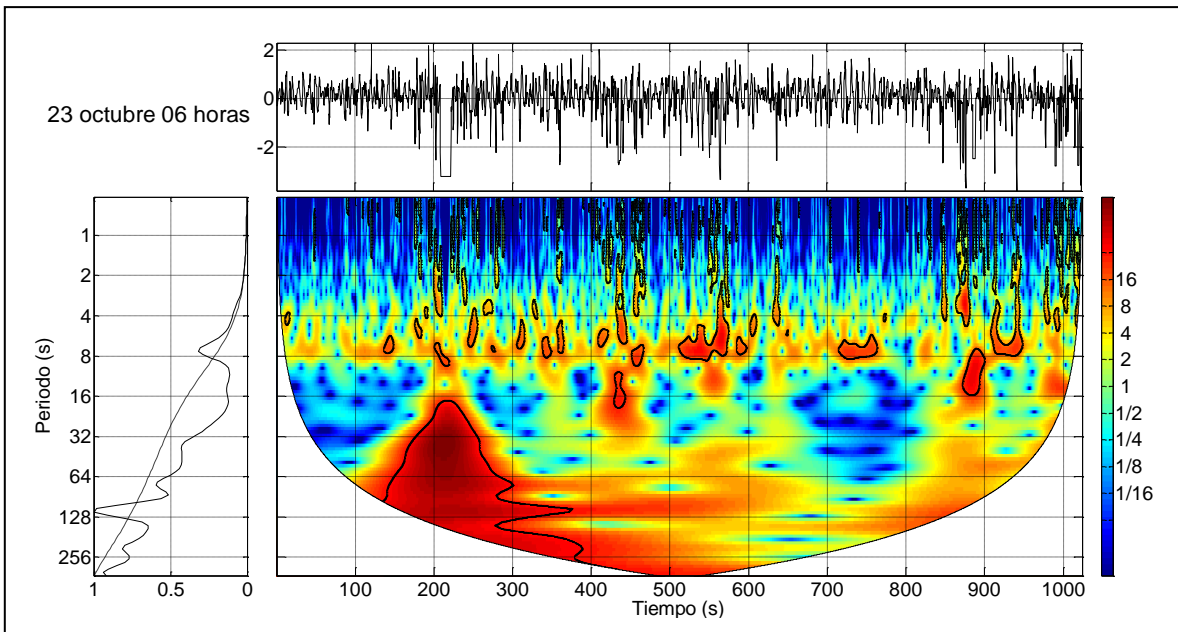
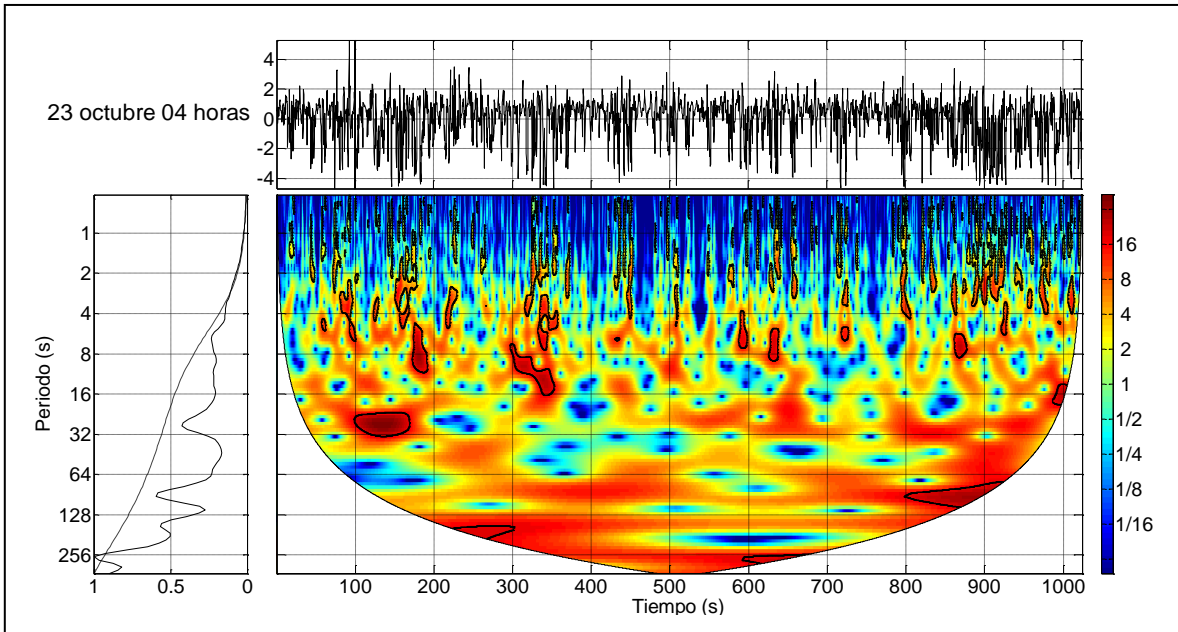


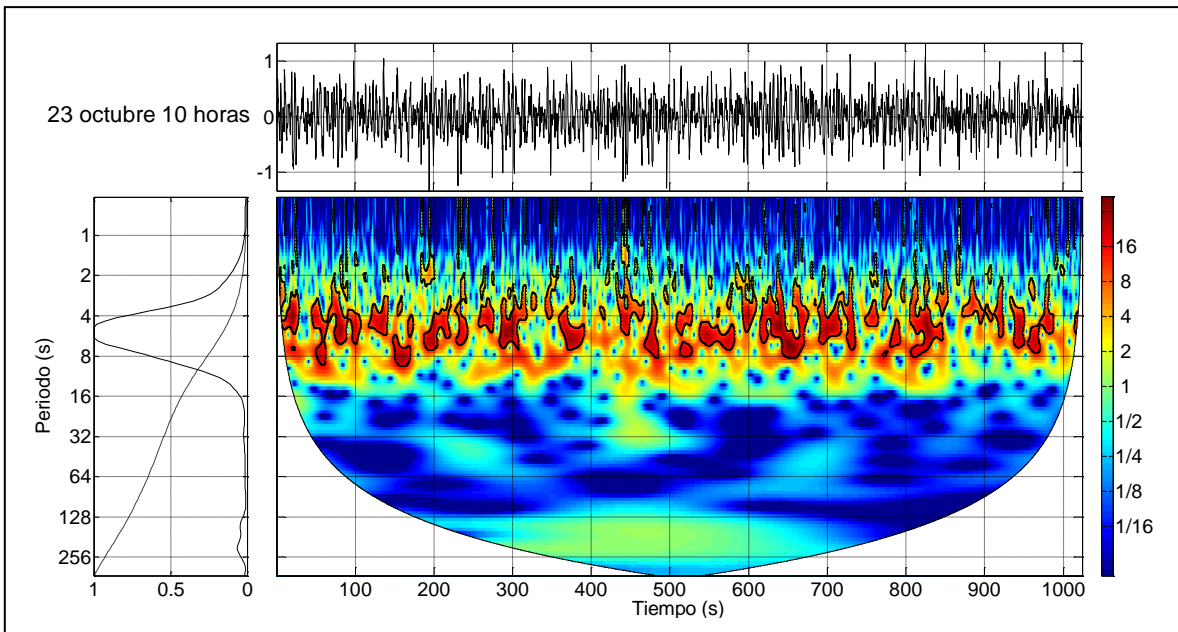
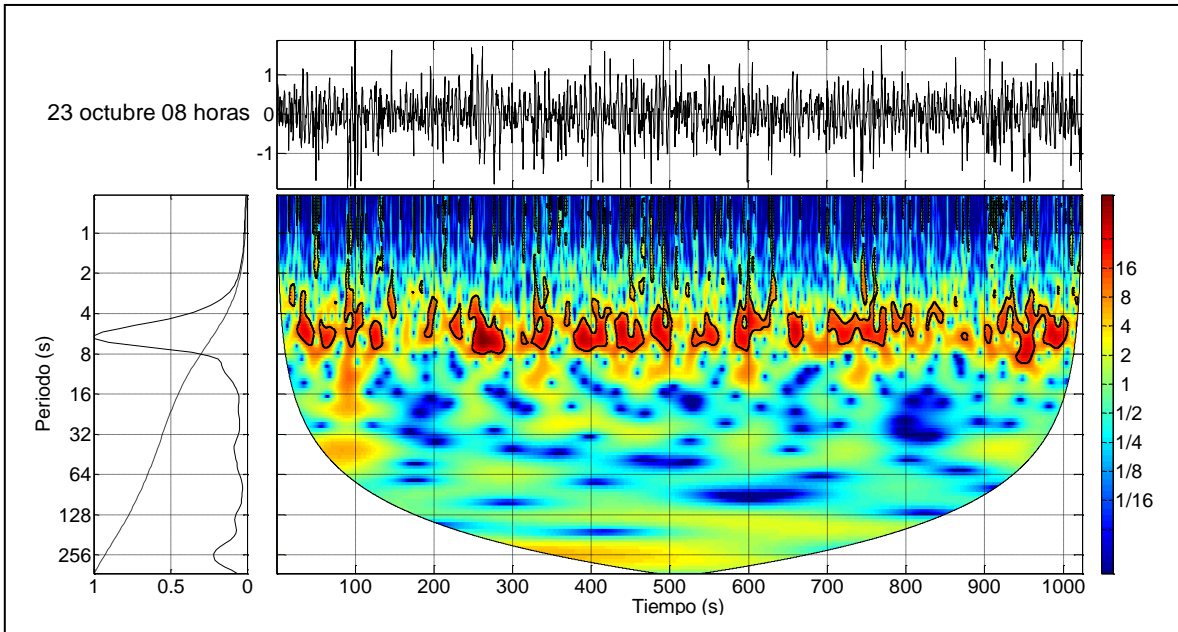


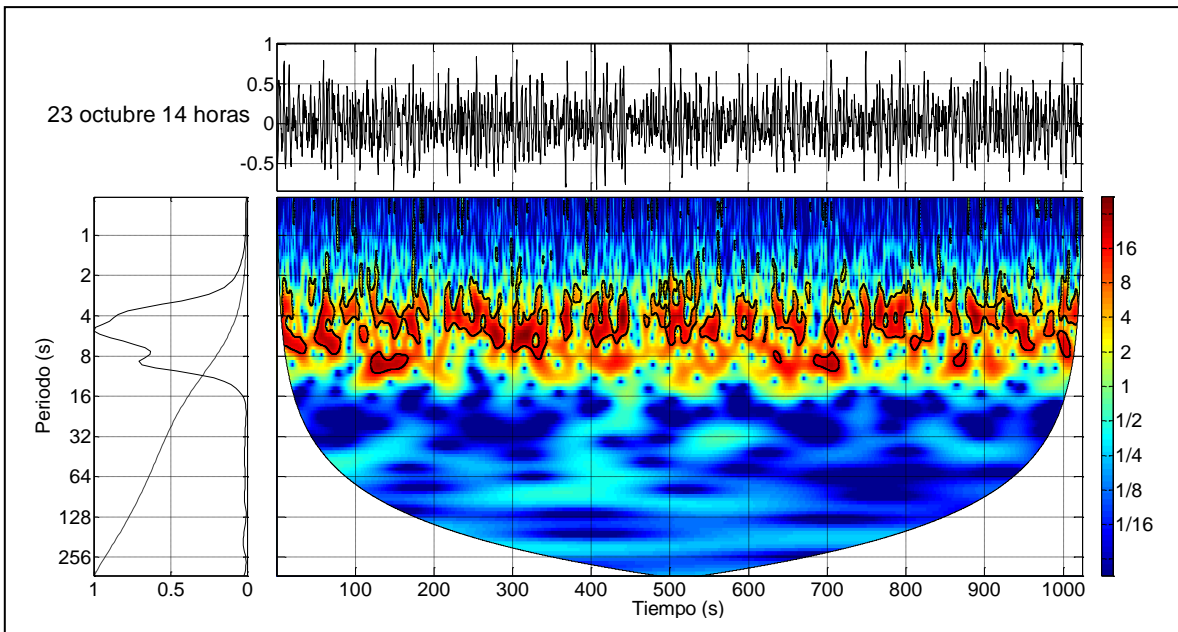
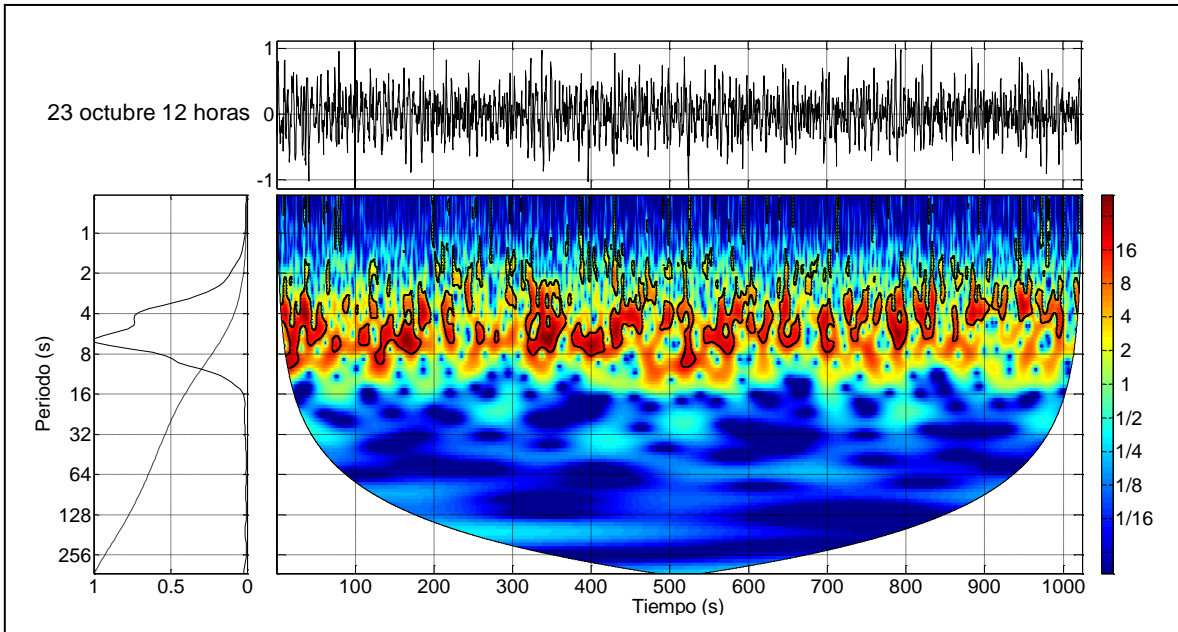


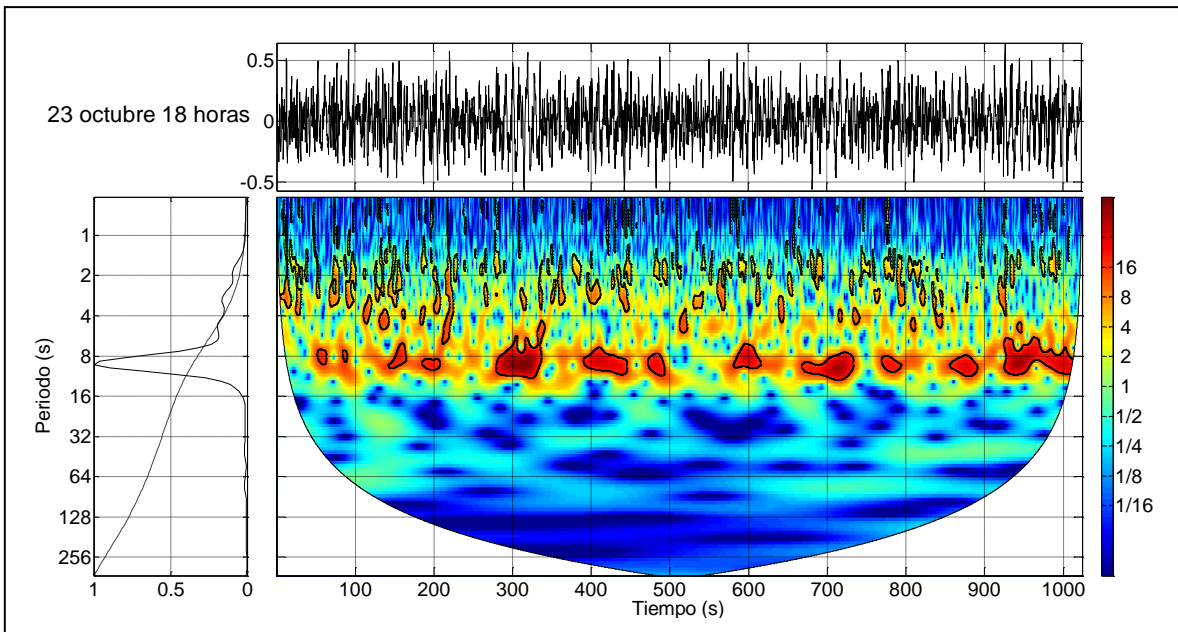
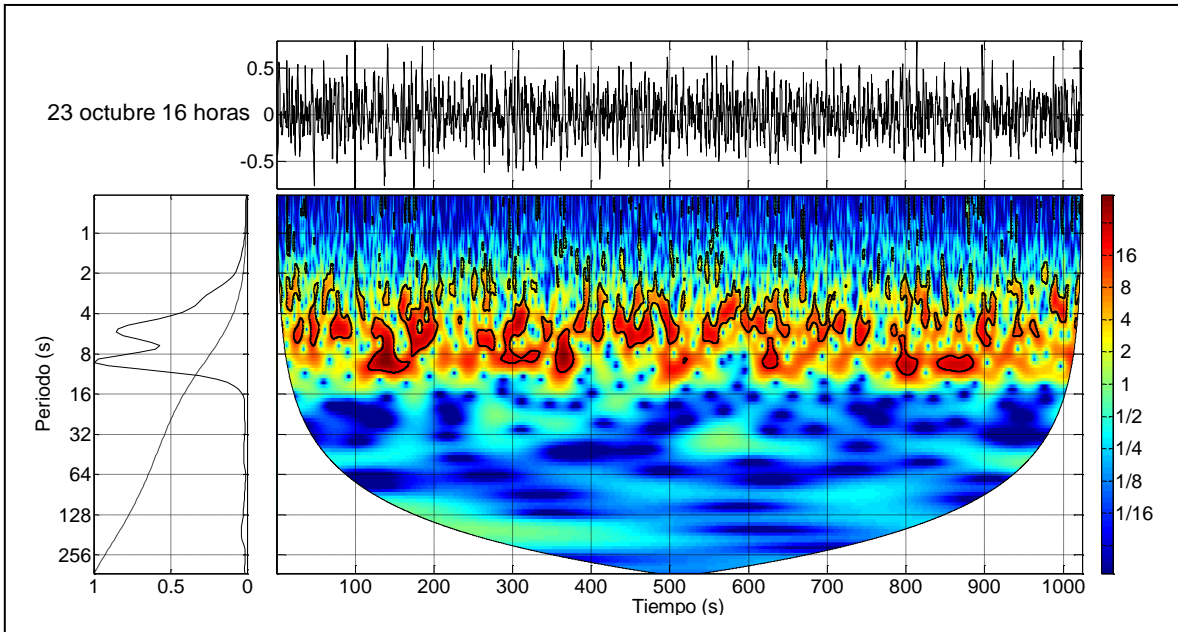


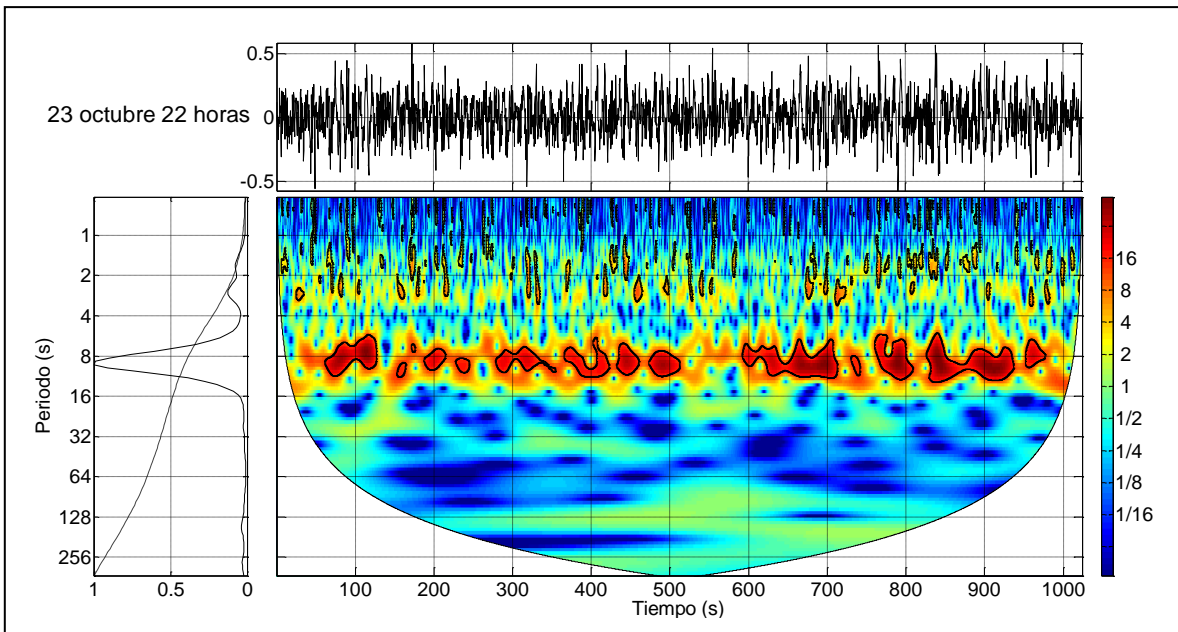
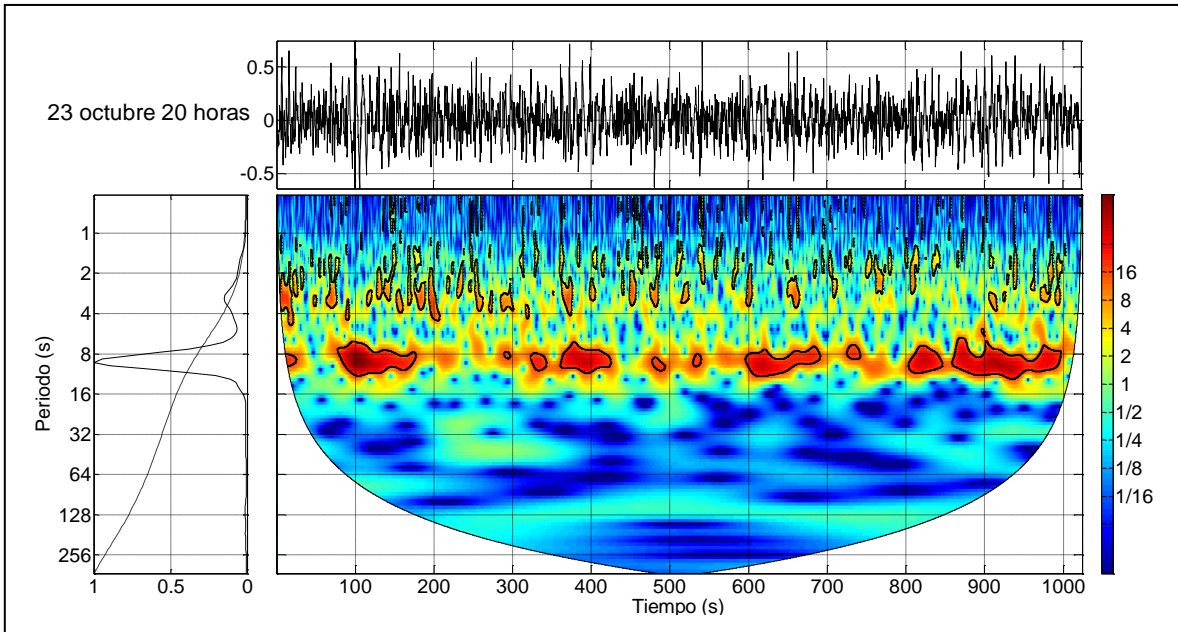












X.7 Modelo de Larson y Kraus (1989) aplicado para el cálculo del transporte potencial de sedimentos en la dirección perpendicular a la playa

El modelo desarrollado por estos autores es de base empírica, y tiene como principal objetivo describir los procesos dinámicos de transporte de sedimentos que se producen entre las barras y las bermas, durante la ocurrencia de los temporales. El elemento más relevante del mismo es que para su aplicación se emplean los datos que se utilizan comúnmente en la mayoría de las aplicaciones de ingeniería.

Los cambios que se producen en el perfil de la playa se calculan a partir de la ecuación de conservación de la masa, que se expresa como:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial x} \quad [75]$$

Las condiciones de frontera para esta ecuación serán: transporte cero tanto en el límite del runup del oleaje hacia tierra, como en la profundidad de cierre del perfil. Luego la totalidad del transporte tendrá lugar entre dichos extremos. La frontera hacia el mar de la malla del cálculo se puede determinar a partir del punto en que los resultados del cálculo de la tasa de transporte alcanzan un valor despreciable.

La distribución de altura de ola que arriba a la costa es calculada para un paso de tiempo dado, lo cual permite determinar los límites entre las zonas con diferentes tasas de transporte de arena. La ubicación del punto de rotura se obtiene directamente de los cálculos de oleaje. El límite hacia tierra de la zona de rompiente se define como el punto de tangencia entre la línea que forma la anteplaya y un perfil de equilibrio calculado para el diámetro medio del sedimento.

La expresión para representar la altura del perfil activo de la playa es similar a la proporcionada por Hunt (1959), donde la altura del runup normalizado con la altura del oleaje incidente es función del parámetro de similaridad de surf o también conocido como parámetro de Iribarren. Luego la altura del perfil activo en la porción aérea viene dado por:

$$Z_R = 1.47 \xi^{0.79} \quad [76]$$

Donde el parámetro de Iribarren se define a través de la siguiente expresión:

$$\xi = \tan \beta \left(\frac{H_o}{L_o} \right)^{-0.5} \quad [77]$$

En la cual β es la pendiente del fondo marino en el punto de rompiente.

La pendiente utilizada para el cálculo de la ecuación [76] es la pendiente promedio de la zona de rompientes.

Larson y Kraus, (1989) realizan las siguientes consideraciones. La altura del runup ejerce una ligera influencia sobre las dimensiones de las barras así como en su movimiento, puesto que es la que define el límite del movimiento de arena en dirección a tierra. La cantidad de arena erosionada en la playa puede ser similar para variaciones significativas en la altura del runup, pero la forma de

la playa resultante es bastante diferente. El transporte de la porción final hacia tierra de la zona de rompiente es el que determina la cantidad de material que se mueve hacia tierra o desde ella. Runup elevados proporcionan una extensa zona desde donde el material puede removerse a diferencia de runup reducidos.

Para el cálculo del transporte de sedimentos perpendicular a la playa, el perfil se puede dividir en 4 zonas (Larson, Kraus, and Sunamura, 1988; Larson and Kraus, 1989). En la Figura X.2 se representan dichas zonas las cuales se describen a continuación:

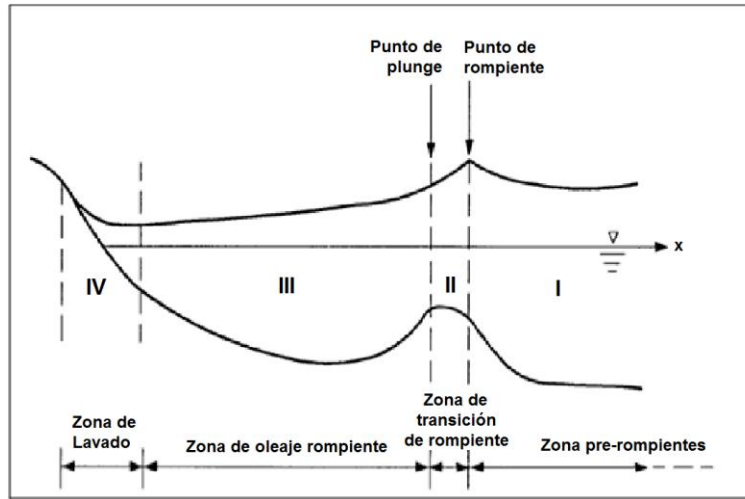


Figura X.2. Cuatro zonas principales en que se divide el transporte perpendicular a la playa. (Modificado de Larson y Kraus, 1989)

Zona I: Zona pre-rompiente. Comprende la porción desde el límite hacia el mar del perfil activo hasta el punto de rompiente.

Zona II: Zona de transición de rompiente. Se extiende desde el punto de rompiente hasta el punto de plunge.

Zona III: Zona de rompiente del oleaje. Abarca desde el punto de plunge hasta el inicio de la anteplaya.

Zona IV: Zona de lavado. Se localiza desde el límite hacia tierra de la zona de rompientes hasta donde llega el runup de las olas.

Para cada una de estas zonas, a partir de ensayos de laboratorio, se ha encontrado que el transporte de sedimentos se puede calcular por medio de las siguientes expresiones:

$$\text{Zona I: } q = q_b e^{-\lambda_1(x-x_b)} \quad [78] \quad \text{para } x_b < x$$

$$\text{Zona II: } q = q_p e^{-\lambda_2(x-x_p)} \quad [79] \quad \text{para } x_p < x < x_b$$

$$\text{Zona III: } q = k \left[D - D_{eq} + \frac{\varepsilon}{k} \frac{dh}{dx} \right] \quad [80] \quad \text{cuando } D > \left[D_{eq} - \frac{\varepsilon}{k} \frac{dh}{dx} \right] \quad \text{para } x_z < x < x_p$$

$$q = 0 \quad [81] \quad \text{cuando } D \leq \left[D_{eq} - \frac{\varepsilon}{k} \frac{dh}{dx} \right] \quad \text{para } x_z < x < x_p$$

$$\text{Zona IV: } q = q_z \left[\frac{x - x_r}{x_z - x_r} \right] \quad [82] \quad \text{para } x_r < x < x_z$$

Donde: q = tasa de transporte neta de arena perpendicular a la costa,

$\lambda_{1,2}$ = coeficiente de decaimiento espacial en las zonas I y II

x = coordenada en la dirección perpendicular a la costa

k = coeficiente de transporte de sedimentos

D = disipación de energía del oleaje por unidad de volumen de agua

D_{eq} = disipación de energía del oleaje en equilibrio por unidad de volumen de agua

ε = coeficiente de transporte de arena relativo a la pendiente

h = profundidad

Los subíndices b , p , z y r denotan los valores relativos a los puntos de rompiente, plunge, fin de la zona de rompiente y límite del runup, respectivamente.

Para las zonas I y II se han obtenido, en experimentos de laboratorio, diferentes expresiones para el cálculo del coeficiente de decaimiento, basadas en el diámetro medio (D_{50}) y la altura de ola de rompiente (H_b):

$$\lambda_1 = 0.4 \left[\frac{D_{50}}{H_b} \right]^{0.47} \quad [83]$$

$$\lambda_2 = 0.2\lambda_1 \quad [84]$$

En la práctica el oleaje irregular crea una multitud de puntos de rompiente lo cual genera una varias zonas II y III. Luego para determinar la distribución de las tasas de transporte, primeramente se debe calcular el transporte de arena en zonas de oleaje completamente roto para lo cual se debe escribir la ecuación [80] en su forma diferencial:

$$q_i = k \left[\frac{(D_i + D_{i-1})}{2} - D_{eq} + \frac{\varepsilon}{k\Delta x} (h_i - h_{i-1}) \right] \quad [85]$$

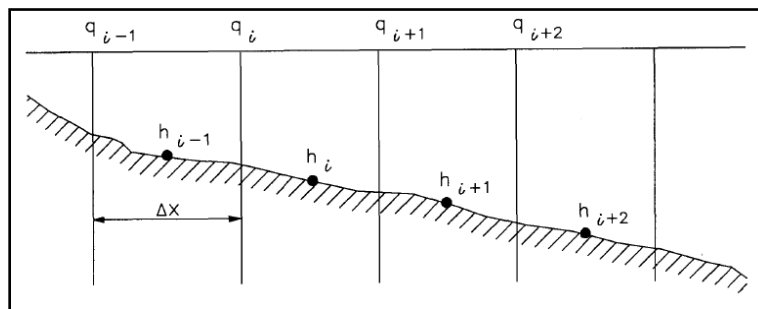


Figura X.3. Definición de la malla de cálculo numérico

La definición de la malla de cálculo se presenta en la Figura X.3. La disipación de energía por unidad de volumen se toma para cada punto h_i (en el centro de la celda de cálculo), haciendo esto necesario que se promedie D cuando se calcula la tasa de transporte.

A partir de la expresión [85] es posible calcular el transporte de sedimentos en la zona III y en las fronteras de la misma, desde donde utilizando las expresiones [78], [79] y [82] se puede extender el cálculo a todo el perfil de la playa.

Discretizando la ecuación de conservación de la masa, se puede entonces calcular el transporte de sedimentos que tiene lugar entre dos pasos de tiempo consecutivos a partir de la siguiente expresión:

$$\frac{h_i^{k+1} - h_i^k}{\Delta t} = \frac{1}{2} \left(\frac{q_{i+1}^{k+1} - q_i^{k+1}}{\Delta x} + \frac{q_{i+1}^k - q_i^k}{\Delta x} \right) \quad [86]$$

Donde el superíndice k denota un paso de tiempo dado y Δt un intervalo de tiempo.

Otro fenómeno importante que tiene lugar cuando se transportan los sedimentos en el perfil de playa es la avalancha, descrita por Allen (1970). Este fenómeno ocurre cuando el nivel de arena alcanzado en algún punto supera el límite del ángulo de reposo del material y por tanto se desploma sobre la pendiente.

Para introducir este importante y frecuente fenómeno en el modelo se parte de la ecuación de conservación de la masa escrita de la siguiente forma:

$$\sum_{i=1}^N \Delta h_i = 0 \quad [87]$$

Donde $\Delta h_i = h'_i - h_i$

h_i es la altura del perfil en el punto i en un paso de tiempo dado

h'_i es la altura del perfil en el punto i en un paso de tiempo siguiente al anterior

En la Figura X.4 se representa esta situación de forma esquemática.

El sentido físico de la expresión [87] es que la arena que se acumula en un sitio provoca un incremento de la altura del perfil, pero dichos sedimentos provienen de la erosión de otro donde ha ocurrido una correspondiente disminución.

Si ψ_{ra} es el ángulo límite para que ocurra el proceso de avalancha entonces en el momento que ocurra el fenómeno se cumple que:

$$\psi_{ra} = \frac{h_i - h_{i+1}}{\Delta x} \quad [88]$$

Puesto que ψ_{ra} es una constante para el material, la diferencia entre la altura de celdas contiguas estará dada por:

$$\Delta h = \psi_{ra} \Delta x \quad [89]$$

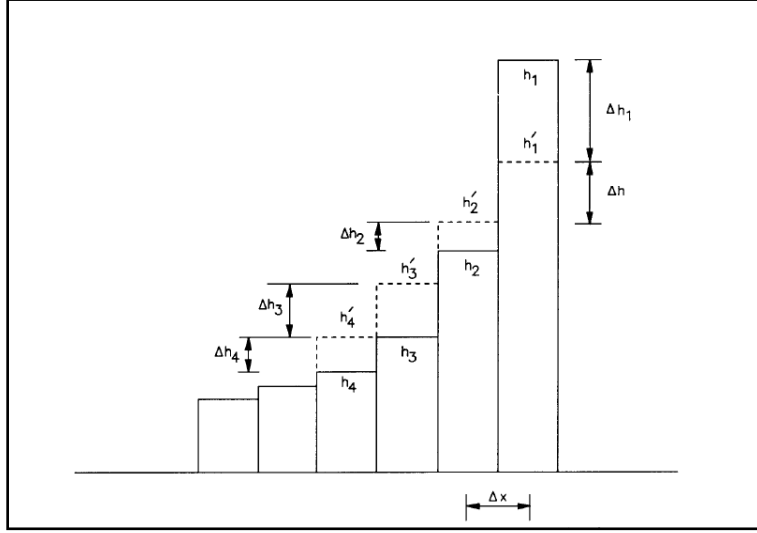


Figura X.4. Esquema utilizado para el cálculo de fenómeno de avalancha

Si este proceso está ocurriendo en N celdas, entonces se pueden escribir para $N-1$ pares de celdas, ecuaciones de la forma:

$$\begin{aligned}\Delta h &= (h_1 + \Delta h_1) - (h_2 + \Delta h_2) \\ \Delta h &= (h_2 + \Delta h_2) - (h_3 + \Delta h_3) \quad [90] \\ \Delta h &= (h_i + \Delta h_i) - (h_{i+1} + \Delta h_{i+1}) \\ \Delta h &= (h_{N-1} + \Delta h_{N-1}) - (h_N + \Delta h_N)\end{aligned}$$

Este sistema de ecuaciones puede ser reescrito, eliminando la primera parte del término de la derecha de cada ecuación mediante la suma de la ecuación previa, de manera que se obtiene:

$$\begin{aligned}\Delta h &= (h_1 + \Delta h_1) - (h_2 + \Delta h_2) \\ 2\Delta h &= (h_1 + \Delta h_1) - (h_3 + \Delta h_3) \quad [91] \\ i\Delta h &= (h_1 + \Delta h_1) - (h_{i+1} + \Delta h_{i+1}) \\ (N-1)\Delta h &= (h_1 + \Delta h_1) - (h_N + \Delta h_N)\end{aligned}$$

A partir del sistema representado en [91], los cambios de profundidad Δh_i , desconocidos se pueden expresar de forma explícita:

$$\begin{aligned}\Delta h_2 &= (h_1 + \Delta h_1) - h_2 - \Delta h \\ \Delta h_3 &= (h_1 + \Delta h_1) - h_3 - 2\Delta h \quad [92] \\ \Delta h_{i+1} &= (h_1 + \Delta h_1) - h_{i+1} - i\Delta h \\ \Delta h_N &= (h_1 + \Delta h_1) - h_N - (N-1)\Delta h\end{aligned}$$

En el sistema [92] es posible calcular todos los cambios de profundidad si se conoce el correspondiente a la primera celda. Para determinar el cambio de profundidad en la primera celda

se utiliza la ecuación de conservación de la masa[87]. La suma de todos los cambios de profundidad debe ser igual a cero:

$$\sum_{i=1}^N \Delta h_i = \Delta h_1 + \sum_{i=2}^N \Delta h_i = 0 \quad [93]$$

Remplazando la sumatoria de los cambios de profundidad desde $i = 2$ hasta N por el sistema representado en [92], se obtiene:

$$\Delta h_1 + \sum_{i=2}^N (h_1 + \Delta h_1) - \sum_{i=2}^N h_i - \sum_{i=2}^N \Delta h = 0 \quad [94]$$

A partir de la ecuación [94] es posible resolver de manera explícita el cambio de profundidad en la celda 1:

$$\Delta h_1 = -\frac{(N-1)}{N} h_1 + \frac{1}{N} \sum_{i=2}^N h_i + \frac{1}{2} (N-1) \Delta h = 0 \quad [95]$$

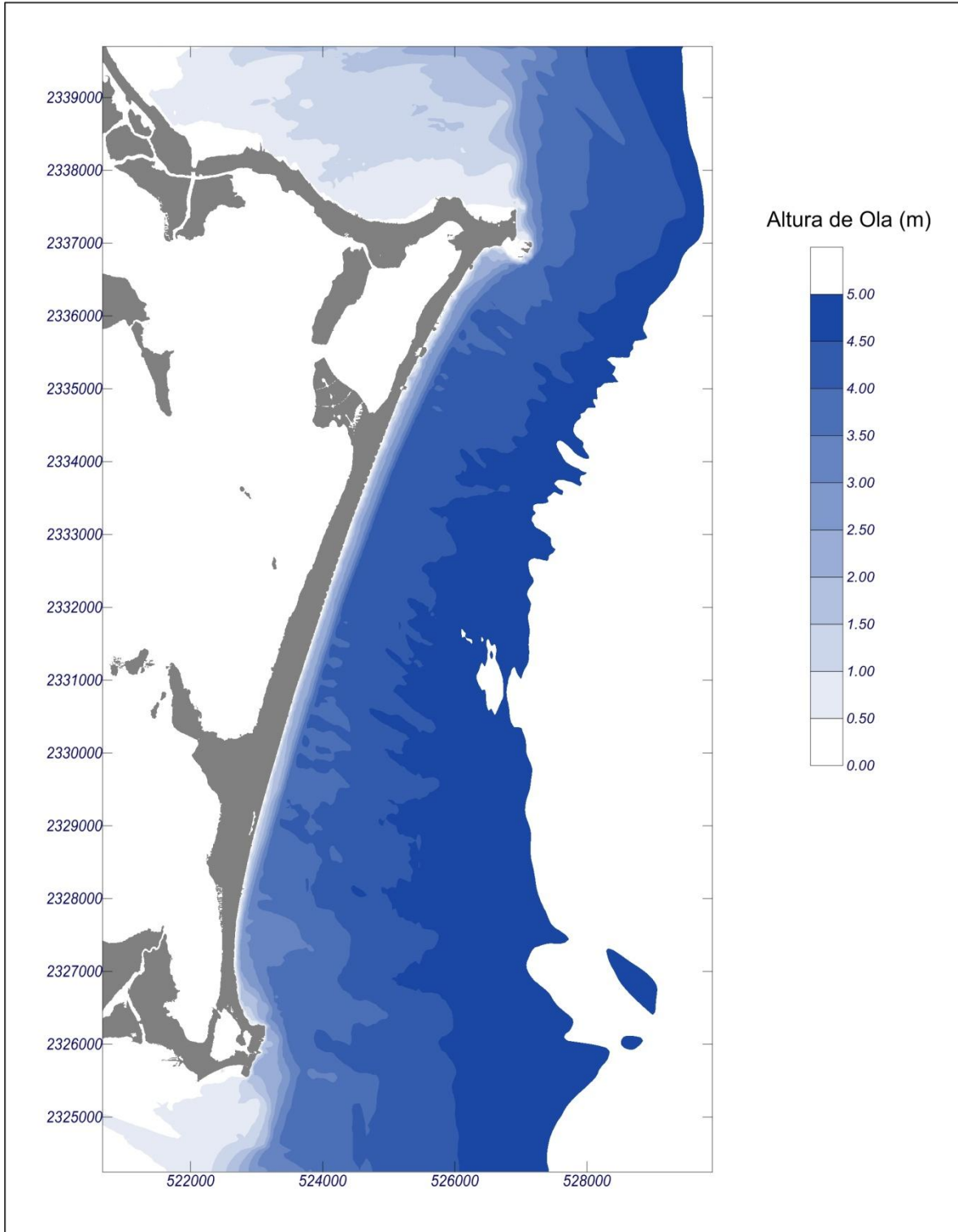
Luego los cambios de profundidad en las celdas desde la 2 hasta la N se calculan mediante la siguiente expresión:

$$\Delta h_i = h_1 + \Delta h_1 - h_i - (i-1) \Delta h \quad [96]$$

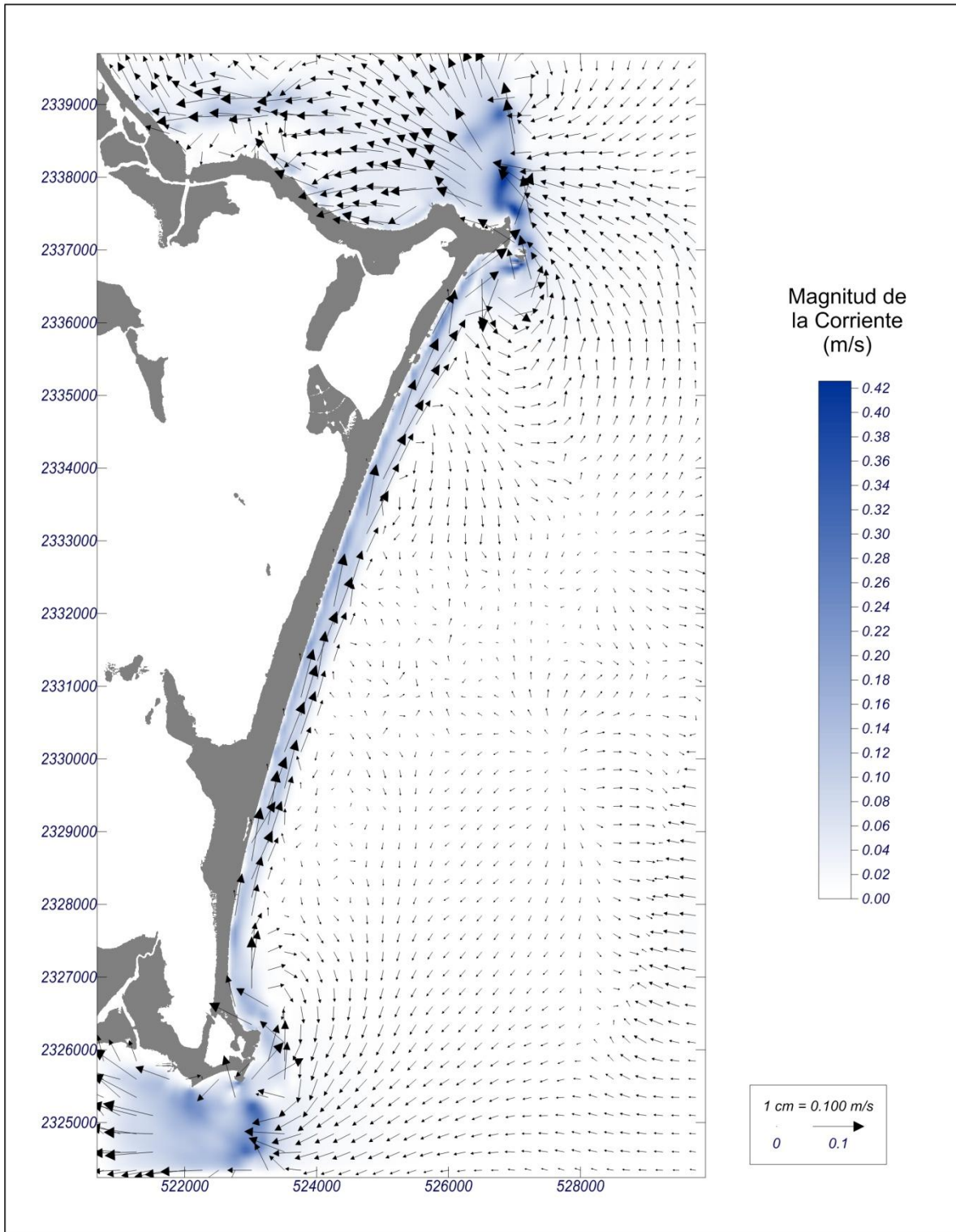
Larson y Kraus, (1989) recomiendan utilizar intervalos de tiempo entre 0.0833 y 0.3 h, mientras que las longitudes de las celdas deben estar entre 1 y 5 metros. El intervalo de tiempo y la longitud de la celda son interdependientes pues su combinación gobierna la estabilidad de la solución numérica planteada. Una limitación del modelo, es que no ha sido posible encontrar un criterio explícito, para calcular la relación que existe, entre el intervalo de tiempo, la longitud de la celda y la estabilidad numérica.

X.8 Cálculos de altura de ola significativa y las corrientes marinas aplicando el SMC con oleaje espectral

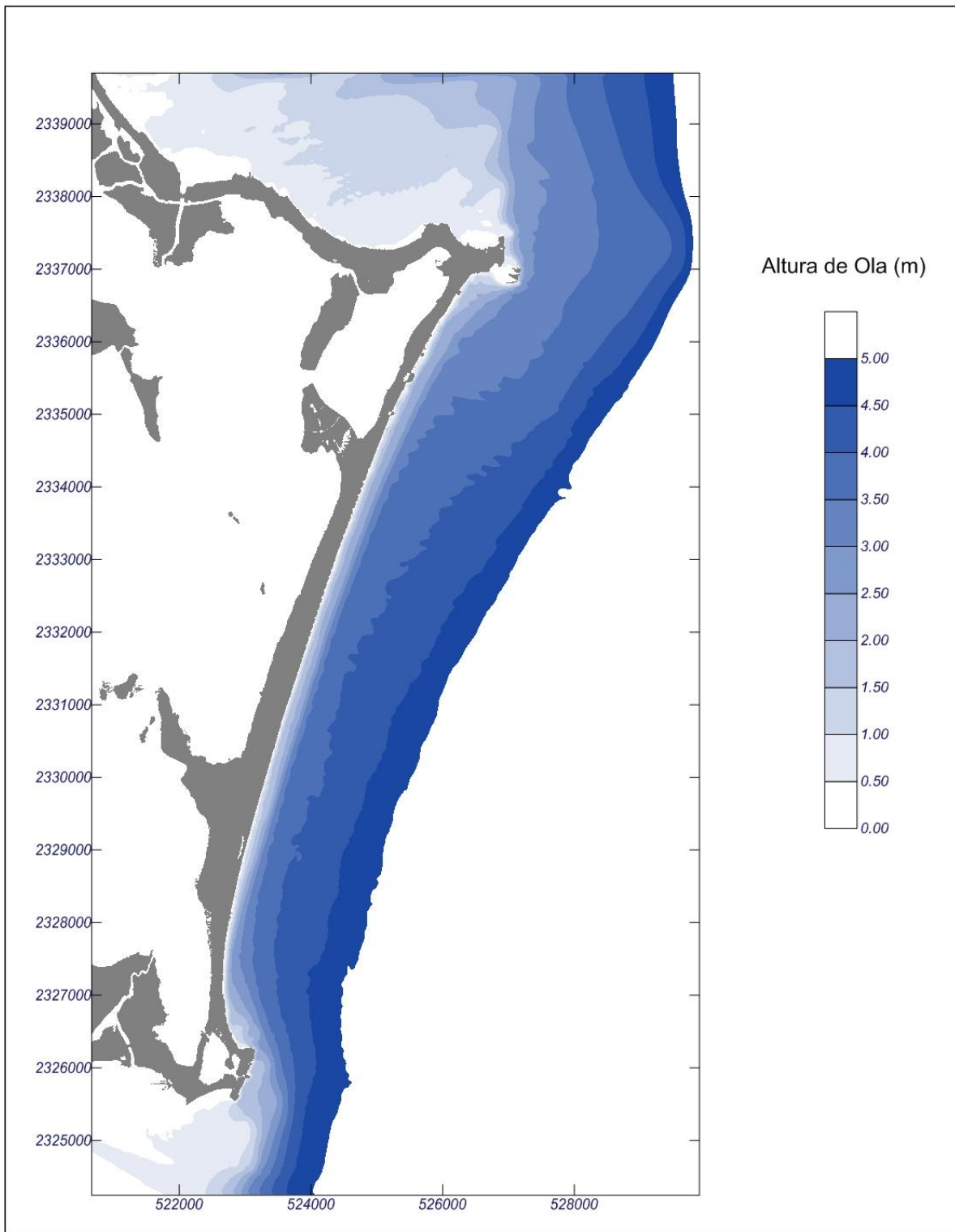
Altura de ola Significante, Caso 01, Crecimiento, Swell



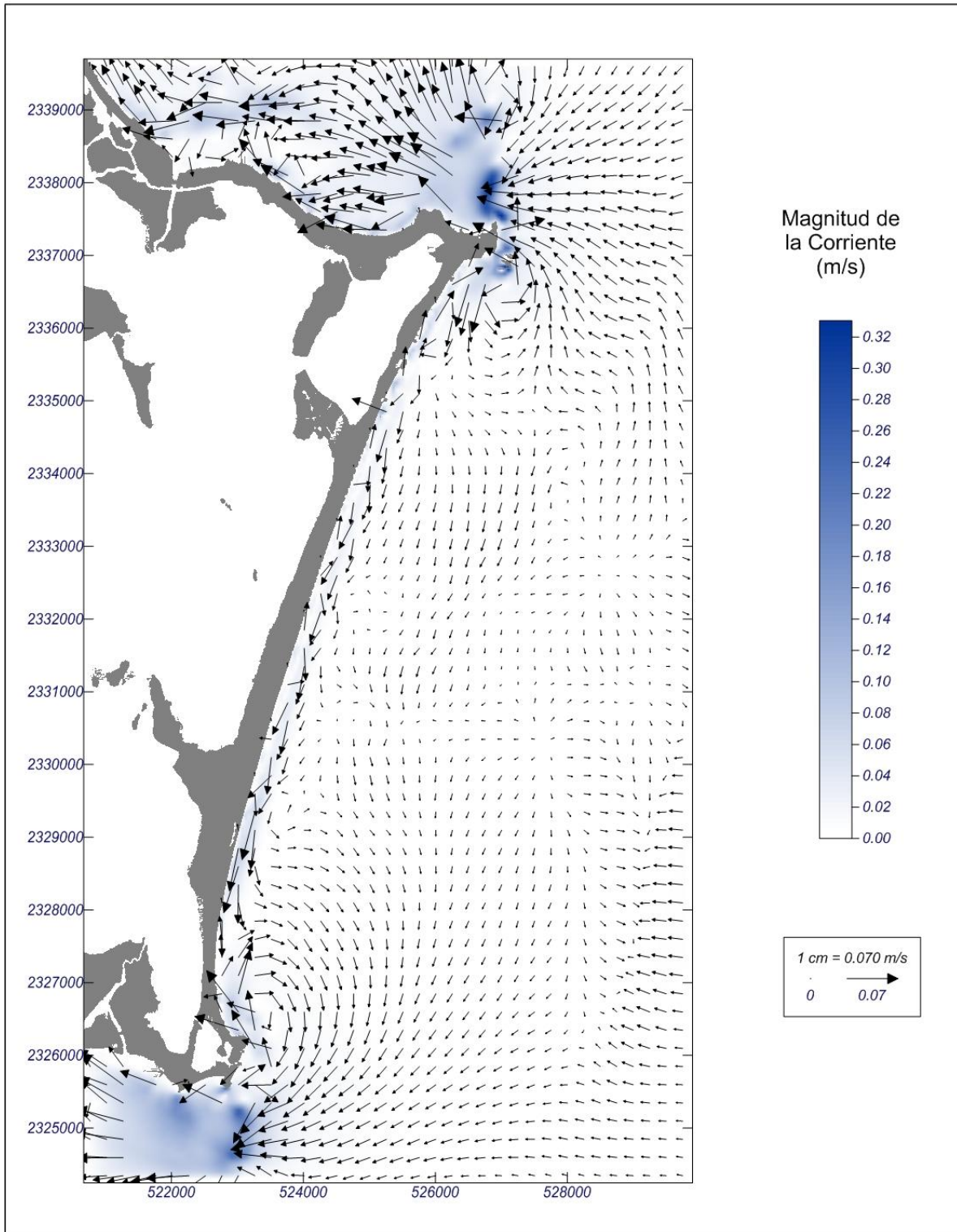
Corrientes Litorales, Caso 01, Crecimiento, Swell



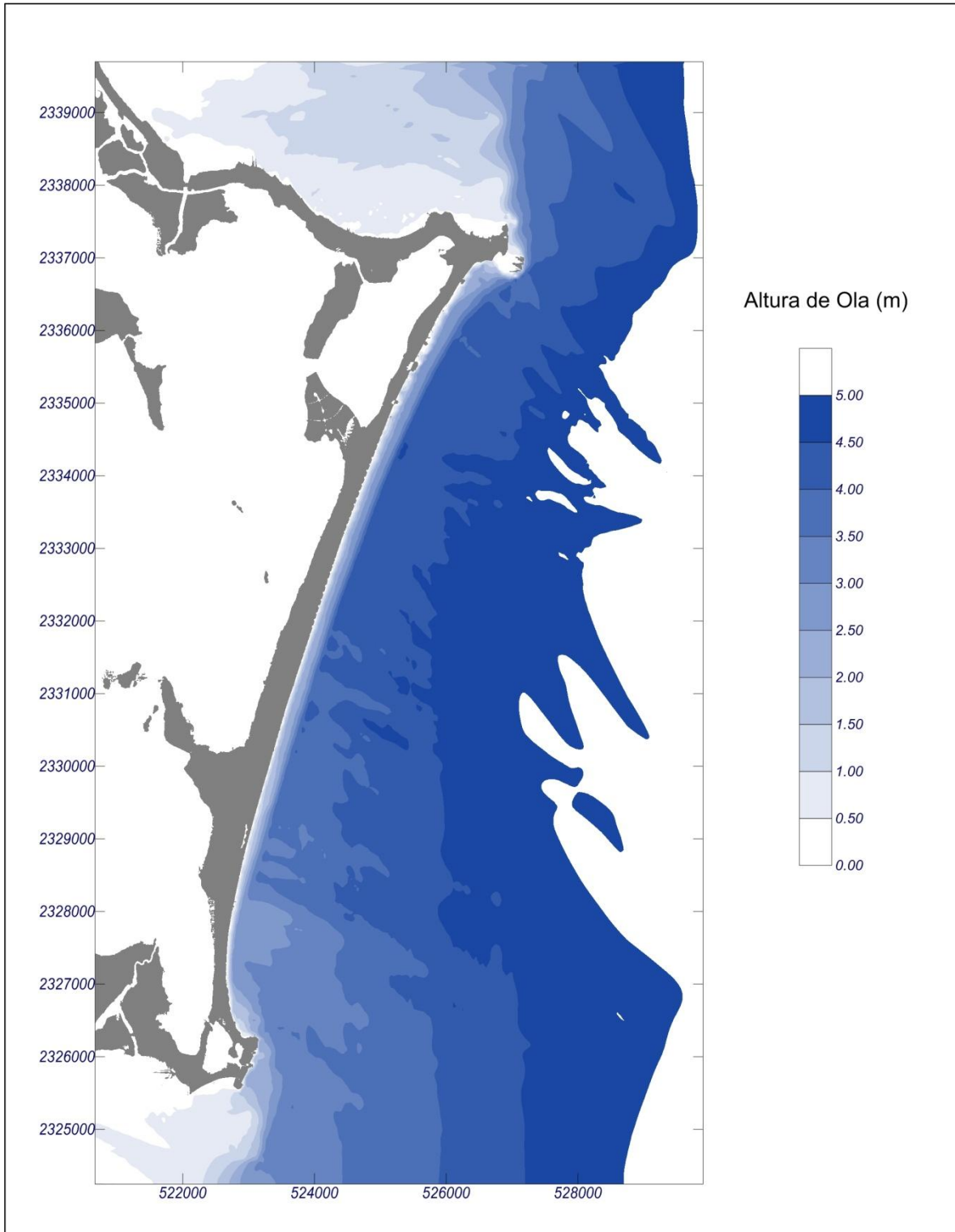
Altura de ola Significante, Caso 02, Crecimiento, Sea



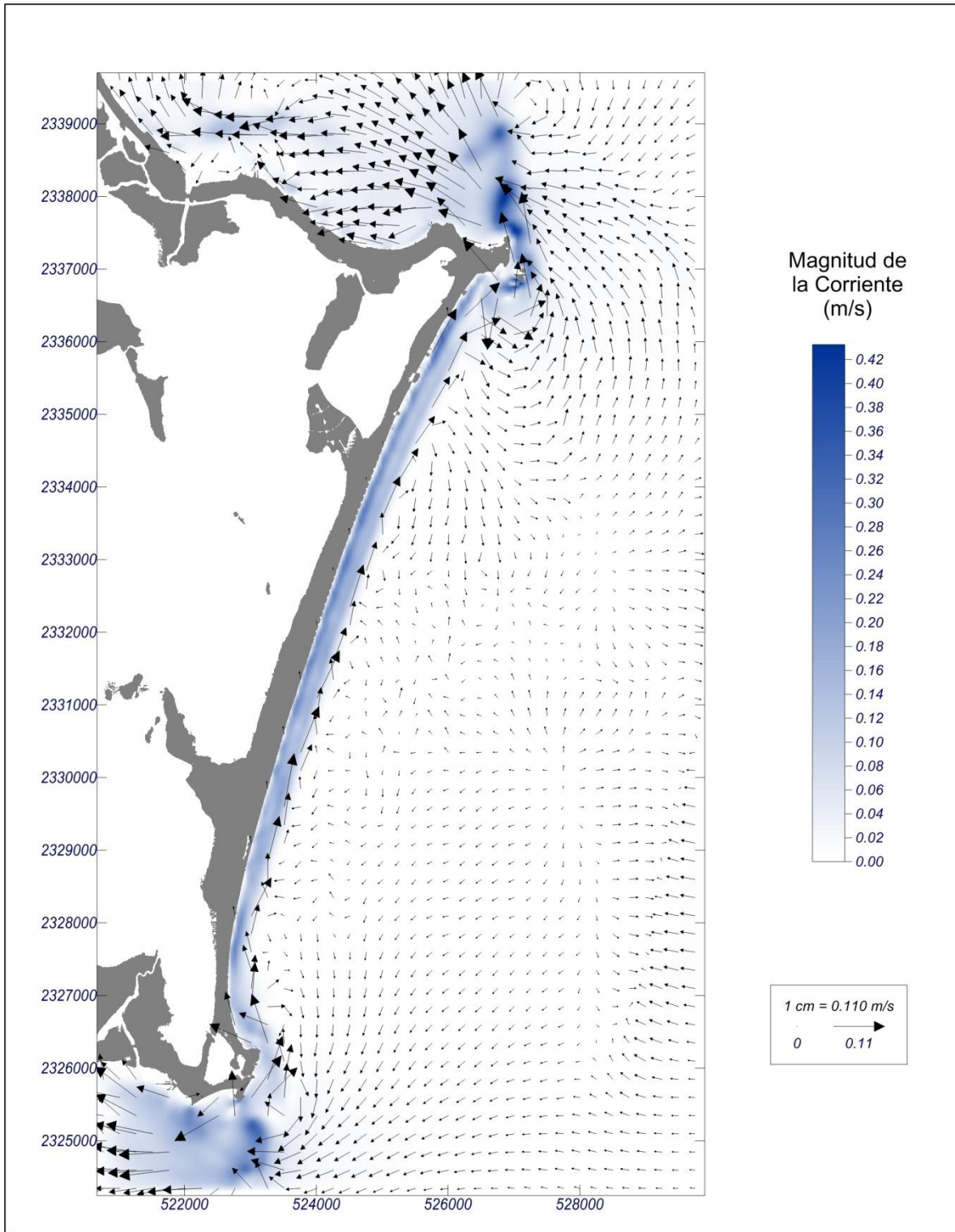
Corrientes Litorales, Caso 02, Crecimiento, Sea



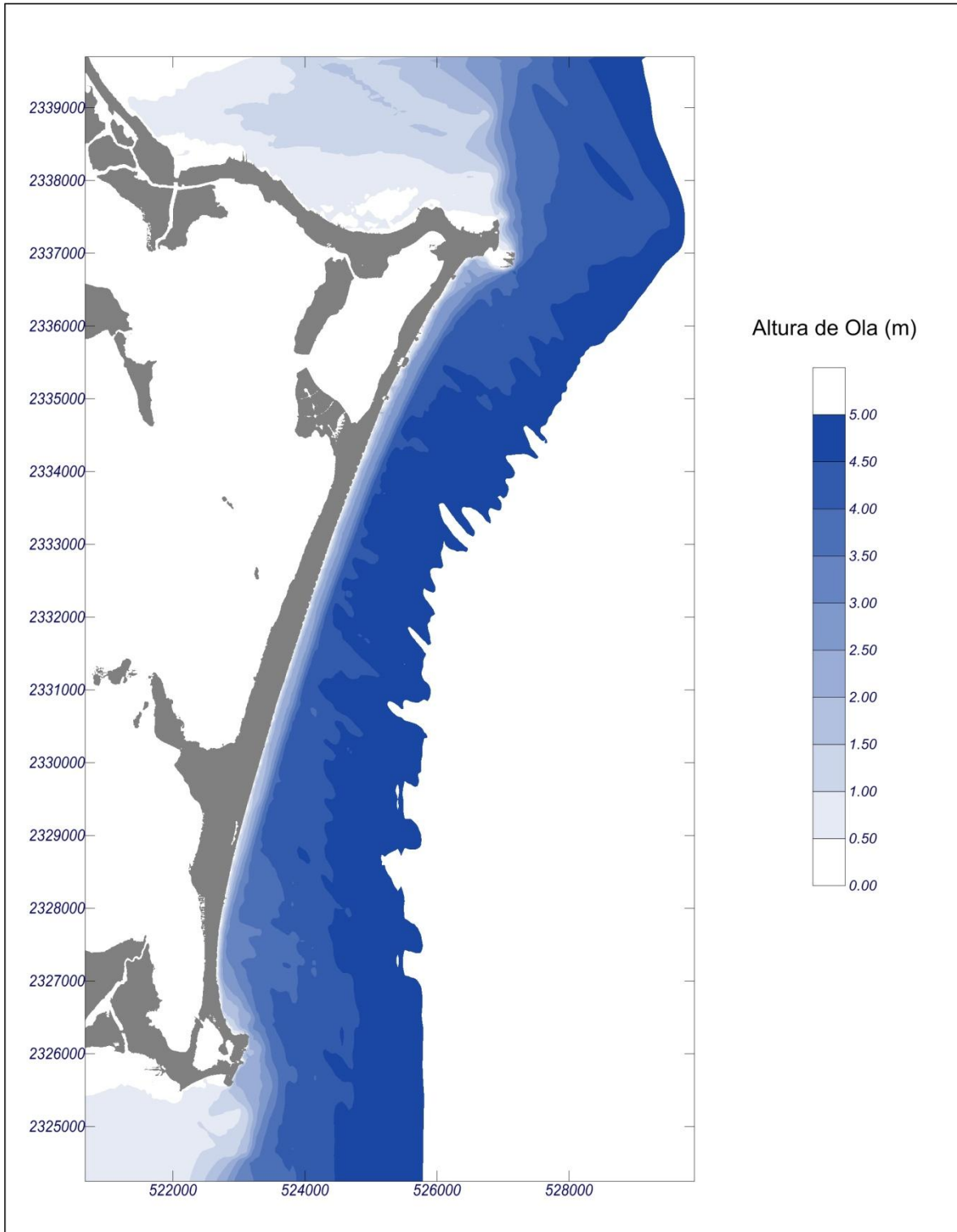
Altura de ola Significante, Caso 03, Decaimiento, Swell



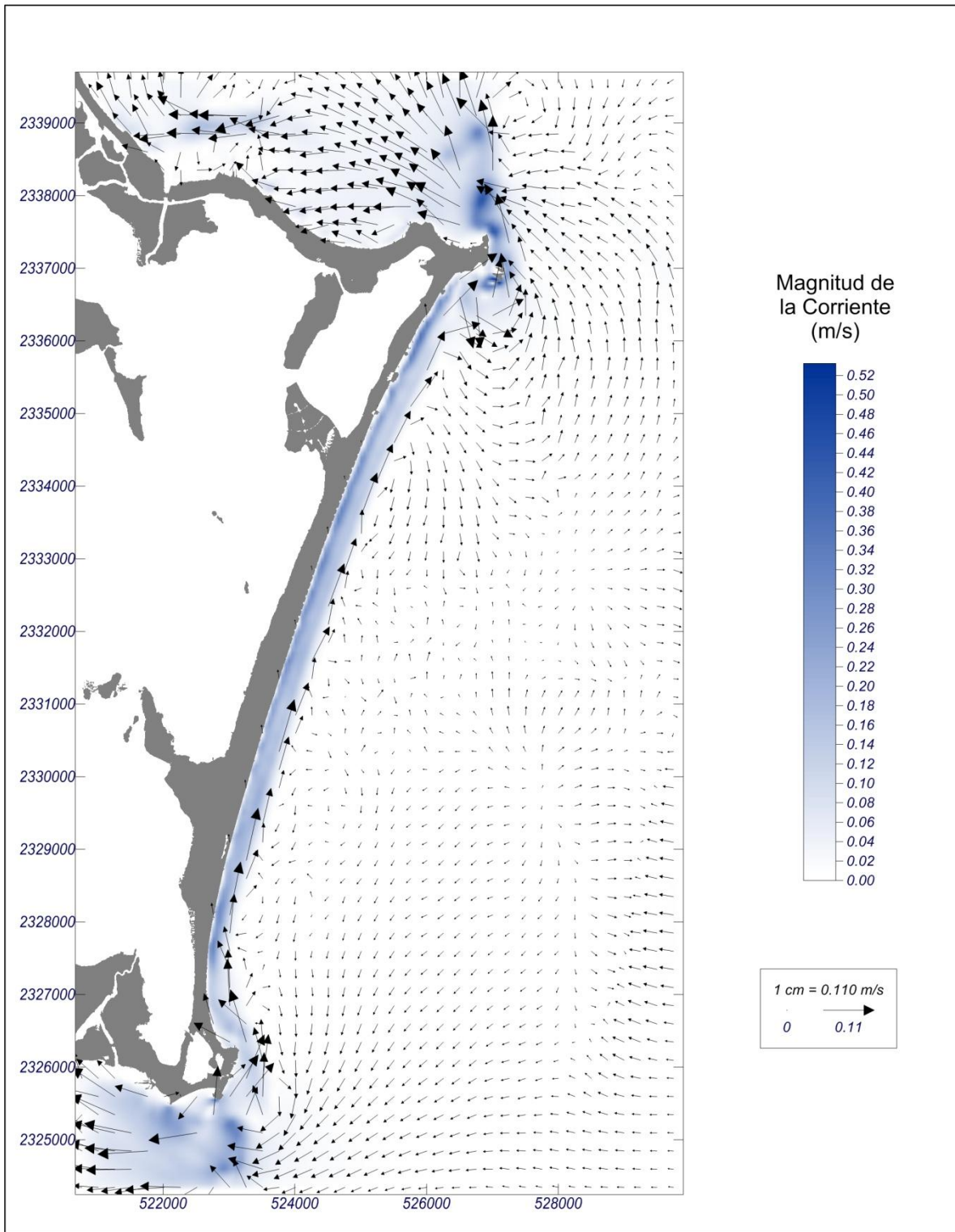
Corrientes Litorales, Caso 03, Decaimiento, Swell



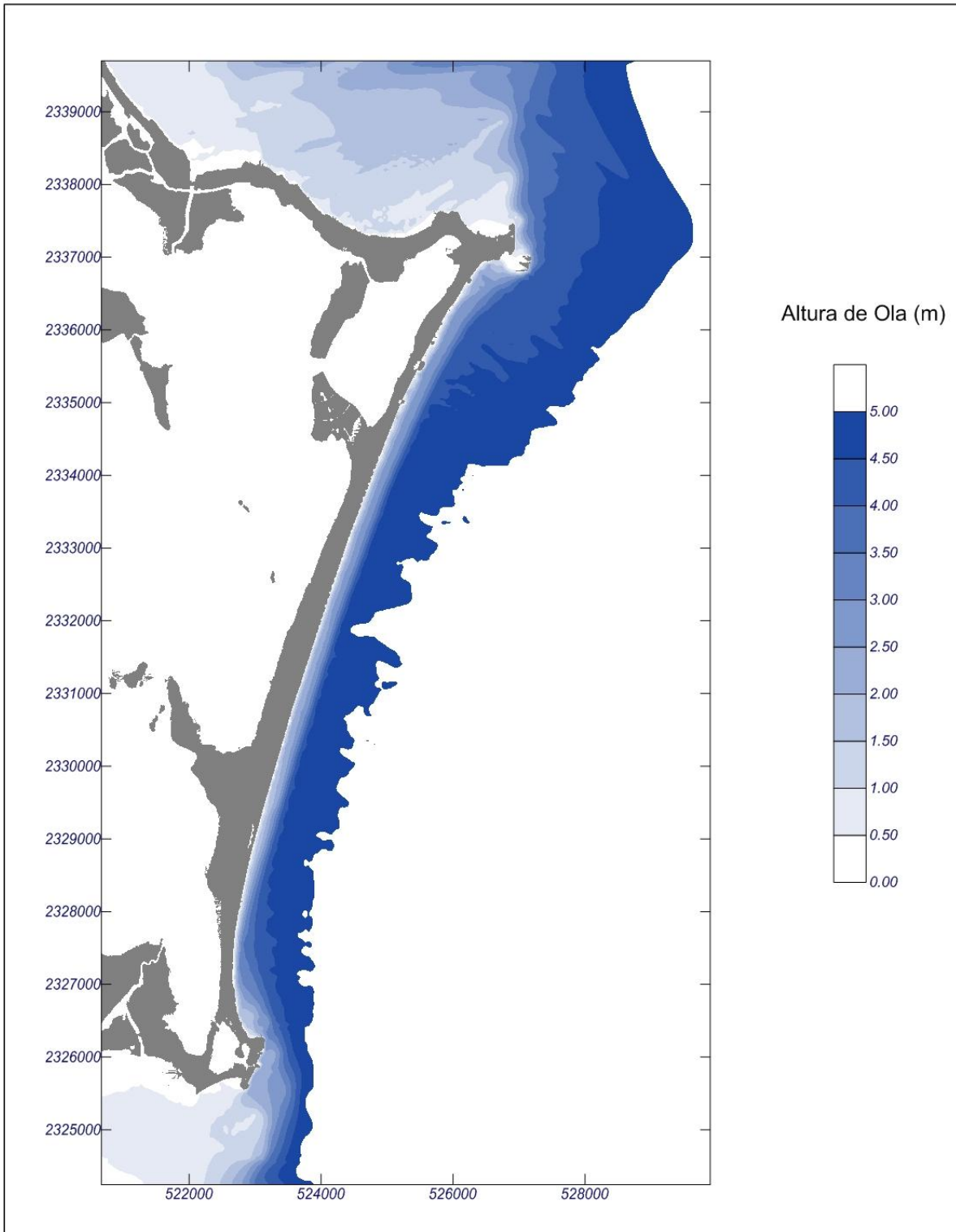
Altura de ola Significante, Caso 04, Decaimiento, Sea



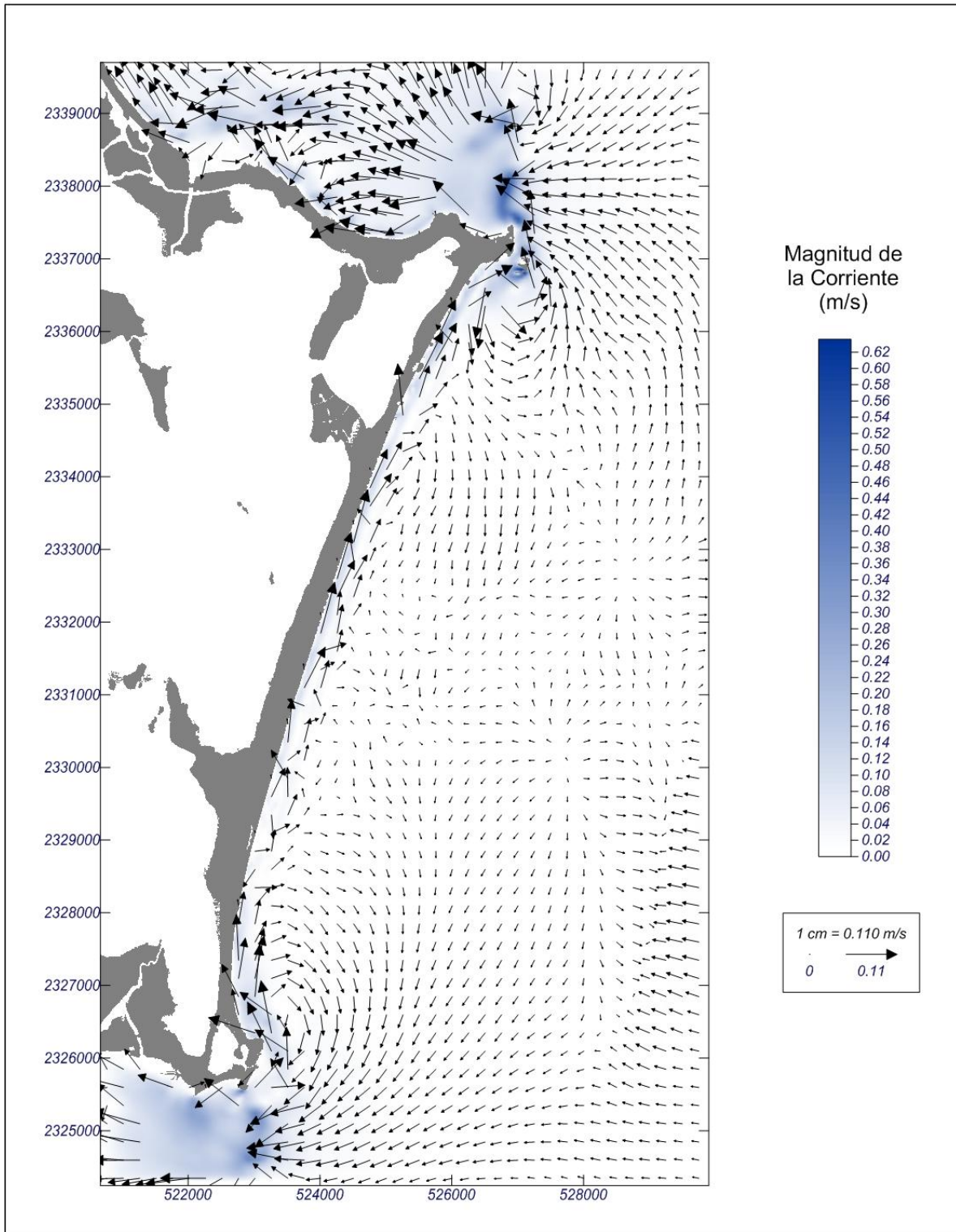
Corrientes Litorales, Caso 04, Decaimiento, Sea



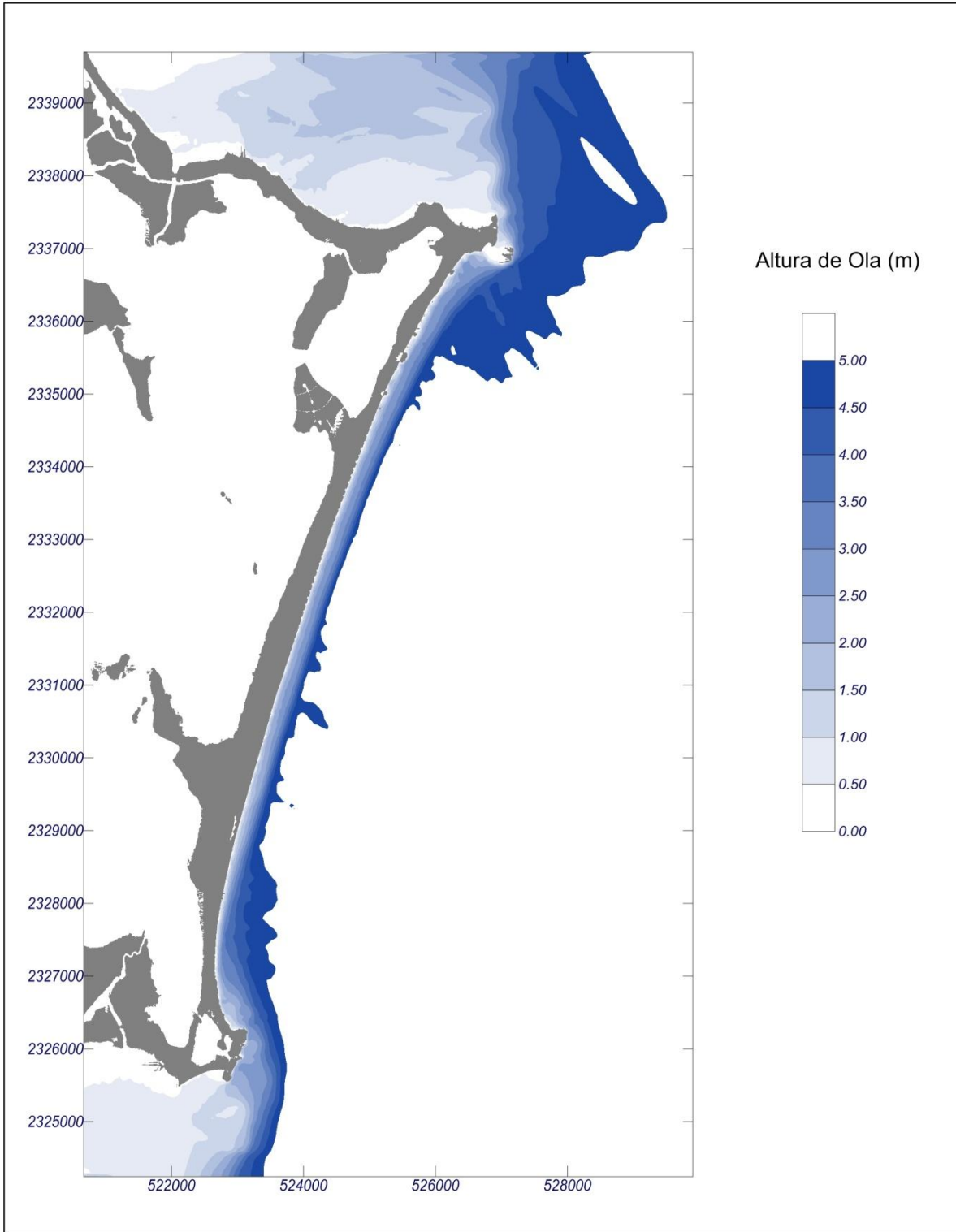
Altura de ola Significante, Caso 05, Crecimiento, Swell y Sea



Corrientes Litorales, Caso 05, Crecimiento, Swell y Sea



Altura de ola Significante, Caso 06, Decaimiento, Swell y Sea



Corrientes Litorales, Caso 06, Decaimiento, Swell y Sea

