



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERIA CIVIL – RIOS Y COSTAS

Variación en la dinámica litoral bajo escenarios predictivos de degradación de
arrecifes

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

PRESENTA:
ALEJANDRO ASTORGA MOAR

TUTORES PRINCIPALES
JOSÉ LÓPEZ GONÁLEZ, Instituto de Ingeniería

Sisal, Yucatán, enero de 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dra. Medellín Mayoral Gabriela

Secretario: Dr. Garza Pérez Joaquín Rodrigo

Vocal: Dr. López González José

1^{er}. Suplente: M.C. Appendini A. Christian M.

2^do. Suplente: Dr. Mariño Tapia Ismael De Jesús

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: Sisal, Yucatán a 27 de enero de 2017

TUTOR DE TESIS:

NOMBRE

FIRMA

Abstract

Coral reefs have both important environmental functions and social and economic impacts. Beach protection is one of the main environmental functions of coral reefs, particularly fringing reefs, by reducing the incident energy to the beach. However, reef degradation associated to human pressures and climate change reduces this function, modifying nearshore dynamics and increasing the coastal vulnerability to erosion and extreme events. This study evaluates the effect of reef degradation over the nearshore dynamics, based on different scenarios in a beach protected by a portion of the Mesoamerican Reef System, Akumal's Bay, Mexico. This area has been degraded at a rate of 47% per decade based on the coral cover records since the 1995. Those changes and future scenarios were evaluated using the MIKE 21 coupling modeling system, including waves, hydrodynamics and sediment transport. The spectral wave and hydrodynamic models were validated and calibrated with data obtained during mean and extreme events. The reef crest was represented as a submerged dike, where the degradation scenarios included combinations of width and height decrease of the reef and diminishing roughness. The reef narrowing represents structural reef damage, while the reduced roughness the increasing coverage by algae. The results show that the effect of sea level rise, due to reef degradation, increases wave height, current velocity and nearshore sediment transport rates on the reef lagoon, along with translation of the wave break site shoreward. Based on these changes we expect shoreline erosion in the bay, which may decrease if the local stressors are managed, giving the system an opportunity to cope with global changes.

Resumen

Los arrecifes coralinos tienen funciones ambientales y sociales, además de tener un impacto en económico. La protección costera es uno de las principales funciones de los corales, debido a que reducen la energía incidente del oleaje a la playa. Sin embargo, la degradación de los arrecifes asociada con presiones antropogénicas y el cambio climático reducen dicha función, modificando la dinámica costera e incrementando la vulnerabilidad ante la erosión y eventos extremos. Este estudio evalúa los efectos de la degradación arrecifal sobre la dinámica litoral basada en diferentes casos de estudio en una playa protegida por una porción del Sistema Arrecifal Mesoamericano, La Bahía de Akumal, México. En esta área se cuenta con registro de población de corales duros desde 1995, la cual ha ido decreciendo a una tasa de 47% por década, es decir, cada diez años se pierde aproximadamente la mitad de la población existente. Estos cambios y futuros escenarios se evaluaron utilizando los modelos acoplados de oleaje, hidrodinámica y transporte de sedimentos de Mike21. Los modelos de oleaje e hidrodinámico, fueron calibrados y validados con datos obtenidos durante eventos de nortes y tormentas tropicales. Se ingresó al modelo un dique sumergido para representar el arrecife, donde los escenarios de degradación incluyeron una combinación de decremento en la altura y ancho del dique, además una disminución de rugosidad. El adelgazamiento del dique representa el daño estructural del arrecife, mientras que la disminución de rugosidad el achatamiento del arrecife. Los resultados muestran que el efecto de elevación del nivel del mar debido a degradación del arrecife, incrementa la altura del oleaje, la velocidad de las corrientes y las tasas de transporte de sedimento en sobre la laguna arrecifal. Basado en estos cambios esperamos erosión en la playa, el cual puede ser menor si los estresores locales son manejados, dando oportunidad al sistema de sobrellevar los cambios globales.

Agradecimientos

Al Concejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por su apoyo económico (Beca de Maestría)

Al proyecto interno del Instituto de Ingeniería-UNAM No 1162,5357 “**Caracterización hidrodinámica y evaluación de riesgo costero por degradación de la zona arrecifal de Akumal**” Quien brindo los apoyos para equipamiento y trabajos de campo

Al CONACYT por los apoyos otorgados al proyecto **INFR-2014-01-225561** con el cual se adquirieron algunos equipos como el CamSizer que fue utilizado en el desarrollo de este trabajo.

Al Proyecto “Desarrollo de mapas arrecifales de alta resolución espacial como precursores para modelación dinámica espacialmente explícita.” **CONACYT CB-2011 Clave: 0165791** del cual se obtuvieron datos de batimetría de alta resolución

Al Centro Ecológico Akumal por la ayuda en la colocación de instrumentos oceanográficos, por brindarnos hospedaje en sus instalaciones y por facilitar datos de batimetría.

Al Instituto de Ingeniería por brindarme las facilidades para realizar mi proyecto de investigación.

Al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología por facilitar datos de viento utilizados en la modelación numérica.

Un agradecimiento muy especial al **M.C. Christian Appendini** por sus valiosos consejos y asesoría sobre el uso del programa Mike 21

A la Universidad Nacional Autónoma de México por ser mi alma mater desde nivel bachillerato.

Contenido

Abstract.....	I
Resumen	II
Agradecimientos.....	III
Lista de Figuras	VI
CAPÍTULO 1 Introducción	1
1.1. Antecedentes.....	6
1.2. Justificación.....	8
1.3. Hipótesis	9
1.4. Objetivo	9
CAPÍTULO 2. Área de estudio	10
2.1. Ubicación	10
2.2. Geología y morfología	11
2.3. Características Meteorológicas.....	13
2.4. Características Oceanográficas	15
CAPÍTULO 3. Metodología.....	17
2.5. Levantamiento de línea de costa y perfiles de playa	18
2.6. Determinación de Mapas de Batimetría y de Rugosidad de alta resolución espacial	20
2.6.1. Levantamientos <i>Batimétricos</i>.....	21
2.6.2. <i>Complejidad Arrecifal</i>.....	22
2.7. Estudio Granulométrico	24
2.8. Actualización de Hindcast	27
2.9. Análisis extremal de oleaje y selección de oleaje para los estudios de caso	30
2.10. Caracterización oceanográfica actual	31
2.11. Modelación numérica de oleaje, corrientes y transporte de sedimentos	32
2.11.1. Malla <i>computacional</i>.....	32
2.11.2. Modelo de oleaje, Mike 21 SW.....	33
2.11.3. Modelo de <i>hidrodinámico</i>, Mike 21 HD.....	36
2.11.4. Modelo de transporte de sedimentos, Mike 21 ST	39
2.12. Escenarios de degradación de arrecifes.....	41

CAPÍTULO 4. Resultados	45
2.13. Batimetría	45
2.14. Granulometría	47
2.15. Clima marítimo	51
2.16. Implementación de modelos numéricos	55
CAPÍTULO 5. Conclusiones	105
Bibliografía	107
Anexo	112
Validación de los modelos.....	113

Lista de Figuras

Figura 1. Distribución mundial de los arrecifes	2
Figura 2. Perfil de arrecife bordeante. Fuente: Piesacom	3
Figura 3. Ubicación geográfica de la bahía de Akumal.	10
Figura 4. Mapa continuo de elevaciones mexicano con resolución espacial de 15 metros (CEM 3.0). Circulado en morado, se observa el gradiente topográfico en la costa de Quintana Roo (Fuente: INEGI).....	11
Figura 5. Estructura de arrecife bordeante, similar al que se encuentra en el caribe.	12
Figura 6. Histogramas de dirección de viento por meses. Fuente de información: ICML Puerto Morelos (UNAM).....	14
Figura 7. Mapa y tablas de eventos que han provocado una altura significativa de oleaje mayor a 3 metros frente a las costas de Akumal. Fuente: Appendini et al. 2013.....	16
Figura 8. Diagrama de flujo utilizado en este trabajo.	17
Figura 9. Levantamiento de Linde de Costa y perfiles de playa en la Bahía de Akumal	19
Figura 10. Cadenamientos seguidos para realizar el levantamiento de perfiles de playa	19
Figura 11. Metodología propuesta por Garza-Pérez (2004) para implementar la predicción espacial en habitas de arrecifes de coral. El hexágono es el sistema natural, con rectángulos redondeados se muestra la información recolectada, con elipses el tratamiento de los datos y en rectángulo los resultados y salidas. GRASP	21
Figura 12. Cadenamientos seguidos para realizar el levantamiento batimétrico fuera de la laguna arrecifal	22
Figura 13. Método de la cadena para estimar la complejidad arrecifal	23
Figura 14. Mapas de rugosidad para los escenarios de degradación. El primer panel es el escenario actual, el segundo el escenario a 10 años y el tercero a 20 años	24
Figura 15. Imágenes capturadas por el analizador de partículas. Del lado izquierdo un sedimento fino y del lado izquierdo uno más grueso. Las imágenes fueron capturadas por las dos cámaras, en la parte superior las imágenes corresponden a la cámara sin zoom y en la parte inferior corresponden a la cámara con acercamiento.	27
Figura 16. Datos presión del primero de Enero de 2016 a las 0:00 horas del reanálisis NARR. El área utilizada para generar el Hindcast se encuentra enmarcada de negro en el Golfo de México y en el Caribe. Fuente: NOAA	29
Figura 17. Serie de tiempo del oleaje significativo medido de la Boya oceanográfica 42056 en azul y la generada para actualizar el Hindcast en color verde. De lado izquierdo un gráfico QQ comparando los datos medidos contra los modelados.....	29
Figura 18. Serie de tiempo del oleaje significativo medido del ADPC en color verde y la generada para en el Hindcast de color azul. De lado izquierdo un gráfico QQ comparando los datos medidos contra los modelados.	30
Figura 19. Periodo de retorno contra Oleaje estimado.....	31
Figura 20. Malla computacional utilizada para el área de estudio, utilizada en los modelos numéricos	34

Figura 21. La grafica superior muestra la de degradación arrecifal en función de los registros cobertura de corales duros del CEA (1995-2014); los círculos azules son la degradación calculada a partir de los registros de población y los amarillos son los utilizados para los escenarios de degradación, obtenidos por el ajuste de los datos a una función exponencial (línea punteada). En la gráfica inferior muestro los intervalos de los coeficientes de Manning para la rugosidad de fondo, los círculos verdes representan el máximo de rugosidad, y el rojo los mínimos en rugosidad.	42
Figura 22. Área de la Curva de nivel de la cresta arrecifal en 2016 con batimetría en el fondo	43
Figura 23. Adelgazamiento de la cresta arrecifal. De lado izquierdo la esperada para 2026 y del lado derecho de 2036.....	44
Figura 24. Ejemplo de reducción de cresta arrecifal de acuerdo a los escenarios de degradación en un perfil del arrecife.....	44
Figura 25. Levantamientos topográfico de perfiles de playa y línea de costa y batimétrico. ...	46
Figura 26. Batimetría de alta resolución espacial en la zona de la bahía arrecifal de Akumal.	47
Figura 27. Distribución espacial de los sedimentos	48
Figura 28. Comparación de cuartiles y percentiles por ambos métodos para todas las estaciones de la primera campaña de recolección de sedimentos.....	49
Figura 29. Está grafica muestra la comparación entre los datos obtenidas por el método de tamices y el analizador de partículas de la estación 1+000. El panel superior es de frecuencia acumulada y panel inferior de frecuencia relativa	49
Figura 30. Distribución de tamaño de grano para las campañas 2 y 3.....	50
Figura 31. Serie de tiempo de altura de oleaje medido en tres temporadas. De color verde son las medidas fuera de la laguna arrecifal y de azul dentro de la bahía.....	52
Figura 32. Rosa de oleaje del lado izquierdo y de Corrientes de lado derecho. De colores fríos son los datos con menor magnitud y los calidos con una magitud más grande.....	53
Figura 33. Gráfica y tabla de análisis de armónicos de oleaje dentro de la laguna arrecifal y los armónicos de marea.....	54
Figura 34. Gráfica de dispersión de oleaje contra velocidad de corriente. Los puntos con colores cálidos nos indican menor dispersión de los datos y los azules mayor dispersión.	55
Figura 35. Series de tiempo de datos de superficie libre medidos y simulados con su correspondiente regresión lineal. La serie superior son datos obtenidos dentro de la laguna arrecifal, la serie inferior datos fuera de la laguna.....	57
Figura 36. Series de tiempo de datos de altura de oleaje medidos y simulados con su correspondiente regresión lineal. La serie superior son datos obtenidos dentro de la laguna arrecifal, la serie inferior datos fuera de la laguna.....	57
Figura 37. Superficie Libre actual. En colores fríos se presentan las zonas con menor elevación del mar y colores cálidos, mayor elevación. Se aprecian dos Set-ups, una dentro de toda la laguna arrecifal, y otra en la costa.	58
Figura 38. Hidrodinámica actual. Las corrientes más intestas se generan en las zonas de los canales.....	59

Figura 39. Altura de oleaje actual. El oleaje comienza a romper en toda la estructura del arrecife, pero es en la zona de la cresta arrecifal donde pierde altura de manera contrastante.	60
Figura 40. Diagrama de modelación con base a escenarios de degradación en casos de estudio	61
Figura 41. Localización de los perfiles transversales seleccionados para la comparación.	62
Figura 42. Altura de oleaje bajo 3 escenarios de degradación con oleaje de invierno. El resultado de la izquierda se ilustra la transformación del oleaje bajo el escenario arrecifal actual, la figura central para 10 años y la figura de la izquierda a 20 años. De colores fríos se muestra el oleaje con menor altura y en cálido oleaje más energético.	64
Figura 43. Altura significativa de oleaje de invierno en los perfiles seleccionados para los diferentes escenarios de degradación. La línea roja representa el escenario actual, la negra el escenario de 2026 y de verde 2036, estas se encuentran referidas a eje vertical izquierdo. El perfil es presentado con línea punteada y está referida al eje derecho de cada gráfica.	65
Figura 44. Superficie libre bajo 3 escenarios de degradación con oleaje de invierno. El resultado de la izquierda se ilustra la superficie del agua bajo el escenario arrecifal actual, la figura central para 10 años y la figura de la izquierda a 20 años. De colores fríos se muestra elevaciones con menor altura y en cálido mayor altura.	66
Figura 45. Superficie libre en invierno de los perfiles seleccionados para los diferentes escenarios de degradación. La línea roja representa el escenario actual, la negra el escenario de 2026 y de verde 2036, estas se encuentran referidas a eje vertical izquierdo. El perfil es presentado con línea punteada y está referida al eje derecho de cada gráfica.	67
Figura 46. Velocidad de corrientes bajo 3 escenarios de degradación con oleaje de invierno. El resultado de la izquierda se ilustra las velocidades de corrientes bajo el escenario arrecifal actual, la figura central para 10 años y la figura de la izquierda a 20 años. De colores fríos se muestran corrientes con menor magnitud y en cálido más veloces.	68
Figura 47. Velocidad de corrientes en invierno de los perfiles seleccionados para los diferentes escenarios de degradación. La línea roja representa el escenario actual, la negra el escenario de 2026 y de verde 2036, estas se encuentran referidas a eje vertical izquierdo. El perfil es presentado con línea punteada y está referida al eje derecho de cada gráfica.	69
Figura 48. Magnitud de la carga total bajo 3 escenarios de degradación con oleaje de invierno. El resultado de la izquierda se ilustra las cargas bajo el escenario arrecifal actual, la figura central para 10 años y la figura de la izquierda a 20 años. De colores fríos se muestran cargas con menor magnitud y en cálido más dinámicas.	70
Figura 49. Carga total en invierno de los perfiles seleccionados para los diferentes escenarios de degradación. La línea roja representa el escenario actual, la negra el escenario de 2026 y de verde 2036, estas se encuentran referidas a eje vertical izquierdo. El perfil es presentado con línea punteada y está referida al eje derecho de cada gráfica.	71
Figura 50. Transformación del oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno para los tres escenarios de degradación.	72
Figura 51. Transformación de la altura de oleaje en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 50 años.	73

Figura 52. Elevación del mar para los diferentes escenarios con oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno.	74
Figura 53. Transformación de la superficie libre en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 50 años.	75
Figura 54. Velocidad de corrientes bajo los tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno.	76
Figura 55. Transformación de las corrientes en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 50 años.	77
Figura 56. Magnitud de carga total bajo tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno.	78
Figura 57. Transformación de la magnitud de la carga total en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 50 años.	78
Figura 58. Transformación del oleaje con periodo de retorno de 100 años en invierno para los tres escenarios de degradación.	79
Figura 59. Transformación de la altura de oleaje en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 100 años.	80
Figura 60. Elevación del mar para los diferentes escenarios con oleaje con periodo de retorno de 100 años en invierno.	81
Figura 61. Transformación de la superficie libre en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 100 años.	81
Figura 62. Velocidad de corrientes bajo los tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno.	82
Figura 63. Transformación de las velocidades de corrientes en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 100 años.	83
Figura 64. Magnitud de carga total bajo tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno.	83
Figura 65. Transformación de la magnitud de carga total en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 100 años.	84
Figura 66. Transformación del oleaje de verano para los tres escenarios de degradación.	85
Figura 67. Transformación de la altura de oleaje en el caso de verano.	86
Figura 68. Elevación del mar para los diferentes escenarios con oleaje de verano.	86
Figura 69. Transformación de la superficie libre en el caso de verano.	87
Figura 70. Velocidad de corrientes bajo los tres escenarios de degradación con oleaje de verano.	88
Figura 71. Transformación de las corrientes en el caso de verano.	89
Figura 72. Magnitud de carga total bajo tres escenarios de degradación con oleaje de verano.	90
Figura 73. Transformación de la magnitud de la carga total en el caso de verano.	90
Figura 74. Transformación del oleaje con periodo de retorno de 50 años en verano para los tres escenarios de degradación.	91
Figura 75. Transformación de la altura de oleaje en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 50 años.	92

Figura 76. Elevación del mar para los diferentes escenarios con oleaje con periodo de retorno de 50 años en verano.....	93
Figura 77. Transformación de la superficie libre en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 50 años.	94
Figura 78. Velocidad de corrientes bajo los tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años.....	95
Figura 79. Transformación de las velocidades de corrientes en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 50 años.	96
Figura 80. Magnitud de carga total bajo tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años.....	97
Figura 81. Transformación de la magnitud de carga total en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 50 años.	97
Figura 82. Transformación del oleaje con periodo de retorno de 100 años en verano para los tres escenarios de degradación.	98
Figura 83. Transformación de la altura de oleaje en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 100 años.	99
Figura 84. Elevación del mar para los diferentes escenarios con oleaje con periodo de retorno de 100 años en verano.....	100
Figura 85. Transformación de la superficie libre en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 100 años.	101
Figura 86. Velocidad de corrientes bajo los tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 100 años en verano.....	102
Figura 87. Transformación de las velocidades de corrientes en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 100 años.	102
Figura 88. Magnitud de carga total bajo tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 100 años en verano.....	103
Figura 89. Transformación de la magnitud de carga total en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 100 años.	104
Figura 90. Perfiles de velocidad y dirección de corrientes	112
Figura 91. Serie de tiempo mareas medidas en tres temporadas. De color verde son las medidas por el ADCP y de azul por el vector.	113
Figura 92. Validación del modelo de oleaje dentro de la bahía	114
Figura 93. Validación del periodo de onda dentro de la laguna arrecifal.....	115
Figura 94. Validación de la superficie libre del modelo hidrodinámico dentro de la bahía arrecifal	116
Figura 95. Validación del modelo de oleaje fuera de la bahía Arrecifal.....	117
Figura 96. Validación de dirección de oleaje fuera de la laguna arrecifal.....	118
Figura 97. Validación del periodo de onda fuera de la laguna arrecifal.....	119
Figura 98. Validación de la velocidad de corrientes u del modelo hidrodinámico.....	120
Figura 99. Validación de la velocidad de corrientes v del modelo hidrodinámico.....	121
Figura 100. Validación de la superficie libre del modelo hidrodinámico fuera de la bahía arrecifal	122

CAPÍTULO 1 Introducción

Los arrecifes coralinos tienen un fuerte impacto para las comunidades costeras ya que cumplen con ciertas funciones ambientales y sociales que impactan directamente en la economía de la población. Adicionalmente, una de las principales funciones de estas estructuras naturales, es que brindan protección a las zonas costeras, en particular los arrecifes bordeantes o de barrera. Estos reducen en gran medida la energía incidente a la playa del oleaje, debido a su poca profundidad y complejidad estructural. No obstante, cambios en la física y química del agua a escala local y global, provocan mortalidad en la población coralina. El decremento en la población de corales en los arrecifes ocasiona que la estructura pierda complejidad o disminuya la fricción que el arrecife ocasiona al oleaje, esta fricción ocasiona que el oleaje pierda energía al llegar a la playa de esta manera, la dinámica litoral se ve modificada por este aumento en la energía, incrementando la vulnerabilidad costera ante erosión y eventos meteorológicos extremos.

Es conveniente entonces conocer sobre los arrecifes de coral su importancia y los efectos o consecuencias de su deterioro. Los arrecifes de coral son macro-estructuras orgánicas de carbonato de calcio, compuestas y construida por corales. Se han desarrollado entre las latitudes 30° Norte y 30° Sur (Figura 1). Su complejidad estructural es resultado de las colonias de corales, los cuales adquieren la forma más eficiente para aprovechar la luz y soportar los procesos físicos a los que están expuestos (sedimentación, oleaje y corrientes), formando un montículo complejo y rocoso en el suelo marino. Por otra parte, el volumen característico de los arrecifes es producto de la acumulación de esqueletos de colonias exitosas antecesoras que dan forma y longitud al sistema (Jordan-Dahlgren 1993). Se caracterizan por ser uno de los ecosistemas con mayor biodiversidad en el planeta (Alvarez-Filip et al. 2009), debido al tamaño y la complejidad de estos macro-organismos, además de que sirven de refugio, hábitat y sitio de alimentación de distintos organismos.

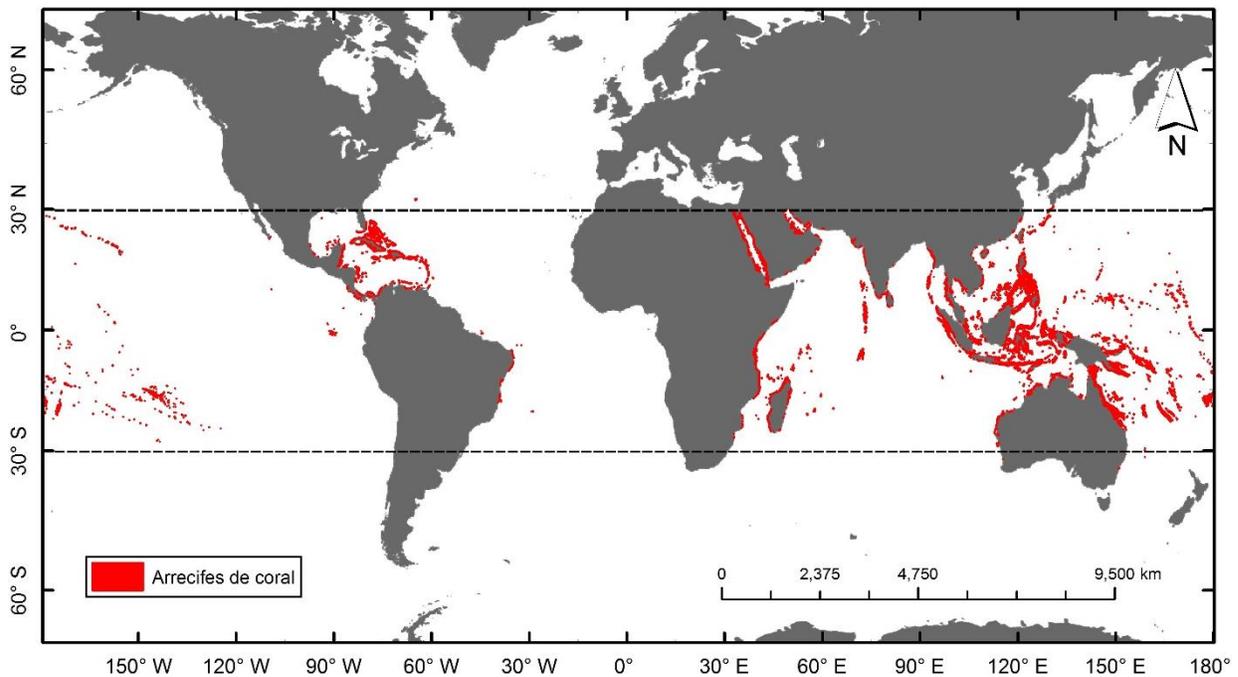


Figura 1. Distribución mundial de los arrecifes

Darwin (1842) clasificó a los arrecifes en tres grupos; atolones, arrecifes de barrera y bordeantes, con base a diferentes factores, como las propiedades morfológicas o profundidad, entre otros, clasificación que actualmente sigue vigente (Kennedy and Woodroffe 2002). Los arrecifes de barrera y los arrecifes bordeantes pueden alcanzar longitudes de miles de kilómetros como la Gran Barrera Arrecifal Australiana. El Sistema Arrecifal Mesoamericano (SAM) es un arrecife bordeante, el cual consiste en una barrera cercana a la costa, separado por un canal angosto de poca profundidad. Se divide en cuatro principales zonas; laguna, cresta, frente y pendiente arrecifal (Figura 2). La laguna arrecifal, comprende desde la cresta arrecifal hasta la playa, tiene poca profundidad y el fondo está formado por sedimento biogénico. La cresta es un prominente de apariencia rocosa que se encuentra posterior a la laguna. El frente del arrecife abarca desde la cresta arrecifal hasta la pendiente arrecifal, en éste habita la mayor cantidad de especies de coral. Por último, está la pendiente arrecifal, donde hay menor cantidad de luz disponible, por lo tanto menos corales y biodiversidad.

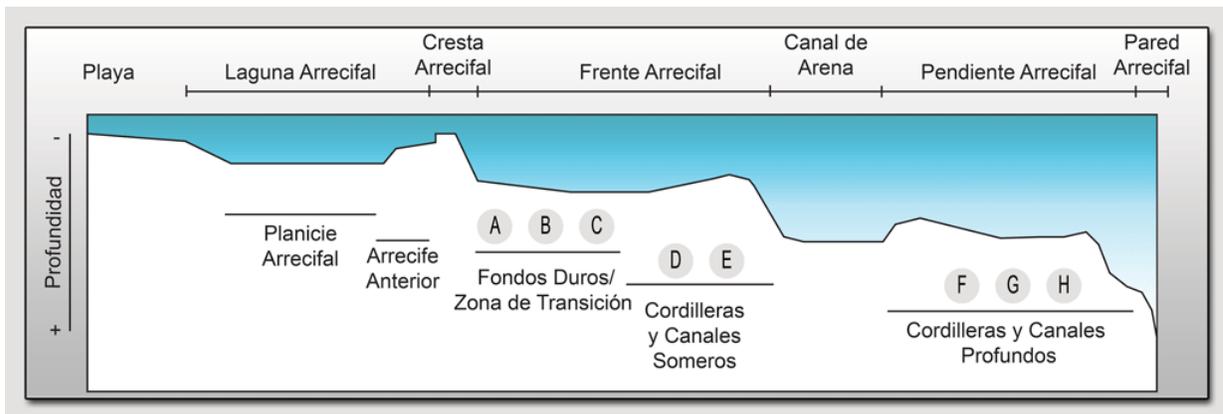


Figura 2. Perfil de arrecife bordeante. Fuente: Piesacom

La atenuación del oleaje se da a través de estas cuatro zonas, debido a la fricción de la estructura arrecifal y a la rotura en profundidades someras (Gourlay 1994; Lugo-Fernández et al. 1998a; Sheppard et al. 2005; Van Zanten and Beukering Van 2012). Un estudio bibliográfico llevado a cabo por Ferrario (2014) y colaboradores, menciona que en promedio la cresta arrecifal disipa 86% de la energía del oleaje, mientras que en la planicie arrecifal se amortigua 65% de la energía restante. En total, la energía que se pierde a través de todo el arrecife es del orden del 97%. Esto brinda estabilización y protección costera, reduciendo la erosión diaria en las playas ante oleaje normal. También reduce de manera significativa el oleaje presentado en eventos con gran cantidad energética (tormentas y ciclones), disminuyendo los daños tanto a las comunidades costeras como a las playas. Desafortunadamente en años recientes, los corales han sufrido de una alta mortalidad causada por impactos globales y locales (Alvarez-Filip et al. 2009; Hughes et al. 2016), provocando degradación en la estructura arrecifal.

El cambio climático es un proceso global que se ha dado de manera natural en la Tierra, es provocado por interacciones entre atmósfera, océano, superficie terrestre y cambios en la radiación solar. Sin embargo, acciones antropogénicas han ocasionado mayor concentración de aerosoles y gases de efecto invernadero en la atmósfera. Esto ha alterado la energía disponible del sistema climático, cambiando la reflexión y absorción de la radiación solar y terrestre. Las principales consecuencias del efecto invernadero hacia los arrecifes y a las playas son; mayor número de tormentas con mayor aporte energético, cambio en las corrientes oceánicas y en procesos biológicos a diferentes escalas, acidificación y aumento en la temperatura superficial del océano (Wilkinson 2008; Laffoley and Baxter 2016). El océano abarca

cerca del 70% de la superficie del planeta, por esta razón absorbe gran cantidad de las emisiones de CO_2 generado por los humanos (Sabine et al. 2004; Pörtner 2008; Laffloley and Baxter 2016), en este proceso se forma ácido carbónico ($CO_2 + H_2O = H_2CO_3$), que incrementa la concentraciones de iones de hidrogeno, provocando así, disolución del carbonato de calcio de la estructura arrecifal (Alvarez-Filip et al. 2009). Asimismo, el aumento en la temperatura superficial de los mares, así como la radiación incidente en los arrecifes, ha ocasionado blanqueamiento masivo en las colonias de coral, ejemplo de ello es el blanqueamiento masivo de la gran barrera arrecifal australiana en el presente año (Baird and Hughes 2016).

Aunado a lo anterior, el incremento poblacional en las zonas costeras, ha aumentado de manera exponencial la escala de los impactos sobre los arrecifes (Hughes et al. 2016), afectándolos de manera local. Se estima que cerca de 200 millones de habitantes a nivel mundial habitan en los primeros 50 *kilómetros* de cuerpos arrecifales y por debajo de los 10 *metros* de elevación (Ferrario et al. 2014). Ejemplo de esto es la costa de Quintana Roo. En esta región el desarrollo económico ha crecido de manera importante, y por ello la presión hacia el arrecife. Adicional al crecimiento poblacional, la geología de la península de Yucatán y la falta de un sistema de drenaje y tratamiento de aguas, contribuyen para que estas sean arrojadas directa o indirectamente al mar, ocasionando un aumento en los nutrientes aprovechables en el ecosistema arrecifal, aumentando de esta manera la biomasa de algas y población de plancton, incrementando la competencia por espacio y luz disponible entre la nueva biomasa y los corales. Aún más, la sobrepesca y el incremento del turismo ejercen día a día mayor presión desde mediados de 1970 en la región (Wilkson 2008).

Es de esperar entonces que estos factores tanto locales como globales disminuyan la población de arrecifes, resultando en menor resistencia para que el oleaje incida en la playa o en un aumento en la cantidad de energía sobre la playa ocasionando cambios en la dinámica costera, modificando la morfología de las costas antes protegidas por los arrecifes. En años recientes la erosión de las playas en zonas tropicales ha aumentado estos impactos, coincidiendo en mismo periodo con las altas tasas de mortalidad de los corales (Sheppard et al. 2005). Knight (1997) menciona un caso en Bali, donde los impactos locales para satisfacer la demanda de productos de construcción, permito que se incrementara la erosión y la dinámica costera.

El objetivo del trabajo es evaluar los efectos de la degradación arrecifal en la dinámica costera, basado en diferentes casos de estudio en la Bahía de Akumal, México. En este sitio, la población de corales duros en el arrecife ha disminuido en 47% por década, según registros y

mediciones realizadas desde 1995. Siguiendo esta tendencia, se establecieron los escenarios para las próximas dos décadas. Para representar la estructura arrecifal se colocó en los modelos un dique sumergido, el cual fue disminuido en altura y anchura para caracterizar el daño estructural en el arrecife. Del mismo modo se disminuyó la rugosidad simulando la cobertura de algas en los corales y el achatamiento de la estructura. Se evaluaron los escenarios utilizando los módulos de oleaje, hidrodinámica y transporte de sedimento de manera acoplada del modelo numérico Mike 21.

1.1. Antecedentes

Anteriormente muchas de las investigaciones se han centrado en los procesos de transformación del oleaje debido a la presencia de los arrecifes. El proceso más estudiado ha sido la atenuación del oleaje por la presencia de esta estructura (Hardy et al. 1991; Gourlay 1994; Lugo-Fernández et al. 1998a; Massel and Gourlay 2000; Lowe 2005; Paul and Amos 2011; Péquignot et al. 2011; Zijlema 2012a). De este proceso se han derivado trabajos que estudian el set-up (Gerritsen 1980; Gourlay 1996; Lugo-Fernández et al. 1998b; Massel and Gourlay 2000), la circulación en el arrecife (Hearn 1999; Hearn et al. 2001; Monismith 2007; Hoeke et al. 2011; Yao et al. 2012), la transformación y propagación del oleaje a través de la sistema arrecifal (Gourlay 1994; Lugo-Fernández et al. 1998a; Cialone and Smith 2007; Yao et al. 2012; Zijlema 2012b) y la hidrodinámica dentro de las lagunas arrecifales (Roberts 1979; Prager 1991; Kraines et al. 1998; Coronado et al. 2007; Lowe et al. 2009a). Varias de las investigaciones han considerado estos procesos en estos ecosistemas explicar procesos geológicos y ecológicos en los arrecifes. No obstante, existen escasos estudios enfocados en conocer la respuesta de la morfodinámica costera, de costas protegidas por estructuras arrecifales.

Sanderson (2000) realizó un trabajo llevado a cabo con mediciones de campo y con cartas de cambio de línea de costa. Los resultados señalaron que los cabos y tómbolos en la costa Ningaloo, Australia, varían por distintas variables. La proximidad al arrecife es una de estas variables, porque brinda mayor protección costera. Otra variable son las corrientes en la laguna arrecifal, las cuales son generadas por rotura del oleaje en el arrecife, mareas y oleaje de viento local. Los resultados indican que estas últimas son las que tienen mayor influencia en la morfodinámica de la costa.

En un trabajo de campo Kench y colaboradores (2006) presentan resultados de mediciones de oleaje y mareas en una planicie arrecifal a lo largo de un atolón en las Maldivas, y su implicación en la geomorfología de la isla. Mencionan que la energía de las olas influye para la existencia de islas debido al equilibrio energético del atolón, que combinado con la forma circular de las plataformas de arrecife, tiene dos efectos. El primero es asegurar que los sedimentos superiores de los arrecifes queden atrapados en las superficies de los arrecifes, contribuyendo así a la construcción de islas. Y el segundo es que las islas ocupan una gran proporción de la superficie disponible de los arrecifes. Posteriormente Kench (2009) examinó las diferencias espaciales en la energía del oleaje con datos de oleaje obtenidos de 6 estaciones, colocadas

en el mismo atolón. La meta fue conocer el aporte geomorfológico de estas diferencias espaciales. Los resultados explican que existe una ventana temporal durante cada ciclo de marea en el que el oleaje con suficiente energía pueden estimular el arrastre y el transporte de sedimentos en la costa de la isla. Así mismo, concluye que las oscilaciones en la posición de la playa son consecuencia de las corrientes costeras, que probablemente estimulan diferencias espaciales en la entrada de la energía a la isla. Y por último menciona que el ritmo al que se producen los ajustes morfológicos está dado por las diferencias en la energía de las olas entre las temporadas de monzones.

Storlazzi (2011) presenta resultados de modelación numérica en Hawái, en los cuales concluye que un incremento en el nivel medio del mar incrementará la erosión costera, la circulación y la cantidad de sedimento resuspendido. Esto se debe a que incremento en la energía del oleaje y de la circulación, generado por la elevación del nivel del mar, afectara la dinámica del sedimento a través del arrecife de coral. Por lo tanto, mientras más energético sea el oleaje que llega a la costa, éste excederá el tensor de cortante crítico para la resuspensión de materia en la costa, provocando erosión costera.

En 2005 Sheppard, con resultados de un modelo de hoja de cálculo en Seychelles, estima la energía del oleaje incidente a las playas en tres escenarios; uno actual y dos de posibles cambios en el futuro (si se continuara con las tasas de desintegración de los esqueleto de coral). Los escenarios de degradación fueron representados con una sobrelevación del nivel del mar. Los resultados muestran un incremento en la energía de la costa con mayor erosión en las estructuras arrecifales.

Alegria-Arzaburu y colaboradores (2013), examinan mediante modelación numérica, la disipación de energía atenuada por la cresta arrecifal y su rol en la morfodinámica. El objetivo del trabajo fue entender la importancia de la altura de la cresta en el transporte de sedimentos en aguas poco profundas. El trabajo se centra en las costas de Cancún y Puerto Morelos, México, donde solo Puerto Morelos posee la protección de una porción del SAM. Comparando los resultados, se encontró que la morfodinámica de Puerto Morelos era menos dinámica en comparación con la de Cancún. Además indican la existencia de un arrecife ancestral que tenía un metro más de altura en la cresta, éste proporcionaba 10% más protección a la playa. En contraste uno y dos metros menos de altura en la cresta reducen en 10% y 20% la atenuación de la onda, incrementando el volumen de transporte de sedimento

El estudio de Grady (2013) se centra en Hawái. Mediante modelación numérica evaluó la transformación del oleaje para cuantificar el flujo de energía disponible para permitir transporte de sedimento en la costa, bajo escenarios de degradación y de sobre elevación del nivel del mar. Sus resultados indican que la sobre elevación causará oleaje más alto que la degradación. Asimismo, las planicies angostas propician mayor energía a la costa, resultando en cambios en los patrones de erosión y acreción en la costa.

Estos estudios han contribuido a entender el papel de los cuerpos arrecifales con la morfología de las playas, sin embargo solo dos trabajos se han centrado en modelar posibles escenarios de degradación y su impacto en las playas. Sin embargo, ninguno de estos ha tomado en cuenta la degradación en tres dimensiones. Por otra parte, solo existe un trabajo en la costa del caribe mexicano (Alegria-Arzaburu et al. 2013).

1.2. Justificación

Los arrecifes desempeñan un papel importante en cuanto a protección y vulnerabilidad de las comunidades costeras se refiere, ya que atenúan la energía de las olas, capturan sedimentos, son estabilizadores costeros y mitigan gran parte del oleaje extremo generado por tormentas (Alegria-Arzaburu et al. 2013). Lamentablemente durante los últimos dos siglos, con el aumento de las poblaciones humanas, los efectos negativos sobre estas estructuras ha crecido de manera exponencial (Hughes et al. 2003).

La Bahía de Akumal representa un área de estudio ideal, pues se encuentra en la franja del caribe mexicano y sus playas se encuentran protegidas por el SAM. Este sitio es un lugar propicio para la alimentación y anidación de tortugas, pues entre la cresta arrecifal y la playa se forma una laguna con oleaje de poca altura. Dentro de la laguna, crecen pastos marinos, sirviendo de alimentación para las tortugas. Asimismo, es un sitio atractivo para los turistas pues su arrecife es de los más diversos en el caribe mexicano. No obstante, los arrecifes en la bahía están expuestos a los mismos factores de perturbación y presión que en todo el Caribe (Kennedy et al. 2013), lo cual está provocando degradación en la barrera arrecifal. Es de esperar que con dicha degradación disminuya la capacidad de protección costera ofrecida por el arrecife (Sheppard et al. 2005; Grady et al. 2012; Franklin et al. 2013).

Evaluando los trabajos anteriores encontramos que solo existe un trabajo que se centra en el caribe mexicano, mientras que los demás se han enfocados en arrecifes de los océanos Índico y Pacífico. No obstante, la investigación hecha en Puerto Morelos, México (Alegria-Arzaburu et

al. 2013), solo evalúa la importancia de la altura de la cresta en la costa. Por otra parte, hay trabajos que consideran posibles escenarios de sobrelevación del mar (Storlazzi et al. 2011; Grady et al. 2013), mientras que Grady (2013) adiciona escenarios de degradación en su trabajo, representándolo con el aumento de la profundidad de la batimetría en la zona arrecifal.

Este trabajo, busca evaluar el impacto de la degradación del arrecife sobre la playa, con diferentes escenarios predictivos de degradación. Escenarios en los cuales se disminuyó la rugosidad y la estructura arrecifal en tres dimensiones

1.3. Hipótesis

Mediante modelación numérica, sobre una malla computacional batimétrica de alta resolución, se espera obtener resultados que demuestren una mayor dinámica en la costa con base a escenarios de degradación de arrecife tomando en cuenta oleaje, hidrodinámica y transporte de sedimentos

1.4. Objetivo

El objetivo general de la tesis es desarrollar tres modelos numéricos 1) oleaje, 2) corrientes y 3) transporte de sedimentos acoplados de la bahía de Akumal, y caracterizar los procesos costeros del área con base a escenarios de configuración de arrecife y estudios de caso.

Para llevar a cabo este objetivo general será necesario cumplir con los siguientes objetivos específicos:

1. Caracterizar el tamaño de sedimento en la bahía.
2. Determinar un modelo batimétrico de alta resolución en la zona de Akumal.
3. Caracterización de los procesos costeros en el área de estudio.
4. Análisis extremal de oleaje para estudios de caso.
5. Representación de la cresta arrecifal actual para los escenarios predictivos de degradación
6. Implementación de los modelos numéricos.
7. Modelación numérica de oleaje, hidrodinámica y de transporte de sedimentos con base a escenarios de degradación de arrecife.

CAPÍTULO 2. Área de estudio

En este capítulo se describe el área de estudio, su ubicación geográfica, así como algunas características del lugar como la geología y características generales meteorológicas y oceánicas.

2.1. Ubicación

Akumal es un pequeño pueblo que basa su economía en la pesca y el turismo, pues recibe una cantidad importante de visitantes de la Riviera Maya. En los últimos años, Akumal se ha vuelto un sitio muy popular porque dentro de la bahía es posible el avistamiento de tortugas. Recibe su nombre por este hecho dado que Akumal significa “lugar de tortugas” en lengua Maya. La bahía de Akumal se encuentra localizada en la península de Yucatán, en el estado de Quintana Roo, México. Se ubica en la zona 16Q Norte de la proyección Universal Transversa de Mercator (UTM), con coordenadas geográficas 467000 *m.* al Oeste y 2254600 *m.* al Norte. Akumal está situado aproximadamente a 40 *km* al sur de Playa del Carmen y 30 *km* al norte de Tulum y se encuentra protegida por una estructura arrecifal bordeante perteneciente al SAM (Figura 3).

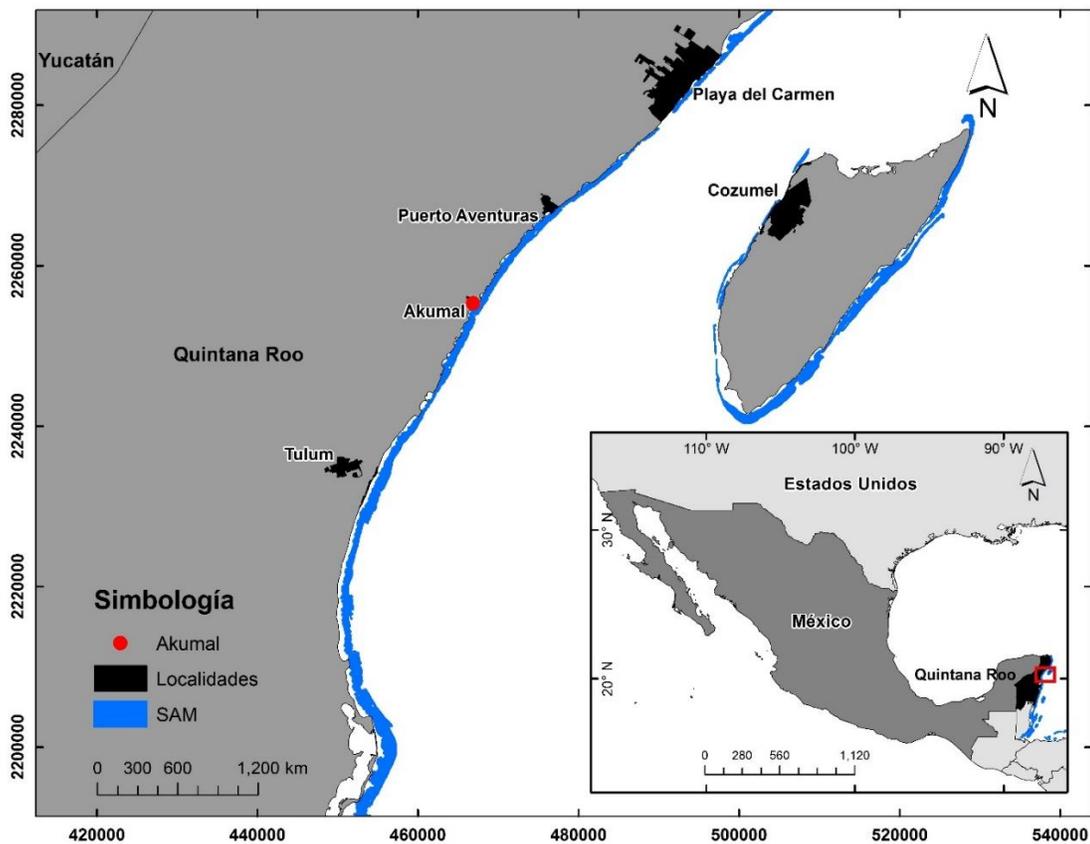


Figura 3. Ubicación geográfica de la bahía de Akumal.

2.2. Geología y morfología

La península de Yucatán es una unidad geológica cubierta casi en su totalidad por sedimentos calcáreos de origen marino del Paleoceno al Plioceno (Sánchez-Sánchez et al. 2015). La península se encuentra formada por depósitos de carbonatos y evaporitas del Cretácico, producto de mares pocos profundos que originaron calizas, dolomías y yeso (Bautista et al. 2005). En general esta unidad no presenta elevaciones, sin embargo, en la franja costera de Quintana Roo que va del Sur de Playa del Carmen a Tulum existe un gradiente topográfico, al cual se le conoce como Costa Alta del Caribe (Figura 4). Esta costa consiste en dunas induradas, formadas en el final del último periodo interglaciar del Pleistoceno (Shaw 2015), y se caracterizan por tener formas crecénticas, tal y como se presenta en la bahía de Akumal.

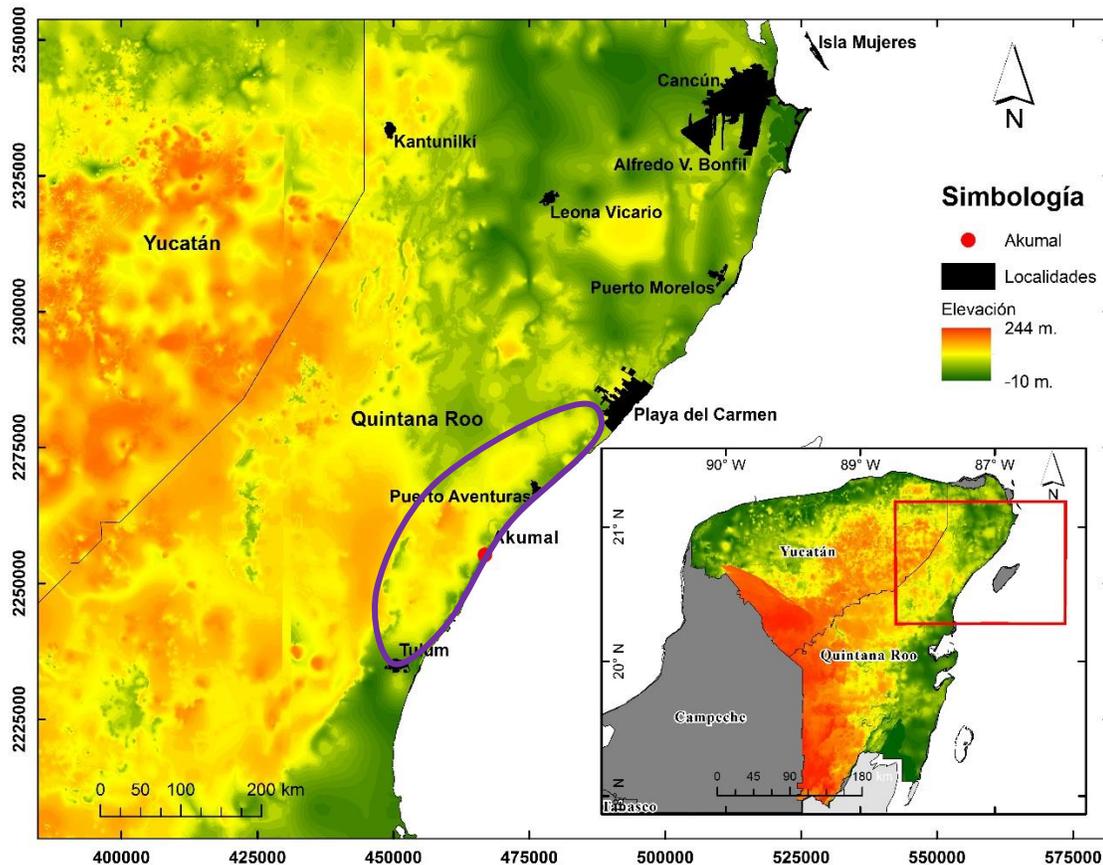


Figura 4. Mapa continuo de elevaciones mexicano con resolución espacial de 15 metros (CEM 3.0). Circulado en morado, se observa el gradiente topográfico en la costa de Quintana Roo (Fuente: INEGI).

Frente a Akumal se encuentra una barrera arrecifal bordeante (Figura 5), que se formó del Holoceno que se extiende sobre una plataforma carbonatada. El arrecife en la zona tiene una cresta bien definida, que a lo largo de ésta, tiene zonas de transición de pavimento calcáreo; y en la cara frontal del arrecife tiene sistemas de surcos y espolones (Garza-Pérez et al. 2004). Otra característica de la bahía es tener parches de coral y pasto marino en la laguna arrecifal. Los pastos brindan estabilidad y protección a la playa, ya que atrapan sedimento y adicionalmente disminuye la energía al oleaje. Este arrecife tiene la peculiaridad de tener dos canales que se generaron por la disolución del arrecife por acción del agua dulce. Uno de los canales se encuentra en la parte Norte de la bahía, mientras que el otro se encuentra en la parte Sur, siendo éste de mayor tamaño y profundidad, atravesando tanto la cresta arrecifal como su cara frontal. La existencia de estos canales permiten el flujo de sedimento de mar hacia dentro (Roberts 1979), sin embargo este flujo es menor por la presencia de pastos marinos.

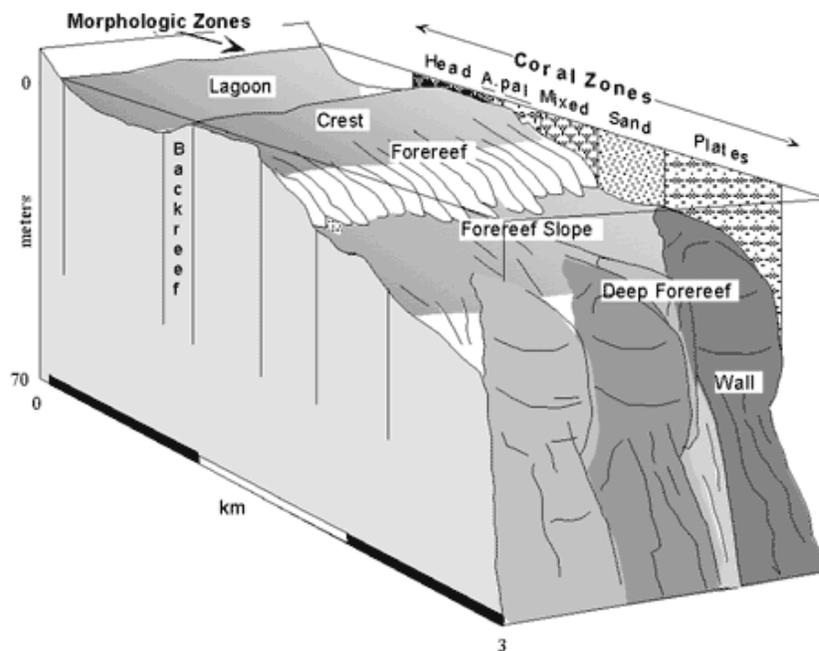


Figura 5. Estructura de arrecife bordeante, similar al que se encuentra en el caribe.

Al igual que el caribe mexicano, el litoral está compuesto de sedimentos finos y blancos. La disposición de los sedimentos son una mezcla, principalmente, de fragmentos biogénicos (esqueletos de moluscos y detritos de coral, etcétera) y, en menor cantidad, de fragmentos de rocas consolidadas de arenas calcáreas (Carranza-Edwards et al. 1996).

Dado que la región se encuentra formada por rocas carbonatadas altamente permeables y solubles, se ha desarrollado un sistema kárstico. El sistema tiene grandes fisuras, fracturas y cavernas, que sumado a la porosidad de las rocas y al poco espesor del suelo, provoca una rápida infiltración de agua de lluvia al acuífero (Hernández-Terrones et al. 2011). Sin embargo, el acuífero es no confinado por lo cual tiene descargas de agua dulce hacia el mar y recarga de agua salina en forma de cuña, causado por densidad del agua salina. Así mismo, La disolución y erosión de las rocas en combinación con las descargas a través de fracturas pueden formar caletas o bahías como la de Akumal (Baker et al. 2013).

2.3. Características Meteorológicas

El clima en la región es tropical con dos temporadas relevantes; verano e invierno, con una temperatura media anual de entre 24 y 26°C (Calderon-Aguilera et al. 2012). Durante el verano la media en la temperatura es de 29°C, mientras que en invierno la temperatura media es de aproximadamente 24°C con declives en la temperatura debidas a frentes fríos (Coronado et al. 2007). Por otra parte, la zona tiene una media anual de precipitación de 1210 mm. con una mayor ocurrencia en el verano entre los meses de Mayo y Octubre debido a la temporada de tormentas tropicales y huracanes. En los meses invierno, que van de Noviembre a Abril, se presenta la temporada de nortes. Durante este periodo cae 30% de la precipitación anual en la región (CONAGUA 2015).

Los datos de viento obtenidos de 2014 a 2016 por la estación meteorológica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, (UNAM) con sede en Puerto Morelos, muestran dos temporadas (Figura 6). El viento que impacta la zona llega entre los rumbos 30° Noreste y 30° Sureste. Sin embargo, existen vientos provenientes a 30° del Noroeste durante los meses de invierno (Octubre a Marzo) presentando una marcada distribución bimodal. Esto se explica por la presencia de frentes fríos provenientes del norte durante esos meses.

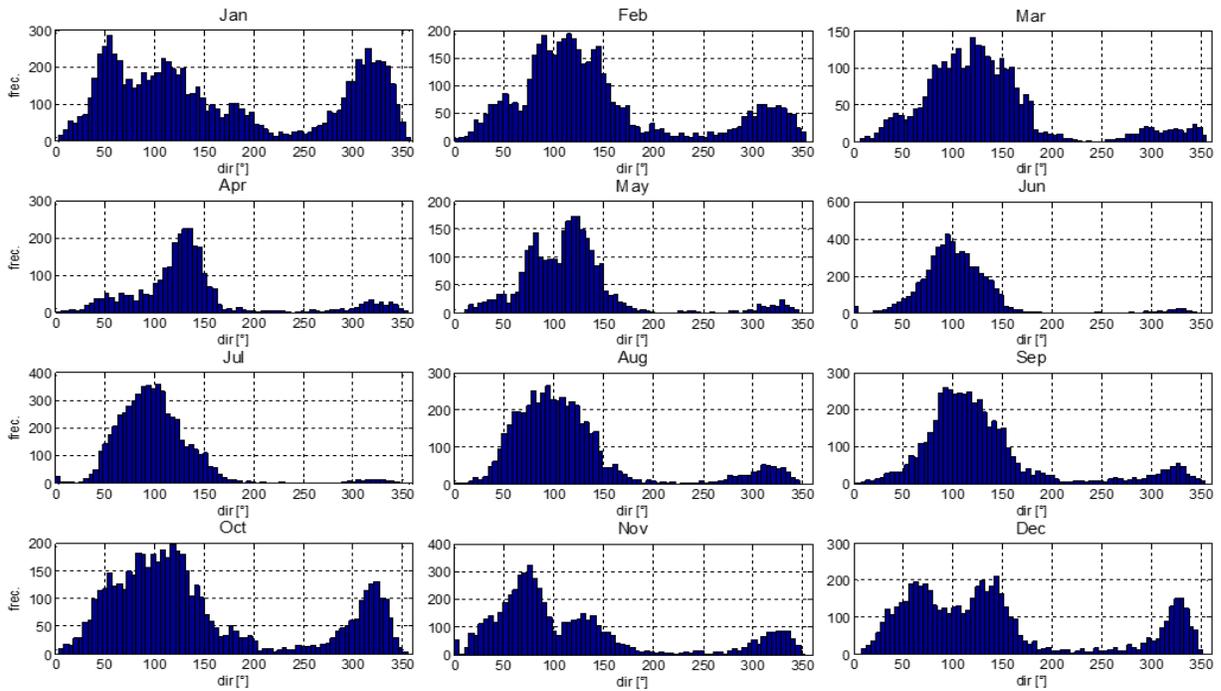


Figura 6. Histogramas de dirección de viento por meses. Fuente de información: ICML Puerto Morelos (UNAM).

En contraste con la época de “nortes”, en el verano los vientos predominantes tienen una distribución normal proveniente del Este. Durante estos meses el caribe mexicano se encuentra expuesto a huracanes y tormentas tropicales, pues coinciden vientos alisos provenientes del noreste y sureste, con el calentamiento de la zona intertropical de convergencia (Kjerfve 1994). Esto ocasiona que enormes cantidades de aire extremadamente húmedo y caliente, se levanten de la superficie del océano en un flujo de espiral (efecto de coriolis), creando en estas zonas baja presión, hacia las cuales afluirá el aire de los alrededores dando forma a un huracán (Dunion 2011). De acuerdo a datos obtenidos del Hindcast (Appendini et al. 2013), estos eventos han ocasionado un aumento en la velocidad del viento mayores a $100 \frac{km}{h}$ (Figura 7 de la sección 2.3). Figura 7. Mapa y tablas de eventos que han provocado una altura significativa de oleaje mayor a 3 metros frente a las costas de Akumal. Fuente: Appendini et al. 2013

2.4. Características Oceanográficas

En Akumal se presenta una micromarea semidiurna con un rango máximo medio de 14 *centímetros*. Durante mareas vivas tiene un promedio de 17 *cm*. Llegando en ocasiones hasta los 30 *cm*. Mientras que las mareas muertas tienen un rango medio de 8 *cm*. pudiendo ser de 2.5 *cm*.

En el sitio el oleaje está influenciado por vientos alisios provenientes del Mar Caribe, por lo que el clima es dominado por oleaje de mar de fondo (swell). Este oleaje tiene una altura significativa (*Hs*) de aproximadamente 0.8 metros con un periodo que oscila los 6 y 8 *segundos*. Durante el invierno, la zona se encuentra muy influenciada por los nortes, que van de seis a ocho eventos por año. Estos eventos pueden generar oleaje superior a 1.75 *m*. de altura. Dentro de la bahía la altura del oleaje promedio es de 12 *cm*, el cual ha sido reducido por la presencia de la cresta arrecifal. Esta estructura provoca que el oleaje pierda 85% de la altura significativa, sin embargo, por su localización geográfica se encuentra expuesto a huracanes y tormentas tropicales los cuales generan oleaje superior a 3 *m* de altura. En la figura 7 se muestran las trayectorias de algunos huracanes que han impactado la región. En la tabla 1, se muestran las principales características de estos huracanes.

Tabla 1. Características de los principales huracanes que han impactado la zona de estudio.

Año	Mes	Eventos	Categoría	Hs. [m.]
1988	Septiembre	Gilberto	Huracán 5	3.146
1998	Octubre	Mitch	Huracán 5	3.537
2001	Agosto	Chantal	Tormenta Tropical	4.174
2002	Septiembre	Isidoro	Huracán 5	5.016
2005	Octubre	Wilma	Huracán 5	6.277
2007	Agosto	Dean	Huracán 5	5.58
2011	Octubre	Rina	Tormenta Tropical	3.941
2012	Agosto	Ernesto	Huracán 5	3.321

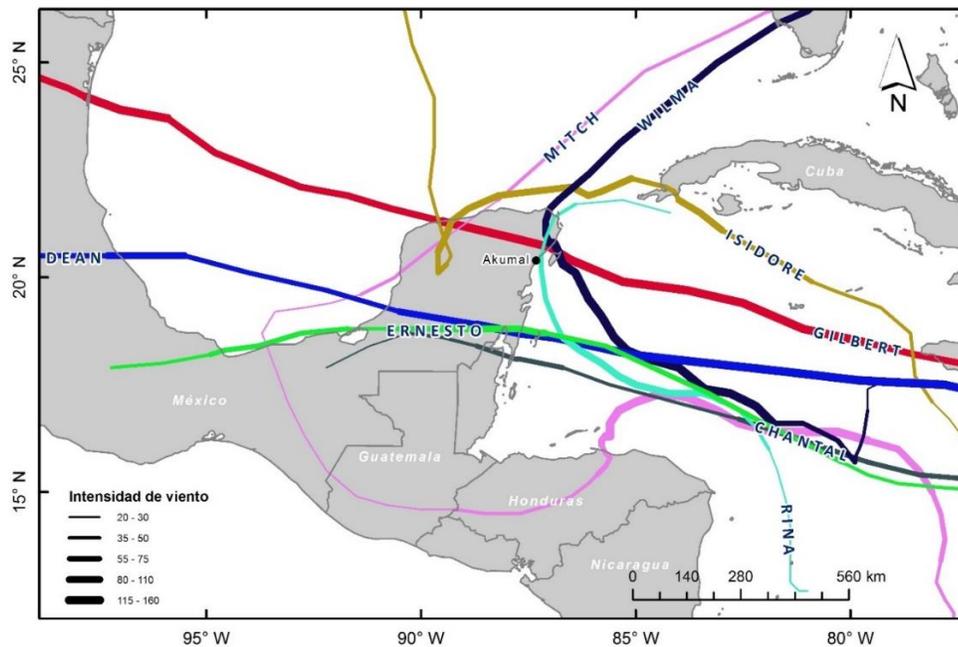


Figura 7. Mapa y tablas de eventos que han provocado una altura significativa de oleaje mayor a 3 metros frente a las costas de Akumal. Fuente: Appendini et al. 2013

La circulación dentro de la laguna es resultado de corrientes de agua introducidas por el rebase del oleaje sobre la cresta arrecifal al momento de romper, provocando que el nivel de agua aumente y se formen flujos de agua que salen por los canales de los arrecifes. De igual manera, la circulación en la laguna puede estar afectada de manera significativa por el régimen de vientos y la corriente del canal Cozumel. Un aumento en la intensidad de la corriente de Yucatán reduce el transporte en la bahía. Esto se explica porque el nivel del mar dentro de la laguna es modulado por la corriente de Yucatán mediante un acoplamiento geostrófico, que cuando se intensifica la corriente la fuerza dominante del oleaje es menos eficiente. En efecto, cuando el nivel de la bahía decrece, la zona de surf (resaca) se aleja de la barrera arrecifal, ocasionando una mayor disipación en el oleaje pues aumenta el área de contacto sobre el arrecife (Coronado et al. 2007).

CAPÍTULO 3. Metodología

Para evaluar la dinámica litoral en la bahía de Akumal, este trabajo se dividió en tres etapas: 1) Recopilación de información, 2) Procesamiento de datos e 3) implementación de modelos numéricos.

La recopilación de información se llevó a cabo tanto en campo como en gabinete. En lo que se refiere a campo, se realizaron 6 campañas para adquirir información relevante para el proyecto. Las actividades dentro de estas campañas comprendieron: recolección de muestras de sedimento, colocación de equipo oceanográfico, y se obtuvieron datos topobatemétricos. Por otro lado, se obtuvo una base de datos, que incluían, imágenes satelitales, índices de complejidad arrecifal, datos de viento y datos de reanálisis. Posteriormente, los datos se procesaron para implementar, calibrar y validar los modelos numéricos y de esta manera, evaluar la dinámica litoral. En la Figura 8 se muestra esquemáticamente la secuencia e información utilizada.



Figura 8. Diagrama de flujo utilizado en este trabajo.

Para representar la cresta arrecifal en el modelo, se ingresó un dique sumergido, el cual fue reducido en tres dimensiones, siguiendo la tendencia de degradación en la zona. A continuación se describe de manera detallada la metodología empleada en este trabajo

2.5. Levantamiento de línea de costa y perfiles de playa

Las playas son sistemas no estáticos, esto quiere decir entre otras cosas que la línea de costa cambia de posición y forma a lo largo del tiempo. Conocer la configuración de la playa o mejor dicho topografía, es relevante en los modelos numéricos de transporte de sedimento y de oleaje, pues la rotura del oleaje depende de la profundidad, y cuando se da la rotura del oleaje es cuando la turbulencia transporta mayor cantidad de sedimentos a lo largo de la playa. Además, la línea de costa es uno de las fronteras iniciales en todo modelo numérico

De esta forma, con la finalidad de contar con la configuración topográfica de la zona de estudio, se realizaron dos levantamientos topográficos de perfiles de playa y línea de costa con instrumentación GPS (Figura 9). El método utilizado fue un levantamiento Cinemático de Post-Procesado (PPK, por sus siglas en inglés). Este levantamiento consiste en la obtención de coordenadas con precisión centimétrica ($1 a 2\text{ cm} + 2\text{ ppm}$) al momento de ser procesadas. Esto se logra con un receptor estático (base), y un número determinado de receptores móviles (“rovers”) que registran la posición cada segundo o intervalo dado.

En el trabajo se emplearon dos antenas GPS (ProMark 500 Magellan). La primera antena se utilizó como estación base, la cual se colocó sobre el techo de las antiguas oficinas del CEA. La otra antena fue montada en una mochila, para realizar el levantamiento de línea de costa y de los perfiles de playa. Esto se realizó caminando por la orilla de la playa y en los transectos de los perfiles de playa, se caminó con una orientación sensiblemente perpendicular a la línea de costa (Figura 9). Para tener la localización correcta de las secciones, se planearon transectos a cada 100 m que previamente fueron trazados en AutoCAD (Figura 10).

Una vez realizado el levantamiento se realizó el Post Proceso de los datos con el software GNSS Solutions, el sistema de coordenadas utilizado se ligó a las coordenadas UTM del INEGI utilizando los datos de la estación activa de Chetumal con coordenadas $18^{\circ}29'42.99641''\text{ N}$ y $88^{\circ}17'57.20961''\text{ O}$. Los datos de los perfiles y línea de costa, fueron utilizados para generar una batimetría de alta resolución espacial. Por otra parte, las coordenadas de la línea de costa fueron añadidas como frontera de los modelos numéricos.



Figura 9. Levantamiento de Linde de Costa y perfiles de playa en la Bahía de Akumal

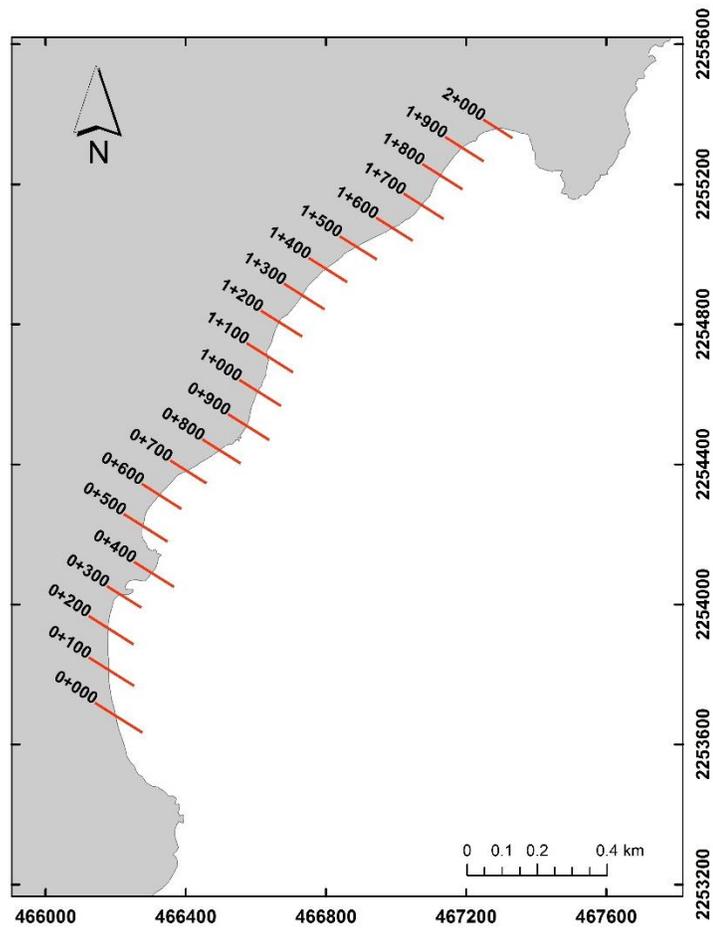


Figura 10. Cadenamientos seguidos para realizar el levantamiento de perfiles de playa

2.6. Determinación de Mapas de Batimetría y de Rugosidad de alta resolución espacial

Los mapas batimétricos representan las profundidades del fondo marino a partir de un banco de nivel establecido, en este caso, estas profundidades fueron obtenidas en campo, representando así, la topografía que se encuentra por debajo de un cuerpo de agua. Son utilizados para navegación, obras hidráulicas o investigación científica. Dentro de la investigación científica, los modelos numéricos necesitan de una batimetría como condición de frontera para poder ser propagado por ejemplo el oleaje sobre ésta. Esta batimetría es ingresada a los modelos como una malla computacional, en donde cada punto de la malla representa un valor de la batimetría con coordenadas geográficas. Sobre estos nodos se resuelven las ecuaciones que describen a los flujos, al oleaje y al transporte de sedimentos.

Por otra parte, en muchas ocasiones los procesos no dependen de una sola variable sino de múltiples variables y mientras más variables sean consideradas mayor será la precisión del resultado sin embargo la complejidad para resolver el proceso se incrementa considerablemente, en este caso una de las variables importantes que se consideró en el proceso fue la rugosidad del fondo, para ello, también se generó una malla de rugosidad, la cual fue importante porque en los arrecifes esta causa que las corrientes y el oleaje pierdan energía sobre la estructura. Tanto el mapa de rugosidad como la batimetría, fueron calculados y proporcionados por el Dr. Rodrigo Garza utilizando el método propuesto por Garza-Pérez (2004). El método consiste en predecir espacialmente la variable de interés, mediante una imagen satelital y datos obtenidos en campo. Para este trabajo las variables predichas fueron la elevación y complejidad arrecifal (Figura 11).

La primera parte para derivar las mallas computacionales se realizó en campo, con levantamientos batimétricos, topográficos y rugosidad arrecifal. La segunda parte consistió en el procesamiento de los datos de campo con la imagen satelital.

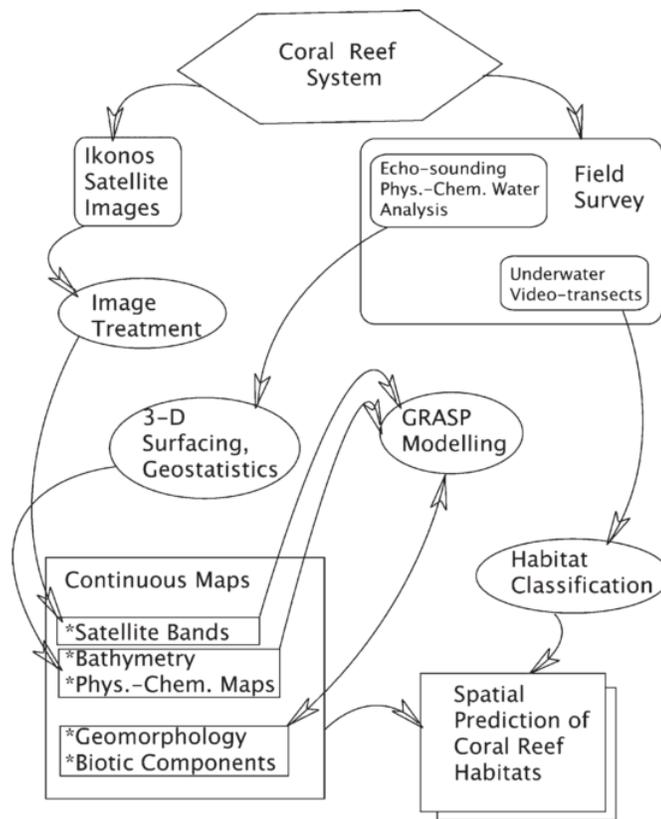


Figura 11. Metodología propuesta por Garza-Pérez (2004) para implementar la predicción espacial en habitas de arrecifes de coral. El hexágono es el sistema natural, con rectángulos redondeados se muestra la información recolectada, con elipses el tratamiento de los datos y en rectángulo los resultados y salidas. GRASP

2.6.1. Levantamientos *Batimétricos*

Los datos de campo de las batimetrías fueron obtenidos, tanto por el Centro Ecológico de Akumal (CEA), como por el Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costero del Instituto de Ingeniería. El CEA colaboró con una batimetría realizada dentro de la parte norte de la bahía arrecifal con una ecosonda portátil montada sobre un cayac e impulsado a nado para evitar impactar sobre el arrecife. Posteriormente en una campaña adicional se realizó una batimetría con una ecosonda de calidad hidrográfica de doble frecuencia marca Valeport, fuera de la laguna arrecifal, esta se realizó siguiendo transectos previamente planificado con el programa AutoCad (figura 12). Posteriormente a los datos obtenidos se les realizo un postproceso, para eliminar profundidades erróneas del levantamiento y suavizar los perfiles con el software HYPACK (Hydrographic Survey).

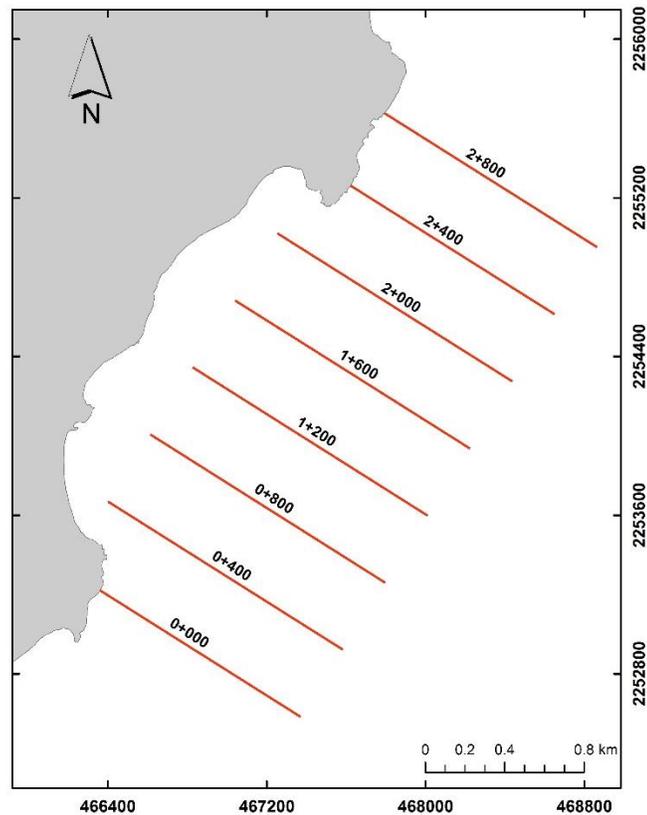


Figura 12. Cadenamientos seguidos para realizar el levantamiento batimétrico fuera de la laguna arrecifal

2.6.2. Complejidad Arrecifal

El mapa de rugosidad fue proporcionada por el Dr. Rodrigo Garza, la cual se realiza en transectos mediante el método de la cadena y videotransectos que consiste en colocar cuidadosamente una cadena, de longitud conocida, a lo largo de la superficie del coral, en línea recta. Posteriormente se mide con cinta desde el punto donde inicia la cadena hasta el otro extremo (Figura 13). Para conocer el índice de complejidad topográfico en cada uno de los transectos se realiza una división de la longitud que alcanzó la cadena sobre la superficie entre la longitud total de esta como se muestra en la Ecuación 1. Mientras este índice se acerca más al *uno* significa que la rugosidad es menor mientras que un valor cercano a *cero* representa una alta rugosidad.

$$ICT = 1 - \frac{\text{Distancia de contorno}}{\text{Distancia Lineal}}$$

Ecuación 1

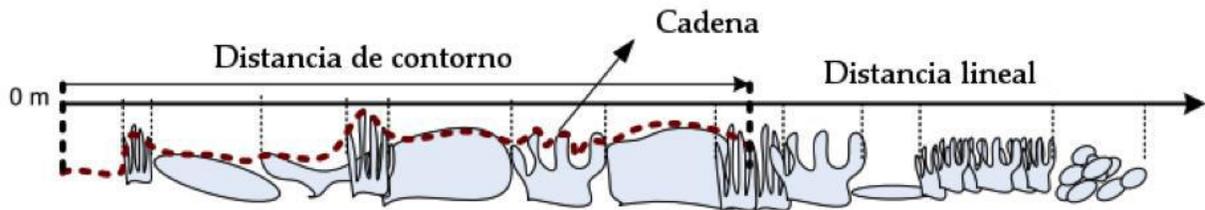


Figura 13. Método de la cadena para estimar la complejidad arrecifal

3.2.3. Estimación espacial de profundidades y complejidad

La metodología llevada a cabo por Dr. Garza utiliza una imagen satelital WorldView-2, con una banda espectral aplicable a zonas costeras (369 – 458 nm) y una resolución espacial de 2 metros. A la imagen se le aplica un tratamiento que consiste de tres partes (Hogrefe 2009) para posteriormente utilizar el Análisis de Regresión Generalizada y Predicción Espacial (GRASP por sus siglas en inglés) versión 3.5.

La primer parte del tratamiento es la corrección a la imagen, en donde se convierten los valores digitales a valores de radianza. Las correcciones incluyen correcciones radiométricas, atmosféricas y por reflexión de agua (Hochberg et al. 2003). La segunda parte consiste en linealizar la caída del espectro como función de la profundidad y finalmente, se derivan las profundidades en los valores sin datos, para extraer linealmente los valores espectrales y de profundidad.

Posterior al resultado mencionado anteriormente se ajustan los datos de la batimetría y de complejidad arrecifal a un Modelo Aditivo Generalizado (GAM, por sus siglas en inglés) con GRASP v.3.5 utilizando el 60% de los datos obtenidos en campo. La variable de respuesta (dependiente) en el modelo son las bases de datos completas de las batimetrías y de la complejidad topográfica. Mientras que los valores extraídos de las imágenes en cada una de las bandas, correspondientes al 60% de las bases de datos, se ingresan como variables predictivas al GRASP v3.5, el resto de los datos sirve para evaluar con una validación cruzada la precisión del mapa predictivo de profundidades.

La metodología para obtener la rugosidad del arrecife a partir de los datos de complejidad estructural, consiste en una normalización de los valores, de modo que los valores más altos en complejidad arrecifal tendrían un valor alto de coeficiente de Manning. El valor de Manning

inicial n propuesto para validar los modelos numéricos en la zona arrecifal fue de 0.25 en las zonas de mayor complejidad y de $n = 0.15$ en zonas menos rugosas. Estos coeficientes utilizados por el centro de Desarrollo e Investigación Ingenieril de la Armada de Estados Unidos (Cialone and Smith 2007).

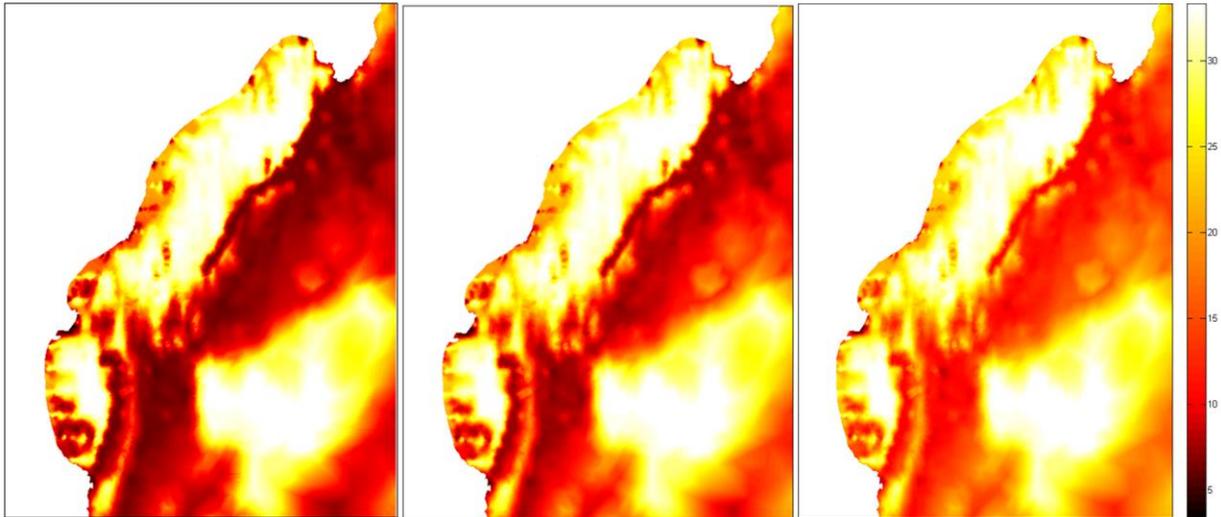


Figura 14. Mapas de rugosidad para los escenarios de degradación. El primer panel es el escenario actual, el segundo el escenario a 10 años y el tercero a 20 años

2.7. Estudio Granulométrico

Las playas están compuestas de una gran variedad de materias con distintas formas y tamaños. La distribución de estos materiales depende de varios factores, como lo es la topografía, viento, corrientes y energía del oleaje. Conocer las características del sedimento es útil para identificar las causas que provocan el transporte de sedimentos, ejemplo de esto es encontrar granos de sedimento más gruesos en donde existe una mayor incidencia de energía y más finos en donde existe poca energía. Por ello, es importante caracterizar el tamaño de grano si se desea conocer el comportamiento de la morfología ante procesos costeros.

En este trabajo se realizó un análisis granulométrico para obtener la distribución de tamaño de grano en el área de estudio a partir del D_{50} a lo largo de la línea de costa. Los resultados obtenidos en este análisis fueron utilizados en los modelos numéricos y para complementar la malla de rugosidad del modelo de oleaje.

La caracterización del sedimento en la bahía se dividió en dos partes: a) trabajo de campo y b) de laboratorio.

Se llevaron a cabo tres campañas de recolección de muestras de sedimento. La posición de cada una de ellas corresponde a una muestra por cada perfil de playa. Esta recolección fue hecha en la zona de lavado (zona de swash).

En cuanto al trabajo de laboratorio, se realizó un análisis granulométrico utilizando el método de tamices, y otros tres análisis utilizando un analizador de tamaño de partículas.

En la primera campaña de campo realizada el 11 de septiembre de 2014, se recolectaron muestras de sedimento cada 200 *metros*, correspondientes a cadenamientos del levantamiento topográfico de los perfiles de playa. El total se recolectaron 10 muestras, iniciando en la estación 0 + 000 y terminando en el 2 + 000, cabe mencionar que en la tercera estación (0 + 600) no se recolecto muestra, porque en este sitio la playa está constituida de un macizo rocoso. Cada muestra de sedimento fue colocada en bolsas resellables con una etiqueta del cadenamiento correspondiente. Las siguientes dos campañas fueron realizadas el 1 de diciembre de 2015 y el 4 de marzo de 2016. En ambas campañas, se recolectaron muestras cada 100 *metros* sobre las secciones del levantamiento de línea de costa.

Para obtener la granulometría del primer conjunto de muestras obtenidas en 2014, primeramente se utilizó el método con tamices y posteriormente se utilizó el analizador de partículas (CamSizer). Esto se llevó a cabo dándole un pretratamiento a las muestras que consistió en limpieza, posteriormente se tamizaron y se registraron las lecturas.

Inicialmente, todos los conjuntos de muestras recogidas durante las tres campas, se cuartearon para obtener una muestra representativa del sedimento. Posteriormente se realizó un proceso de limpieza; que consistió en lavar la arena con peróxido de hidrógeno (H_2O_2), también conocido como agua oxigenada, agitando las muestras en vasos de precipitado con la finalidad de remover los residuos orgánicos de la muestra y en los casos en que la materia orgánica fuera de tamaño considerable, se removió de manera manual. Una vez removida la materia orgánica, se agregó agua destilada (H_2O) en repetidas ocasiones, teniendo mucho cuidado con no perder limos al momento de decantar el sedimento. Esta limpieza con agua destilada sirvió como un neutralizador de cargas eléctricas, es decir, evita que las partículas más pequeñas se mantengan unidas unas con otras. Este proceso fue realizado en repetidas ocasiones hasta tener una muestra con el agua clara. Por último, se procedió a secar las muestras en un horno eléctrico a 120 grados durante al menos 24 horas.

El análisis granulométrico con tamices, se basa en la cantidad de volumen retenido en cada una de las mallas. Por lo que a diferencia del método hecho con el analizador de partículas, fue necesario tomar constantemente los pesos de las muestras.

Antes de iniciar la limpieza, la muestra se pesó con una báscula de alta precisión, así como los vasos de precipitados con la finalidad tener el volumen inicial del sedimento y el volumen al final de la limpieza para cada muestra. La diferencia entre estos pesos representa la pérdida de volumen por materia orgánica y secado.

El siguiente paso fue el tamizado de las muestras en una columna conformada por varias mallas, enlistadas en la Tabla 2. Posteriormente para tener una mejor distribución del sedimento en las mallas, se colocó la columna en un vibrador mecánico. Una vez distribuido el sedimento, se pesó por mallas cada una de las muestras, llevando el registro del volumen retenido.

Tabla 2 Tabla con las clases de los tamices y su dimensión en milímetros con su correspondiente phi Φ

Clase	Tamiz (mm)	Φ
10	2	-1
18	1	0
35	0.5	1
60	0.25	2
120	0.125	3
230	0.0625	4
Menor	0.03125	5

Por otro lado, también se realizó el análisis granulométrico con un analizador de partículas (CAMSIZER P4) en el cual, solo se necesita limpiar las muestras y secarlas. Una vez hecho, esto se procede a colocar la muestra en una canaleta vibratoria, que deja caer el sedimento de manera continua y distribuida a un conducto. En este conducto el material cae entre una fuente de luz y cámaras de alta velocidad y a través de un programa que analiza las imágenes es posible obtener el tamaño de las partículas.

Para realizar la granulometría de las tres campañas, se utilizó el CAMSIZER P4, el cual es un medidor óptico que emplea un análisis dinámico de imágenes. Esta herramienta realiza el análisis mediante un seguimiento de partículas a través de las imágenes, donde calcula el área de cada grano. Las imágenes son obtenidas a una frecuencia de 60 Hz., es decir, 60 cuadros

por segundos. Proceso que se lleva a cabo con dos cámaras, una de mayor resolución que se encarga de los sedimentos más pequeños mientras que la otra de los sedimentos grandes, pudiendo así caracterizar partículas, que van, desde 20 *micrómetros* hasta 30 *milímetros* (Figura 15).

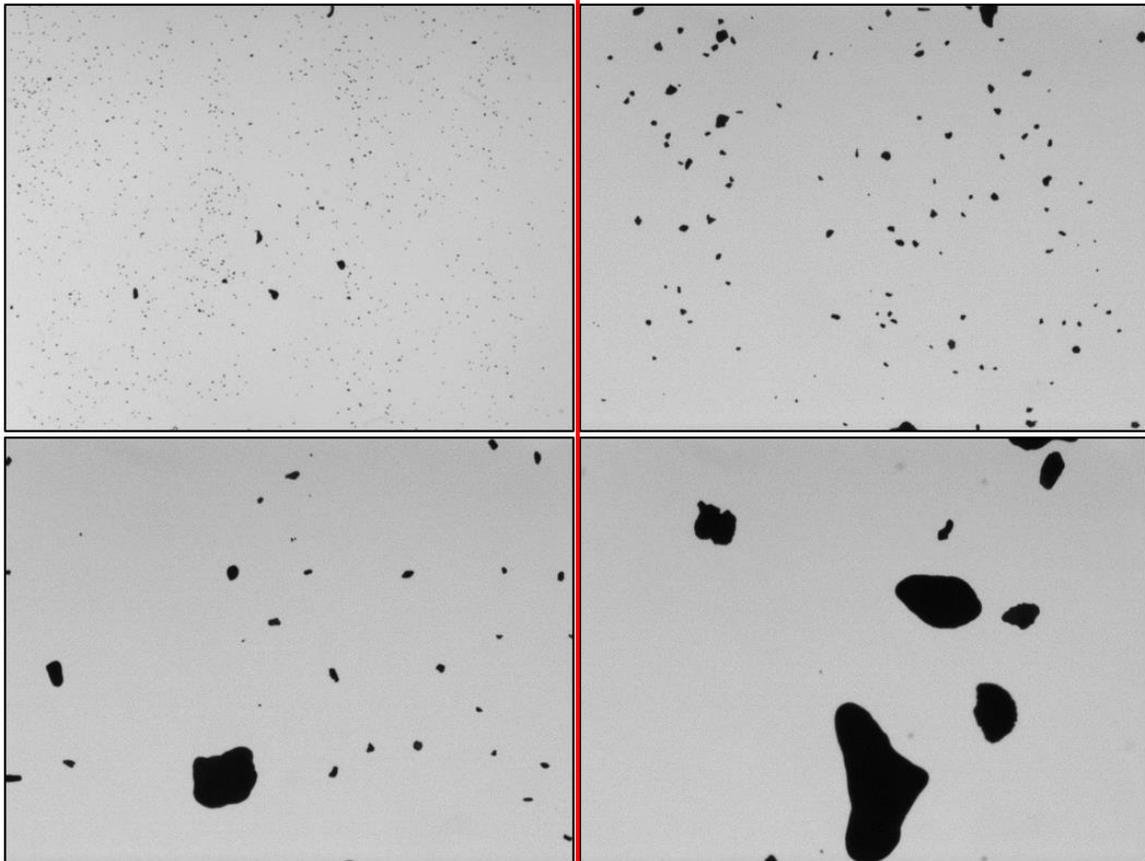


Figura 15. Imágenes capturadas por el analizador de partículas. Del lado izquierdo un sedimento fino y del lado izquierdo uno más grueso. Las imágenes fueron capturadas por las dos cámaras, en la parte superior las imágenes corresponden a la cámara sin zoom y en la parte inferior corresponden a la cámara con acercamiento.

2.8. Actualización de Hindcast

Un Hindcast es una predicción histórica de distintas variables, en este caso de oleaje y viento. Es pronosticado con datos de viento y presión a una mayor resolución que la de los datos de entrada. También son útiles para rellenar series incompletas de datos medidos, asimismo puede ser empleado para hacer análisis extremal de eventos como huracanes, tormentas u

oleaje extremo. En este trabajo, se utilizó un Hindcast para calcular el oleaje extremal con un periodo de retorno de 50 y 100 años, para época de invierno y para verano y utilizarlos como estudio de caso.

En 2013 el Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC) generó un Hindcast para el Golfo de México y la zona del caribe con una duración de 30 años, desde el año 1979 hasta el 2008 (Appendini et al. 2013). Esta caracterización del clima marítimo se realizó utilizando el modelo Mike 21 SW, forzado con datos del Reanálisis Regional de América del Norte (NARR por sus siglas en inglés). El reanálisis es un modelo generado cada 3 horas en 29 niveles de presión (elevación sobre el nivel del mar). La resolución espacial máxima de este producto es de 0.3 grados ($\approx 32 \text{ km}$) en las latitudes menores, debido a que los datos están representados con una proyección Cónica Conforme de Lambert (Figura 16), siendo ésta la ideal para los Estados Unidos, pues se encuentra en una latitud media. Para realizar la caracterización del Golfo y del caribe se obtuvieron datos de viento en dirección \bar{u} y \bar{v} ($\frac{m}{s}$) a una altura de 10 metros sobre la superficie del agua y datos de presión a nivel (Pa) superficie.

En el Hindcast mencionado, los parámetros de oleaje para el área de estudio se encontraban sobreestimada porque se generó con la finalidad de tener un mejor ajuste en eventos de Huracanes en la costa norte de Yucatán. Por lo anterior, el Hindcast se ajustó para obtener valores que se asemejaran mayormente al oleaje medido en la región (1979-2008). Esta actualización abarcó del año 2009 a 2015 y se realizó cambiando el coeficiente de disipación por White Capping C_{dis} de 3.5 a 8, forzándolo con los datos de viento y presión del NARR. Estos datos se interpolaron en una región con un límite al suroeste de $98.5^{\circ}W$ con $7^{\circ}N$ y al noreste de $60^{\circ}W$ con $31^{\circ}N$ (Figura 16).

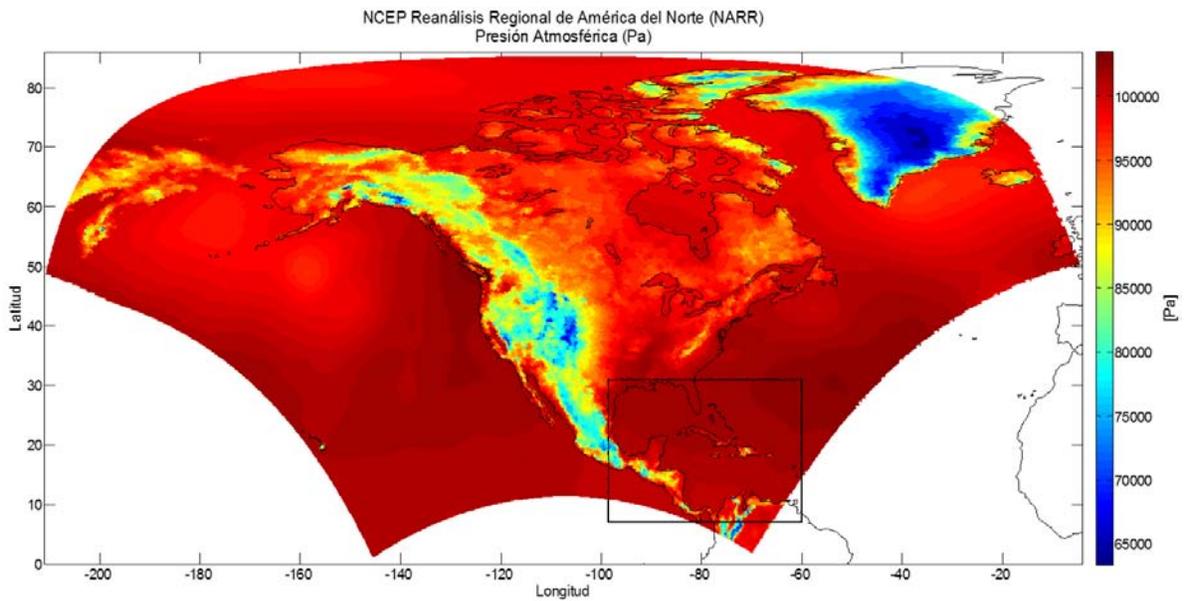


Figura 16. Datos presión del primero de Enero de 2016 a las 0:00 horas del reanálisis NARR. El área utilizada para generar el Hindcast se encuentra enmarcada de negro en el Golfo de México y en el Caribe. Fuente: NOAA

Esta actualización se validó con datos de una boya oceanográfica de la Administración nacional oceanográfica y atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) (Figura 17). La boya utilizada fue la número 42056 (Yucatán Basin – 120 NM ESE of Cozumel, MX) que se encuentra en la cuenca de Yucatán con una Latitud de 19°48'6" Norte y una longitud en el Oeste de 84°51'24". La validación nos indica que ambas series tiene una distribución similar, por lo cual el gráfico QQ muestra un coeficiente r de correlación lineal de 97%.

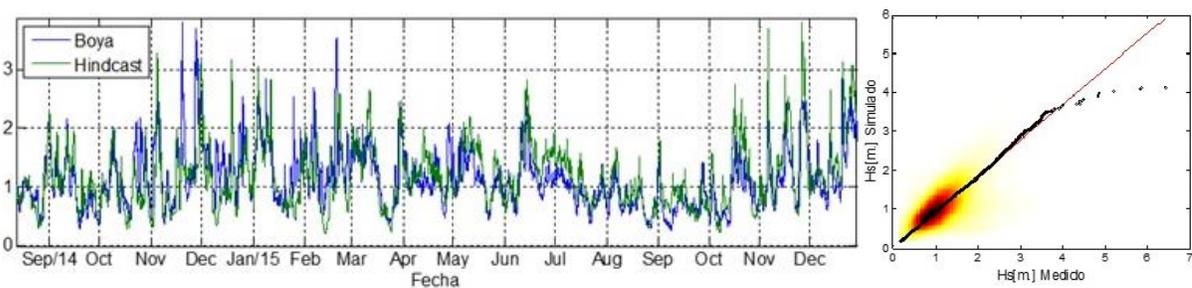


Figura 17. Serie de tiempo del oleaje significativo medido de la Boya oceanográfica 42056 en azul y la generada para actualizar el Hindcast en color verde. De lado izquierdo un gráfico QQ comparando los datos medidos contra los modelados.

Para validar los datos cercanos a la costa, se utilizaron los datos de oleaje del nodo 9015 de la malla del Hindcast y los datos medidos por el ADCP con un coeficiente r de correlación lineal de 99% en el gráfico QQ (Figura 18).

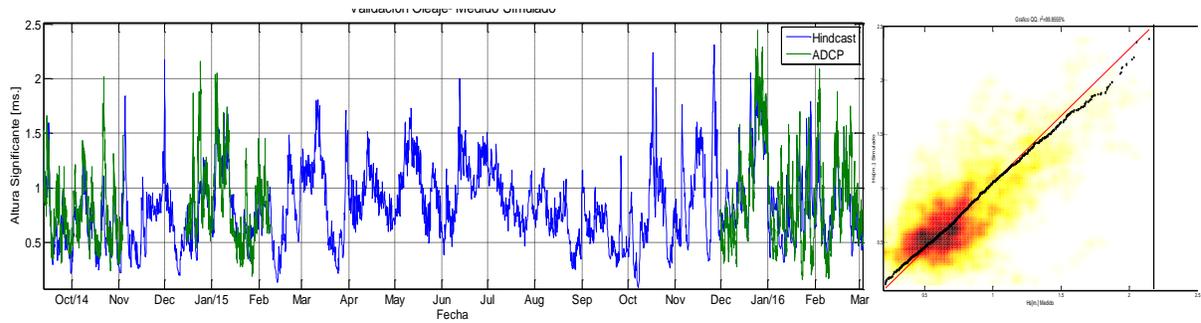


Figura 18. Serie de tiempo del oleaje significativo medido del ADPC en color verde a la generada para en el Hindcast de color azul. De lado izquierdo un gráfico QQ comparando los datos medidos contra los modelados.

2.9. Análisis extremal de oleaje y selección de oleaje para los estudios de caso

El tema del cambio climático ha propiciado un aumento en el interés sobre los efectos en las zonas costeras, debido a que éste ha generado modificaciones en la intensidad y frecuencia del clima de oleaje extremo a nivel Mundial (Laffloley and Baxter 2016). Por ello la interacción entre las playas y el oleaje extremo, ocasionan que mayor cantidad de sedimento se transporte hacia mar adentro. Para conocer como varia la dinámica en el litoral con base a estudios de caso se realizó un análisis extremal de oleaje, y así determinar los casos. En este trabajo se realizó el análisis por el método de Gumbel para estimar el oleaje extremal con un periodo de retorno de 50 y 100 años, para oleaje de invierno y de verano.

El método de Gumbel es muy utilizado para describir fenómenos extremos en varias disciplinas. Esta distribución (Ecuación 2) está diseñada para utilizar un registro de datos existentes. En este caso de alturas de oleaje, para indicar la probabilidad de que una determinada altura de ola se presente en un periodo dado (período de retorno de Tr), donde el período de retorno indica el intervalo de recurrencia promedio de un evento. La función de densidad de probabilidad está dada por P :

$$P = e^{-e^{-\alpha(x-\mu)}}$$

Ecuación 2

Donde α es el parámetro de escala, μ es el parámetro de localización y x la variable dependiente.

Para calcular el periodo de retorno del oleaje y la velocidad de viento, se utilizó una metodología descrita por Mujumdar y Kumar (2012). Ellos calculan los máximos anuales, posteriormente ajustan los datos a la distribución de Gumbel y extrapolan las alturas de oleaje para los periodos de retorno de 50 y 100 años. Para calcular el oleaje para un periodo de retorno x_{Tr} se realiza una suma de la media de los valores máximos \bar{x} , más el producto de la desviación estándar σ por el factor de frecuencia K_{Tr} .

$$x_{Tr} = \bar{x} + K_{Tr}\sigma$$

Ecuación 3

El factor de frecuencia que depende de la distribución de Gumbel y se calcula por:

$$K_{Tr} = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left\{ 0.5772 + \ln \left[\ln \left(\frac{Tr}{Tr - 1} \right) \right] \right\}$$

Ecuación 4

Donde 0.5772 es la constante de Euler y Tr el periodo de retorno.

Los resultados para la altura de oleaje asociada a los periodos de retorno de 50 y 100 años

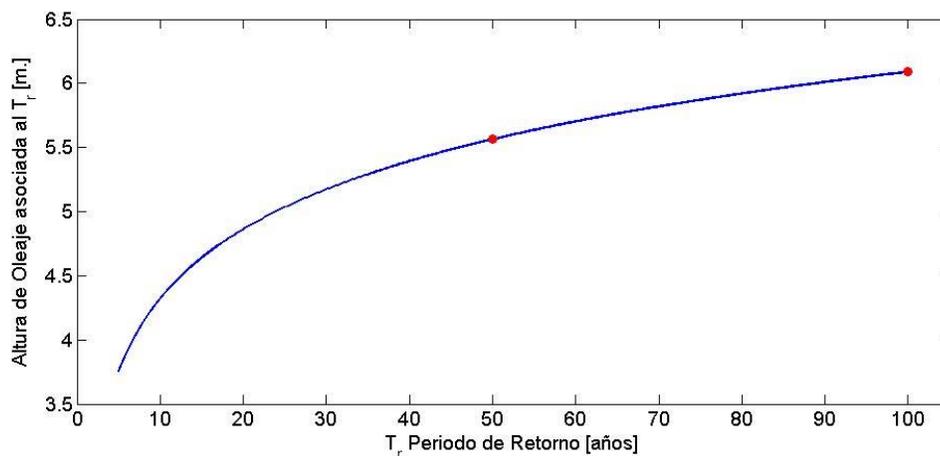


Figura 19. Periodo de retorno contra Oleaje estimado

2.10. Caracterización oceanográfica actual

La hidrodinámica en un sistema arrecifal controla varios procesos, como son: la dispersión de nutrientes y larvas en un arrecife y/o el transporte de sedimentos (Hoeke et al. 2011). La circulación en estos sistemas es producido por varios mecanismos, incluyendo el oleaje,

mareas y viento (Lowe et al. 2009b). Generalmente el principal agente forzante de la circulación en las lagunas arrecifales es el oleaje (Coronado et al. 2007; Franklin et al. 2013), la bahía de Akumal no es la excepción, por ello se colocaron instrumentos de medición en tres diferentes campañas, que registraron datos durante la temporada de frentes fríos y huracanes.

Dentro de la laguna arrecifal, se colocó un velocímetro acústico Vector 3D de Nortek AS, el cual mide la superficie libre del agua a través de un sensor de presión y corrientes con alta resolución temporal de donde posteriormente se puede obtener el oleaje.

Fuera de la laguna se instaló un Perfilador de Corrientes Acústico Doppler (ADCP, por sus siglas en inglés) Sentinel, de Teledyne RD Instruments, el cual registra un perfil de velocidades en toda la columna de agua en sus tres dimensiones y oleaje direccional.

El 11 de septiembre de 2014 se colocaron por primera vez los instrumentos oceanográficos que fueron programados para medir durante 3 meses. Para la segunda campaña de instrumentación, llevada a cabo el 14 de diciembre del mismo año, se cambiaron las baterías de los instrumentos. Sin embargo, dado que el Vector no tuvo un buen registro de datos, se decidió colocar los instrumentos el primero de diciembre de 2015 en temporada de frentes fríos. Los datos fueron procesados para ser utilizados en la validación y calibración los modelos.

2.11. Modelación numérica de oleaje, corrientes y transporte de sedimentos

El desarrollo de modelos numéricos ha sido utilizado para comprender procesos hidrodinámicos en las zonas costeras, ya que son herramientas que nos muestran una descripción gráfica y cuantitativa de la circulación, oleaje y del movimiento de sedimentos en estos ambientes costeros. Por ello para este trabajo se utilizaron tres modelos numéricos acoplados de Mike Zero, desarrollados por el Instituto Danés de Hidráulica (DHI). Para modelar el oleaje se utilizó el modulo Mike 21 Spectral Waves (SW), de manera acoplada con el modulo Mike 21 Hydrodynamics (HD), y Mike 21 Sediment Transport (ST).

2.11.1. Malla *computacional*

Los modelos numéricos del software Mike 21 necesitan de un dominio en donde discretizar las ecuaciones de oleaje y corrientes. Para este trabajo se optó por utilizar una malla triangular no estructurada (flexible). Este tipo de mallas triangulares son más eficientes en rapidez y en memoria (Shewchuk 1996). La malla utilizada para este trabajo tiene una máxima resolución

de 2.5 metros en la línea de costa y en la cresta arrecifal y mínima de 700 metros en la frontera más lejana. El dominio tenía un área aproximada de 10 m^2 y delimitada por cuatro fronteras, de las cuales tres tienen fronteras de agua y una con tierra.

2.11.2. Modelo de oleaje, Mike 21 SW

El **módulo de oleaje** utilizado es un modelo de tercera generación, el cual estima la transformación (asomeramiento y rotura) del oleaje generado por viento y el oleaje de mar de fondo (swell), tanto en las zonas costeras como en offshore. El modelo incluye dos formulaciones; una direccional paramétrica desacoplada y otra totalmente espectral. La primera está basada en la parametrización de la ecuación de conservación de acción del oleaje hecha en el dominio de la frecuencia introduciendo a los momentos cero y uno como variables dependientes (Holthuijsen et al. 1989). Para este trabajo se utilizó la formulación totalmente espectral, que tiene como variable dependiente al espectro direccional de frecuencias de acción del oleaje y se basa en la ecuación de conservación de acción del oleaje descrita por Komen y colaboradores. (1994) y Young (1999), con un tiempo de formulación temporal no estacionaria. La formulación espectral lo calcula resolviendo la (Ecuación 5) de gobierno (ecuación balance de acción del oleaje).

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{\partial}{\partial t} N + \nabla \cdot (\bar{v} N) = \frac{S}{\sigma}$$

Ecuación 5

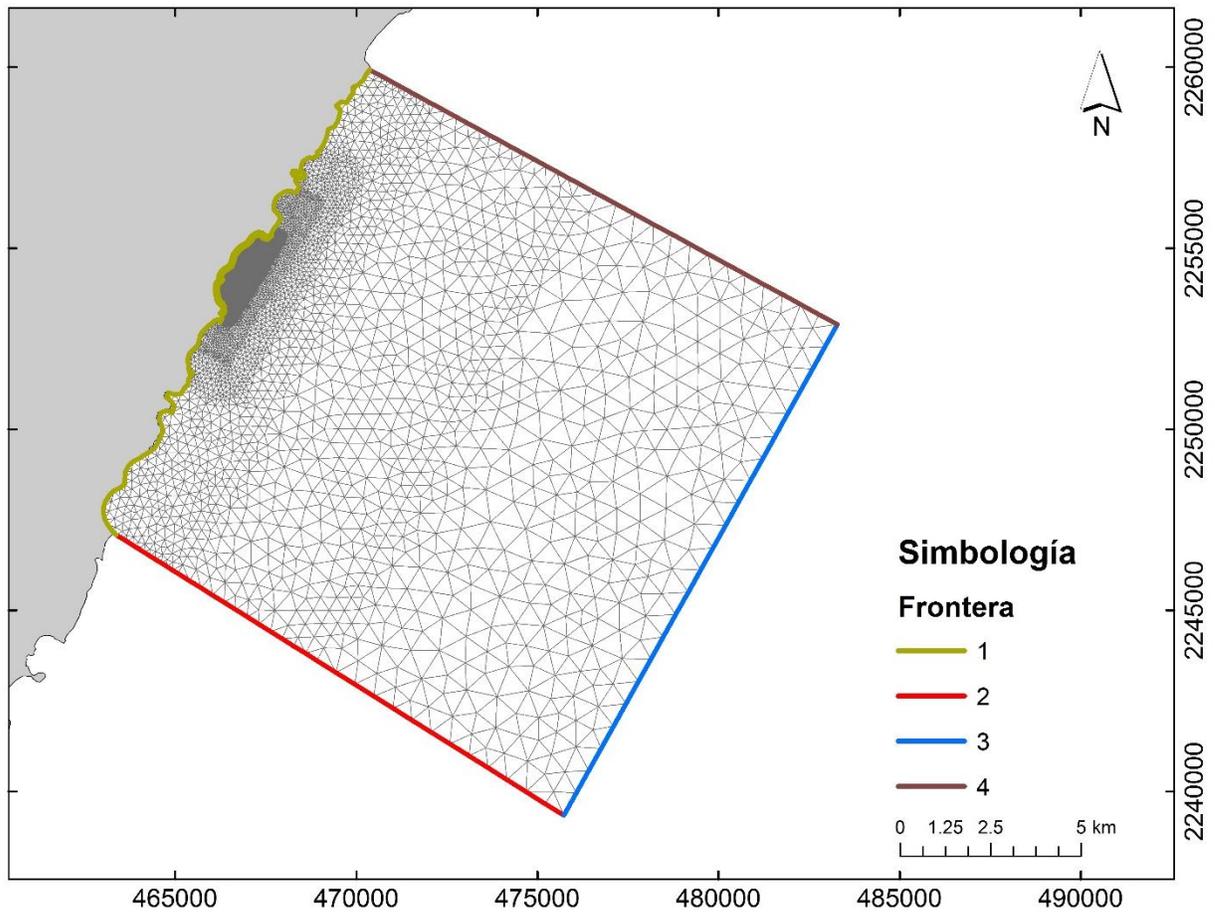


Figura 20. Malla computacional utilizada para el área de estudio, utilizada en los modelos numéricos

Donde la primer parcial del lado izquierdo es la tasa de cambio de densidad de acción en el tiempo, las dos siguientes parciales son la propagación de la acción en un espacio geográfico $\bar{x}(x, y)$, la cuarta y quinta parcial representan el desplazamiento de la frecuencia relativa y de la refracción, respectivamente, las cuales son inducidas por cambios en profundidad y corrientes. El término $N(\bar{x}, \sigma, \theta, t)$ es la densidad de acción, t es el tiempo, y $\bar{v} = (c_x, c_y, c_\sigma, c_\theta)$ es la propagación de una onda de grupo en un espacio de fases de cuatro dimensiones. El termino $S(S(\sigma, \theta))$ en la igualdad es el término fuente en función de densidad de energía $(E(\sigma, \theta))$, representa los efectos de la generación, disipación, y las interacciones no lineales del oleaje. El signo sigma (σ) es la fase la frecuencia angular relativa ($\sigma = 2\pi f$) y θ la dirección de propagación de oleaje. La relación que guarda la frecuencia angular relativa y la frecuencia absoluta (ω), está dada por la relación lineal $\sigma = \sqrt{gk \tan(kh)} = \omega - (\bar{k} \cdot \bar{U})$. Donde g es la aceleración gravitacional, h la profundidad, \bar{U} el vector de velocidad de corriente y \bar{k} es el vector

de número de onda con una magnitud de k y dirección θ . Entonces el espectro de densidad de acción del oleaje se relaciona con el de densidad de energía de oleaje $E(\sigma, \theta)$ con por la Ecuación 6,

$$N = \frac{E}{\sigma}$$

Ecuación 6

Las velocidades características de la propagación están dadas por las siguientes relaciones cinemáticas lineales (Ecuación 7, 5 y 6).

$$(c_x, c_y) = \frac{d\bar{x}}{dt} = \bar{c}_g + \bar{U} = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kh}{\sin(2kh)} \right) \frac{\sigma}{k} + \bar{U}$$

Ecuación 7

$$c_\sigma = \frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial \sigma}{\partial t} \left[\frac{\partial h}{\partial t} + \bar{U} \cdot \nabla_{\bar{x}} \right] - c_g \bar{k} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial s}$$

Ecuación 8

$$c_\theta = \frac{d\theta}{dt} = -\frac{1}{k} \left[\frac{\partial \sigma}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial m} + \bar{k} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial m} \right]$$

Ecuación 9

$\nabla_{\bar{x}}$ es un operador diferencial en el espacio bidimensional \bar{x} , s es un espacio de coordenadas en dirección θ de la ola y m es una coordenada perpendicular a s .

La función fuente S , esta dada por la siguiente suma,

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{surf}$$

Ecuación 10

En esta Ecuación 10 el momento de transferencia de energía por viento a la generación del oleaje es S_{in} , la transferencia de energía debida a interacción no lineal del oleaje es S_{nl} , la disipación de la energía del oleaje es S_{ds} , la disipación por fricción de fondo es S_{bot} y la disipación de energía producida por la rotura del oleaje es S_{surf} .

Los datos de entrada utilizados en los modelos son los siguientes:

- Malla computacional no estructurada en coordenadas proyectadas UTM, con mayor detalle en la bahía de Akumal y menor en las zonas más lejanas al área (Figura 20).
- Fecha inicial de simulación, duración simulada y pasos de tiempo de interés.
- Los parámetros forzantes utilizados fueron el nivel del mar, datos de corrientes y vientos. Los dos primeros parámetros al utilizarse de manera acoplada fueron generados por el Mike 21 HD e incluidos en toda la malla computacional. El nivel de mar es importante tomarlo en cuenta porque genera un cambio en la profundidad, moviendo de esta manera el sitio de rotura del oleaje. El efecto de las velocidades de corrientes son consideradas en el cálculo debido a cambios que estas generan en la propagación de las velocidades por acción del oleaje. Los datos de viento utilizados en la validación y calibración fueron obtenidos por la estación de la UNAM en Puerto Morelos Quintana Roo. Para los casos de estudio los datos de vientos se extrajeron del Hindcast, de la sección 3.4.
- Los parámetros de la función fuente de transferencia de energía, rotura por asomeramiento, y por White Capping se asignaron los valores recomendados por el modelo, mientras que la fricción de fondo se utilizó por tamaño de grano d50 variando en el dominio a partir de los datos de complejidad topográfica generados en la sección 3.2. Estos fueron variados por escenarios de degradación de arrecifes. El valor recomendado para la transferencia de energía fue una que incluye una interacción de cuatro olas ya que describe de manera exitosa los rasgos esenciales para el desarrollo del espectro del oleaje. La constante gamma de disipación por profundidad fue de $\gamma = 0.78$, y para la rotura por White Capping se seleccionó un coeficiente $C_{ds} = 4.5, 5$ con un coeficiente de disipación $\delta = 0.5$.
- Para la barrera arrecifal se consideró como un dique de estructura lineal, con profundidad constante para cada escenario de degradación.
- Como condiciones de frontera para el oleaje se utilizaron datos medidos por el ADCP en las fronteras 2, 3 y 4 (Figura 20).

2.11.3. Modelo de hidrodinámico, Mike 21 HD

El **módulo hidrodinámico** es un modelo de dos dimensiones que simula en la columna de agua (promedio) la variación en el nivel del mar y la circulación en respuesta a funciones forzantes (rotura de oleaje, viento, presión atmosférica y mareas). Lo resuelve con las ecuaciones de Reynolds que son obtenidas mediante el promedio temporal de las ecuaciones

de Navier-Stokes para un fluido incompresible. Así, el modelo consiste de las ecuaciones de continuidad, momento, temperatura, salinidad y densidad cerrándose por un sistema de cierre turbulento. Para este trabajo la temperatura y salinidad se consideraron como constantes (densidad barotrópica), por lo que el modelo consistió en las ecuaciones de continuidad y de momento.

Entonces la ecuación de continuidad local se describe por,

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = S$$

Ecuación 11

Además, como el modelo utilizado es en dos dimensiones las ecuaciones de momento utilizadas fueron para las componentes x,y quedando de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial vu}{\partial y} + \frac{\partial wu}{\partial z} \\ = fv - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \int_z^\eta \frac{\partial \rho}{\partial x} dz - \frac{1}{\rho_0 h} \left(\frac{\partial s_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{xy}}{\partial y} \right) + F_u + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_t \frac{\partial u}{\partial z} \right) + u_s S \end{aligned}$$

Ecuación 12

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial v^2}{\partial y} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial wv}{\partial z} \\ = -fu - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \int_z^\eta \frac{\partial \rho}{\partial y} dz - \frac{1}{\rho_0 h} \left(\frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y} \right) + F_v + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_t \frac{\partial v}{\partial z} \right) + v_s S \end{aligned}$$

Ecuación 13

Donde x,y,z son coordenadas cartesianas y u,v,w las componentes de las velocidades ; t es el tiempo, $f = 2\Omega \sin \phi$ es el coeficiente de coriolis; Ω es la velocidad angular de revolución; ϕ es la latitud; g es la aceleración gravitacional; $\eta = h - d$ la superficie libre; h es la profundidad total; d es el nivel del mar; ρ_0 es la densidad de referencia; p_a es la presión atmosférica; v_t es la viscosidad turbulenta; s_{xx}, s_{xy}, s_{yx} y s_{yy} son componentes del tensor de radiación; S es la magnitud de las descargas en un punto fuente; u_s y v_s son las componentes de la velocidad en donde el agua es descargada y los términos de esfuerzos horizontales (F_u, F_v) se describen por,

$$F_u = \frac{\partial}{\partial x} \left(2A \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right)$$

Ecuación 14

$$F_v = \frac{\partial}{\partial x} \left(A \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(2A \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

Ecuación 15

Donde A es la viscosidad de Eddy.

Para la solución numérica el modelo trabaja con una discretización espacial usando el método de volumen finito, esto lo hace mediante la subdivisión del continuo en celdas no sobrepuestas. Dentro de un plano horizontal se utiliza una malla no estructurada compuesta de triángulos o cuadrados. Un solucionador de Riemann se utiliza para el cómputo de los flujos convectivos, que hacen que sea posible manipular las soluciones discontinuas.

Los datos de entrada utilizados en los modelos hidrodinámicos son los siguientes:

- Malla computacional no estructurada (Figura 20) con datos de batimetría.
- Fecha inicial de simulación, duración, y pasos de tiempo de interés.
- Valores para inundación y secado recomendados por el software donde, la altura de secado fue de $h_{dry} = 0.005 \text{ m}$, $h_{flood} = 0.05 \text{ m}$ y $h_{wet} = 0.1 \text{ m}$ cumpliendo con la desigualdad, $h_{dry} < h_{flood} < h_{wet}$.
- La densidad se eligió de tipo barotrópica por ausencia de datos y para ahorrar tiempo computacional para los modelos.
- Se eligió una formulación Smagorinsky con un coeficiente constante de $CS = 0.28$ para la viscosidad de eddy. El modelo trabaja con el concepto de viscosidad de eddy para no tener términos adicionales en términos del tensor en las ecuaciones de gobierno.
- La resistencia o rugosidad de fondo se especificó con número de Manning, el cual fue obtenido de los modelos predictivos de complejidad topográfica y con la caracterización del sedimento cerca de la costa. Esta malla fue cambiada para los diferentes escenarios.
- Se forzó con Coriolis de manera variada en el dominio.
- El tensor de radiación fue calculado de manera acoplada con el modelo de Oleaje.
- Al igual que el modelo de oleaje la barrera arrecifal se consideró como un dique de estructura lineal, con profundidad constante para cada escenario de degradación.

- Para la calibración la frontera 3 se forzó con mareas medidas, mientras que la fronteras 2 y 4 se forzaron con corrientes medidas con el ADCP. Por otra parte, para los casos de estudio se forzó con marea viva con un rango de 28 cm. y con corrientes constantes obtenidas por el ADCP

2.11.4. Modelo de transporte de sedimentos, Mike 21 ST

El **módulo de transporte** de sedimentos calcula las tasas de transporte de sedimento no cohesivo (arena), realizándolo con datos de corrientes o con interacción de oleaje y corriente. La modelación se realizó con base a condiciones hidrodinámicas correspondientes a la configuración batimétrica (cambios en la morfología del dique) del área de estudio. En este trabajo se utilizó el modelo de transporte de sedimentos con datos de oleaje y corrientes generados por los modelos numéricos (Mike 21 SW y Mike 21 HD). Se realizó de este modo porque los el transporte de sedimentos se genera por la acción del oleaje y las corrientes.

El modelo utiliza un modelo de transporte de sedimentos intra-oleaje-periodo determinístico STP, para calcular las velocidades de transporte totales (carga en el fondo + carga suspendida) de los sedimentos no cohesivos. El modelo STP se basa en el modelo para la capa limite turbulenta de oleaje-corriente descrita por Fredsøe (1984). El STP toma en cuenta en los cálculos de tasas de transporte de carga locales;

- a) los efectos de la propagación del oleaje en un ángulo arbitrario a la corriente,
- b) la rotura y/o no rotura de las olas,
- c) el sedimento de fondo uniforme y/o clasificado y
- d) el fondo plano y/o con ripples.

La tasa de transporte de carga total q_t es resultado de la suma de las tasas de transporte de carga sumergida q_b y la tasa de transporte de carga suspendida q_s .

$$q_t = q_b + q_s$$

Ecuación 16

Asumiendo que el transporte de carga depositada sucede en una con un grosor igual a un tamaño de grano dado D_{50} , tasa q_b se calcula por:

$$q_b = 5P(\sqrt{\theta'} - 0.07\sqrt{\theta_c})\sqrt{(\rho_r - 1)g \cdot D_{50}} \quad \text{si } \theta' > \theta_c$$

Ecuación 17

Donde P es la probabilidad de que todas las partículas en una misma capa estarán en movimiento, θ' es el parámetro adimensional de Shields, θ_c es tensor cortante crítico para iniciar el movimiento, D_{50} la media del tamaño de grano, g es la gravedad y ρ_r es la densidad relativa del material del lecho. El parámetro adimensional de Shields se calcula por:

$$\theta' = \frac{U'_f{}^2}{(\rho_r - 1)g \cdot D_{50}}$$

Ecuación 18

Donde U'_f es la velocidad de corte asociada a la fricción de fondo. La probabilidad P está definida por:

$$P = \left[1 + \left(\frac{\frac{\pi}{6}\beta}{\theta' - \theta_c} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}}$$

Ecuación 19

Donde β es el coeficiente dinámica de fricción.

La carga suspendida q_s se calcula por:

$$q_s = 11.6U'_f c_b 2 \cdot D_{50} \left[I_1 \ln \left(\frac{30h}{k_{N0}} \right) + I_2 \right]$$

Ecuación 20

c_b es la concentración en el fondo de sedimento suspendido teniendo como referencia dos veces el diámetro de grano ($2 \cdot D_{50}$), I_1 e I_2 son las integrales de Einstein, h es la profundidad, k_N es la rugosidad de Nikurdase equivalente a $\approx 2.5 \cdot D_{50}$.

Las integrales I_1 e I_2 están en función de un nivel de referencia adimensional $A = \frac{2 \cdot D_{50}}{h}$ y de un numero de Rouse $z = \frac{w_s}{kU'_f}$, donde, k es la constante de von Karman (≈ 0.40). Estas se resuelven para el intervalo entre $y = 2 \cdot D_{50}$ y $y = h$.

Debido a la relación semiesférica para el valor de c_b en $2 \cdot D50$, esta se resuelve mediante:

$$c_b = \frac{0.65}{\left(1 + \frac{1}{\lambda}\right)^3}$$

Ecuación 21

Donde la concentración λ esta dada por:

$$\lambda = \sqrt{\frac{\theta' - \theta_c - \frac{\pi P \beta}{6}}{0.027 \rho_r \theta'}} \quad \text{si } \theta' > \theta_c + \frac{\pi P \beta}{6}$$

Ecuación 22

Los datos de entrada utilizados en los modelos hidrodinámicos son los siguientes:

- Malla computacional no estructurada (Figura 20).
- Tabla de transporte de sedimentos para el espectro del campo de oleaje.
- Fecha inicial de simulación, duración, y pasos de tiempo de interés
- Elección de modelo forzado con corrientes y oleaje
- Una malla de tamaño de grano (rugosidad) y una porosidad de 0.1 por tratarse de sedimento de arena fina.
- Oleaje simulado por Mike 21 SW como forzante

2.12. Escenarios de degradación de arrecifes

En el modelado numérico se colocó un dique sumergido para representar la cresta arrecifal. Ésta se extrajo de la batimetría de alta resolución al cual se le cambió la dimensión del arrecife para crear los escenarios de degradación para los próximos 10 y 20 años. Adicionalmente los escenarios de degradación incluyen una modificación a la malla de rugosidad, para representar el achatamiento de la estructura arrecifal y el incremento en la biomasa de algas en la estructura. Estos cambios se realizaron con base a registros obtenidos por el CEA desde 1995. Los registros indican una tendencia de pérdida de población coral pétreo de 46.79% por década. Es decir, si en 1995 existía una población del 27.93%, para 2005, será de 14.86%, y para 2015 de 7.90%.

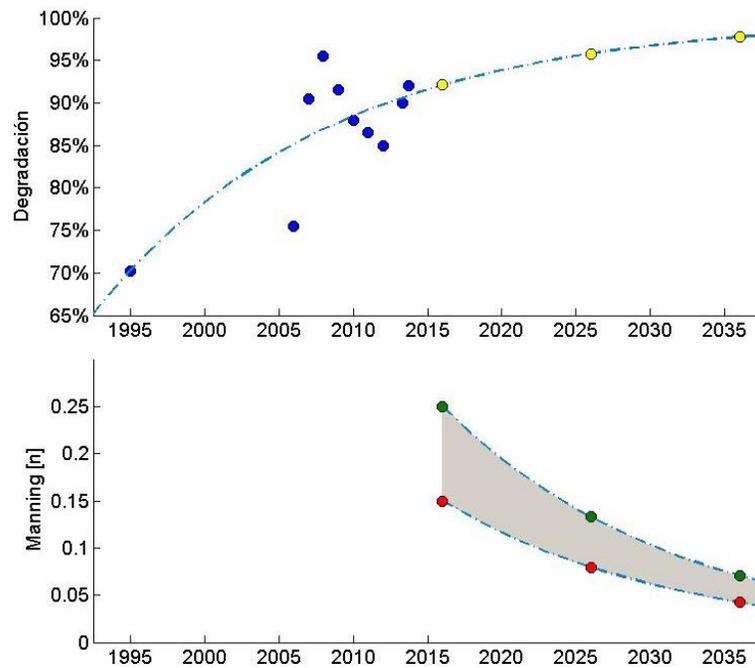


Figura 21. La grafica superior muestra la de degradación arrecifal en función de los registros cobertura de corales duros del CEA (1995-2014); los círculos azules son la degradación calculada a partir de los registros de población y los amarillos son los utilizados para los escenarios de degradación, obtenidos por el ajuste de los datos a una función exponencial (línea punteada). En la gráfica inferior muestro los intervalos de los coeficientes de Manning para la rugosidad de fondo, los círculos verdes representan el máximo de rugosidad, y el rojo los mínimos en rugosidad.

Los registros del CEA se puede ajustaron a una función exponencial (Ecuación 23) para obtener los escenarios de degradación para 2016, 2026 y 2036;

$$DEG = 100 - \left(cob1 \cdot (dcob)^{\frac{a-1995}{10}} \right)$$

Ecuación 23

Donde *DEG* es la degradacion del arrecife, *cob1* = 29.75 es la cobertura inicial en 1995, *dcob* = 0.5321 es la razón de decremento de población de coral duro, y *a* es el año que se desea predecir.

Para obtener el máximo y el mínimo valor de Manning en las mallas de rugosidad, se utilizaron las siguientes dos ecuaciones;

$$n_{max} = 0.25 * \left(\frac{100 - DEGa}{100 - DEG2016} \right)$$

Ecuación 24

$$n_{min} = 0.15 * \left(\frac{100 - DEGa}{100 - DEG2016} \right)$$

Ecuación 25

DEGa es la degradación en el año que se desea predecir, *DEG2016* es la degradación en 2016, las constantes 0.25 y 0.15 fueron las utilizadas para la normalización de los datos de complejidad arrecifal, propuestas por Cialone y Smith (2007).

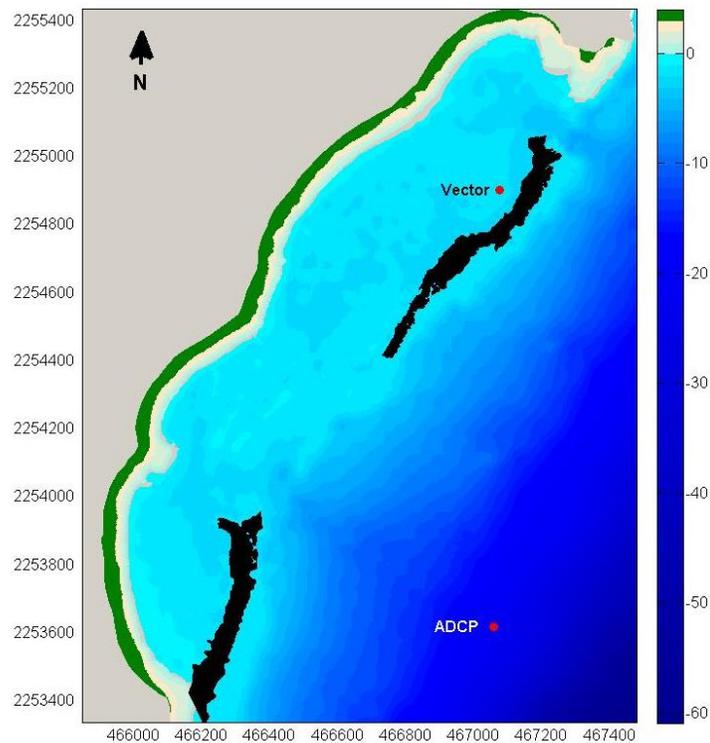


Figura 22. Área de la Curva de nivel de la cresta arrecifal en 2016 con batimetría en el fondo

Por otra parte, la batimetría se transformó en curvas de nivel para extraer la cresta arrecifal, la cual fue representada por un dique sumergido en los modelos numéricos (Figura 22). Tomando en cuenta las tasas de degradación para los escenarios futuros el dique se redujo el volumen de la estructura. La reducción consintió en aumentar la profundidad del arrecife y en adelgazar el arrecife en anchura y longitud. Dado que la complejidad arrecifal está en función de la longitud

medida sobre la cresta arrecifal, tanto la altura como lo ancho del arrecife fueron reducidos de acuerdo a la las tasas de degradación.

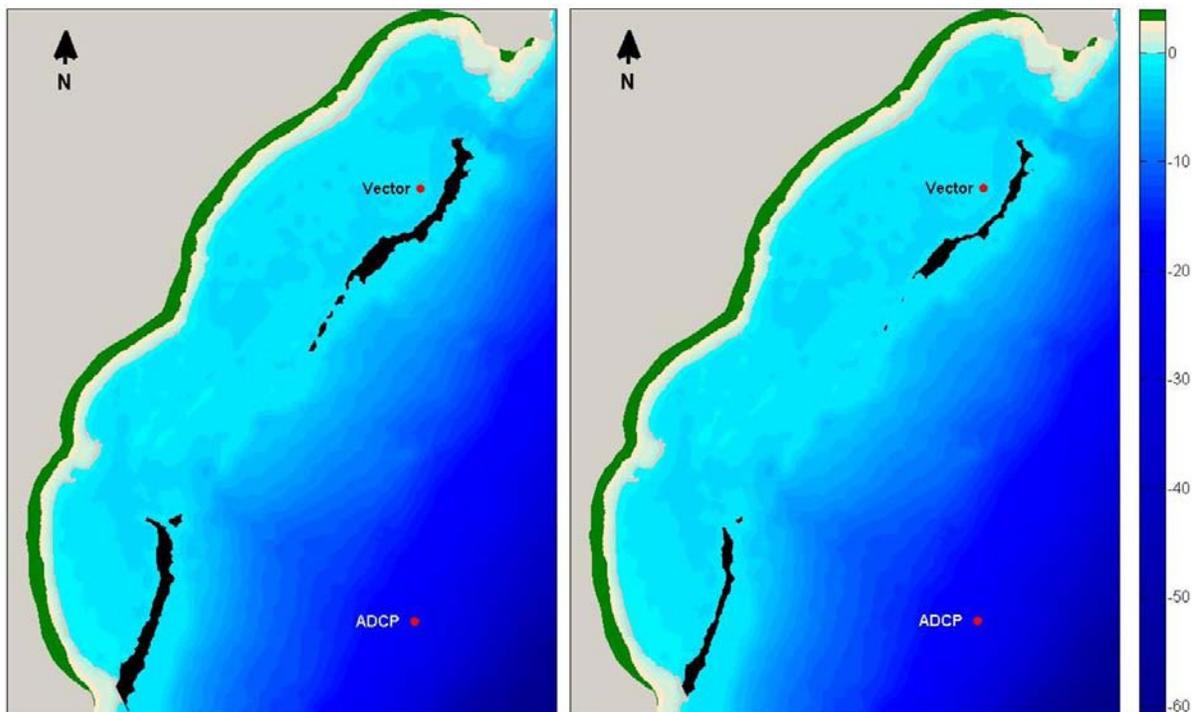


Figura 23. Adelgazamiento de la cresta arrecifal. De lado izquierdo la esperada para 2026 y del lado derecho de 2036

Este proceso se realizó con herramientas de Sistemas de Información Geográfica. La batimetría generada en la sección 3.2 se transformó a un archivo vectorial de curvas de nivel, donde se extrajeron dos curvas, para la cresta arrecifal en la zona norte y en la zona sur. Posteriormente, para generar los escenarios sobre la cresta arrecifal, se realizó una reducción del área de la curva de nivel y se aumentó la profundidad (Figura 23 y Figura 24.).

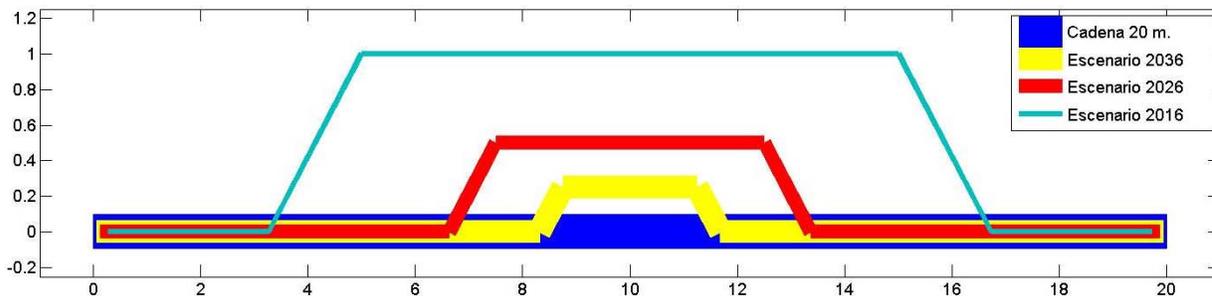


Figura 24. Ejemplo de reducción de cresta arrecifal de acuerdo a los escenarios de degradación en un perfil del arrecife.

CAPÍTULO 4. Resultados

Se presentan los resultados de los trabajos de campo como batimetrías, Granulometría de sedimentos y la caracterización del clima marítimo así mismo, se muestran y describen los resultados de la implementación del modelo numérico con sus coeficientes de correlación entre los datos simulados y los adquiridos en campo. Finalmente se presentan los resultados de los escenarios de degradación del arrecife combinados con los diferentes casos de clima marítimo seleccionado.

2.13. Batimetría

A partir de los datos proporcionado por el Dr. Garza de profundidades y los levantamientos de batimetría llevados a cabo en campo (Figura 25), se generó un modelo digital de elevación para la zona arrecifal de la Bahía de Akumal. Éste tuvo una resolución espacial de 2 metros por pixel, igual que la imagen satelital. Los datos de elevación en la línea de costa sirvieron para delimitar la frontera de la zona seca en el modelo digital.

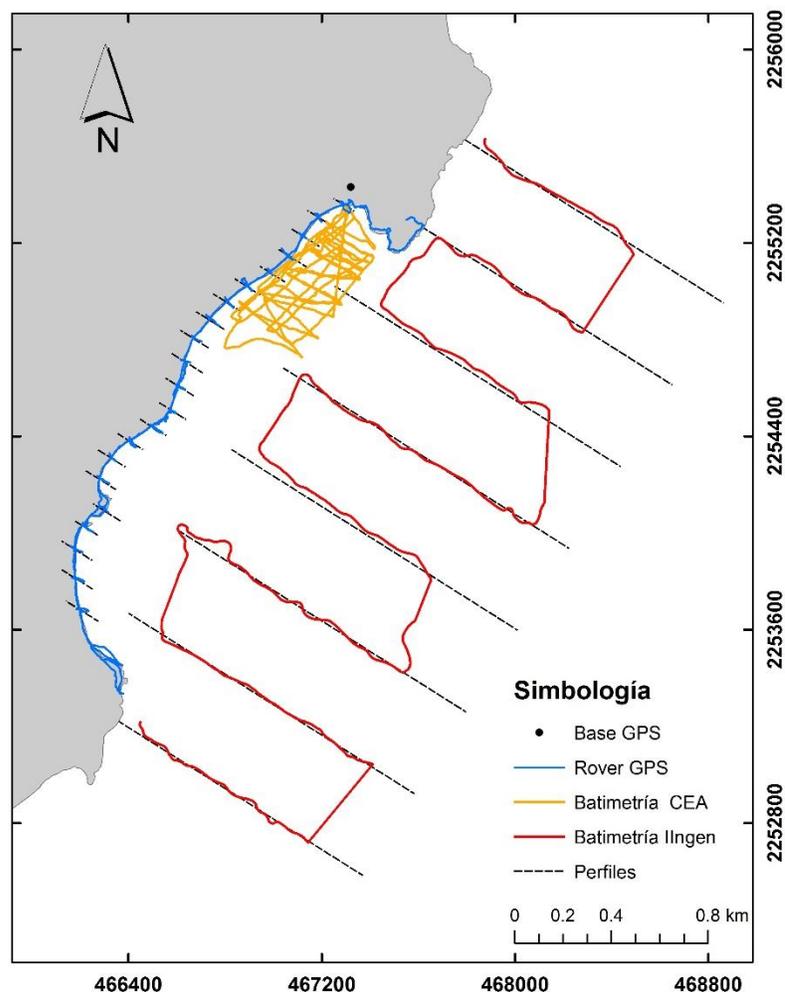


Figura 25. Levantamientos topográfico de perfiles de playa y línea de costa y batimétrico.

De la batimetría obtenida, se pueden observar fuertes contrastes de profundidades entre la laguna arrecifal y la cara frontal del arrecife, alcanzado profundidades mayores a 45 metros fuera del mismo. La cara del arrecife está constituida por cerilleras de coral y canales de arena. En la parte sur de la bahía se encuentra un canal de aproximadamente 500 de ancho compuesto principalmente de arena en el fondo, el cual va perdiendo grosor a medida que se acerca a la laguna arrecifal. En la zona norte hay un canal más estrecho, el cual es utilizado para navegación de embarcaciones turísticas. Dentro de la laguna las profundidades son someras, sin embargo, las zonas con menor profundidad son las que se encuentran detrás de las crestas arrecifales, y las más profundas están localizadas cerca de los canales del arrecife. En la Figura 26 se muestra el modelo de batimetría final que será utilizado para la modelación.

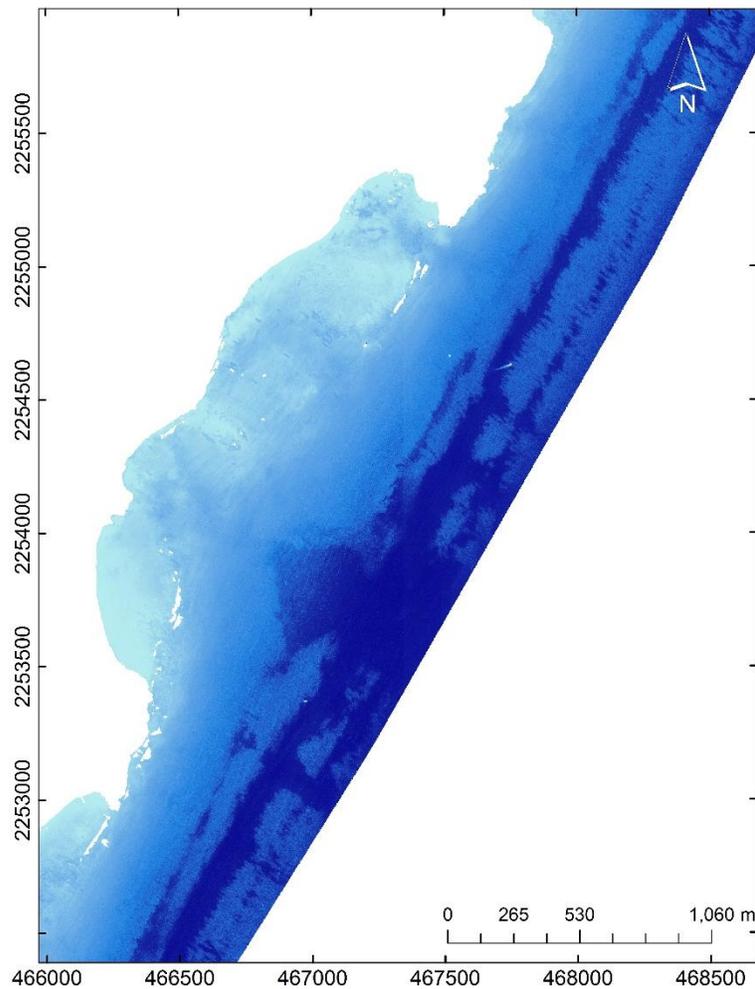


Figura 26. Batimetría de alta resolución espacial en la zona de la bahía arrecifal de Akumal.

2.14. Granulometría

Los resultados de la granulometría de la primera campaña muestran una distribución espacial granulométrica de los sedimentos, representados por el D50 a lo largo de la bahía, estos resultados fueron obtenidos por los dos métodos mencionados anteriormente (método de tamices y CamSizer). Se puede observar como era de esperarse que la distribución granulométrica tiene una directa relación con las zonas protegidas y no protegidas de la bahía, donde, en las zonas de canales se puede observar material con mayor diámetro debido a que en estas zonas existe mayor energía.

Graficando el tamaño de grano con su cadenamamiento correspondiente, se observa una clara relación entre la forma de la playa y la distribución espacial de la arena (Figura 27). Es decir,

los sedimentos finos se encuentran en las zonas concavas mientras que el sedimento grueso en las salientes de la playa.

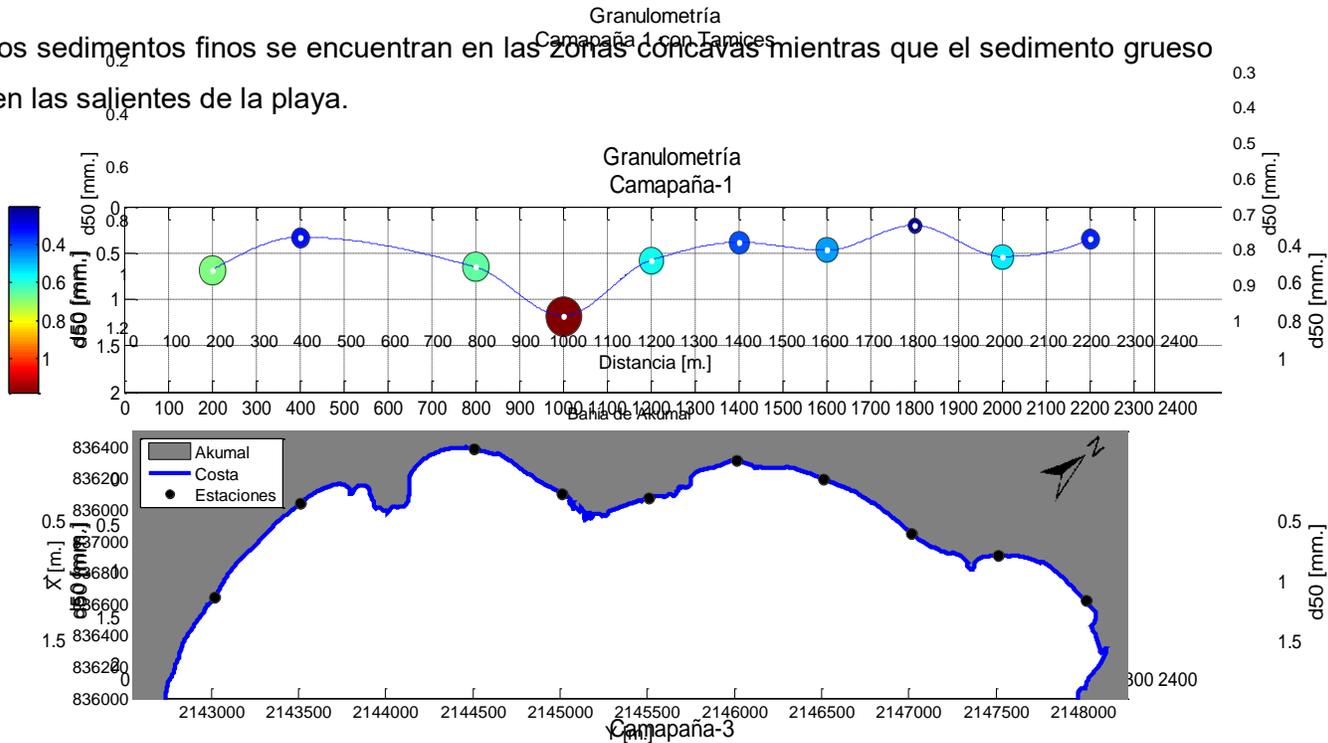


Figura 27. Distribución espacial de los sedimentos

Adicionalmente, se llevó a cabo una comparación entre los resultados de la granulometría con los dos métodos utilizados y se encontró una buena correlación entre ellos utilizando los cuartiles y percentiles. El factor "r" de la regresión lineal entre los valores de la media de los cuartiles y los percentiles, arrojó un valor de 96.92%, con una pendiente de $m = 1.15$ y una ordenada inicial de $b = 0.08$ lo que demuestra lo antes mencionado estos ajustes se pueden observar gráficamente en las (Figura 28 y Figura 29). De esta forma para las siguientes dos campañas solo se utilizó el método del CamSizer.

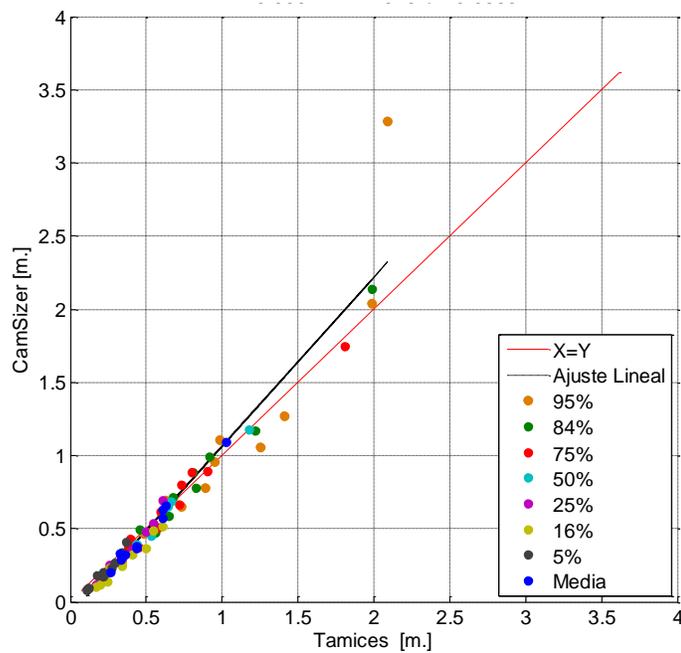


Figura 28. Comparación de cuartiles y percentiles por ambos métodos para todas las estaciones de la primera campaña de recolección de sedimentos

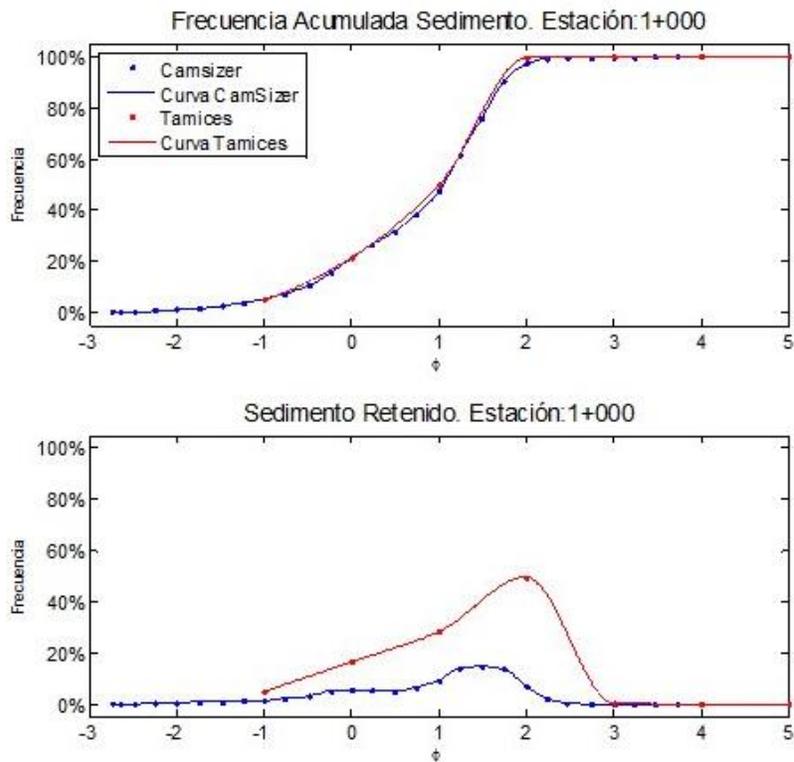


Figura 29. Está grafica muestra la comparación entre los datos obtenidas por el método de tamices y el analizador de partículas de la estación 1+000. El panel superior es de frecuencia acumulada y panel inferior de frecuencia relativa

La distribución granulométría de los sedimentos a lo largo de la bahía para las siguientes dos campañas se muestra en la Figura 30, en esta figura, se observa la distribución temporal y espacial de las muestras de sedimento y se puede apreciar la existencia de sedimento fino después del cadenamiento 1+400, sedimento mediano entre los cadenamientos 0+100 y 0+700 y sedimento grueso en la parte central de la bahía.

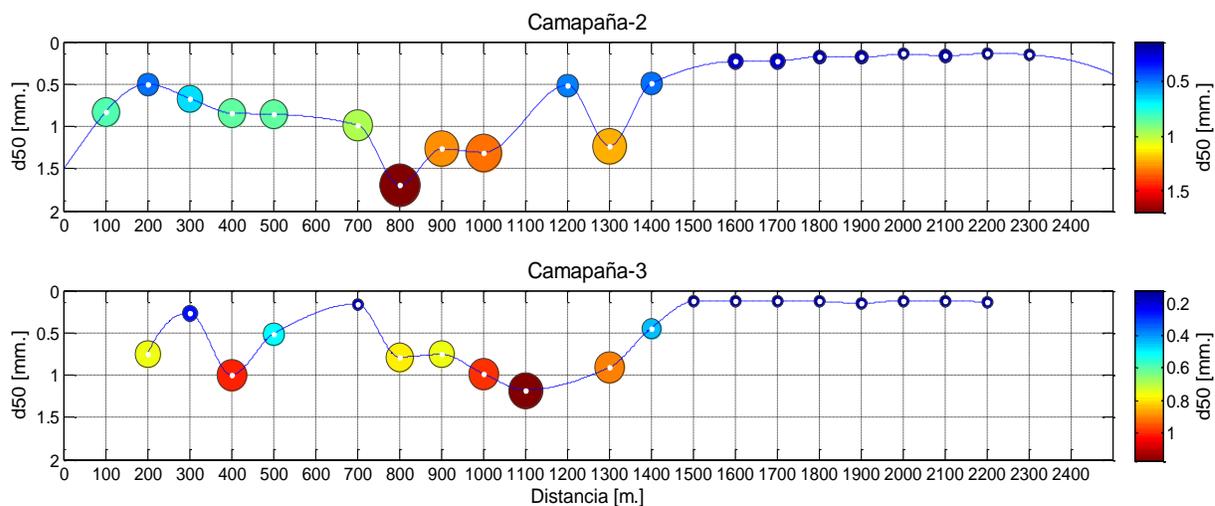


Figura 30. Distribución de tamaño de grano para las campañas 2 y 3.

El tamaño de sedimento de la primera campaña resulto ser mayor después del cadenamiento 1+400, en comparación con los datos de las otras dos campañas, donde los D50 del sedimento de la tercera fueron los más finos. No obstante, en general los datos recolectados de la segunda campaña tuvieron un diámetro mayor entre el cadenamiento 0+100 y 1+100, comparado con los datos de las otras campañas lo que puede estar relacionado directamente al clima marítimo.

Tabla 3. Registro de tamaño de sedimento para las tres campañas de campo.

Sitio	Campaña 1		Campaña 2	Campaña 3
	D ₅₀ [mm.] Tamices	D ₅₀ [mm.] CamSizer	D ₅₀ [mm.]	D ₅₀ [mm.]
0+100			0.825	
0+200	0.609	0.685	0.498	0.750
0+300			0.669	0.266
0+400	0.324	0.329	0.844	0.997
0+500			0.855	0.514
0+700			0.985	0.158
0+800	0.630	0.650	1.697	0.788
0+900			1.267	0.754
1+000	1.023	1.178	1.309	0.982
1+100				1.178
1+200	0.610	0.579	0.511	
1+300			1.232	0.912
1+400	0.361	0.385	0.493	0.447
1+500				0.131
1+600	0.434	0.471	0.232	0.119
1+700			0.228	0.119
1+800	0.263	0.201	0.175	0.128
1+900			0.183	0.152
2+000	0.439	0.538	0.143	0.119
2+100			0.164	0.120
2+200	0.336	0.350	0.136	0.138
2+300			0.151	

2.15. Clima marítimo

El clima marítimo de la zona se puede dividir en dos estaciones principalmente, invierno y verano. Durante la recolección de datos de campo, no se registró ningún evento altamente energético en la temporada de verano, temporada en la cual se presentan tormentas tropicales y huracanes. En esta época la máxima altura de ola fue de 1.79 *metros* fuera de la bahía y de 23.42 *centímetros* dentro de la laguna. Los mínimos fueron de 24 *centímetros* en alta mar y de 3.12 *centímetros* pasando la cresta arrecife. En la temporada de nortes se registraron eventos con mayor energía comparado con la temporada de tormentas, registrando 2.44 *metros* de altura de ola frente a la bahía y un máximo 26.79 *centímetros* al ser amortiguado por el arrecife. Los mínimos de oleaje en esta época fueron de 16 *centímetros* y de 3.67 *centímetros* fuera y dentro de la laguna. En la Figura 31 se presentan los datos de altura significativa de ola de las tres campañas llevadas a cabo, donde se pueden observar tres paneles con los datos de los dos instrumentos (ADCP fuera de la bahía y Vector dentro de la bahía)

Las campañas de campo se planearon para medir durante las cuatro temporadas sin embargo, solo se registraron datos durante tres temporadas. El perfilador acústico ADCP registró datos durante tres temporadas completas, sin embargo, el corrientímetro Vector solo registró datos durante una temporada completa y una temporada incompleta.

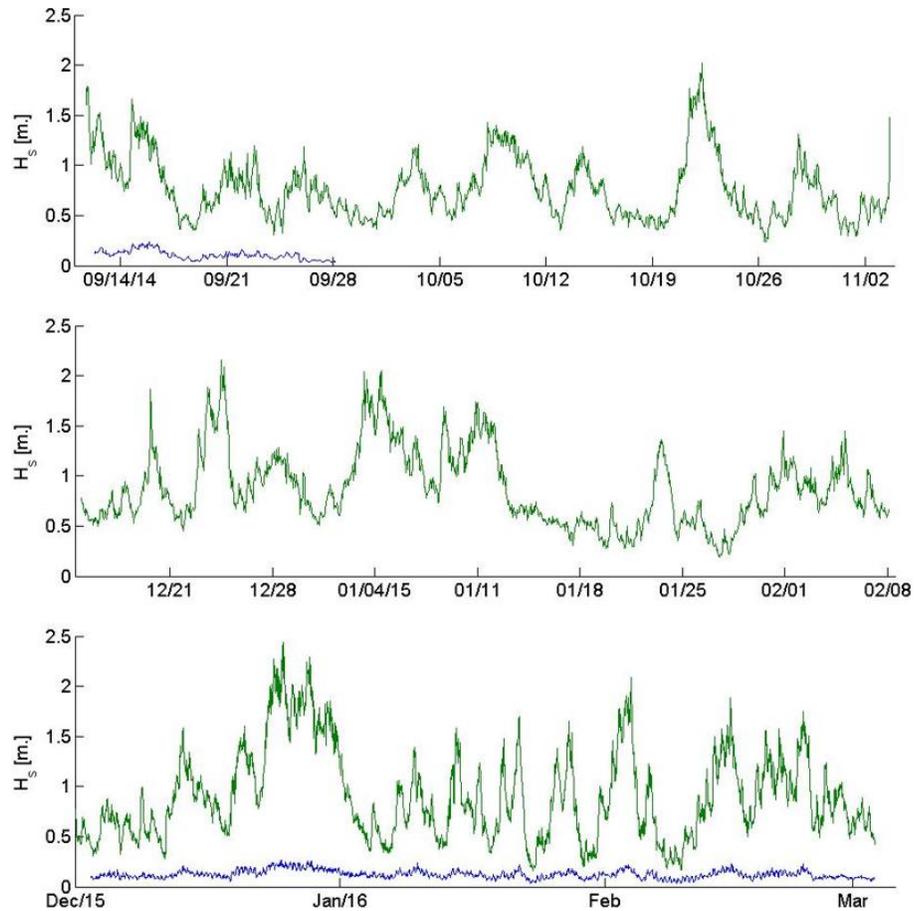


Figura 31. Serie de tiempo de altura de oleaje medido en tres temporadas. De color verde son las medidas fuera de la laguna arrecifal y de azul dentro de la bahía.

La dirección medida del oleaje obtenida a partir de los datos del Perfilador Acústico (ADCP), nos muestra que el oleaje incide de dos direcciones principalmente, sureste y noroeste (Figura 32). En menor cantidad son los provenientes del noreste, con un Azimut de 75° representando el 25% de los datos medidos. El resto del oleaje viene del sureste, con rumbo aproximado de $50^\circ SE$ (130° Azimut).

Por otro lado, la dirección de las corrientes fluye de igual manera en dos direcciones. El promedio de las corrientes en la columna de agua, demuestra que la dirección predominante es del Noreste ($\sim 25^\circ NE$), es decir, en sentido contrario a la corriente de Cozumel. Con menor frecuencia ($\sim 27.5\%$ de los datos medidos) pero con mayor intensidad son las corrientes que vienen del Sureste con un azimut de 215° . En resumen las corrientes fuera de la laguna arrecifal corren longitudinalmente a la estructura arrecifal (Figura 32).

La disminución en la altura del oleaje resulto de aproximadamente 85%, o bien de 97 % de disipación en términos de energía. Durante marea alta la disipación del oleaje se reduce a 82.5% en altura y 96.6% de disipación energética. Con marea baja la disipación es mayor, pues reduce en 87.6% y 98.3% respectivamente.

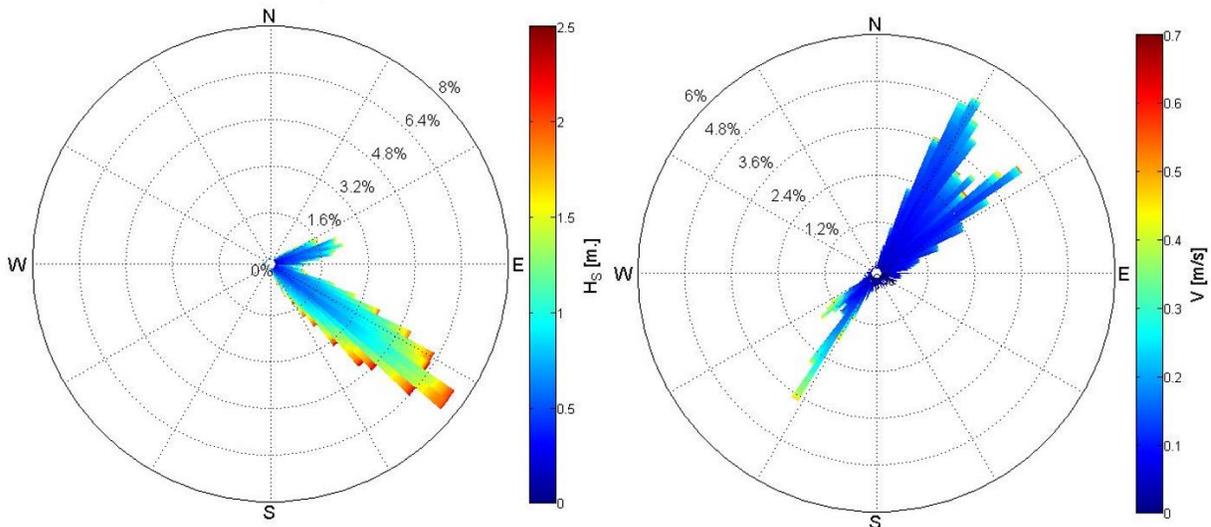
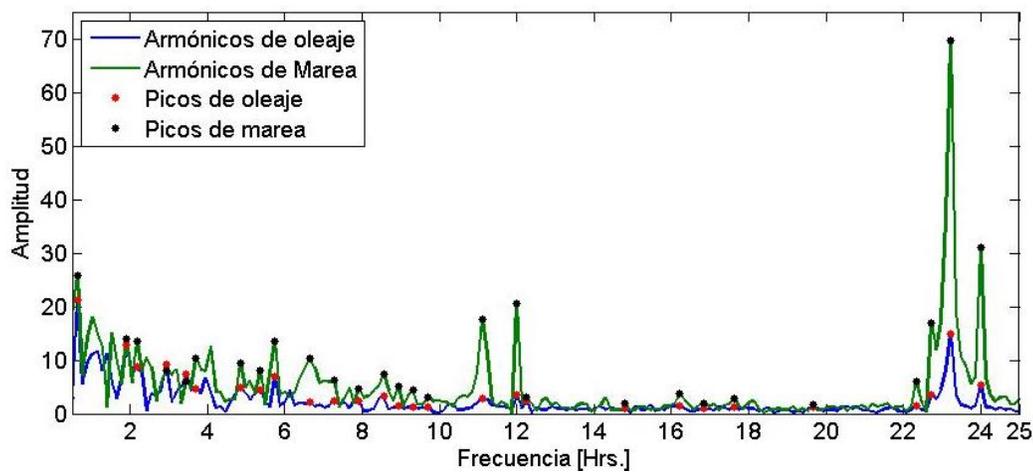


Figura 32. Rosa de oleaje del lado izquierdo y de Corrientes de lado derecho. De colores fríos son los datos con menor magnitud y los calidos con una magitud más grande.

La marea medida con el ADCP fuera de la bahía presentó una elevación máxima de 26 centímetros sobre el nivel del mar y una mínima de 25 centímetros por debajo del cero. Dentro de la laguna, el rango de marea se vio reducido a 23.3 centímetros y 23.4 centímetros por debajo del cero (Figura 91). Si bien la marea astronómica es la misma registrada por ambos aparatos, los cambios en las mareas se ven reflejados en la marea residual. Esta aumentó hasta en 15 centímetros la superficie libre. Estos cambios, provocan que los datos entre las dos mareas tenga un coeficiente r de correlación lineal de 91%.

Cuando existe marea alta, el oleaje incidente a la costa se propaga con mayor altura dentro de la bahía y provoca que el punto de rotura cambie, y origina que aparentemente la marea fuera y dentro de la bahía no tengan mucha relación ya que el coeficiente de correlación es de r 58%.

Sin embargo, si obtenemos los componentes armónicos de ambas series, notamos que estas dos series de datos comparten las mismas componentes armónicas (Figura 33).



Componente armónico		Frecuencia [hrs.]	Amplitud Marea	Amplitud oleaje
M2	Principal Lunar	12.26	2.956	2.443
S2	Principal Solar	12	2	3.474
K1	Lunar diurna	23.23	69.76	5.259
O1	Principal Lunar	25.53	2.483	1.419
P1	Principal Solar	24	31.03	14.92

Figura 33. Gráfica y tabla de análisis de armónicos de oleaje dentro de la laguna arrecifal y los armónicos de marea.

Así como existe una directa relación entre el oleaje y la marea, también la hay con las corrientes. Dado que las corrientes dentro de la bahía están en función del oleaje, estas tienen una alta correlación lineal ($r = 85\%$). En la Figura 34 podemos observar que para valores altos de corriente se tiene una elevación mayor en la superficie del agua.

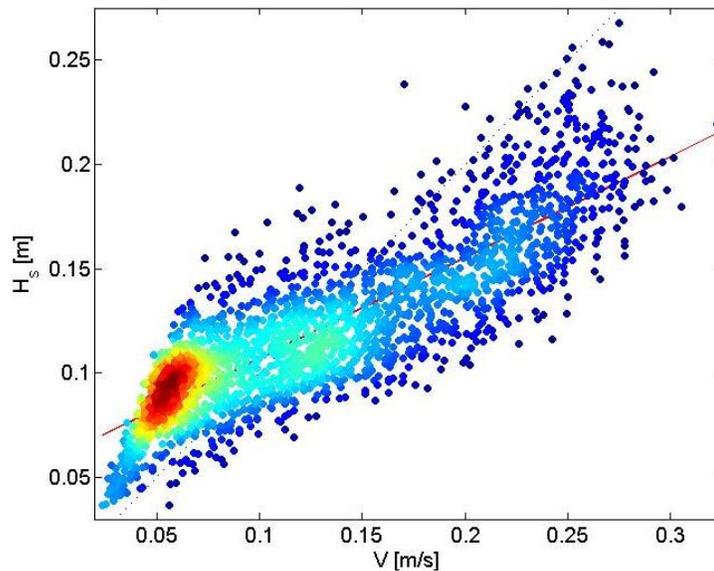


Figura 34. Gráfica de dispersión de oleaje contra velocidad de corriente. Los puntos con colores cálidos nos indican menor dispersión de los datos y los azules mayor dispersión.

2.16. Implementación de modelos numéricos

En esta sección se presentan la metodología, los parámetros de la modelación así como los estudios de caso y los resultados de los diferentes escenarios de degradación del arrecife. También se muestran los resultados de la calibración y validación de los modelos numéricos utilizando la información de la climatología oceanográfica actual.

2.16.1. Modelación oceanográfica actual y validación de los modelos numéricos

La implementación de los modelos numéricos inicia con la calibración y validación de los mismos, principalmente oleaje e hidrodinámico, para lo cual se seleccionaron los datos de la tercer campaña hecha en diciembre de 2015, los cuales tienen una mayor temporalidad y a diferencia de la primera campaña estos lucen más limpios (sin errores visibles) por lo cual se consideran más confiables, además en esta campaña se cuenta con datos simultáneos del equipo vector que se encontraba dentro de la bahía como del equipo ADCP que se encontraba fuera de la misma. Los parámetros que se utilizaron para implementar el modelo se muestran en la Tabla 3, donde los parámetros y condiciones de frontera fueron recolectados en campo como la serie de corrientes de las fronteras Norte y Sur, Marea que se aplicó en la frontera Este, tamaño de grano D50 como rugosidad del modelo de oleaje y transporte de sedimentos y finalmente serie de tiempo de datos de viento proporcionada por el ICMYL de Puerto Morelos.

Tabla 4. Parámetros de entrada de los diferentes modelos numéricos

Parámetro	Entrada	
Dominio	Malla no estructurada con valores de elevación	
Tiempo	01/12/2015, 485 pasos de tiempo, 30 min.	
Resistencia de lecho	Malla, Manning con variaciones en el dominio	}
Tensor de radiación del oleaje	De la simulación SW	
Estructuras	Cresta arrecifal	
Fronteras	Serie de Corrientes en fronteras Norte y Sur, y mareas en frontera Este. Medidos con ADCP	
Tipo de modelo	Oleaje y corriente	}
Descripción de oleaje y corrientes	Tabla de sedimentos	
Propiedades de sedimento	Mallas, Tamaño de grano d50 y sorteamiento	
Forzante	Oleaje de simulación SW	}
Variaciones en el nivel del mar	De la simulación HD	
Condiciones de corrientes	De la simulación HD	
Viento forzante	Serie Viento medido en ICMyL Puerto Morelos	
Fricción de fondo	Tamaño de grano d50	
Estructuras	Cresta arrecifal	}
Fronteras	Serie de Oleaje medido por ADCP	

La calibración y validación del modelo hidrodinámico se realizó con datos de marea y corrientes. En la Figura 35 se presentan los resultados de esta calibración, en el panel superior de esta figura, se muestran los resultados utilizando los datos de marea fuera de la bahía y en el panel inferior el ajuste utilizando los datos dentro de la misma en las cuales, se puede observar un buen ajuste entre los datos medidos y la simulación. Para el modelo de oleaje los datos que se utilizaron fueron la altura de ola, periodo y dirección del oleaje medido dentro y fuera de la bahía. Los resultados del ajuste se muestran en la Figura 36, donde se puede observar que el coeficientes de correlación dentro de la laguna fue de 85.1% para la superficie libre y de 82.13% para la altura de oleaje. Fuera de la laguna los resultados fueron más favorables con un coeficiente de correlación de 90% para oleaje y de 94% para la marea.

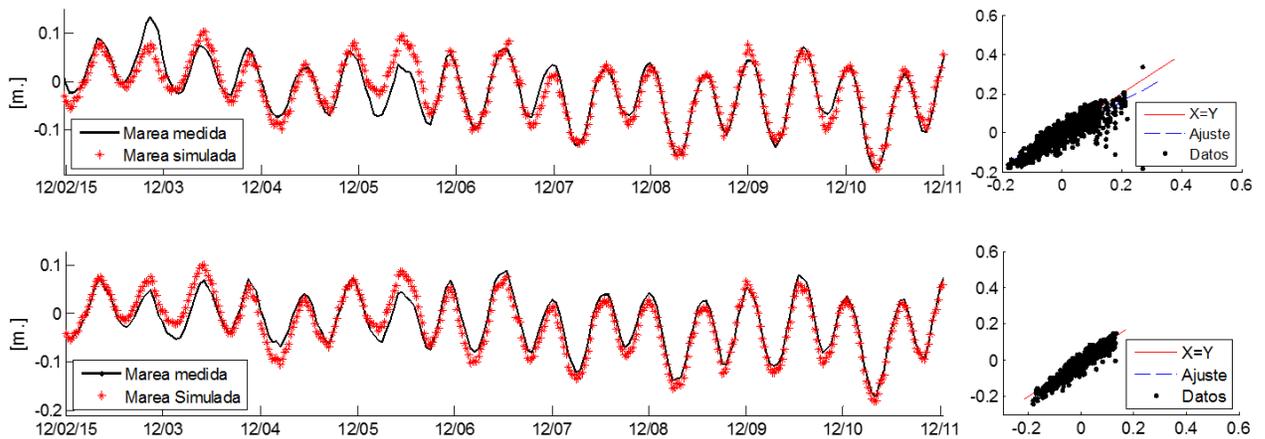


Figura 35. Series de tiempo de datos de superficie libre medidos y simulados con su correspondiente regresión lineal. La serie superior son datos obtenidos dentro de la laguna arrecifal, la serie inferior datos fuera de la laguna.

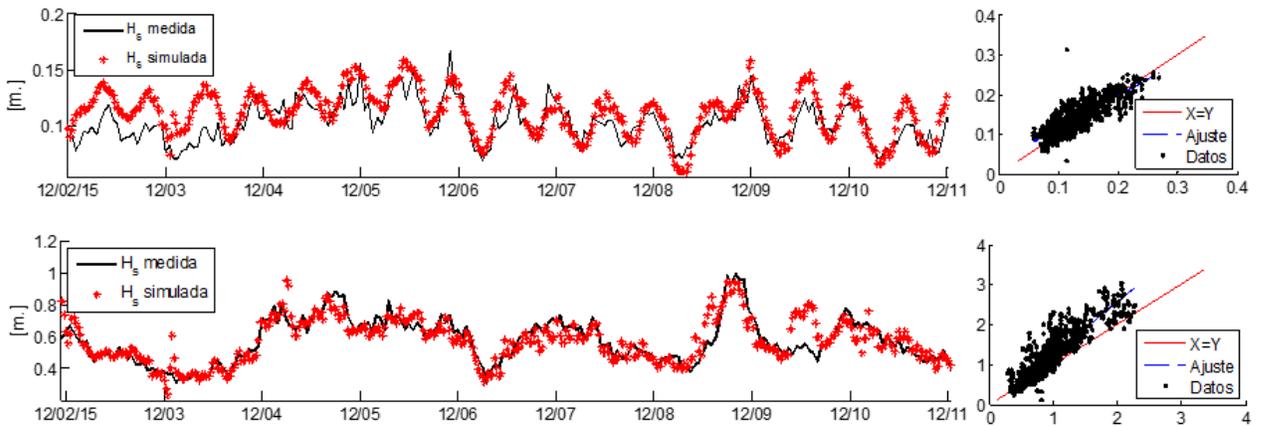


Figura 36. Series de tiempo de datos de altura de oleaje medidos y simulados con su correspondiente regresión lineal. La serie superior son datos obtenidos dentro de la laguna arrecifal, la serie inferior datos fuera de la laguna.

Por otra parte, la caracterización oceanográfica se realizó con los resultados de la modelación numérica, utilizando los parámetros de entrada mencionados anteriormente pero utilizando series de tiempo más largas tanto de viento como mareas y oleaje en las fronteras. El clima medio se obtuvo a partir del promedio de los diferentes parámetros como: oleaje, corrientes y elevación del mar, por el ejemplo el promedio de la superficie libre en el periodo simulado, nos indica que hay una sobreelevación dentro de la bahía, comparada con la superficie fuera de la misma. Así mismo, dentro de la bahía existen diferencias en la elevación; por una parte las zonas que se encuentran por detrás de la cresta arrecifal presentan mayor elevación, mientras que las que están sobre los canales del arrecife tienen menor elevación. Esta sobreelevación es provocada por la rotura del oleaje sobre en la cresta arrecifal, la cual apila agua en la bahía.

Así mismo, en la línea de costa existe una sobreelevación (set-up), la cual es mayor en las zonas que no se encuentran protegidas por la cresta arrecifal. (Figura 37).

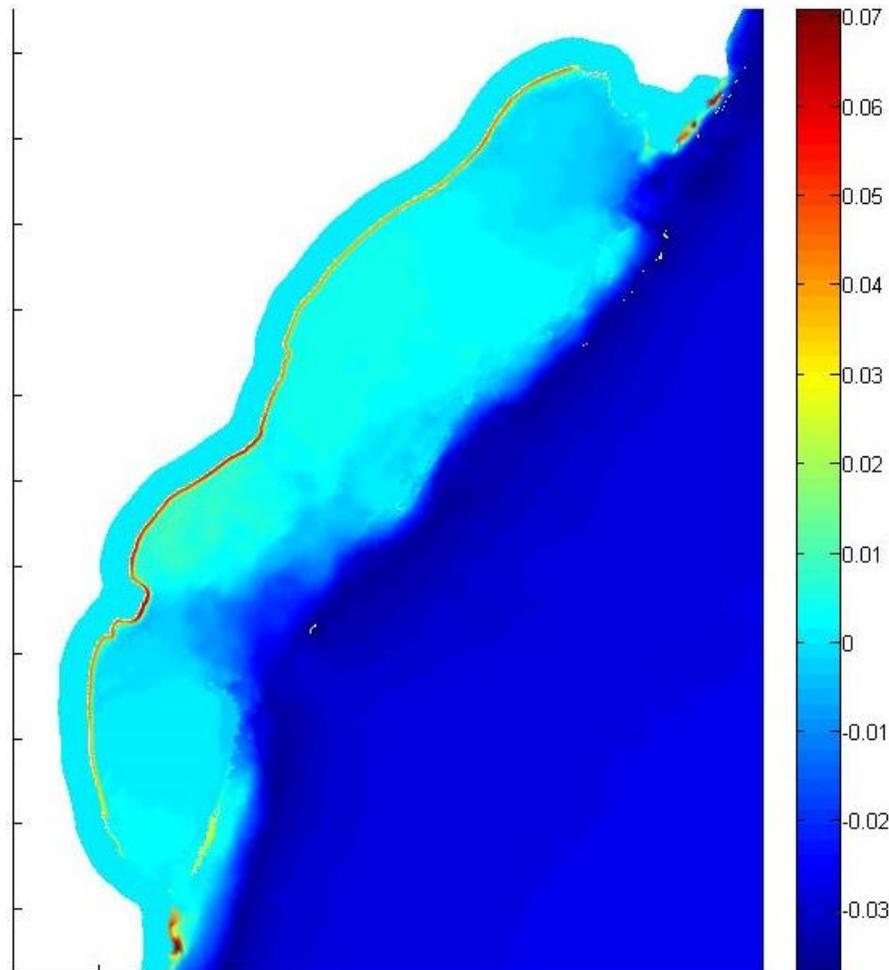


Figura 37. Superficie Libre actual. En colores fríos se presentan las zonas con menor elevación del mar y colores cálidos, mayor elevación. Se aprecian dos Set-ups, una dentro de toda la laguna arrecifal, y otra en la costa.

De la misma manera, el régimen de corrientes en la laguna arrecifal, nos indica que está altamente influenciada por el oleaje, debido a que éste provoca que existan corrientes longitudinales en la zona de la cresta arrecifal, y ortogonales a la costa en la salida de los canales. Las corrientes son mayores en la cresta porque el oleaje rompe en esta zona, mientras que en las aberturas del arrecife la intensificación de las corrientes se explica por una liberación de presión del agua, que fue previamente apilada por la rotura del oleaje residual. En la costa se observan diferencias espaciales a lo largo de la misma, a consecuencia de un oleaje más alto en las zonas que no están protegidas por el arrecife, éstas zonas presentan mayor

velocidad de corriente, mientras que en las zonas protegidas por la cresta, las corrientes son más tenues.

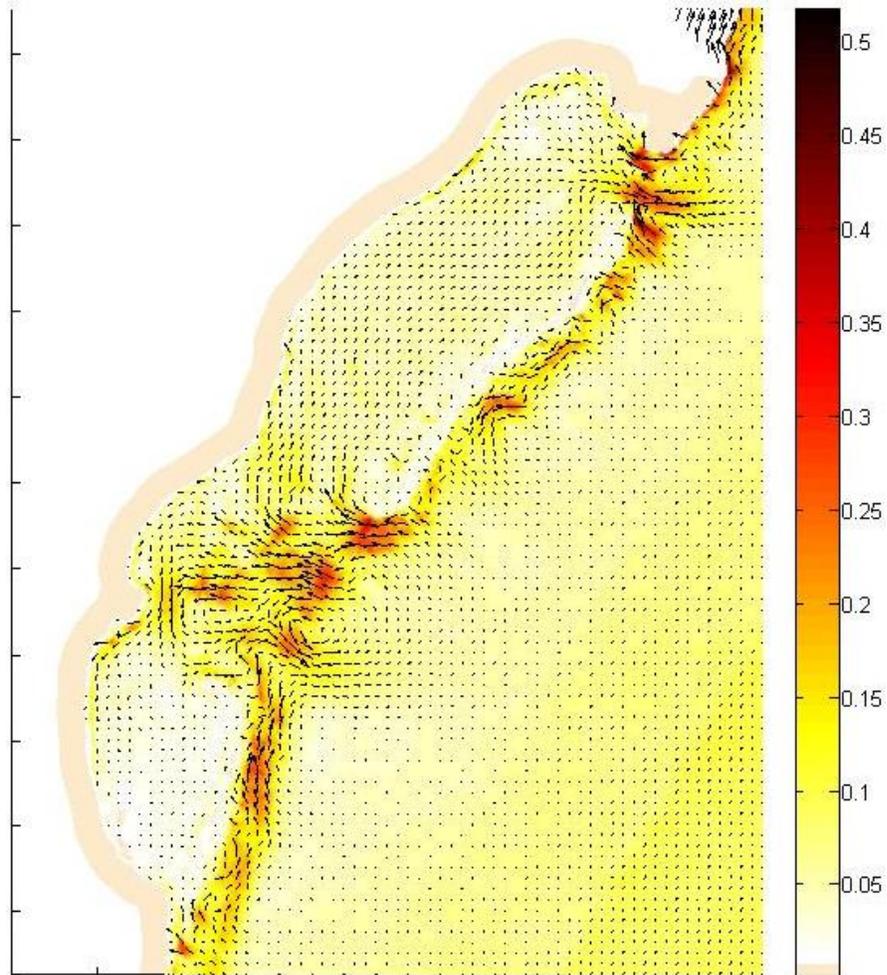


Figura 38. Hidrodinámica actual. Las corrientes más intensas se generan en las zonas de los canales.

El oleaje en el área de estudio comienza a perder altura a partir del talud de la estructura arrecifal más profunda, debido al proceso de asomeramiento influenciado por la rugosidad y profundidad de la barrera arrecifal. Sin embargo, en la zona donde se encuentra la cresta arrecifal, la altura decrece drásticamente. En las zonas donde se encuentran los canales, el oleaje disminuye gradualmente hasta llegar a la costa. Las zonas que presentan un oleaje más bajo son las que se encuentran detrás de las crestas arrecifales, no obstante, la difracción del oleaje que ingresa sobre los canales provocan que el oleaje aumente su altura en zonas protegidas por el arrecife (Figura 39).

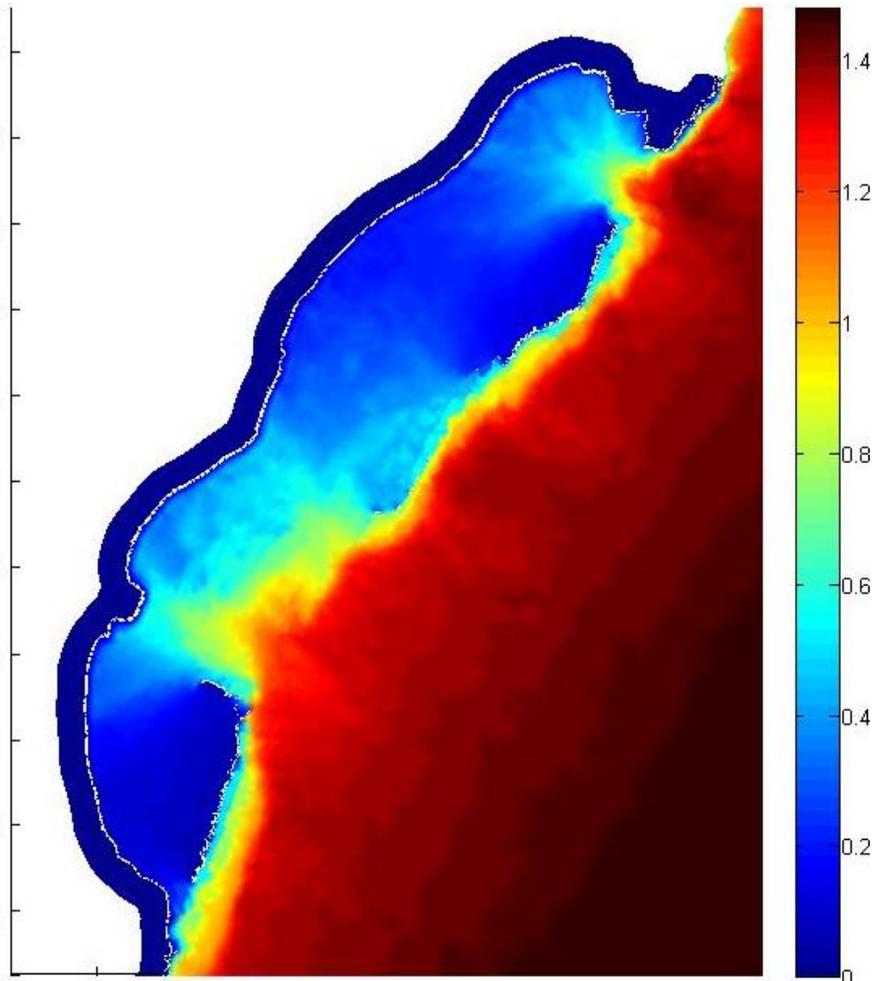


Figura 39. Altura de oleaje actual. El oleaje comienza a romper en toda la estructura del arrecife, pero es en la zona de la cresta arrecifal donde pierde altura de manera contrastante.

2.16.2. Modelación con base a escenarios de degradación de arrecifes en casos de estudio

En este apartado se seleccionaron varios casos de estudio. Debido a que la zona tiene bien marcada dos estaciones (invierno y verano) los casos de estudio estarán centrados en estas dos épocas y con la finalidad de hacer una comparación y determinar la importancia de los fenómenos meteorológicos de la zona, se seleccionó por ejemplo un caso de estudio en época invernal sin eventos nortes y posteriormente con eventos nortes con periodo de retorno de 50 y 100 años, de la misma manera, para verano se selección un caso de estudio sin tormentas y posteriormente con tormentas para periodos de retorno de 50 y 100 años. Adicionalmente a estos casos de estudio se les agregaron tres escenarios de degradación los cuales son: condición actual, degradación del arrecife a 10 y 20 años (Figura 40), con lo cual se podrá observar la importancia del arrecife con las mismas condiciones meteorológicas pero diferente grado de degradación.

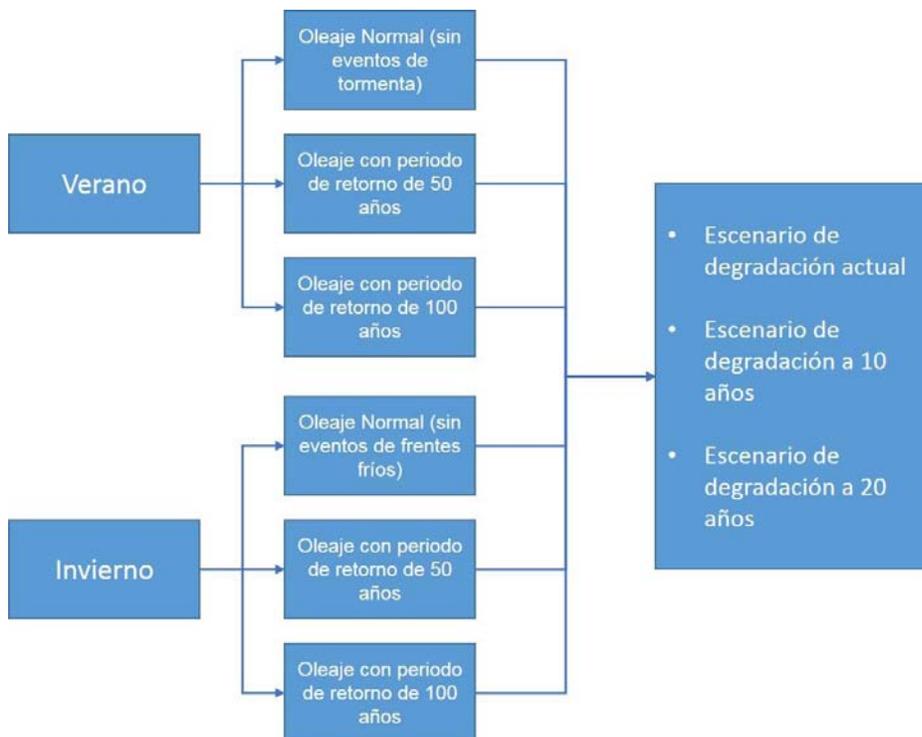


Figura 40. Diagrama de modelación con base a escenarios de degradación en casos de estudio

Los cambios y comparaciones de la zona de estudio para las dos estaciones seleccionadas, los diferentes climas marítimos y los escenarios de degradación, se muestran en 4 perfiles ortogonales a la playa (perfiles **7, 14, 21 y 26**). Los perfiles 21 y 26 corresponden a perfiles que

cruzan la cresta arrecifal norte, el 14 cruza por el canal del arrecife y el 7 por la cresta ubicada en el Sur (Figura 41).

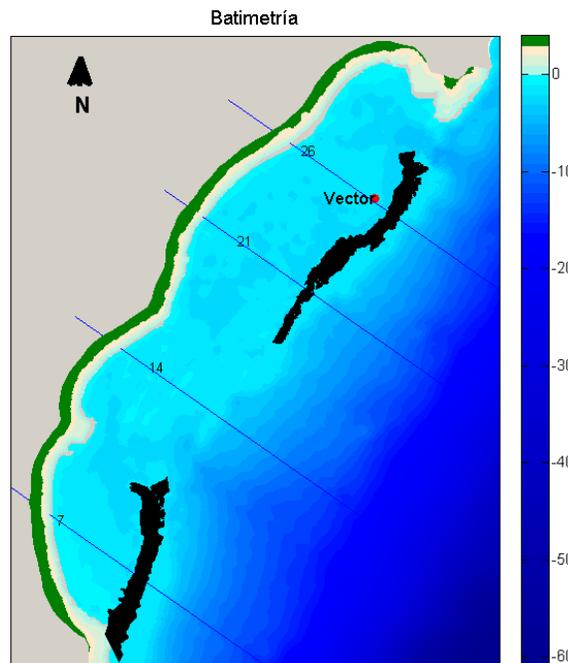


Figura 41. Localización de los perfiles transversales seleccionados para la comparación.

En la simulación de los casos de estudios se seleccionaron diferentes valores de los parámetros de entrada (Tabla 6); por ejemplo, rugosidad de fondo y tamaño de grano. Para representar el achatamiento de los arrecifes, la cresta fue modificada en tamaño y rugosidad (Figura 14) y finalmente, los parámetros de oleaje y viento se seleccionaron de acuerdo a lo obtenido en el análisis extremal (Tabla 5).

Tabla 5. Viento y Oleaje para los modelos

Variable	Invierno	Invierno PR 50	Invierno PR 100	Verano	Verano PR 50	Verano PR 100
Vel. Viento	4.51 m/s	9.03 m/s	9.96 m/s	4 m/s	8.378 m/s	9.29 m/s
Dir. Viento	16.83°	16.83°	16.83°	108.84°	108.84°	108.84°
Hs	0.84 m	3.76 m	4.01 m	0.89 m	5.53 m	6.05 m
Tp	7.24 s	9.96 s	10.25 s	6.87 s	10.47 s	10.96 s
Dir. Oleaje	85.54°	85.54°	85.54°	120.47°	120.47°	120.47°

Tabla 6. Parámetros de entrada para los modelos

Parámetro	Entrada	
Dominio	Malla no estructurada con valores de elevación	
Tiempo	01/01/2016, 430 pasos de tiempo, 10 min.	
Resistencia de lecho	Malla, Manning con variaciones en el dominio para los tres escenarios 1) Escenario actual 2) Escenario a 10 años 3) Escenario a 20 años	HD
Tensor de radiación del oleaje	De la simulación SW	
Estructuras	Cresta arrecifal 1) Cresta actual 2) Cresta a 10 años 3) Cresta a 20 años	
Fronteras	Corrientes constantes en las fronteras 2 y 4 (Figura 20 en sección 2.11.2) u: 0.07 m/s v: 0.089 m/s	
Tipo de modelo	Oleaje y corriente	ST
Descripción de oleaje y corrientes	Tabla de transporte de sedimentos	
Propiedades de sedimento	Mallas, Tamaño de grano d50 y sorteamiento para los tres escenarios 1) Escenario actual 2) Escenario a 10 año 3) Escenario a 20 años	
Forzante	Oleaje de simulación SW	SW
Variaciones en el nivel del mar	De la simulación HD	
Condiciones de corrientes	De la simulación HD	
Viento forzante	Fueron alimentadas con los distintos casos de estudio 1) Escenario sin actual 2) Escenario a 10 año 3) Escenario a 20 años	
Fricción de fondo	Tamaño de grano d50 para los tres escenarios 4) Escenario sin actual 5) Escenario a 10 año 6) Escenario a 20 años	
Estructuras	Cresta arrecifal	
Fronteras	Fueron alimentadas con los distintos casos de estudio en las fronteras 2, 3 y 4 (Figura 20 en sección 2.11.2)	

2.16.2.1. Temporada de Invierno

2.16.2.1.1. Resultados Oleaje, Clima marítimo, normal

En el caso de estudio de época de invierno sin eventos de frentes fríos, la rotura del oleaje se presentó próximo a la cresta arrecifal. La altura del oleaje dentro de la bahía comparada en los diferentes escenarios de degradación tuvo variaciones significativas como se puede apreciar en la Figura 42 donde se observa un claro incremento en altura significativa a medida que el arrecife pierde rugosidad y volumen.

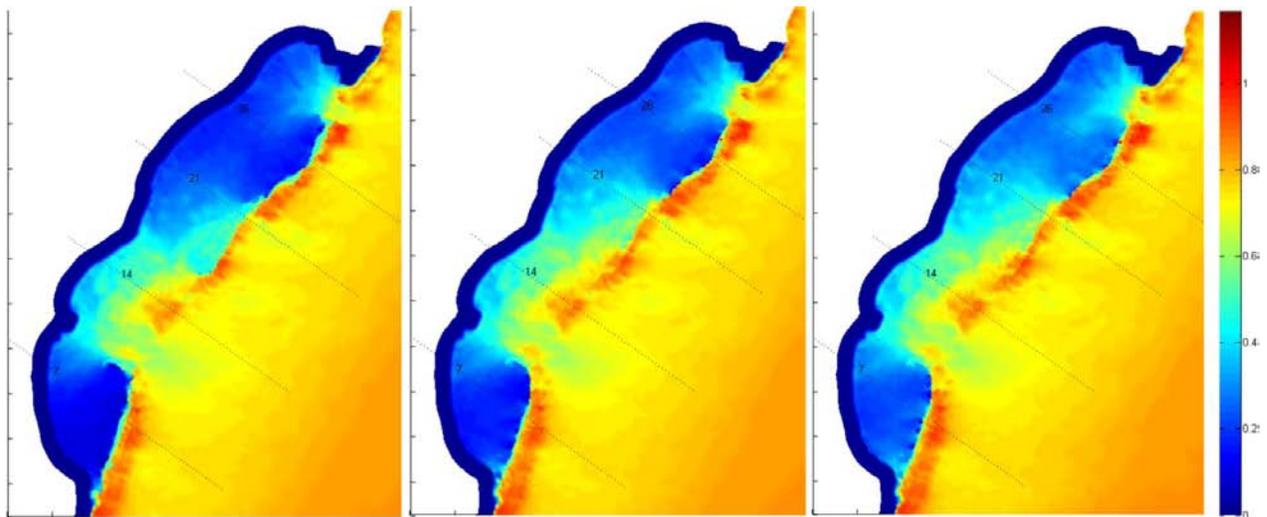


Figura 42. Altura de oleaje bajo 3 escenarios de degradación con oleaje de invierno. El resultado de la izquierda se ilustra la transformación del oleaje bajo el escenario arrecifal actual, la figura central para 10 años y la figura de la izquierda a 20 años. De colores fríos se muestra el oleaje con menor altura y en cálido oleaje más energético.

Si comparamos estos cambios a través de los perfiles longitudinales, podemos observar que el perfil 7 se tiene una disipación de energía del 91% para el escenario actual de degradación, para 2026 la disipación del oleaje decreció a 88%, y para 2036 disipa solo el 86%. En el perfil 14, longitudinal al canal no se observan cambios significativo como era de esperarse dado que no existe una estructura que amortigüe el oleaje. En el perfil 21 y degradación de arrecife actual, la disipación del oleaje fue de 94% y de 88% y 86% para los escenarios de degradación correspondiente lo cual es muy similar a los resultados de perfil 7. Por último, el transecto donde hubo mayor disipación fue el 26, en donde la disipación alcanzó 95% decreciendo a 93% y 90% con la degradación del arrecife (Figura 43).

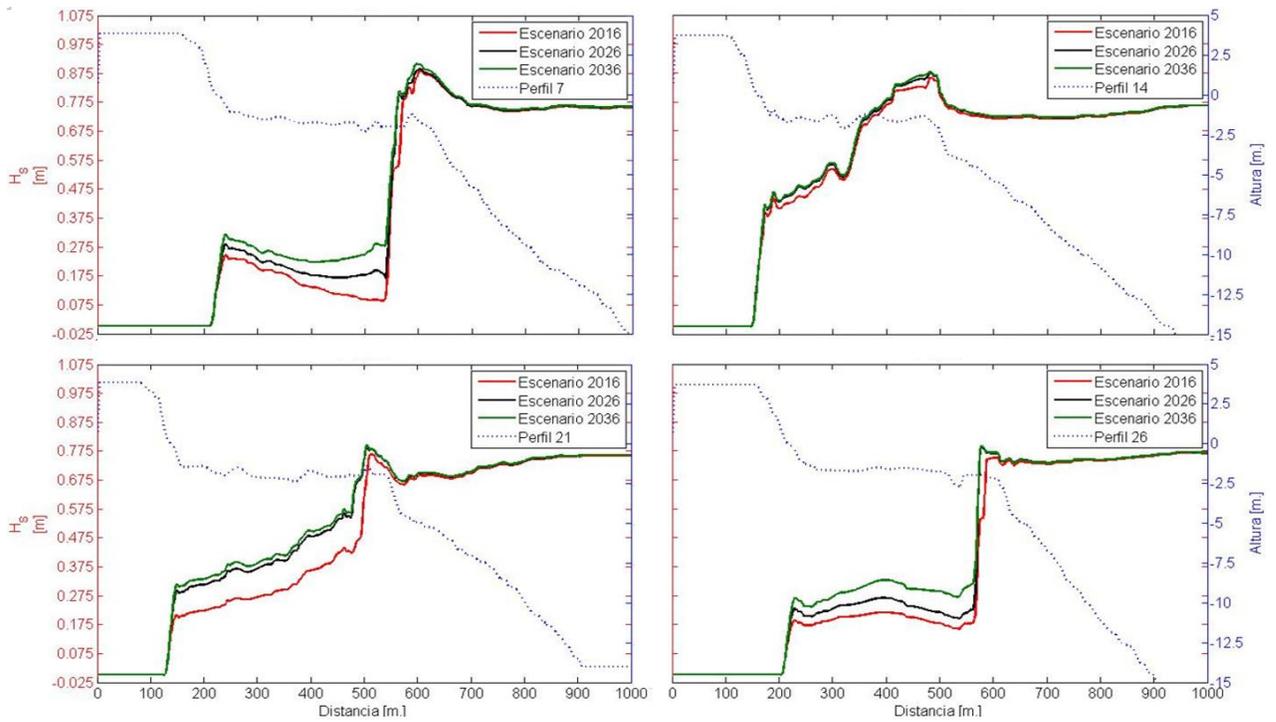


Figura 43. Altura significativa de oleaje de invierno en los perfiles seleccionados para los diferentes escenarios de degradación. La línea roja representa el escenario actual, la negra el escenario de 2026 y de verde 2036, estas se encuentran referidas a eje vertical izquierdo. El perfil es presentado con línea punteada y está referida al eje derecho de cada gráfica.

2.16.2.1.2. Resultados Superficie Libre, Clima marítimo, normal

Así mismo, los resultados y el promedio de la superficie libre muestran un claro aumento de nivel en zonas antes protegidas por el arrecife comparando los promedios de los diferentes escenarios de degradación (Figura 44)

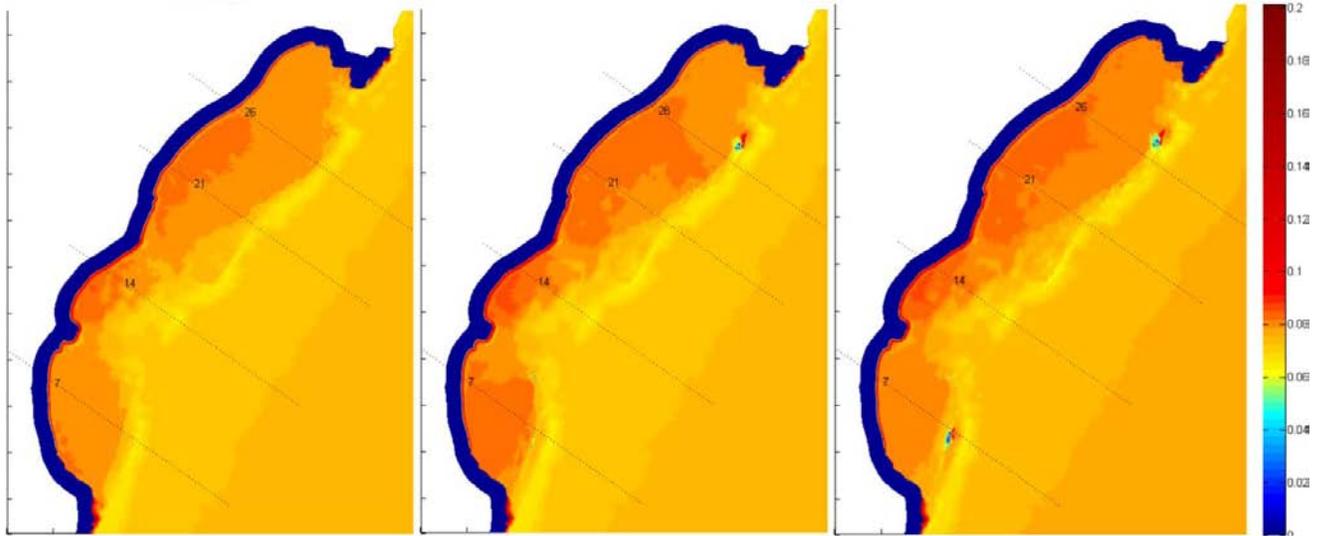


Figura 44. Superficie libre bajo 3 escenarios de degradación con oleaje de invierno. El resultado de la izquierda se ilustra la superficie del agua bajo el escenario arrecifal actual, la figura central para 10 años y la figura de la izquierda a 20 años. De colores fríos se muestra elevaciones con menor altura y en cálido mayor altura.

Observado los perfiles de la superficie libre del agua, se puede apreciar que en el perfil 7 se presentaron cambios en la elevación de la superficie sobre la zona de la cresta arrecifal para el escenario 2036, sin embargo, la sobreelevación provocada por el oleaje al momento de romper en la costa fue mayor que en los escenarios anteriores en ese mismo perfil. Sobre el perfil 14 se generó una depresión en la superficie del agua, la cual volvió a elevarse a la mitad de la bahía. El set-up en la costa es mayor que en los demás perfiles, ocasionando incrementos mayores a 20 *milímetros*, contrastando con los resultados de los demás perfiles, donde el set-up no supera los 18 *mm* para las diferentes configuraciones del arrecife. El perfil donde se presentó menor set-up fue el 26, con una cota máxima después de la rotura de 12 *mm* en el escenario más drástico (Figura 45).

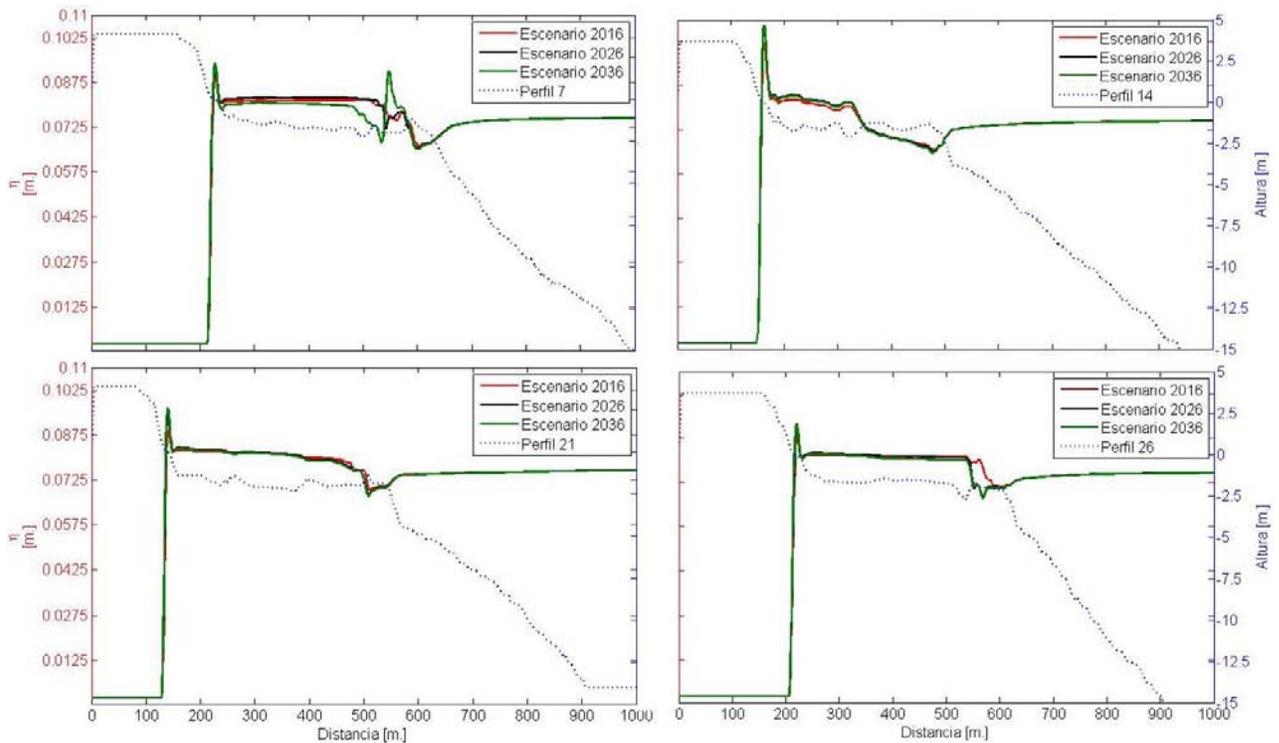


Figura 45. Superficie libre en invierno de los perfiles seleccionados para los diferentes escenarios de degradación. La línea roja representa el escenario actual, la negra el escenario de 2026 y de verde 2036, estas se encuentran referidas a eje vertical izquierdo. El perfil es presentado con línea punteada y está referida al eje derecho de cada gráfica.

2.16.2.1.3. Resultados Corrientes, Clima marítimo, normal

Analizando los resultados del promedio de velocidades se puede observar que la velocidad de las corrientes se vio intensificada en toda la bahía pero los cambios más intensos se encuentran en la zona de la estructura arrecifal, Por otra parte, detrás de las crestas las velocidades se incrementaron de manera moderada, tanto en la laguna como en la costa (Figura 46). La salida de flujo en la laguna aumentó en los escenarios futuros.

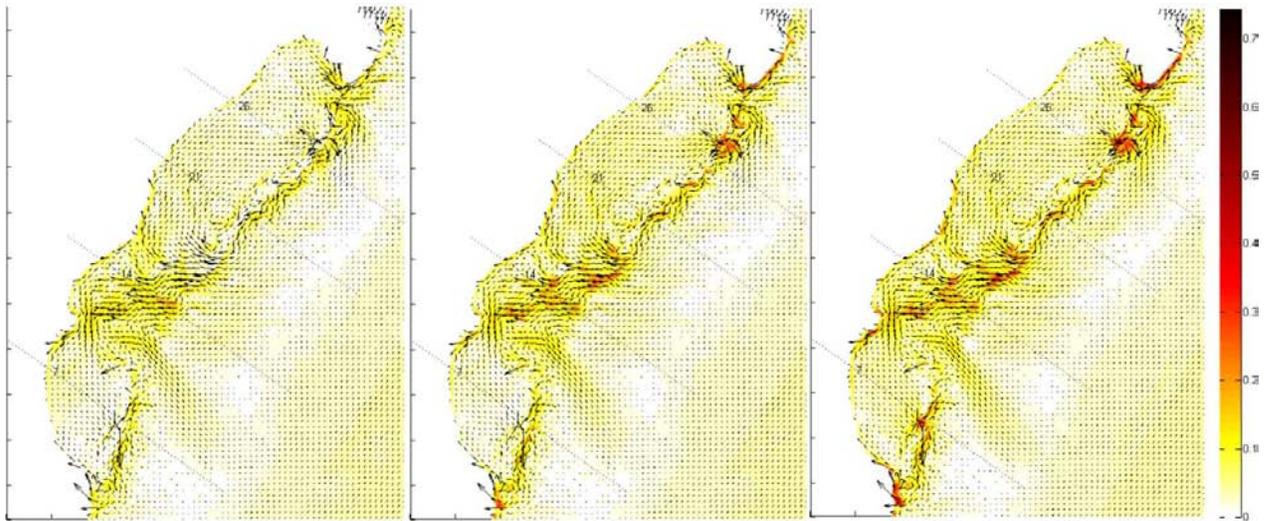


Figura 46. Velocidad de corrientes bajo 3 escenarios de degradación con oleaje de invierno. El resultado de la izquierda se ilustra las velocidades de corrientes bajo el escenario arrecifal actual, la figura central para 10 años y la figura de la izquierda a 20 años. De colores fríos se muestran corrientes con menor magnitud y en cálido más veloces.

En la Figura 47 se presentan los perfiles de velocidades a lo largo de la sección donde se observan que la sección 7 no tuvo cambios significativos con el primer escenario de degradación pero si para el subsecuente (2036), pues las corrientes aumentaron en un 7% con respecto al primer escenario. Si bien en el perfil 14 se tiene ausencia de arrecife, las corrientes aumentaron hasta en un 32% en el último escenario en la sección de la cara de la playa. Por otro lado en el perfil 21 se observa mayor aumento en las corrientes, pues en éste se intensificaron de $0.039 \frac{m}{s}$ a $0.053 \frac{m}{s}$ en 2026 y $0.064 \frac{m}{s}$ para 2036. Por último, en perfil 26 se aprecian velocidades altas pero con cambios moderados por ejemplo en el escenario a 20 años e obtuvo un incremento de 18%

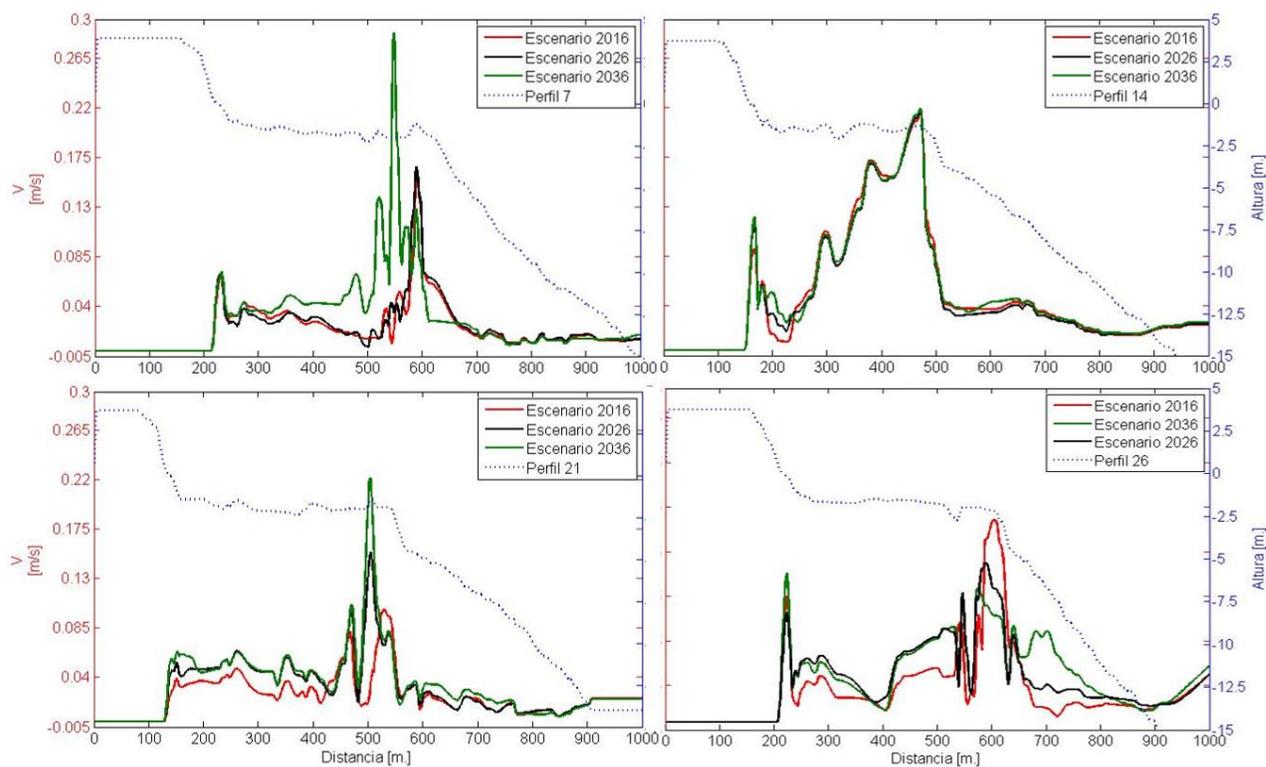


Figura 47. Velocidad de corrientes en invierno de los perfiles seleccionados para los diferentes escenarios de degradación. La línea roja representa el escenario actual, la negra el escenario de 2026 y de verde 2036, estas se encuentran referidas a eje vertical izquierdo. El perfil es presentado con línea punteada y está referida al eje derecho de cada gráfica.

2.16.2.1.4. Resultados Transporte de sedimentos, Clima marítimo, normal

La magnitud de la carga total o capacidad de transporte de sedimento también aumento para las mismas condiciones de clima marítimo y los diferentes escenarios de degradación observándose un aumento en la capacidad de transporte muy cercano a la línea de costa lo que puede representar erosión en un futuro relacionada con la degradación del arrecife, mayor incidencia del oleaje y aumento en la velocidad de las corrientes (Figura 48).

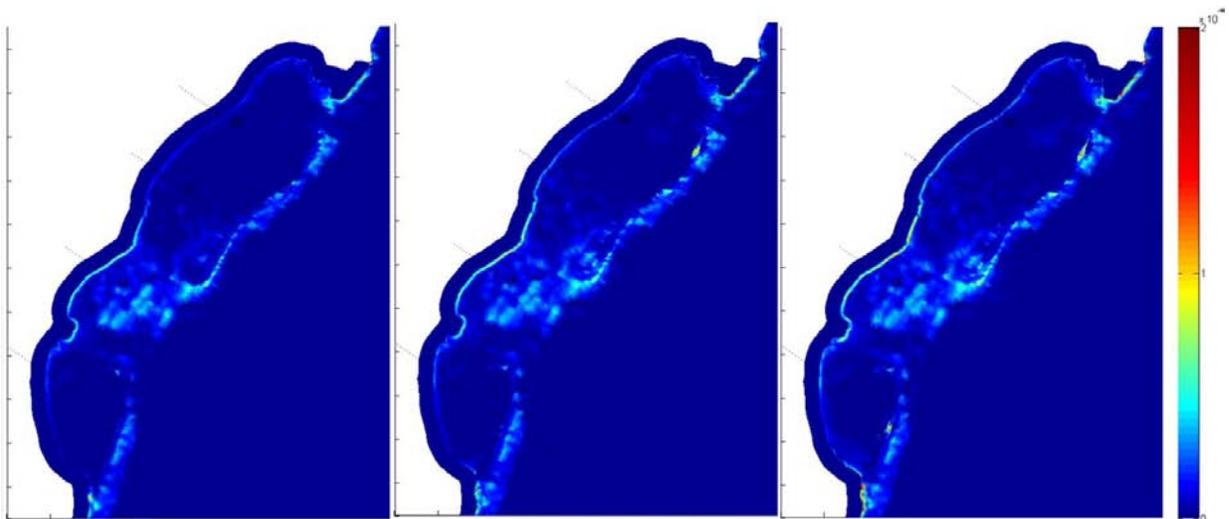


Figura 48. Magnitud de la carga total bajo 3 escenarios de degradación con oleaje de invierno. El resultado de la izquierda se ilustra las cargas bajo el escenario arrecifal actual, la figura central para 10 años y la figura de la izquierda a 20 años. De colores fríos se muestran cargas con menor magnitud y en cálido más dinámicas.

Comparando los resultados con el escenario inicial la capacidad de transporte en el perfil 7 se incrementó en 46% y 117% respectivamente. La capacidad de transporte en el perfil 14, se mantuvo casi constante a lo largo de éste, hasta la zona de la costa donde se aprecia el mayor incremento, el cual aumenta en un 25% para 2026 y un 32% para 2036. El perfil 21 presentó un incremento significativo, pues éste aumenta para 2026 a 176% mientras que para 2036 236%. Por último, el perfil con menor carga fue el perfil 26, donde hubo cambios de 57% y 153% (Figura 49).

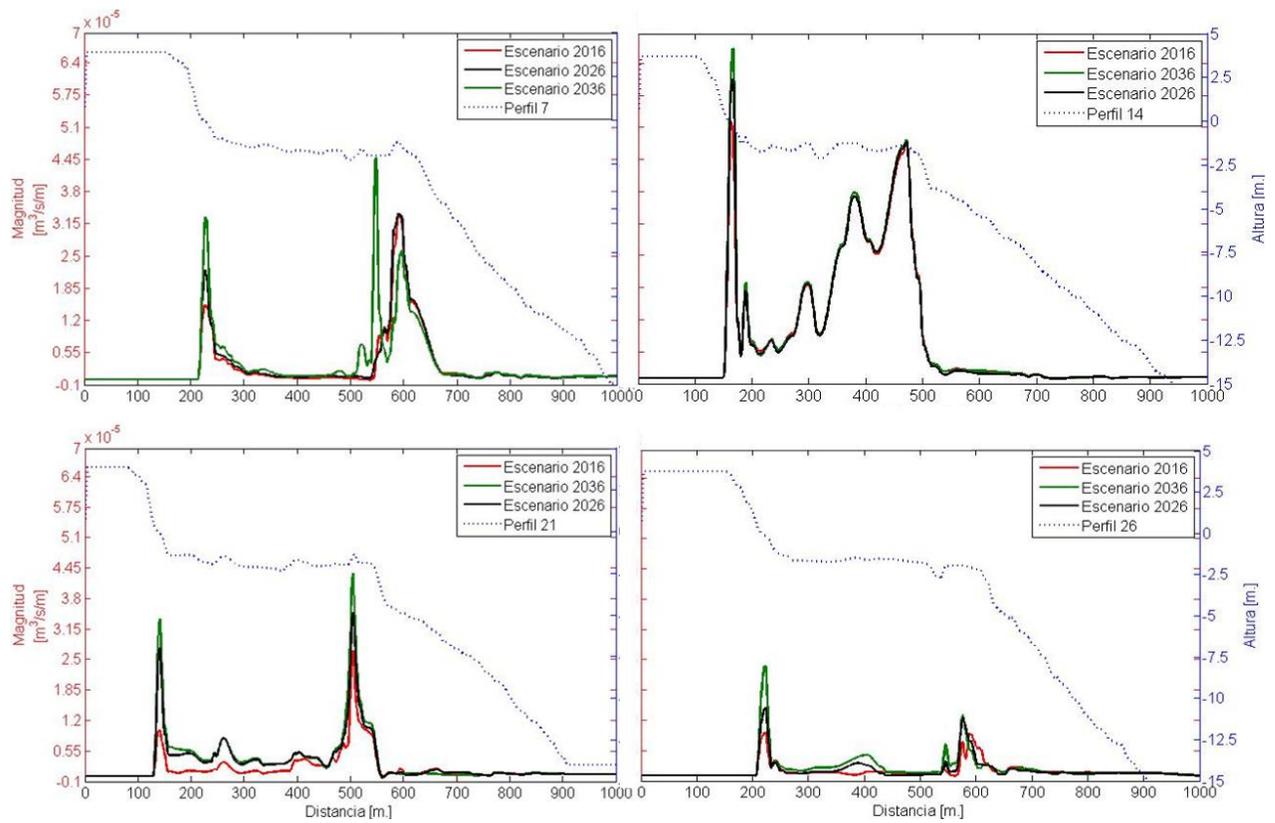


Figura 49. Carga total en invierno de los perfiles seleccionados para los diferentes escenarios de degradación. La línea roja representa el escenario actual, la negra el escenario de 2026 y de verde 2036, estas se encuentran referidas a eje vertical izquierdo. El perfil es presentado con línea punteada y está referida al eje derecho de cada gráfica.

2.16.2.1.5. Resultados Oleaje, Clima marítimo extremal, PR50

En el caso de la temporada de invierno y oleaje extremal con periodo de retorno de 50 años, los resultados y el promedio de oleaje en la zona de estudio no muestran que no hay diferencias considerables en ya que se observan alturas de ola muy similares para los diferentes escenarios. Los cambios más evidentes ocurren dentro de la laguna con aumento en la altura de ola frente a los canales del arrecife. Bajo estas condiciones la disipación del oleaje superó el 97% de energía, incluso en el perfil donde no hay una estructura de protección (Figura 50).

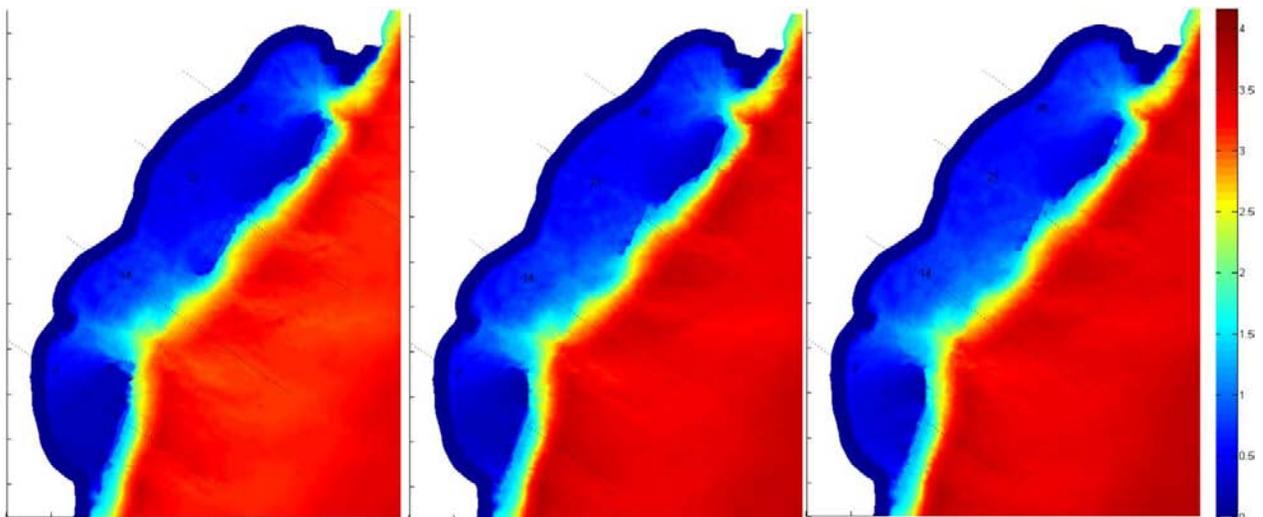


Figura 50. Transformación del oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno para los tres escenarios de degradación.

Es en el perfil 21 donde existió la mayor diferencia entre los escenarios. En éste perfil la disminución del oleaje fue menor para los escenarios futuros, pues se observó un decremento en la atenuación para el escenario 2026 y 2036, el cual incrementó 11 *cm* y 14 *cm* la altura del oleaje. Por otra parte, la disipación de la energía una vez que rebasa la cresta arrecifal fue mayor en los perfiles 7 y 26. Sin embargo, el oleaje se reforma para alcanzar una altura en la costa de hasta 60 *cm* para el escenario más degradado. Contrario a los transectos 7 y 26, los perfiles 14 y 21 continuaron asomerándose después de la rotura hasta llegar a la costa, perdiendo altura a todo lo largo del perfil. El perfil 21 con este tipo de oleaje fue el que más disipación tuvo, que resulto para el primer escenario de 98.67% de 97.87% para el segundo y

de 97.68% para el ultimo. También se apreciaron cambios en el sitio de rotura, porque el oleaje rompe antes de llegar a la cresta arrecifal, alejando de la costa el punto de rotura (Figura 51).

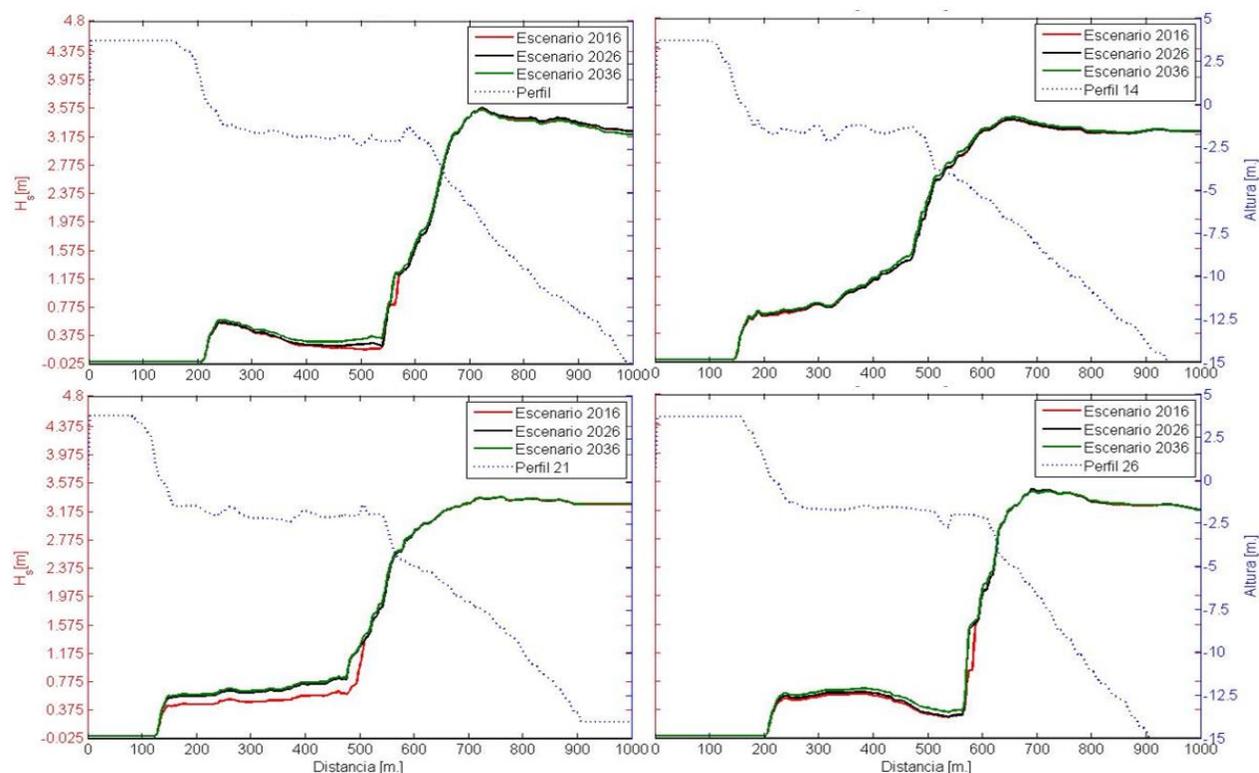


Figura 51. Transformación de la altura de oleaje en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 50 años.

2.16.2.1.6. Resultados Superficie Libre, Clima marítimo extremal, PR 50

Hubo un notable aumento en la elevación de la superficie libre del agua dentro de la bahía arrecifal, en la Figura 52, se muestran el promedio de superficie libre y se puede observar un cambio importante en la parte noreste de la bahía.

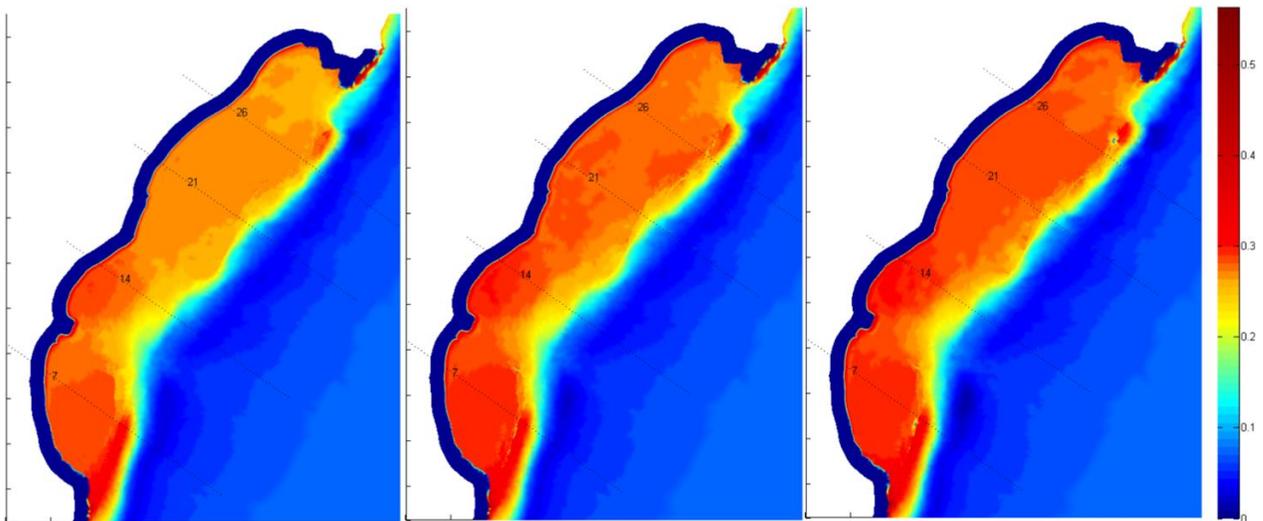


Figura 52. Elevación del mar para los diferentes escenarios con oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno.

Observando el cambio de nivel de la superficie libre en los distintos escenarios de degradación se nota que en el perfil 7 la superficie libre alcanzó la cota más alta, pues en los tres escenarios el set-up superó por 22 *cm* el escenario inicial en la laguna y más de 23.8 *cm*, en la costa. Por otra parte el perfil 14 presentó las cotas más altas del nivel del mar para las tres configuraciones, donde alcanzó 31.1 *cm* para el escenario sin degradación, 32.2 *cm* para el escenario intermedio y 32.8 *cm* para el escenario más degradado. Los últimos dos perfiles, el 21 y 26, presentaron variaciones similares, en los tres escenarios (Figura 53)

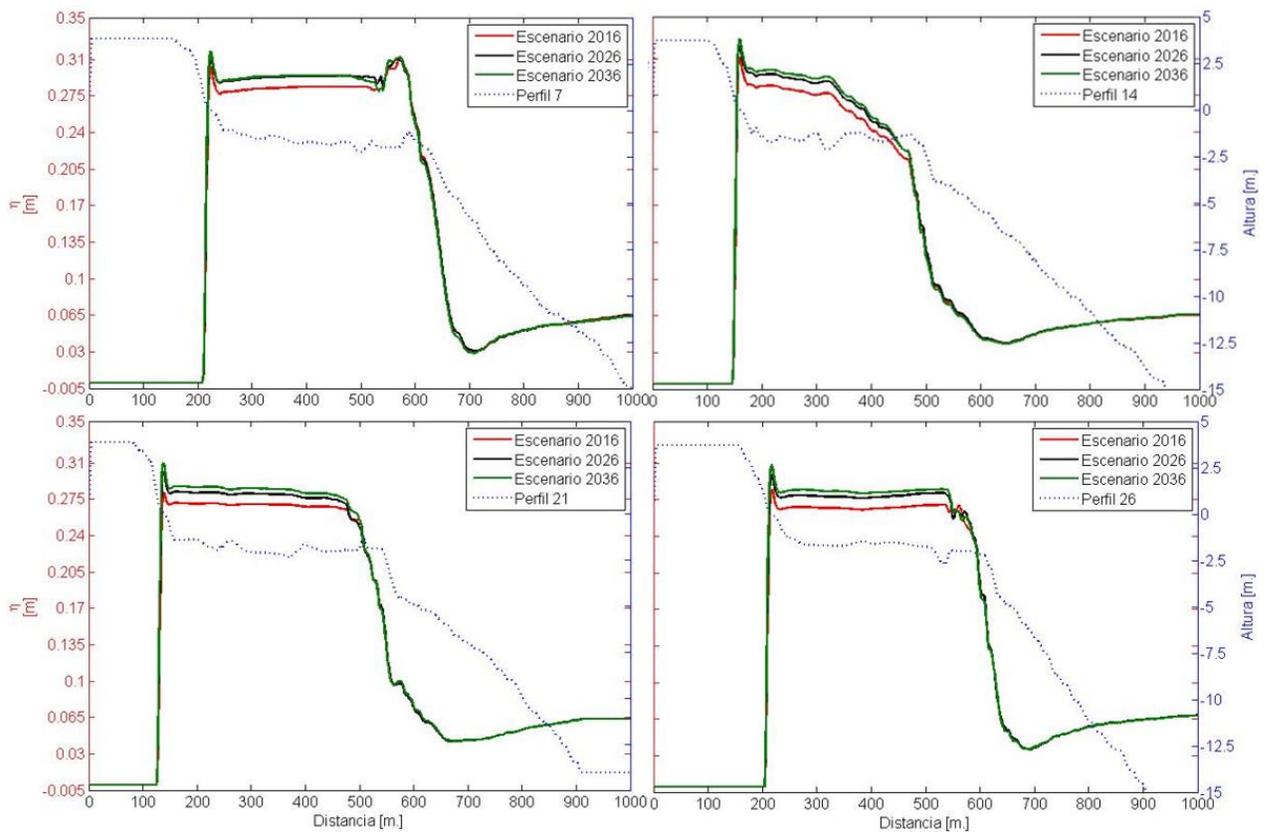


Figura 53. Transformación de la superficie libre en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 50 años.

2.16.2.1.7. Resultados Corrientes, clima marítimo extremal PR 50

En este caso de estudio y para los dos escenarios de degradación, las corrientes aumentaron en la zona arrecifal y en el canal del arrecife, con un segundo máximo de la velocidad en la costa. Las zonas convocas de la playa tuvieron menor velocidad, como se puede observar en el perfil 21. En este caso y comparándolo con el caso de oleaje normal en los tres escenarios simulados las corrientes se incrementaron en toda la zona de estudio esto debido principalmente a la altura de ola del caso por un lado y la degradación del arrecife por otro lado (Figura 54).

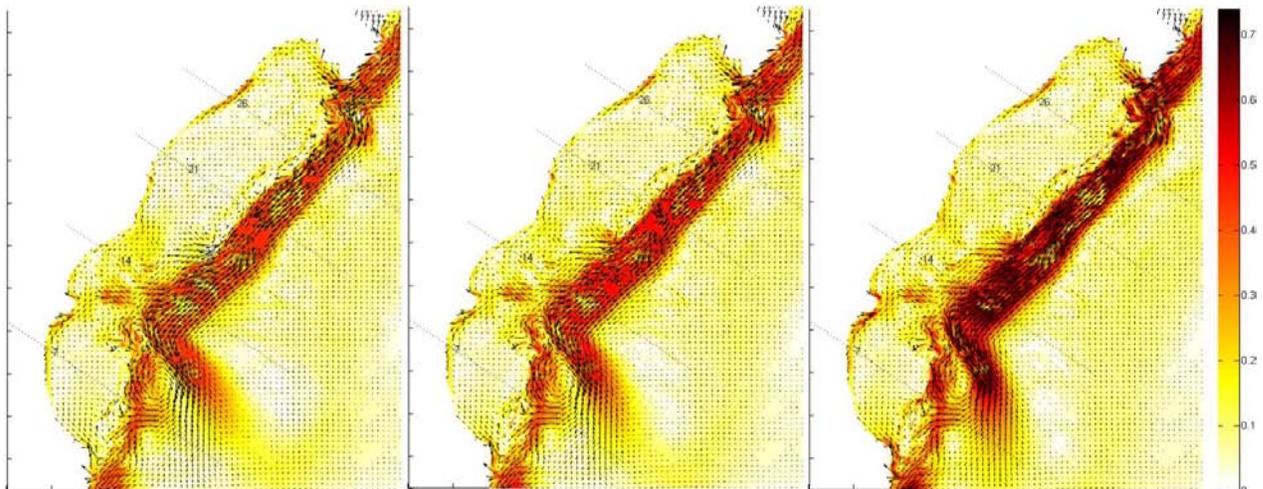


Figura 54. Velocidad de corrientes bajo los tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno.

Comparando los escenarios de degradación en los perfiles, se observa que el perfil 7 presenta un incremento de 250% aproximadamente en los tres escenarios comparados con el caso de oleaje de invierno. Éste también fue el perfil que mostro velocidades más constantes no importando la degradación del arrecife.

En el perfil 14 se presentaron corrientes altas en gran parte del perfil, aproximadamente en 300 *metros* con los tres escenarios. Por otra parte, el perfil 21, tuvo corrientes menos intensas en la costa, y adicionalmente, experimentó un aumento en las corrientes de 35% para el primer escenario y de 41% para el ultimo escenario. El perfil 26 nos indica que con la degradación de los arrecifes, éste se convierte en el perfil con corrientes de mayor intensidad, tanto en la zona del arrecife como en la costa, pues estas se incrementaron en más de 250% con respecto a las corrientes presentadas con oleaje normal de invierno (Figura 55).

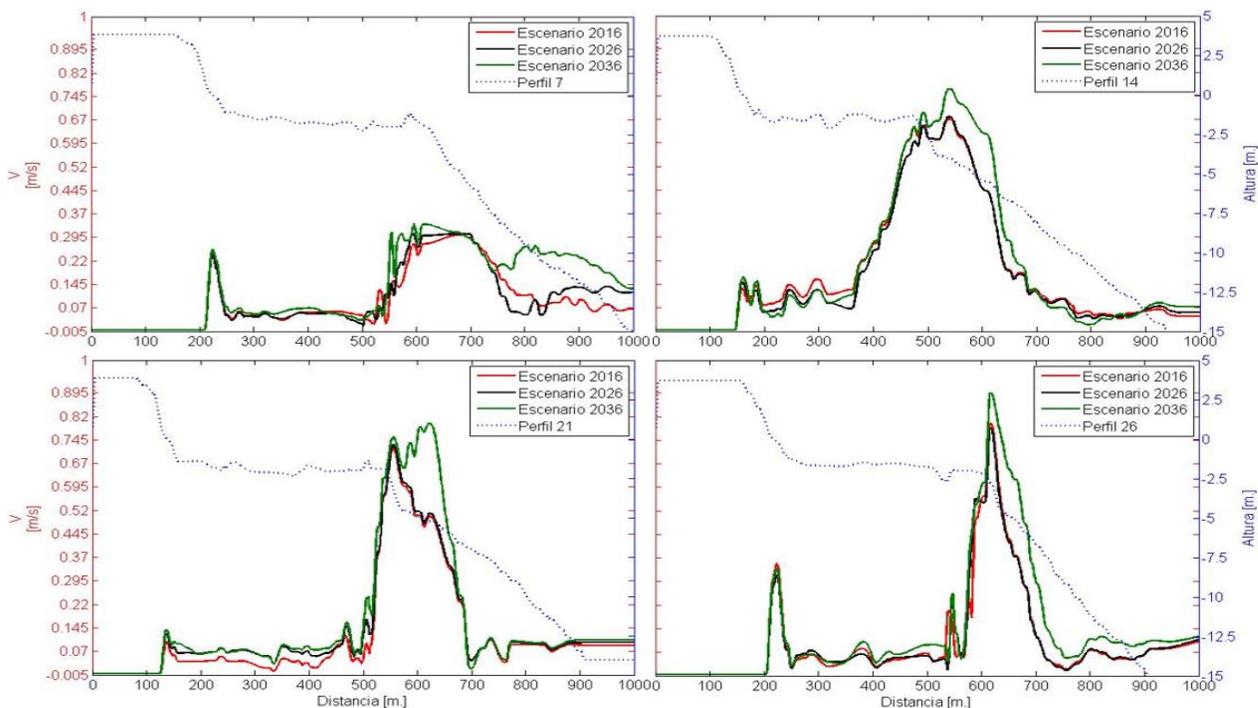


Figura 55. Transformación de las corrientes en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 50 años.

2.16.2.1.8. Resultados transporte de sedimentos, clima marítimo extremal PR 50

Hubo un incremento en la magnitud de la carga para los cuatro perfiles tanto en la zona arrecifal como en la cara de la playa a medida que la degradación aumenta (Figura 56). En el perfil 7 el aumento de capacidad de transporte sedimentos creció 26% en el tercer escenario, mientras que para el segundo escenario mostró un decremento de 1% con respecto al primer escenario. El perfil 14 fue el perfil más constante para los diferentes escenarios pues los cambios fueron de solo 2% en el escenario de 2026 a 13% para el escenario a 20 años. Por otro lado, el perfil 21 presentó menor carga en la playa que los demás perfiles; éste se incrementó de 35% en el escenario intermedio y 41% en el escenario a 20 años. Finalmente, el perfil 26 es el que mostró mayor capacidad de transporte en la zona arrecifal y en la costa. La magnitud de la carga total en la costa aumentó 2% y 24% con las posteriores configuraciones (Figura 57).

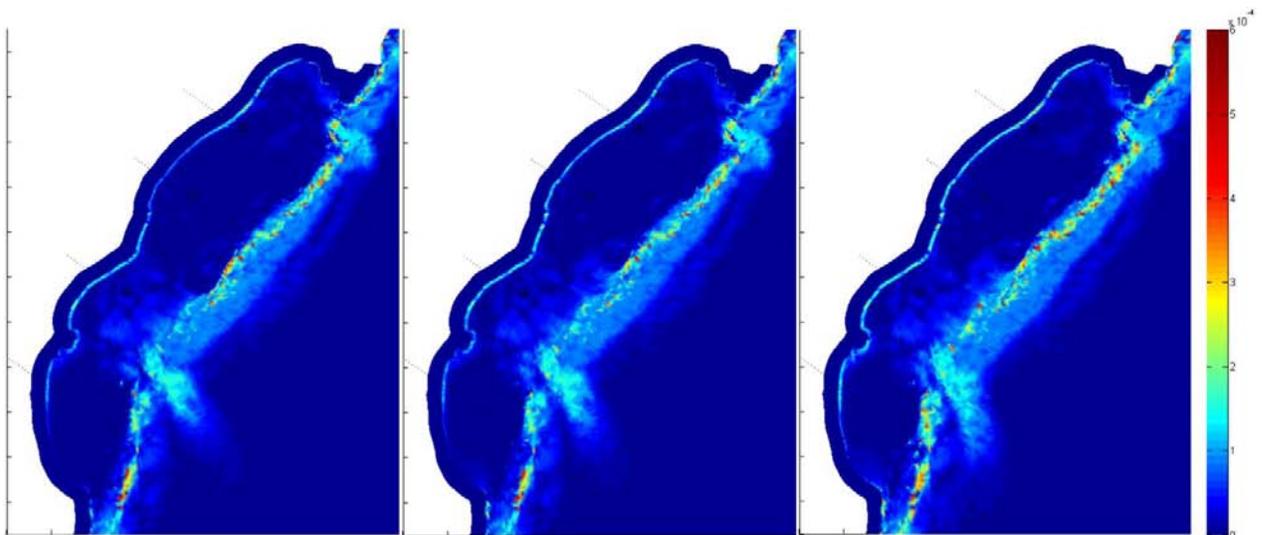


Figura 56. Magnitud de carga total bajo tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno.

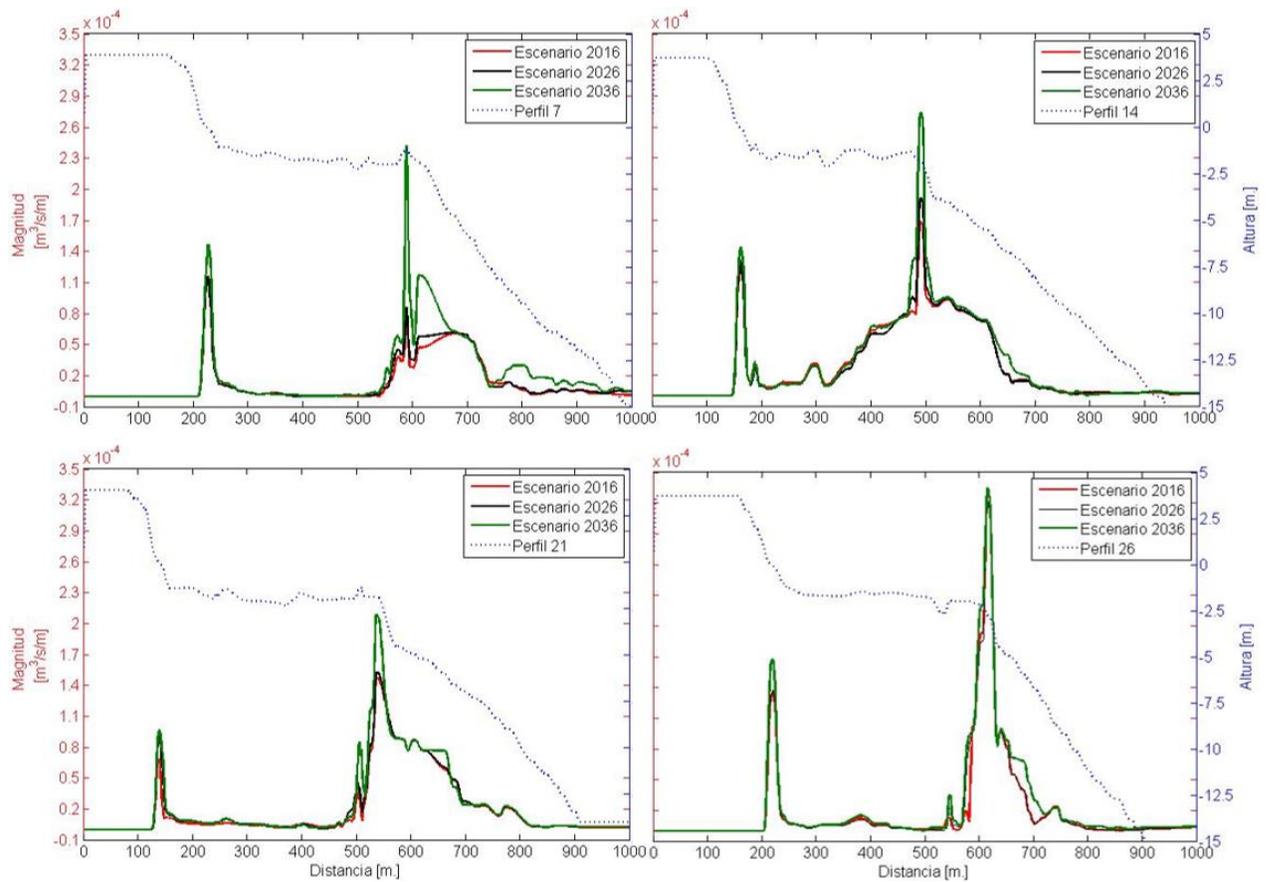


Figura 57. Transformación de la magnitud de la carga total en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 50 años.

2.16.2.1.9. Resultados Oleaje, Clima marítimo extremal, PR100

En este caso, el oleaje rompe más cerca del arrecife y de manera más brusca sobre la cresta arrecifal. En contraste al caso de invierno con oleaje extremal con periodo de retorno de 50 años, se observa un claro incremento en la altura significativa del oleaje dentro de la bahía ya que se observan alturas de ola mayores en la parte central y norte de la bahía. Con un oleaje menor al de verano con periodo de retorno de 50 años, el oleaje rompió más cerca del arrecife y de manera menos gradual en los perfiles que se encuentran sobre la cresta arrecifal. Se generó un incremento considerable dentro de la bahía, ocasionando mayor altura en la parte central y norte de la playa de Akumal (Figura 58).

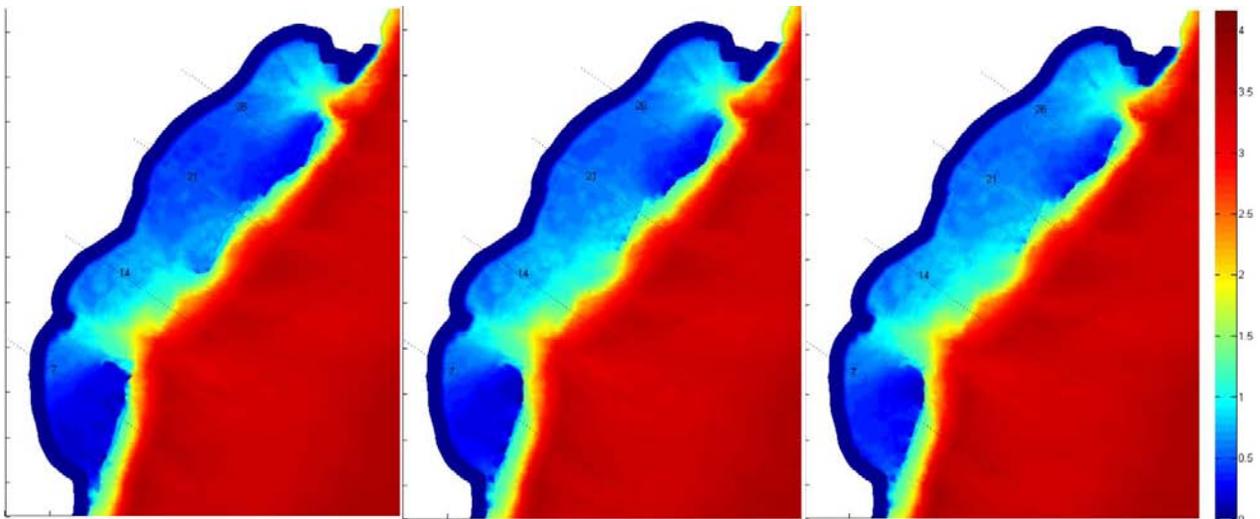


Figura 58. Transformación del oleaje con periodo de retorno de 100 años en invierno para los tres escenarios de degradación.

En el perfil 7 y 26 se aprecia que gran parte de la energía es disipada una vez que sobrepasa el arrecife, sin embargo, el oleaje se reforma ocasionando una disipación 97.68% y 98.13% en la cara de la playa para los distintos escenarios. No así en el perfil 14 y 21, donde el oleaje al momento de ingresar a la laguna arrecifal se disipa en 87% en los tres escenarios hasta disiparse gradualmente hasta llegar a la costa (Figura 59).

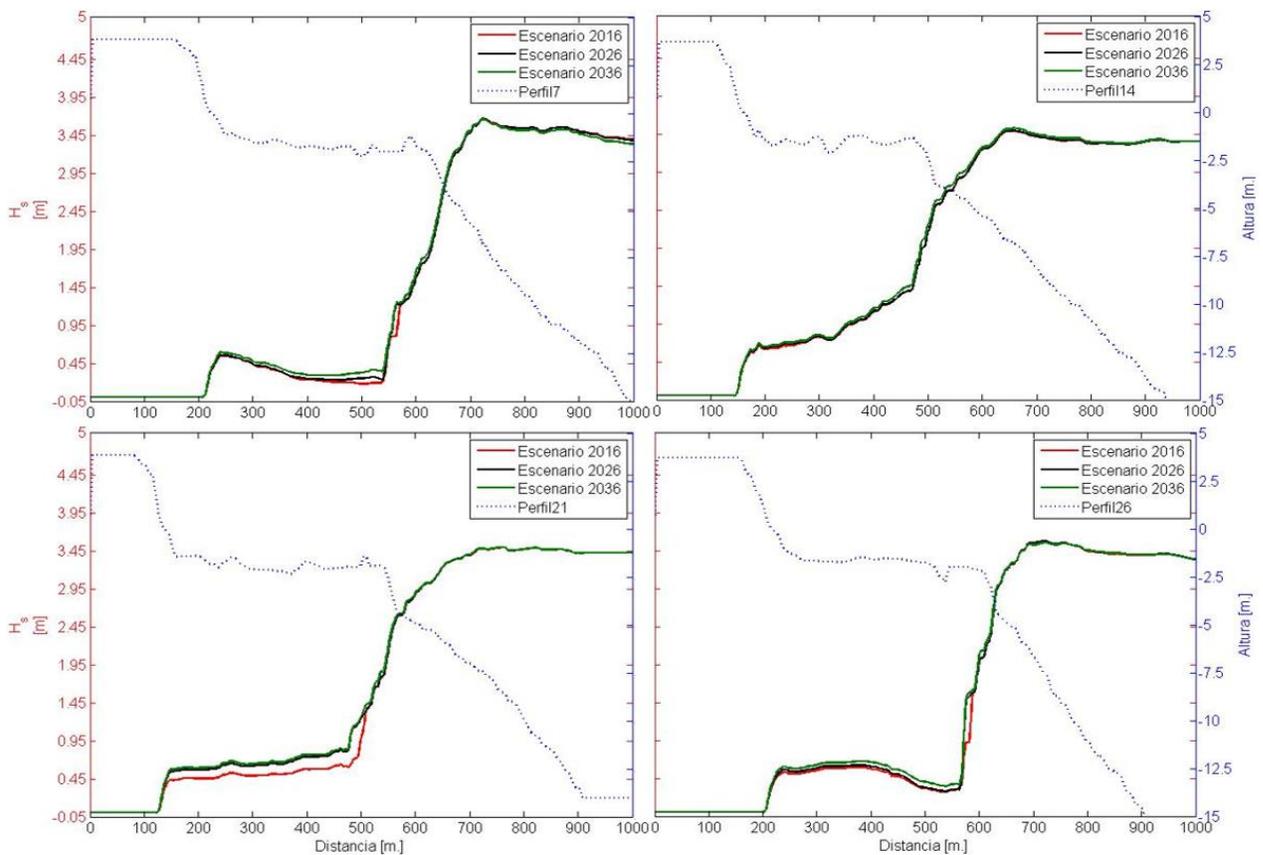


Figura 59. Transformación de la altura de oleaje en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 100 años.

2.16.2.1.10. Resultados Superficie Libre, Clima marítimo extremal, PR 100

Bajo estas condiciones de oleaje se genera una sobrelevación dentro de la bahía mayor a los 20 cm, (Figura 60). Se puede observar que para estos escenarios de degradación se presentarían importantes cambios en el set-up dentro de la bahía trayendo como consecuencia, y como se mostró en el inciso anterior, alturas mayores en la superficie del agua sobre la costa.

De los perfiles mencionados, en el perfil 7 se presentó la mayor elevación no obstante se encuentra sobre la barra arrecifal. En el perfil 14 el incremento en la superficie libre en general es menor pero no así en la cara de la playa. Los últimos dos perfiles presentan menor incremento en la cara de la playa para los escenarios futuros. La cota mínima en estos dos perfiles fue de 28.6 cm y la máxima de 31.8 cm (Figura 61).

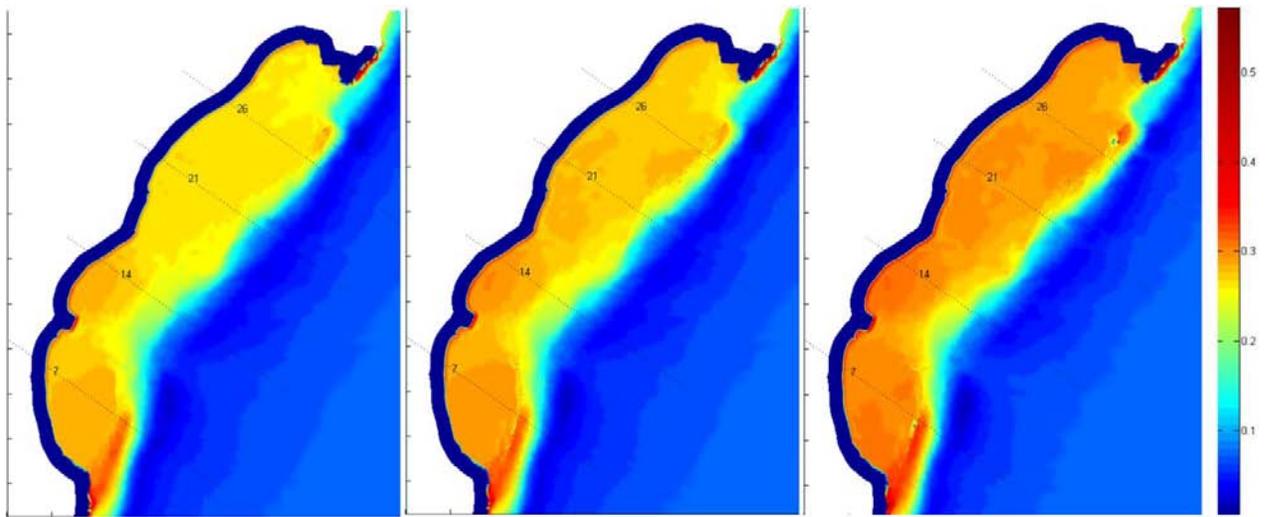


Figura 60. Elevación del mar para los diferentes escenarios con oleaje con periodo de retorno de 100 años en invierno.

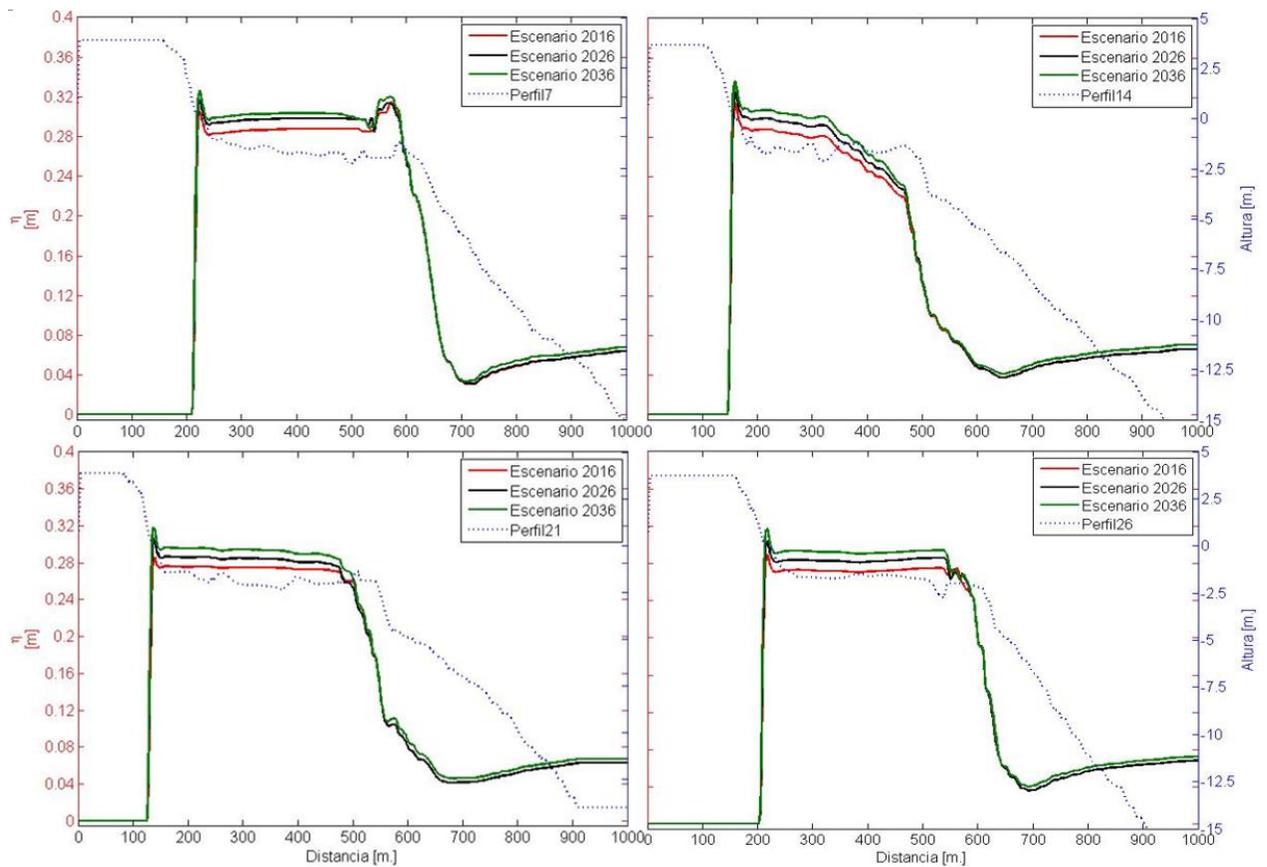


Figura 61. Transformación de la superficie libre en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 100 años.

2.16.2.1.11. Resultados Corrientes, Clima marítimo extremal, PR 100

Las corrientes se mostraron de con magnitudes bajas en la laguna arrecifal, incrementándose en la cara de la costa por acción del oleaje. Las corrientes más altas en el litoral se concentraron de los extremos Sur y Norte de la laguna arrecifal, es decir el perfil 7 y el 26 en los tres escenarios, mientras que las más débiles en la parte central de la bahía (Figura 62).

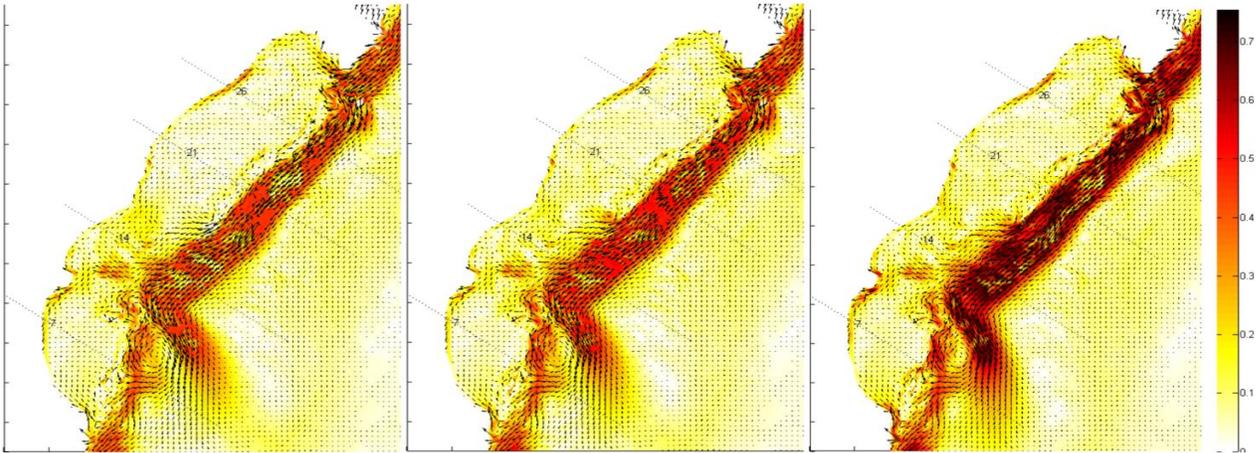


Figura 62. Velocidad de corrientes bajo los tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno.

El perfil 14 presenta corrientes bajas a pesar de tener corrientes más altas, incluso antes del punto de rotura. El transecto con menor corriente fue el 21, con velocidades de $0.1 \frac{m}{s}$, $0.12 \frac{m}{s}$ y $0.14 \frac{m}{s}$ en los tres escenarios, representado un incremento de 26% y 40%. El último perfil tuvo las velocidades más altas al momento de la rotura en el arrecife y en la playa, la velocidad en esta última zona fue superior a los $0.3 \frac{m}{s}$ (Figura 63).

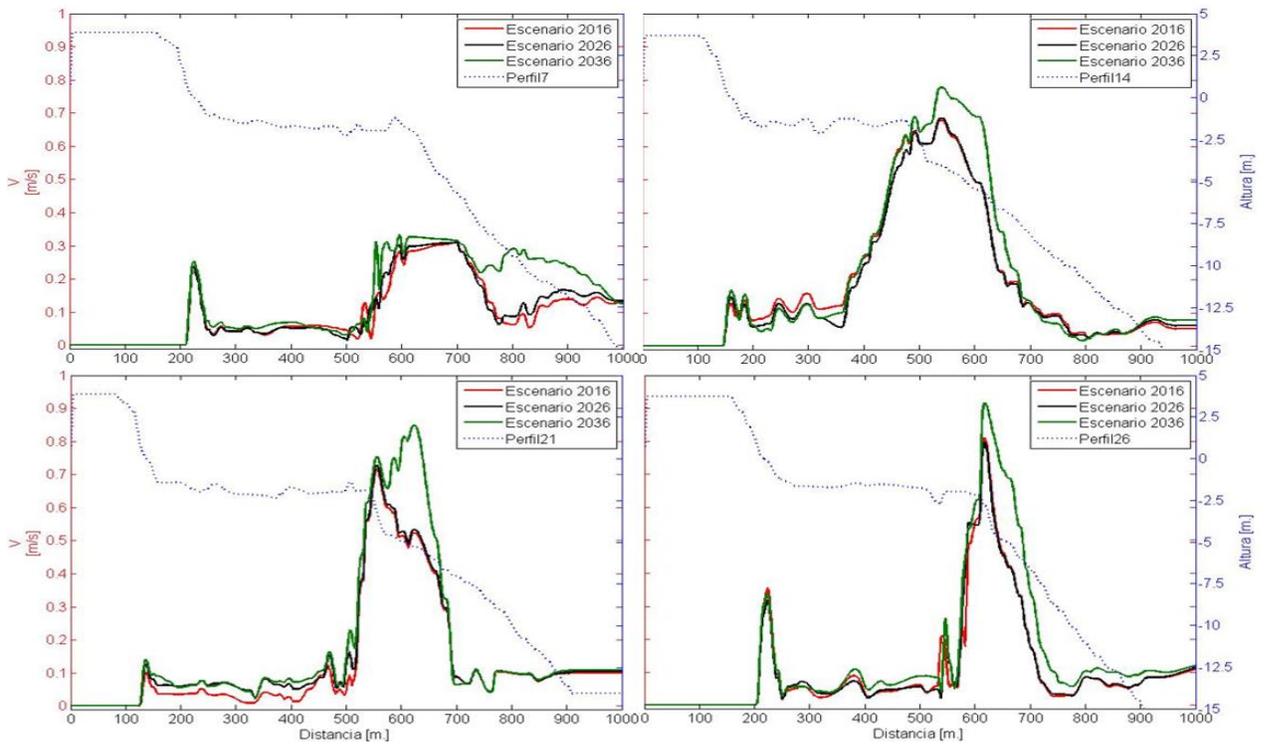


Figura 63. Transformación de las velocidades de corrientes en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 100 años.

2.16.2.1.12. Resultados Transporte de Sedimento, Clima marítimo extremal, PR 100

La carga del total fue muy alta para los perfiles de los extremos de la bahía, este incremento fue ocasionado por el aumento en las corrientes en la costa y en la laguna (Figura 64).

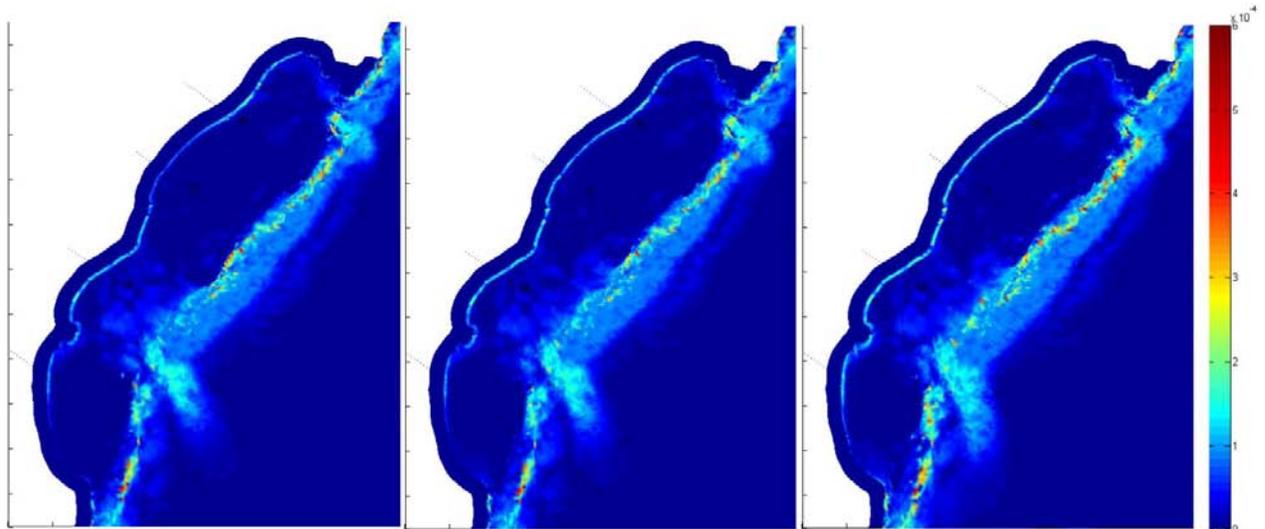


Figura 64. Magnitud de carga total bajo tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años en invierno.

El perfil que se encuentra en el perfil del canal, a pesar de tener corrientes bajas, resultó tener una carga alta. El incremento para el segundo escenario en estos tres perfiles es bajo comparado con los resultados del tercer escenario, donde se da un aumento en la carga de 31% en el transecto 7, 16% en el 14 y de 28% en el transecto 26. El transecto 21 tuvo un incremento para la segunda configuración de 40% y de 51% para la configuración más degradada (Figura 65).

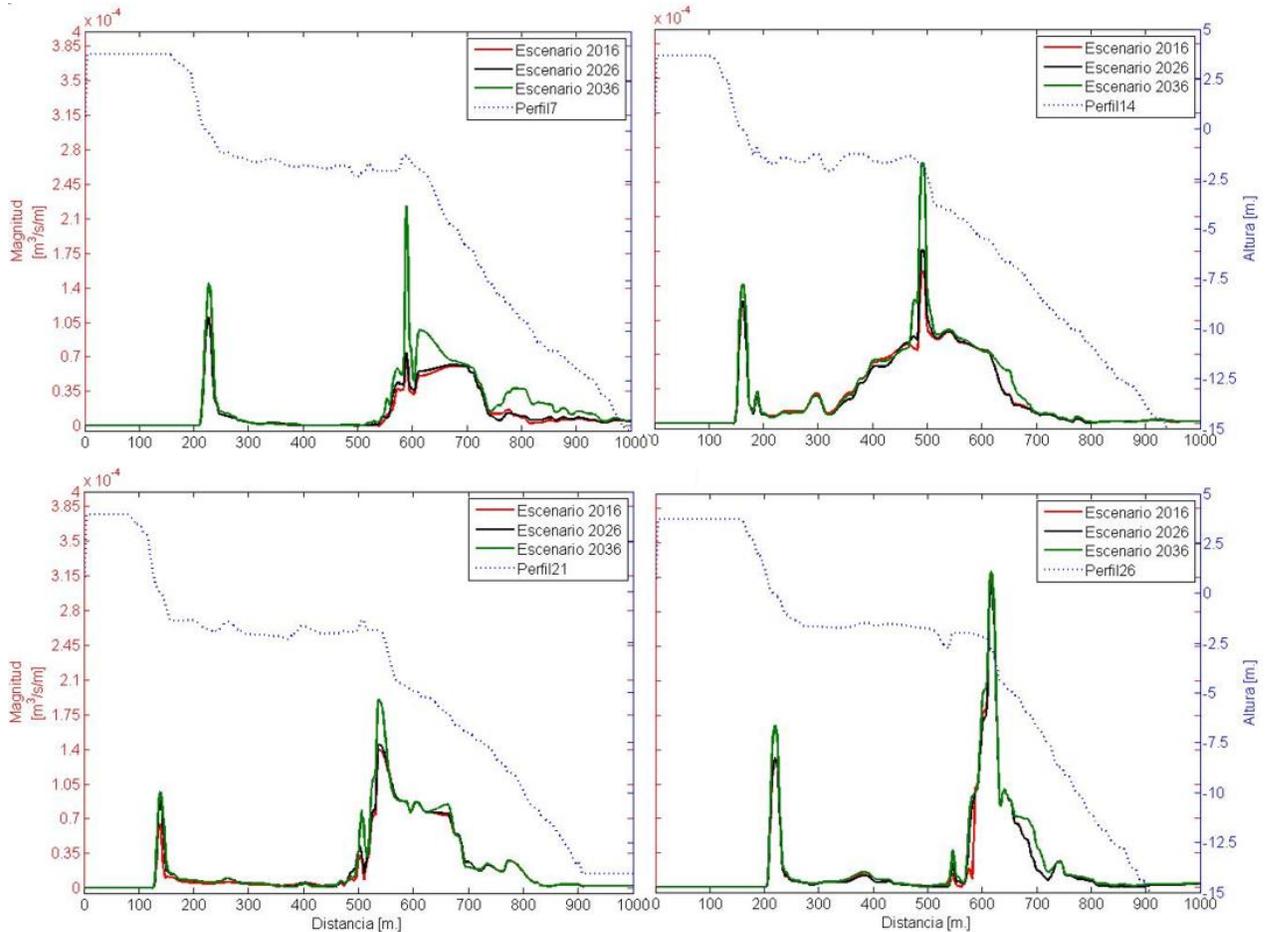


Figura 65. Transformación de la magnitud de carga total en el caso de oleaje de invierno con periodo de retorno de 100 años.

2.16.2.2. Temporada de Verano

2.16.2.2.1. Resultados Oleaje, Clima marítimo, normal

En la época de verano sin eventos de tormenta, la transformación del oleaje presentó cambios similares al caso de invierno. En la Figura 66 se puede apreciar incremento en el la altura del oleaje detrás de la cresta arrecifal y en toda la bahía con los diferentes escenarios. Esto repercute en una mayor altura a lo largo de toda la costa.

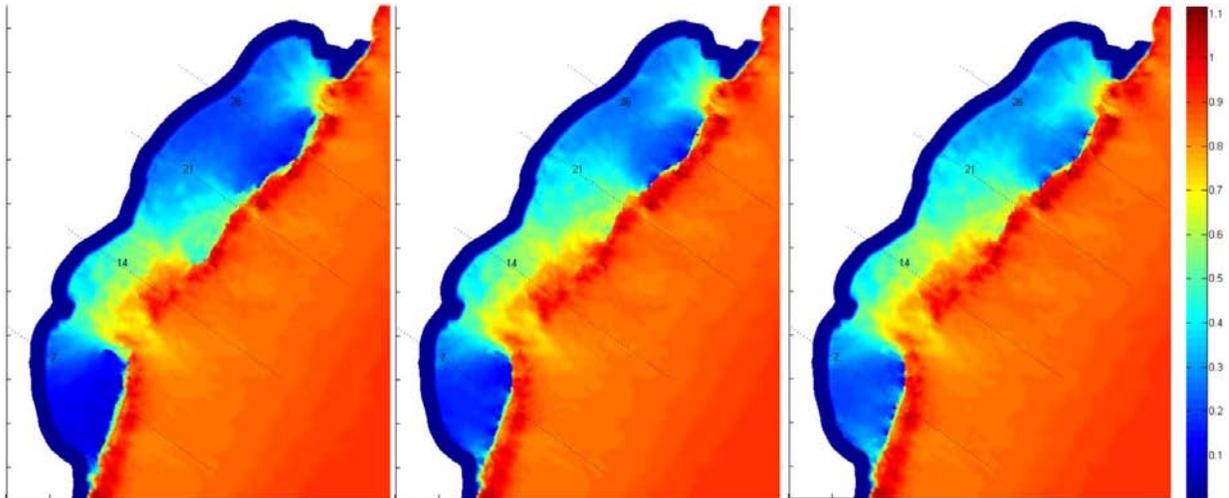


Figura 66. Transformación del oleaje de verano para los tres escenarios de degradación.

El perfil 7 nos mostró una atenuación del oleaje ligeramente mayor que en invierno, pues disipó el 92% en la energía del oleaje para el escenario actual de degradación. En los siguientes escenarios la disipación del oleaje decreció a un 90% y 87% . El perfil 14 tuvo un comportamiento similar al de invierno, la disipación inicial en este perfil fue de 77%, para 2026 de 76% y en 2036 75%. El perfil 21 presentó cambios grandes con los dos escenarios de degradación futuros. En el escenario actual la disipación fue de 93%, mientras que en los futuros escenarios fueron de 84% y 82%. Finalmente, el perfil más protegido es el 26, en donde la disipación alcanzó el 94% y disminuyendo a 91% y 88% en los siguientes escenarios (Figura 67).

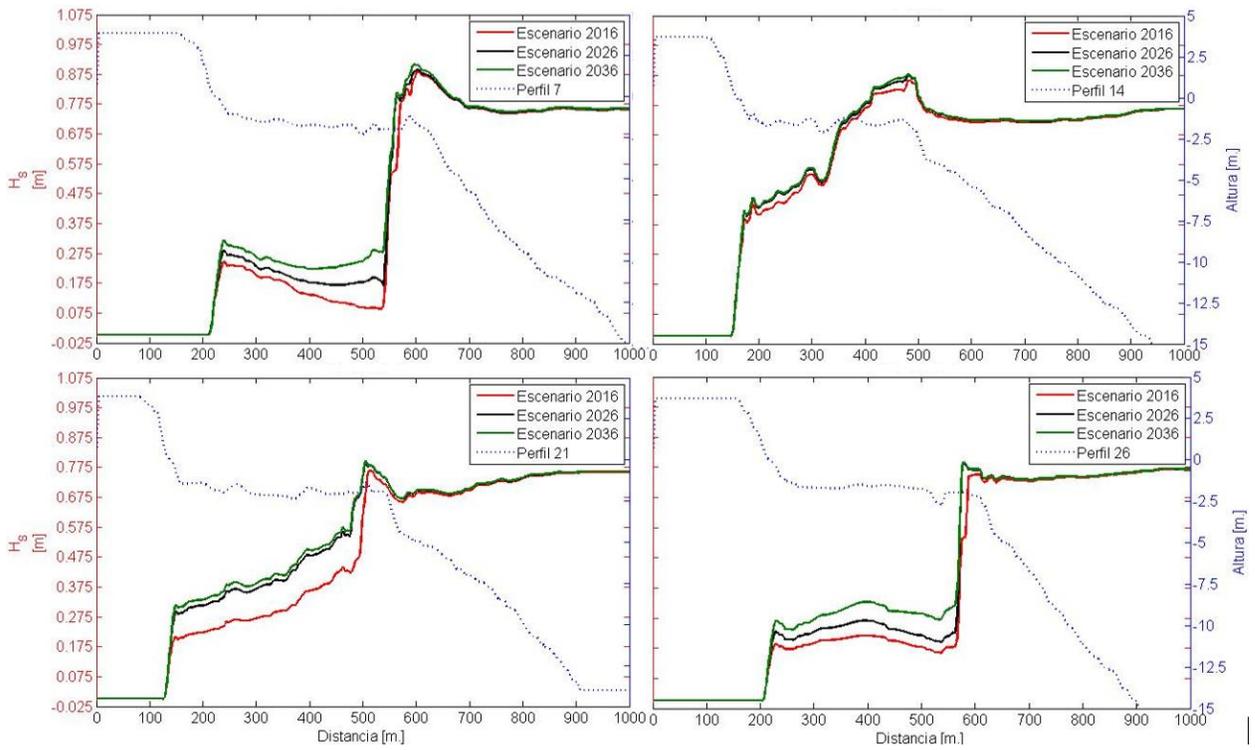


Figura 67. Transformación de la altura de oleaje en el caso de verano

2.16.2.2.2. Resultados Superficie Libre, Clima marítimo, normal

La superficie libre en este caso de estudio permaneció casi constante para los diferentes escenarios en los cuatro perfiles con cambios más evidentes en la costa (Figura 68). Dentro de la laguna la elevación de la superficie estuvo entre 3 mm y 7 mm.

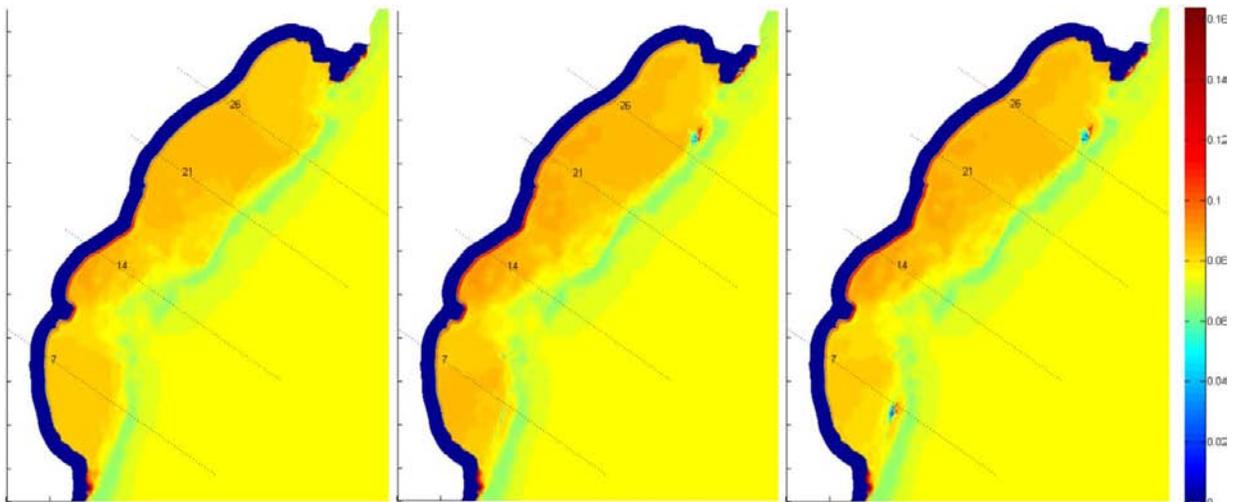


Figura 68. Elevación del mar para los diferentes escenarios con oleaje de verano.

En el perfil 14, el set-up en la costa fue mayor que en los demás perfiles, con incremento en el set-up de 28 mm para el escenario más degradado. El perfil donde se presentó menor set-up fue el 26, dónde el máximo al momento de la rotura fue de 14 mm en el escenario de 2036 (Figura 69).

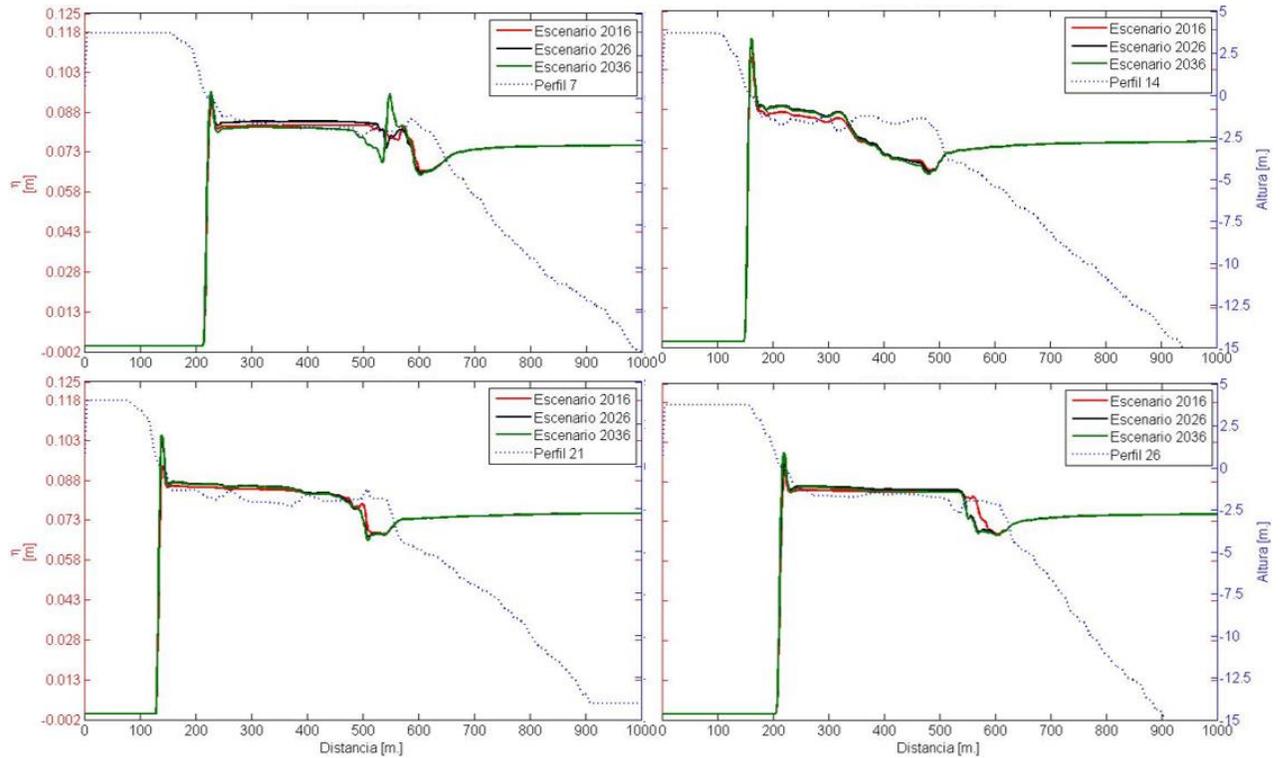


Figura 69. Transformación de la superficie libre en el caso de verano

2.16.2.2.3. Resultados Corrientes, Clima marítimo, normal

De manera similar a las presentadas en el invierno la velocidad de las corrientes se vieron intensificadas en la cresta arrecifal, en la cara de la playa y dentro de la laguna arrecifal. Las zonas con mayores corrientes en la cara playa fueron las más cercanas a la cresta arrecifal.

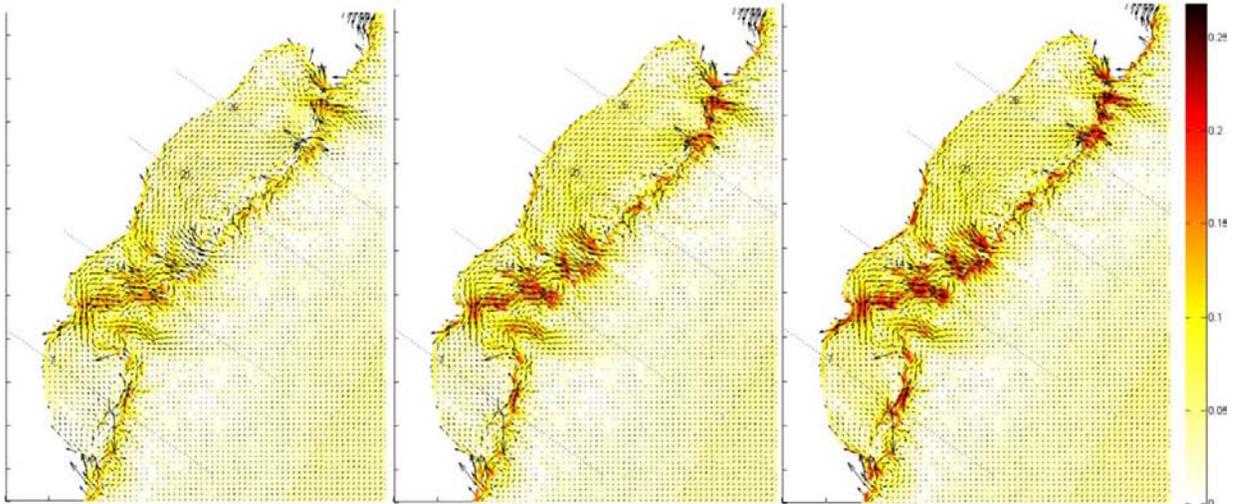


Figura 70. Velocidad de corrientes bajo los tres escenarios de degradación con oleaje de verano.

Los cambios más pequeños se presentaron en el primer perfil, con un aumento de 4% y 8% para los escenarios futuros. El perfil 14 exhibió las corrientes más altas, que aumentan de $0.097 \frac{m}{s}$, con la configuración actual, a $0.117 \frac{m}{s}$ con la segunda configuración y $0.127 \frac{m}{s}$ con el escenario de máxima degradación. El perfil 21 presentó las corrientes más pequeñas en la cara de la playa, por otra parte, las corrientes dentro de la laguna arrecifal se incrementaron para los dos escenarios futuros. El perfil 26 tuvo una disminución para los dos escenarios futuros, para el intermedio disminuyó en 155% mientras que para el final el decremento fue de 46% (Figura 71).

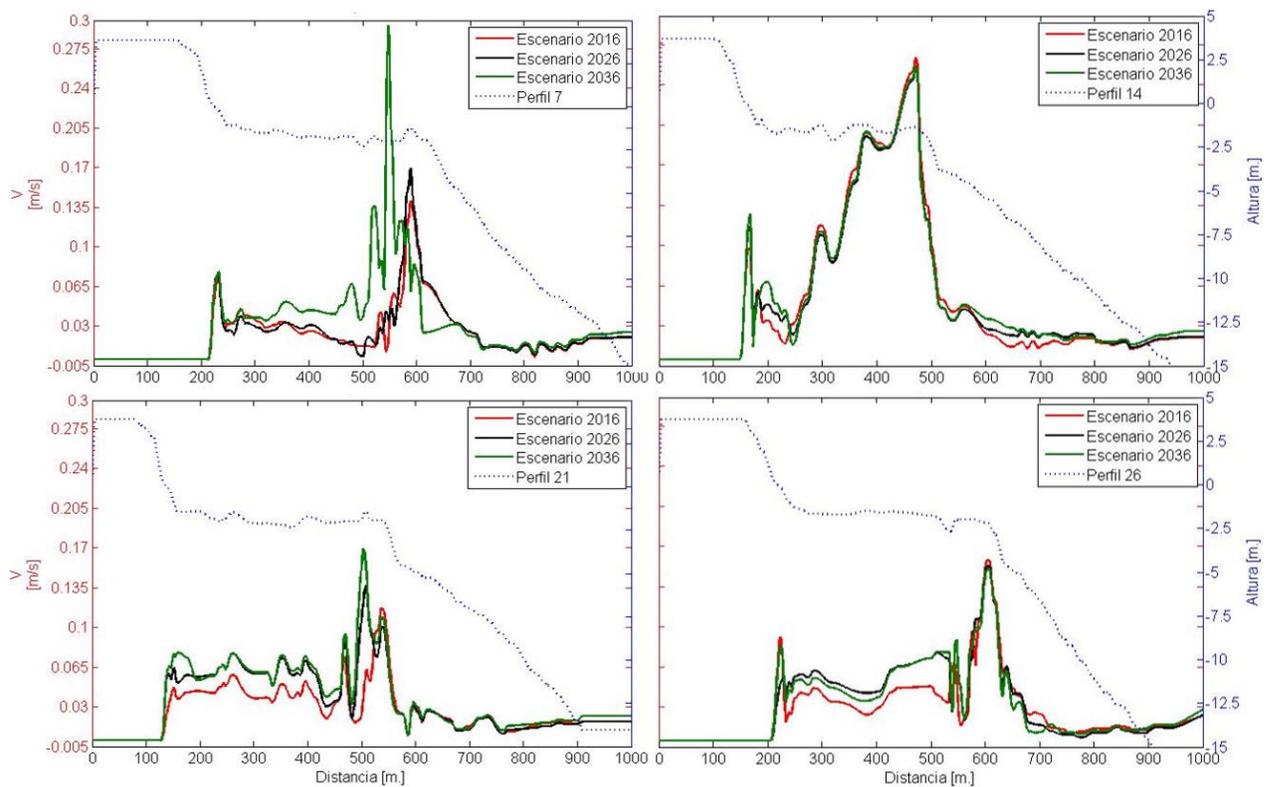


Figura 71. Transformación de las corrientes en el caso de verano

2.16.2.2.4. Resultados Transporte de Sedimentos, Clima marítimo, noral

Se produjeron incrementos en la carga total en los cuatro perfiles para los diferentes escenarios. En la Figura 72 se puede apreciar el aumento en la magnitud de la carga para los escenarios a futuro. El incremento se da en la parte norte de la bahía y en menor magnitud en las playas que se encuentran al sur. En el séptimo perfil hubo un aumento de la tercera parte (34%) en la magnitud de la carga para el escenario a 10 años, y de casi el doble (98%) para el escenario a 20 años. Por otra parte, el perfil 14 tuvo la mayor carga pero con incrementos moderado para los siguientes escenarios, de 9% para 2026 y de 28% para 2036.

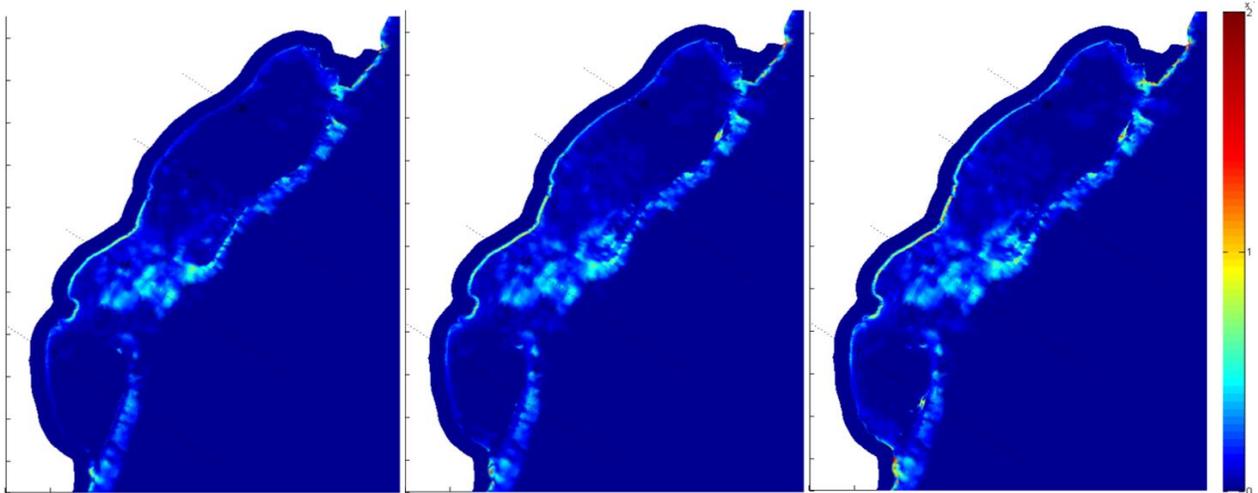


Figura 72. Magnitud de carga total bajo tres escenarios de degradación con oleaje de verano

El perfil 21 mostró el mayor cambio entre los perfiles, pues para el segundo escenario se la carga creció 183% y en el último 230%. Finalmente el perfil con menor carga durante los tres escenarios fue el perfil 26, con un crecimiento en la carga en 46% y 155% (Figura 73).

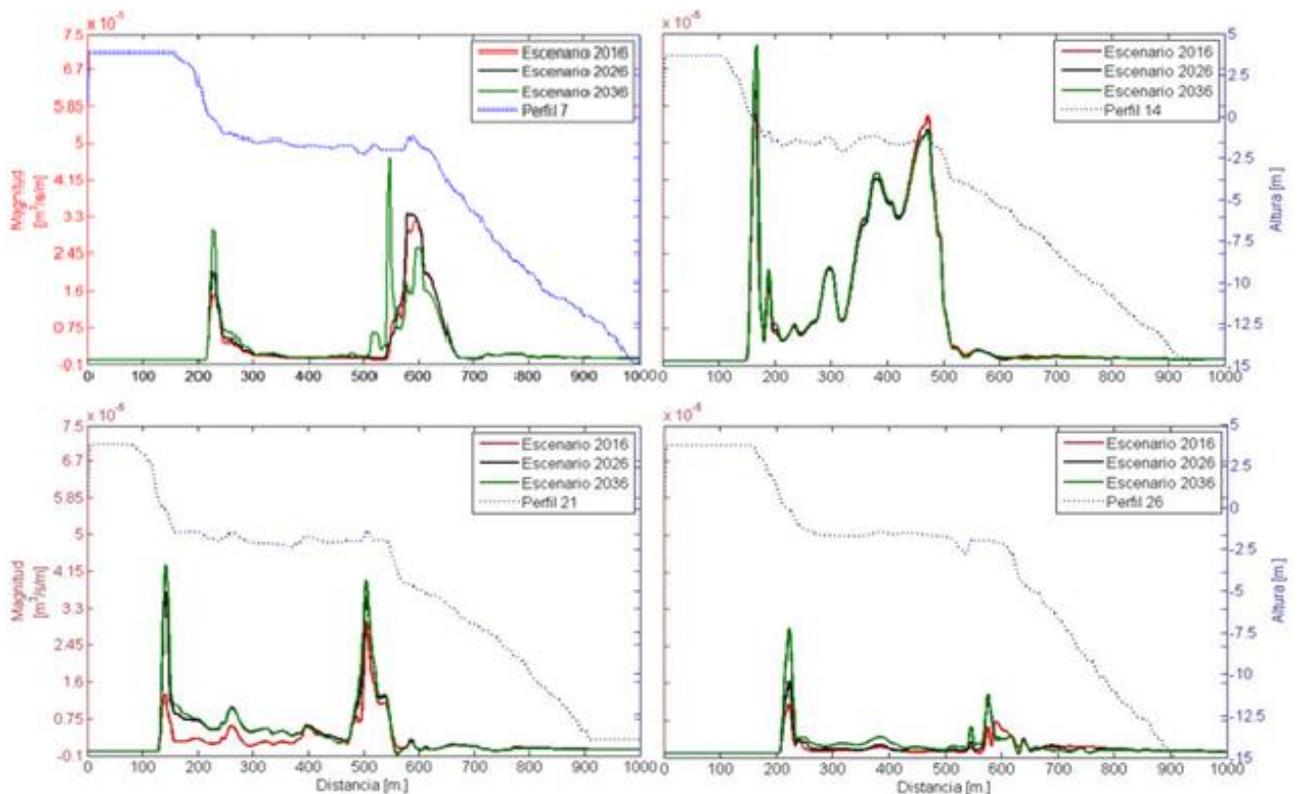


Figura 73. Transformación de la magnitud de la carga total en el caso de verano

2.16.2.2.5. Resultados Oleaje, Clima marítimo extremal, PR 50

Con un oleaje más energético los perfiles no muestran un incremento significativo en la altura del oleaje en los diferentes escenarios, pues las olas comienzan el proceso de asomeramiento y rotura antes de que se aproximen a la cresta arrecifal. El proceso de descrestamiento de la onda es más prolongado que en los casos anteriores, sin embargo cuando el oleaje sobrepasa la cresta, el oleaje pierde energía abruptamente, generando una zona con oleaje bajo (Figura 74).

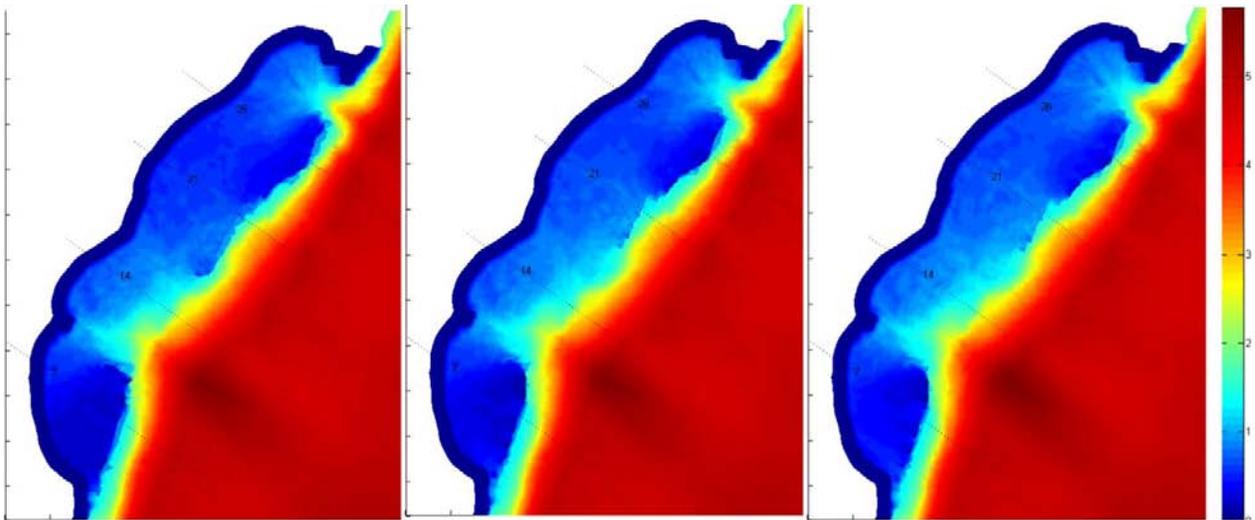


Figura 74. Transformación del oleaje con periodo de retorno de 50 años en verano para los tres escenarios de degradación.

En el perfil 7 se observó un aumento en la energía de 11% para el escenario con mayor degradación. Entre los cuatro perfiles, el 14 fue el que menor disipación presentó al momento de llegar a costa, que a pesar de esto, disipa el 98.52% en el escenario más sano, de 98.49% para el escenario dos y de 98.39% para el escenario tres. El perfil 21 exhibió los cambios más marcados, pues el oleaje llega a la costa con 53 *cm* inicialmente, para el segundo escenario el oleaje se incrementa a 64 *cm* y para el último escenario 66 *cm*. Finalmente el perfil 26 disipa más del 98.5% de la energía al momento de romper (Figura 75).

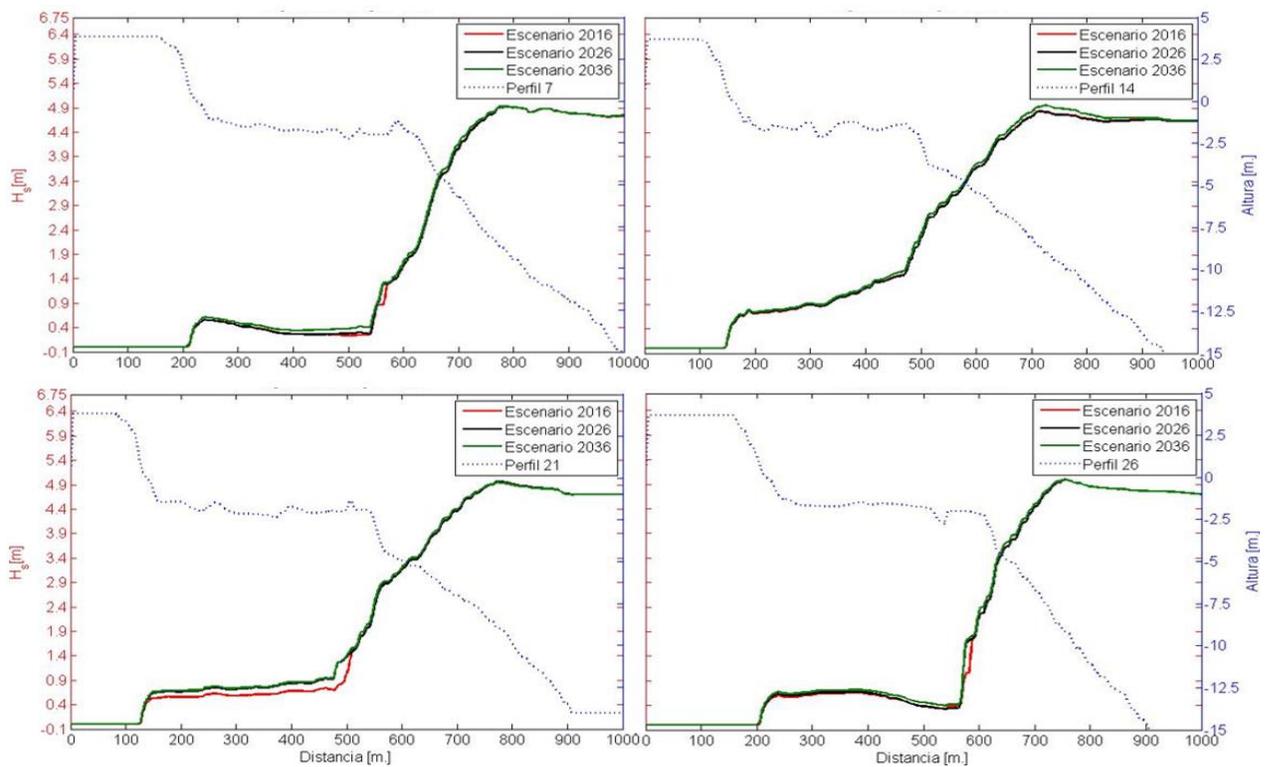


Figura 75. Transformación de la altura de oleaje en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 50 años.

2.16.2.2.6. Resultados Superficie Libre, Clima marítimo extremal, PR 50

El oleaje para este caso de estudio fue significativamente mayor, lo cual ocasiono que se generara una mayor elevación en la superficie del agua dentro de la laguna arrecifal. La diferencia entre la superficie libre dentro y fuera de la bahía supero los 35 cm en los cuatro perfiles.

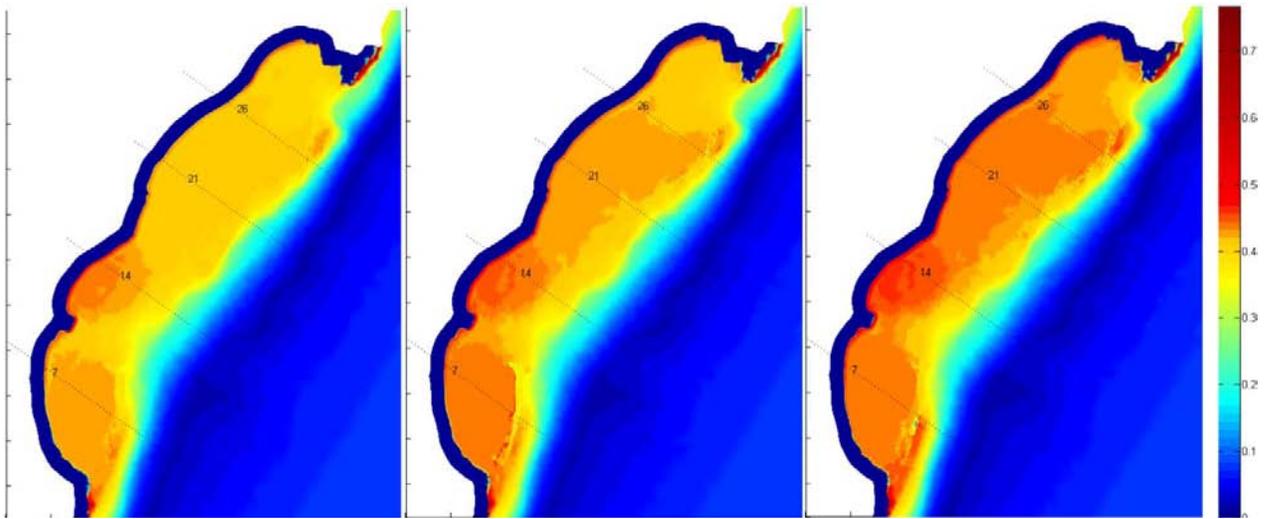


Figura 76. Elevación del mar para los diferentes escenarios con oleaje con periodo de retorno de 50 años en verano.

Así mismo, después de la rotura en la línea de costa, el set-up superó los 40 *cm* con los escenarios menos sanos. El mayor aumento fue en la playa que se encuentra frente al canal.

En el séptimo perfil, después de haberse elevado por en la laguna, solo se incrementó un centímetro para los dos primeros escenarios y 2 *cm* después para el escenario final, siendo este el transecto de menor set-up en la costa. El set-up más alto se observó en el perfil que no está protegido por la cresta arrecifal, en este la cota máxima de la superficie del agua fue de 44 *cm* para el ultimo escenario. La sobreelevación más baja fue el del perfil 21, el cual tuvo un altura de 37 *cm* inicialmente. Para el escenario 2026 se elevó a 38 *cm* y finalmente para el último llegó a 4 *cm*. Por último el perfil 26 se comportó muy similar al perfil 21, con una cota máxima en el escenario actual de 42.5 *cm*, 44 *cm* en el escenario intermedio y de 45.6 *cm* en el escenario final (Figura 77).

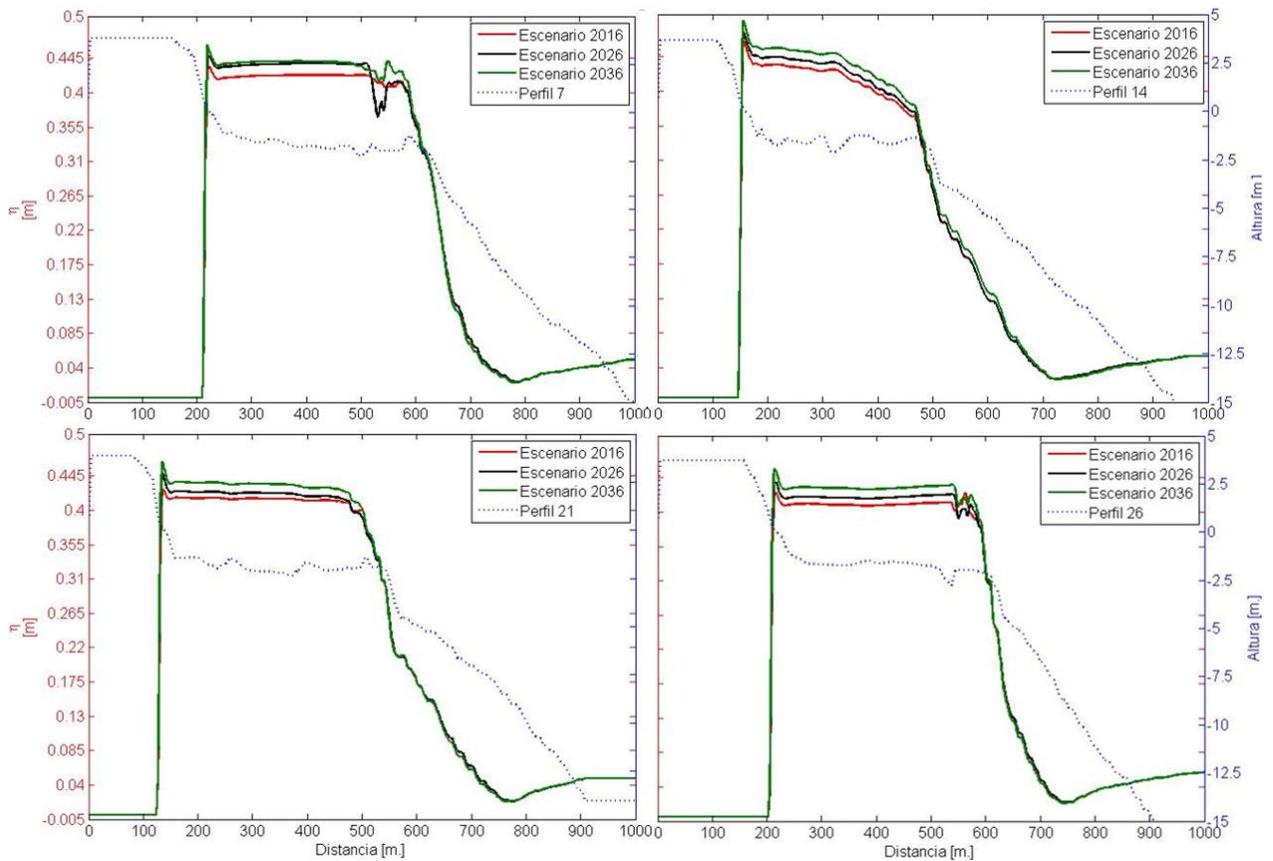


Figura 77. Transformación de la superficie libre en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 50 años.

2.16.2.2.7. Resultados Corrientes, Clima marítimo extremal, PR 50

El flujo de las corrientes se incrementó considerablemente a lo largo de los perfiles en los tres escenarios. En la Figura 78 se observa un flujo muy alto en el canal del arrecife, el cual fue incrementando su velocidad con la disminución del arrecife.

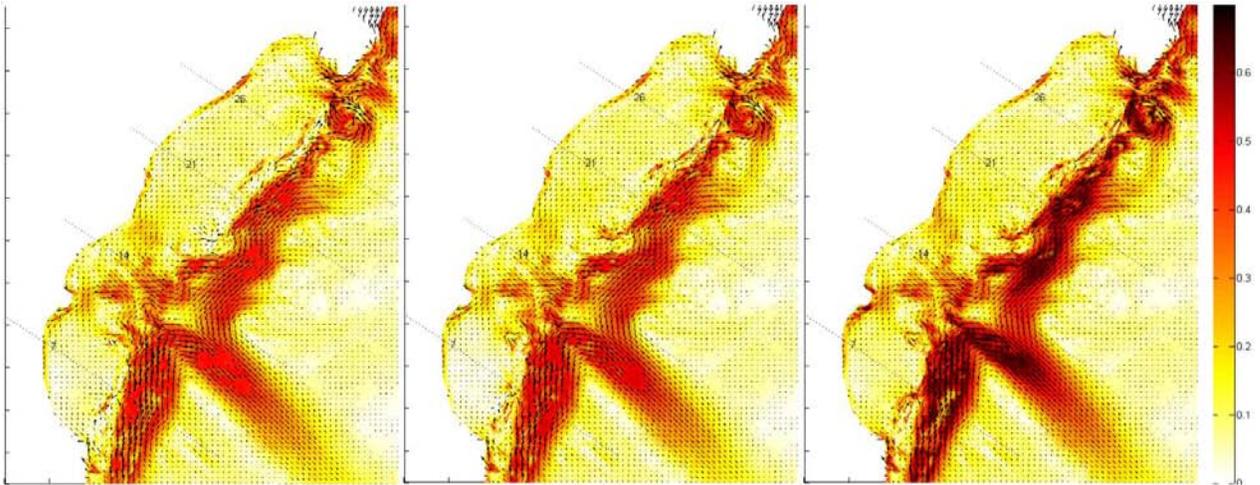


Figura 78. Velocidad de corrientes bajo los tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años en verano.

En el perfil 7 las corrientes presentadas en la costa provocadas por la rotura fueron muy similares para los tres escenarios, y solo se incrementó en un 6% para el escenario más degradado. En el perfil 14 las velocidades fueron altas en mayor parte del transecto, sin embargo, las presentadas en la costa fueron considerablemente más bajas que en el perfil 14 y el 26. En el transecto 21 se generaron las corrientes más lentas, con una velocidad en el escenario inicial e $0.1 \frac{m}{s}$ hasta $0.13 \frac{m}{s}$ en el peor escenario. Contrario al último transecto, el perfil 26 fue el más dinámico, en éste las velocidades de las corrientes superaron los $0.3 \frac{m}{s}$ en dos de los tres escenarios (Figura 79).

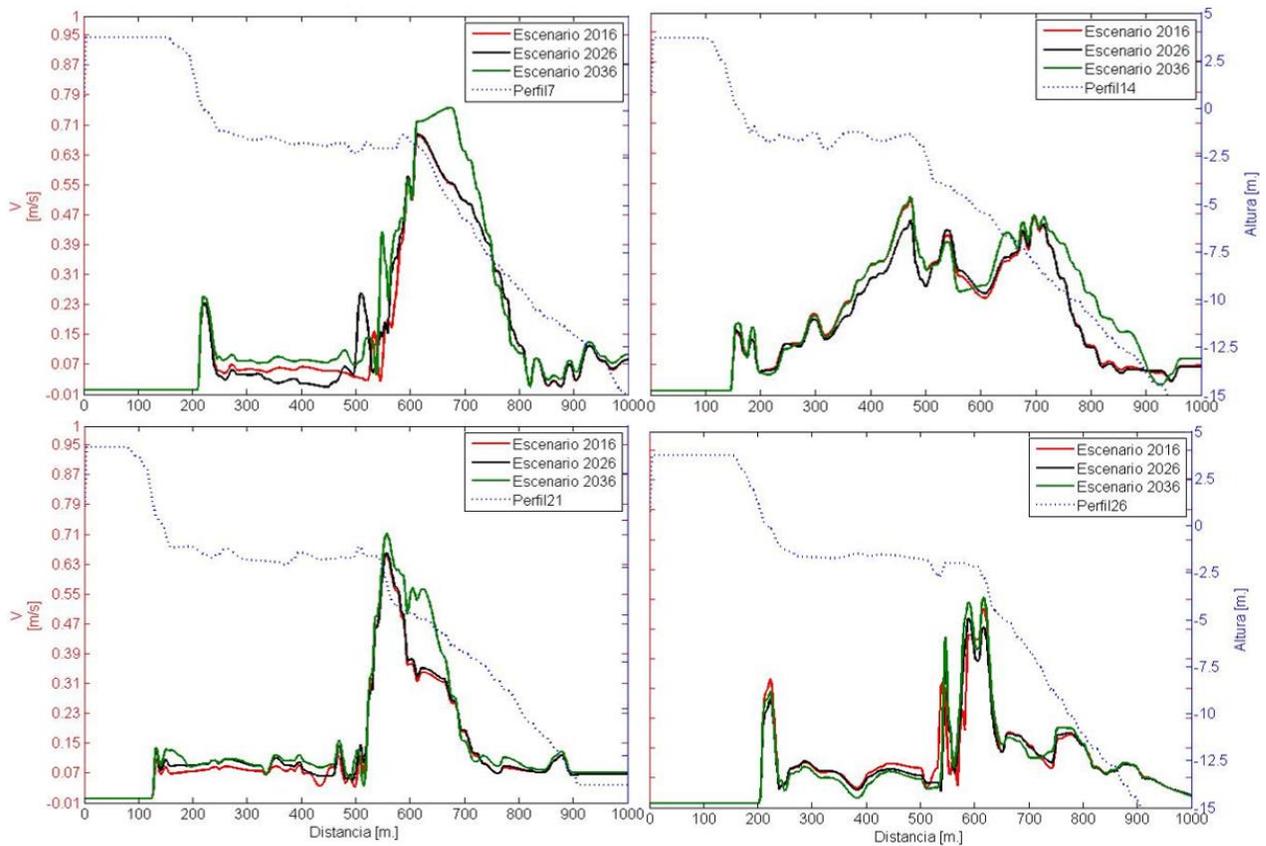


Figura 79. Transformación de las velocidades de corrientes en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 50 años.

2.16.2.2.8. Resultados Transporte de Sedimentos, Clima marítimo extremal, PR 50

Con el incremento de las corrientes, se incrementó la carga total en los perfiles, intensificándose en la zona arrecifal y en la cara de la costa. Se puede apreciar en la Figura 80 el incremento, bajo los diferentes escenarios, en la carga a lo largo de la playa de la bahía en color cian. En el séptimo perfil la magnitud de la carga inicial aumentó en un 26% para el peor escenario. En el perfil 14, a pesar de presentar corrientes moderadas, tuvo mucho la mayor carga en la costa de entre todos los transectos. La menor carga se produjo en el perfil 21 el cual se incrementó en 31% para el segundo escenario de degradación, llegando a un aumento de 56%. Entre los perfiles que se encuentran protegidos por la cresta arrecifal, el perfil 26 presentó la mayor carga en los tres escenarios (Figura 81).

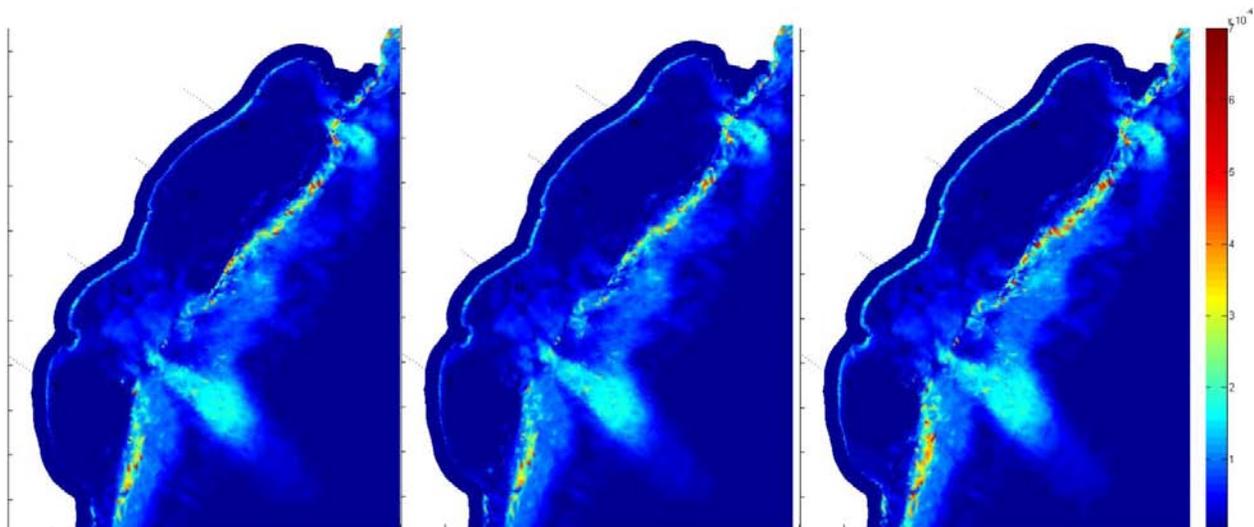


Figura 80. Magnitud de carga total bajo tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 50 años en verano.

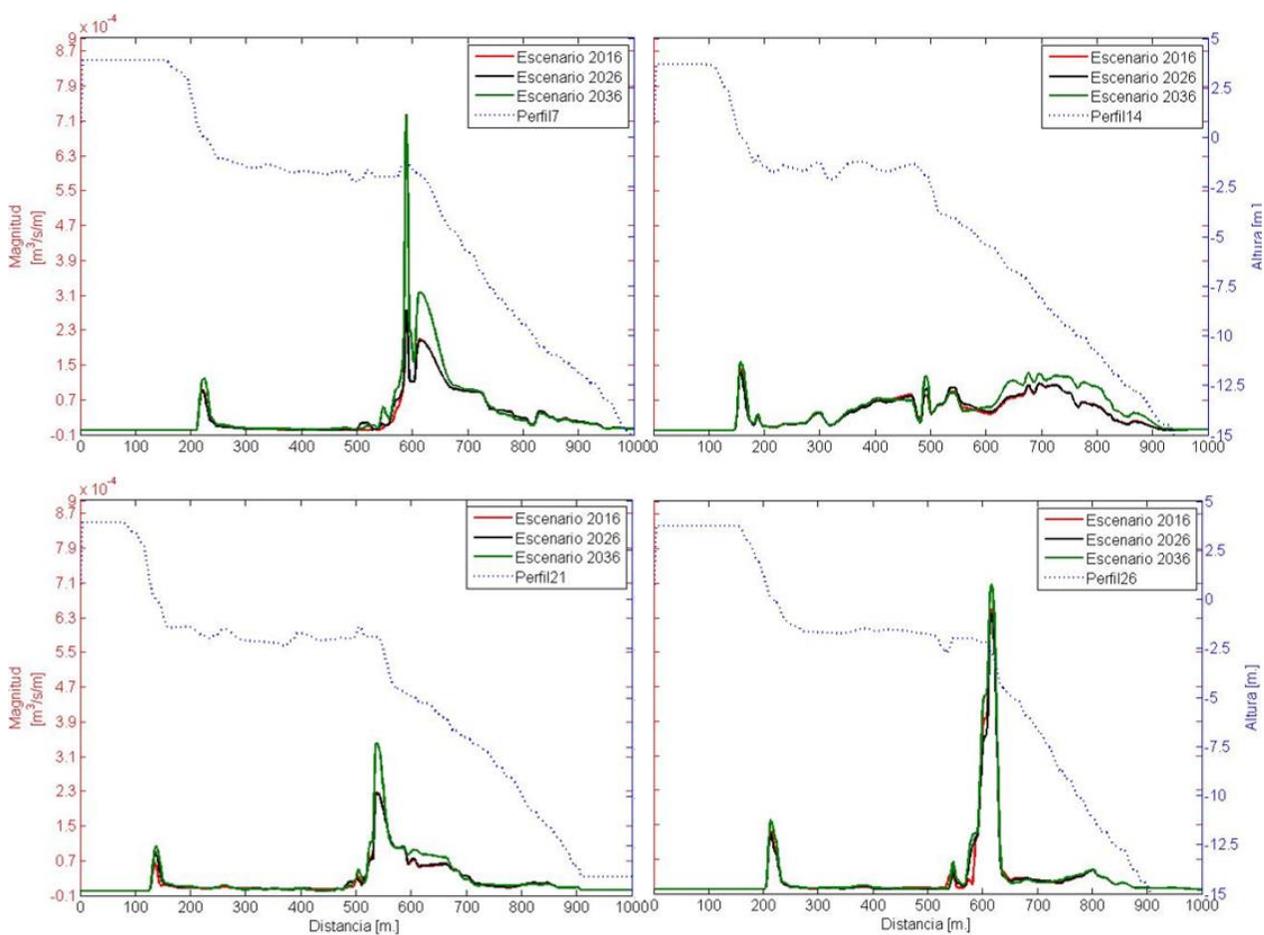


Figura 81. Transformación de la magnitud de carga total en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 50 años.

2.16.2.2.9. Resultados Oleaje, Clima marítimo extremal, PR 100

En general con este oleaje se aleja la zona de rotura del oleaje. La transformación es muy similar entre los distintos escenarios con un incremento dentro de la bahía en la parte central y norte. Detrás del arrecife sur el oleaje permaneció bajo en los distintos escenarios (Figura 82).

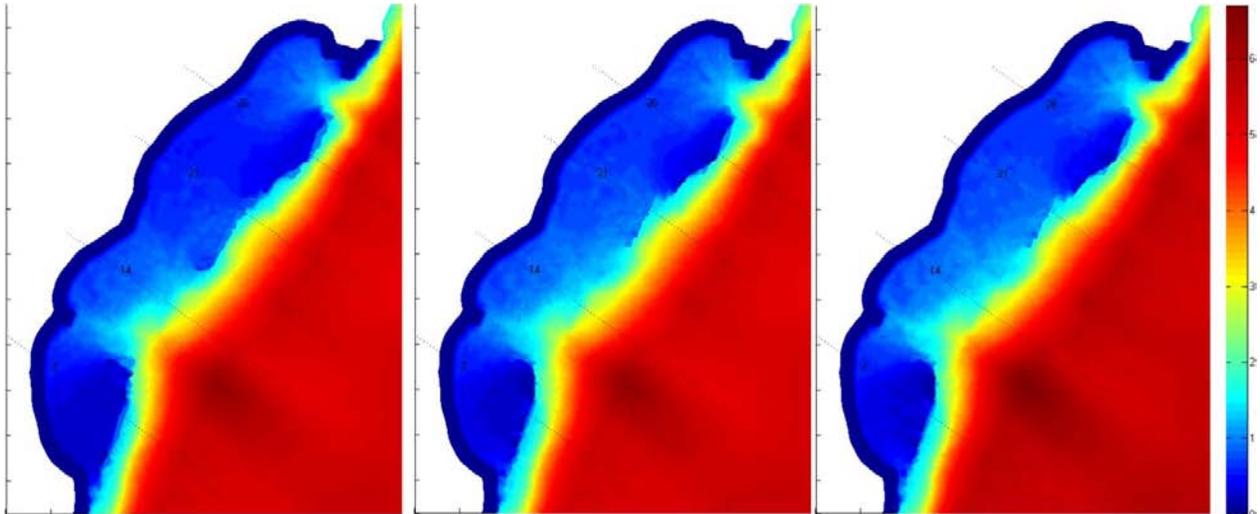


Figura 82. Transformación del oleaje con periodo de retorno de 100 años en verano para los tres escenarios de degradación.

El primer perfil tiene un oleaje de hasta 63 cm en la cara de la playa, el cual es mayor en 2 cm que el oleaje con 50 años de periodo de retorno en el escenario más drástico. El siguiente perfil tuvo la mayor altura de oleaje en la costa, superando los 80 cm de altura en todos los escenarios, en el primero la altura fue de 80.1 cm , en el segundo 81 cm y 88.1 cm en el escenario final. El transecto 21 disipó 99.12% de la energía incidente con el arrecife más sano, el cuál fue disminuido a 98.75% con el segundo estado, y a 98.72% con el arrecife degradado. Con este oleaje el perfil 26 resulto ser el más endeble a recibir el oleaje más energético de entre los perfiles con cresta arrecifal. La energía recibida en las costa fue de $400.53\frac{J}{m^2}$ con el escenario más positivo, y esta energía se incrementa a $421.88\frac{J}{m^2}$, hasta alcanzar una energía de $448.39\frac{J}{m^2}$ (Figura 83).

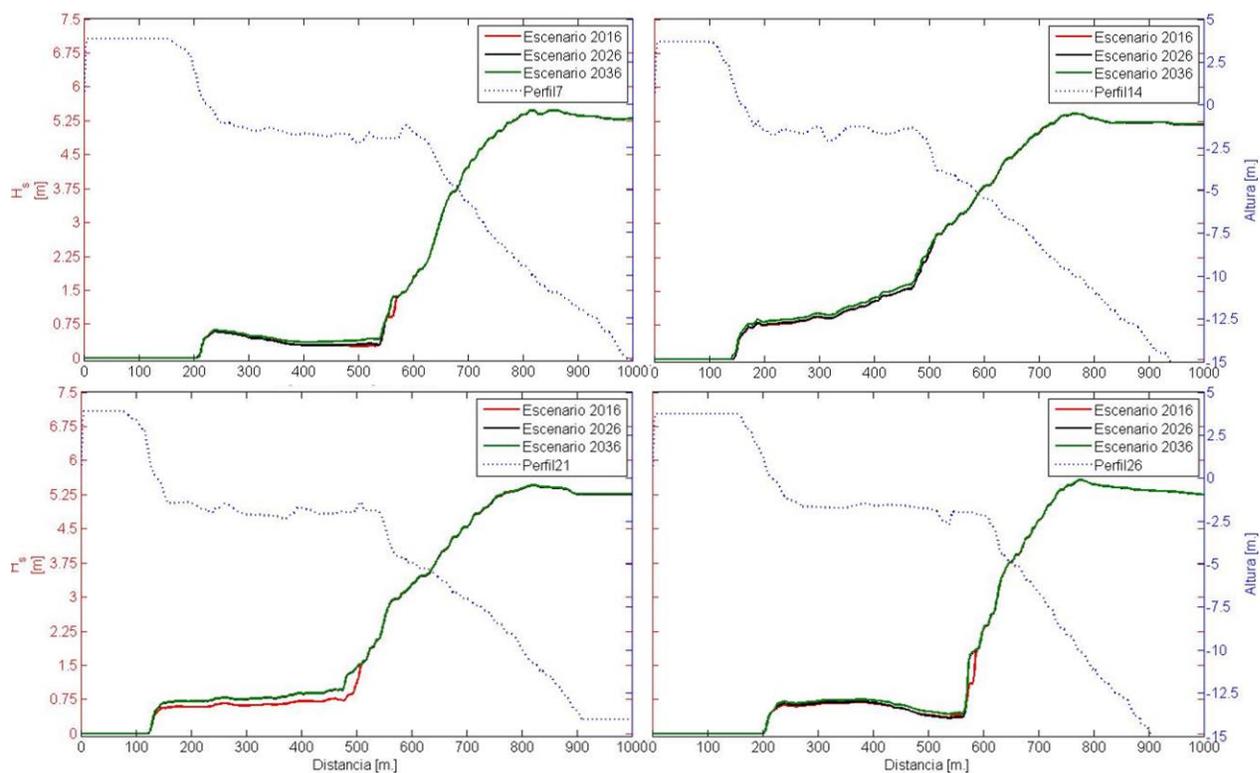


Figura 83. Transformación de la altura de oleaje en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 100 años.

2.16.2.2.10. Resultados Superficie Libre, Clima marítimo extremal, PR 100

Con el incremento de 52 *cm* de oleaje la elevación dentro de la bahía se elevó más de 40 *cm* y al momento después de la rotura en la cara de la playa el set-up se incrementó en 5 *mm* (Figura 84).

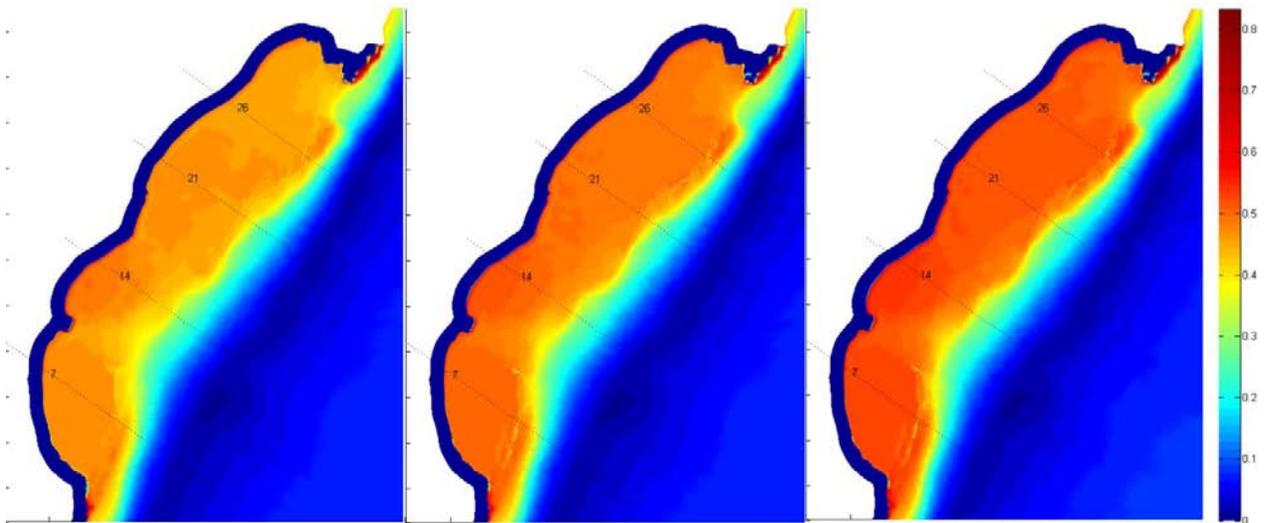


Figura 84. Elevación del mar para los diferentes escenarios con oleaje con periodo de retorno de 100 años en verano.

El set-up en los perfiles 7 y 26 en la cara de la playa mostraron elevaciones similares en los distintos escenarios. Con el primer escenario la elevación en la costa fue de 1.56 cm , para el segundo estado del arrecife se elevó a 1.93 cm en el séptimo transecto y 1.87 cm en el 26, y en el último escenario se eleva 2.135 cm en los dos perfiles. El perfil que mayor elevación tuvo, tanto dentro como en la playa fue el perfil 14, en este la sobrelevación del mar fue mayor a los 43 cm y el set-up por arriba de los 4 cm . Para finalizar el perfil 14 presentó el set-up más alto de los perfiles que pasan por la cresta arrecifal (Figura 85).

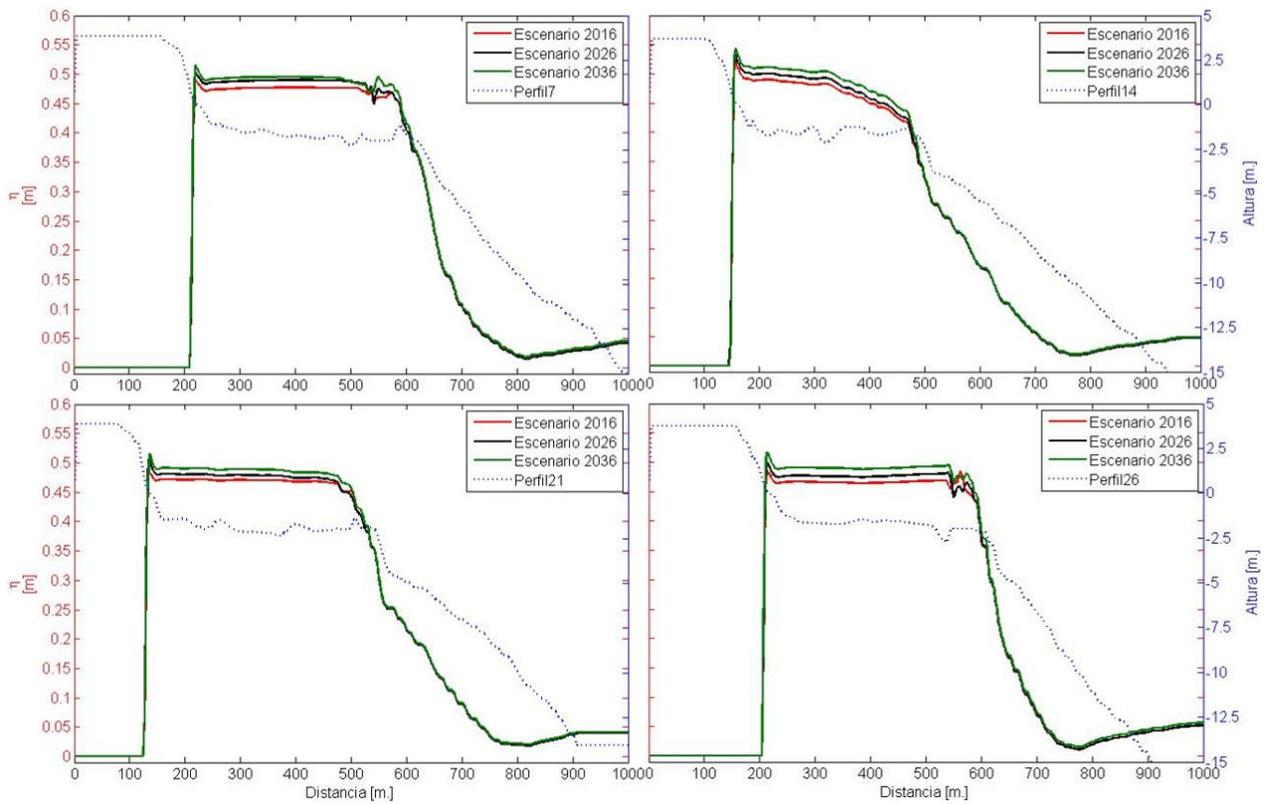


Figura 85. Transformación de la superficie libre en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 100 años.

2.16.2.2.11. Resultados Corrientes, Clima marítimo extremal, PR 100

Así como sucedió con el oleaje de invierno con periodo de retorno de 100, las corrientes más altas se encontraron en los perfiles de los extremos sobre la costa, en las partes de las playas convexas (Figura 86).

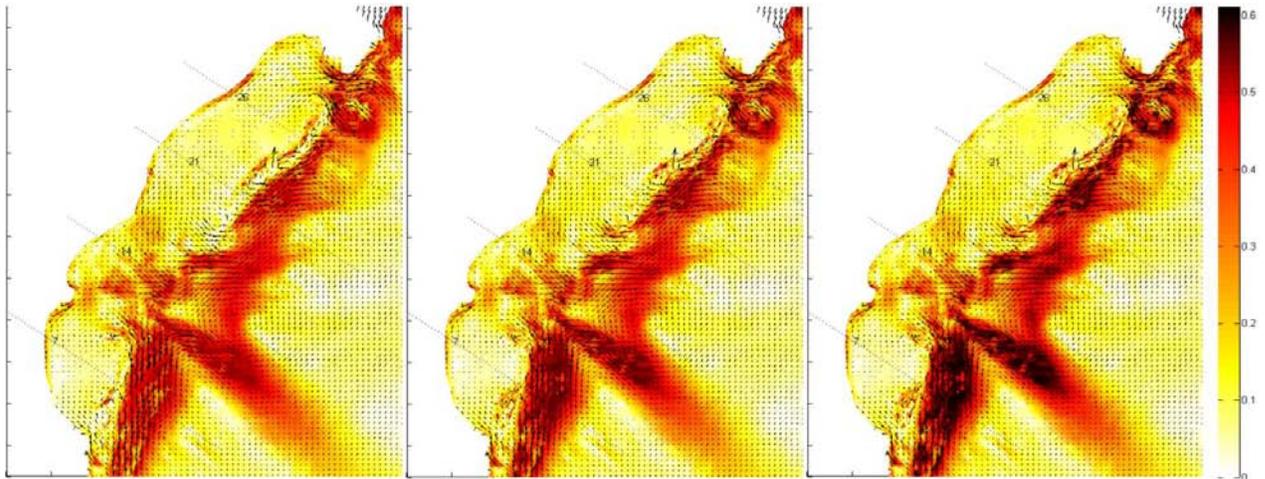


Figura 86. Velocidad de corrientes bajo los tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 100 años en verano.

El primer perfil no tuvo muchas variaciones en la costa con los distintos escenarios, con velocidades de $0.25 \frac{m}{s}$ aproximadamente. El siguiente perfil se mantuvo muy dinámico en toda su extensión. El perfil 21 tuvo las corrientes más suaves en la costa y también más constantes dentro de la laguna arrecifal. El último transecto fue el más dinámico supero los 0.3 m/s en los distintos escenarios (Figura 87).

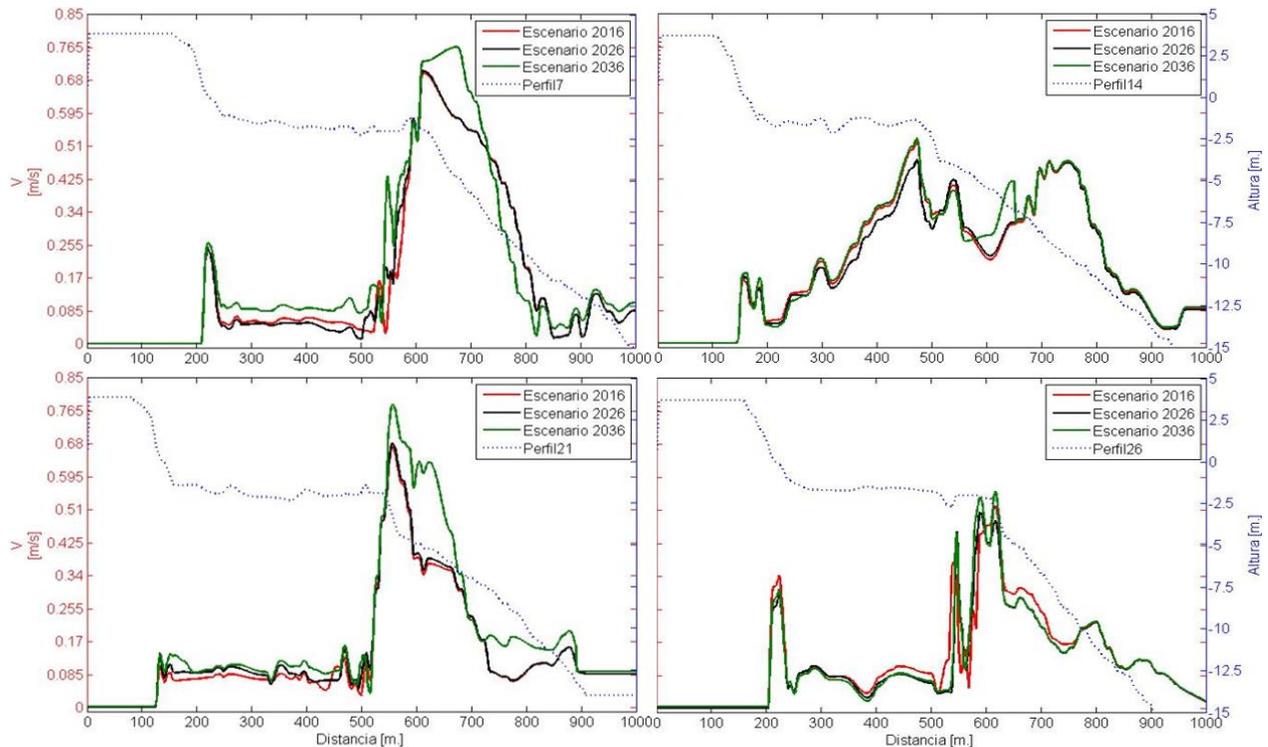


Figura 87. Transformación de las velocidades de corrientes en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 100 años.

2.16.2.2.12. Resultados Transporte de Sedimentos, Clima marítimo extremal, PR 100

Las corrientes y el oleaje generaron aumento en la carga en la cara de la playa, pero también con el sedimento que se encuentra dentro del arrecife en la zona del canal. Las corrientes generadas provocaron aumentos en la carga de los canales (Figura 88).

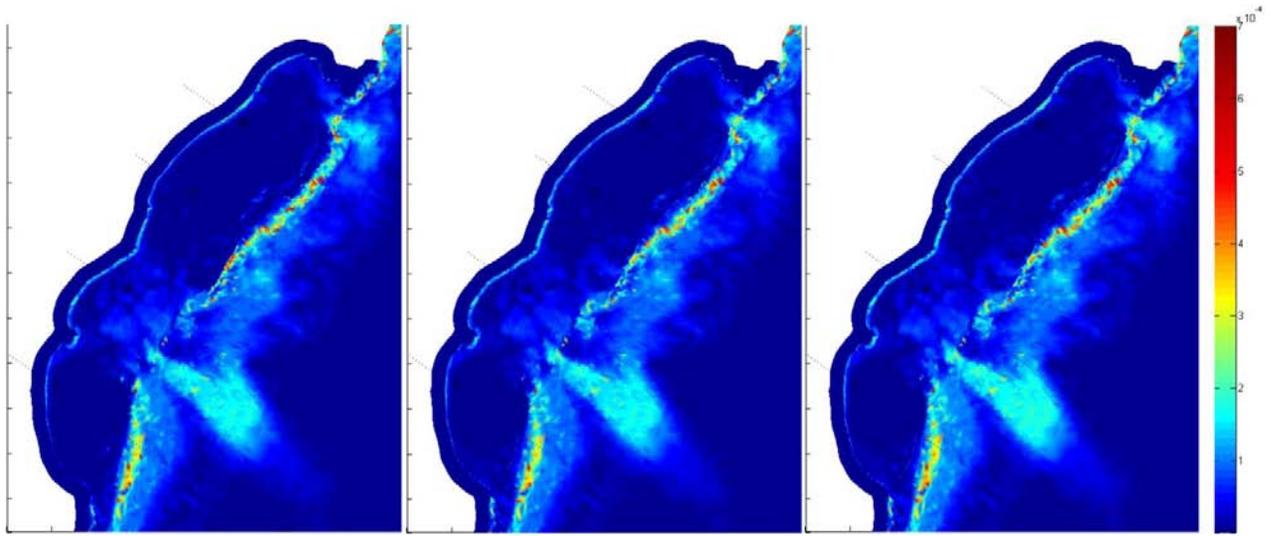


Figura 88. Magnitud de carga total bajo tres escenarios de degradación con oleaje con periodo de retorno de 100 años en verano.

La magnitud de la carga total de sedimentos en el séptimo perfil fue intensa en la zona arrecifal, pero baja en la costa si se compara con los resultados en la costa. En el perfil 14 hubo mucha carga, generando tuviera la carga más alta de todos los perfiles en los distintos escenarios. Por otra parte el perfil con menor carga fue el 21. En el primer escenario de degradación la carga en la playa fue de $6.98 \times 10^{-5} m^3/s/m$, para el segundo se incrementó a $8.86 \times 10^{-5} m^3/s/m$ y en el último $1.07 \times 10^{-5} m^3/s/m$. Finalmente El perfil 26 al encontrarse en una zona convexa de la playa presentó corrientes altas, y por lo tanto carga total de sedimento alta (Figura 89).

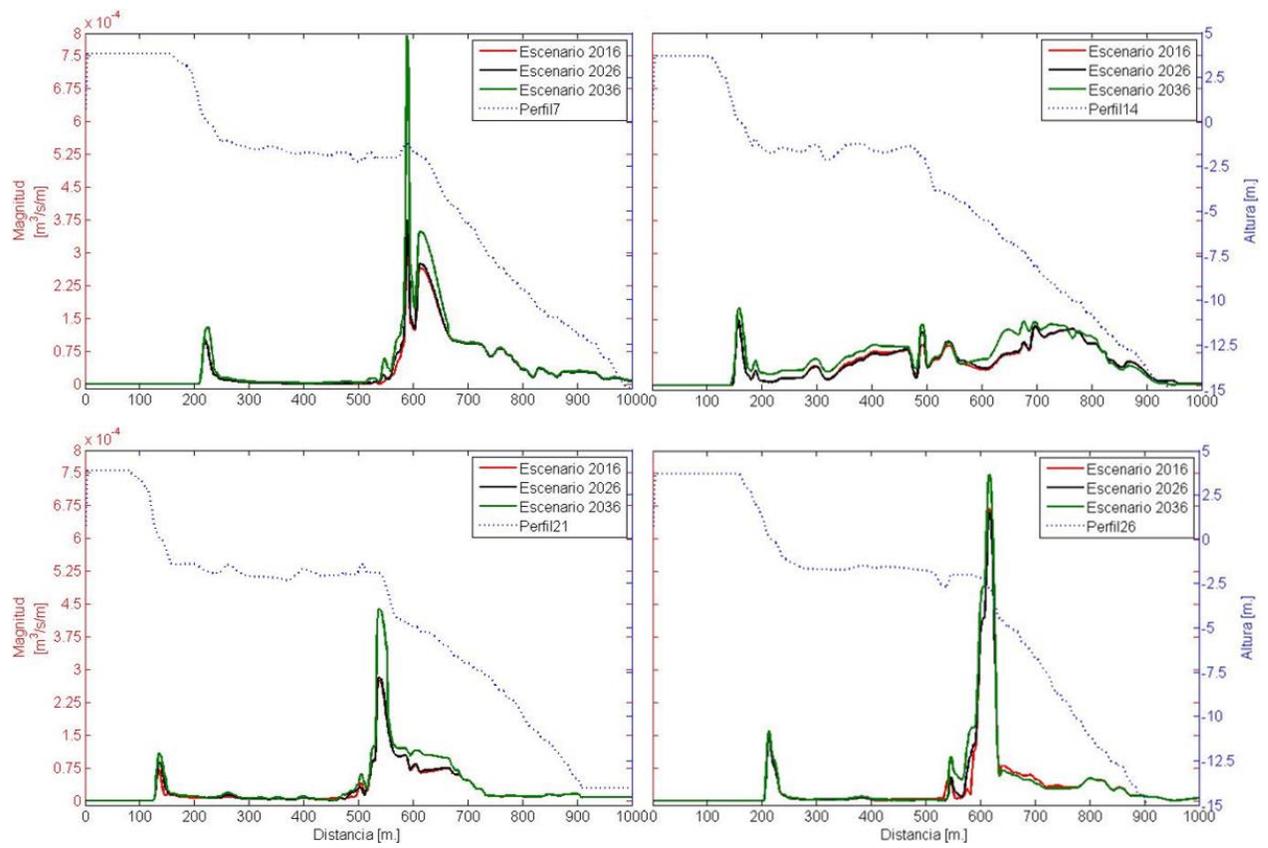


Figura 89. Transformación de la magnitud de carga total en el caso de oleaje de verano con periodo de retorno de 100 años.

CAPÍTULO 5. Conclusiones

El propósito del trabajo, fue investigar la hidrodinámica y morfodinámica en la Bahía de Akumal, bajo diferentes escenarios de degradación del arrecife. Debido a que el arrecife se encuentra en un proceso de deterioro, se evaluaron diferentes condiciones de oleaje caracterizando de esta manera las dos principales temporadas de la zona (frentes fríos y tormentas). El trabajo consistió en la implementación de tres modelos numéricos acoplados (hidrodinámico, oleaje y transporte de sedimentos) en dos dimensiones que fueron validados con datos de campo.

De acuerdo a los datos recabados, se puede decir que el oleaje en la zona arrecifal presenta valores de disipación similares con los registrados por Lugo-Fernández et al. (1998b), Sheppard et al. (2005); Kench and Brander (2006) y Ferrario et al. (2014), pero por otra parte, ligeramente mayor a los registrados en Puerto Morelos por Alegria-Arzaburu y colaboradores en 2013. Estos valores de disipación varían principalmente por la altura en la superficie del agua de manera semejante a los reportados por Lugo-Fernández et al. (1998b), Kench and Brander (2006), Grady et al. (2013) y Baldock et al. (2014). Por lo tanto las playas que frente a ellas cuentan con una barrera arrecifal reciben menor energía disminuida por la protección de estas estructuras.

Nuestros resultados muestran que el aumento del oleaje fuera de la laguna incrementa la capacidad de protección del arrecife, disipando mayor energía a medida que el oleaje se intensifica. Esto es resultado del distanciamiento del sitio de rotura del oleaje con respecto a la cresta arrecifal, rompiendo de esta manera sobre el talud de la pared arrecifal alejándose de la cresta y con mayor espacio para perder energía. Dentro de la laguna arrecifal, el oleaje provoca una sobreelevación considerable, que genera un incremento en las corrientes que salen por los canales del arrecife. A pesar de que a mayor oleaje hay mayor disipación de energía, también se incrementa la dinámica en las playas, sobre todo en las playas con forma convexa donde se generan corrientes más altas y mayor capacidad de transporte.

Los resultados de los modelos numéricos en este trabajo arrojan un aumento en la dinámica de la bahía bajo los distintos escenarios de degradación ya que con las mismas condiciones del clima marítimo, ya sea oleaje normal o extremal, se generan incrementos considerables en los parámetros que determinan tanto la hidrodinámica como la morfodinámica, provocado por una menor atenuación en la energía del oleaje.

De esta manera, la pérdida de coral tendría consecuencias en la estabilidad de la playa que pueden provocar cambios en los patrones de acreción y erosión. Así mismo, los cambios en la hidrodinámica podrían significar un cambio considerable para las especies que habitan en la zona protegida de la bahía. Por lo tanto se sugiere un manejo adecuado para disminuir la presión en los arrecifes de coral de manera local, dando a estos ecosistemas la oportunidad para hacer frente a los cambios globales.

No obstante que los resultados muestran cambios significativos con los diferentes escenarios de degradación, para tener un panorama más amplio es recomendable ampliar tanto los monitoreos de degradación del arrecife como los patrones hidrodinámicos de la bahía para verificar los resultados así como estudios de calidad del agua.

Bibliografía

- Alegria-Arzaburu AR De, Mariño-tapia I, Enriquez C, Silva R, González-leija M (2013) The role of fringing coral reefs on beach morphodynamics. *Geomorphology* 198:69–83.
- Alvarez-Filip L, Dulvy NK, Gill JA, Watkinson AR, Co IM (2009) Flattening of Caribbean coral reefs : region-wide declines in architectural complexity. *Proc R Soc* 3019–3025. doi: 10.1098/rspb.2009.0339
- Appendini CM, Torres-Freyermuth A, Oropeza F, Salles P, López J, Mendoza ET (2013) Wave modeling performance in the Gulf of Mexico and Western Caribbean: Wind reanalyses assessment. *Appl Ocean Res* 39:20–30. doi: 10.1016/j.apor.2012.09.004
- Baird A, Hughes TP (2016) Only 7% of the Great Barrier Reef has avoided coral bleaching.
- Baker DM, Rodríguez-Martínez RE, Fogel ML (2013) Tourism's nitrogen footprint on a Mesoamerican coral reef. *Coral Reefs* 32:691–699. doi: 10.1007/s00338-013-1040-2
- Baldock TE, Golshani a, Callaghan DP, Saunders MI, Mumby PJ (2014) Impact of sea-level rise and coral mortality on the wave dynamics and wave forces on barrier reefs. *Mar Pollut Bull* 83:155–64. doi: 10.1016/j.marpolbul.2014.03.058
- Bautista F, Palacio G, Ortiz-Pérez M, Batllori-Sampero E, Conzalez. MC (2005) El Origen Y El Manejo Maya De Las Geoformas , Suelos Y Aguas En. Caracter y Manejo los Suelos la Península Yucatán Implicaciones Agropecu For y Ambient 21–32.
- Brander RW, Kench PS, Hart D (2004) Spatial and temporal variations in wave characteristics across a reef platform, Warraber Island, Torres Strait, Australia. *Mar Geol* 207:169–184. doi: 10.1016/j.margeo.2004.03.014
- Calderon-Aguilera LE, Rivera-Monroy VH, Porter-Bolland L, Martinez-Yrizar A, Ladah LB, Martinez-Ramos M, Alcocer J, Santiago-Perez AL, Hernandez-Arana HA, Reyes-Gomez VM, Perez-Salicrup DR, Diaz-Nunez V, Sosa-Ramirez J, Herrera-Silveira J, Burquez A (2012) An assessment of natural and human disturbance effects on Mexican ecosystems: current trends and research gaps. *Biodivers Conserv* 21:589–617. doi: 10.1007/s10531-011-0218-6
- Carranza-Edwards A, Rosales-Hoz L, Santiago-Pérez S (1996) A reconnaissance study of carbonates in Mexican beach sands. *Sediment Geol* 101:261–268. doi: 10.1016/0037-0738(95)00073-9
- Cialone MA, Smith JM (2007) Wave Transformation Modeling with Bottom Friction applied to South East Oahu reefs. 10th Int Work Wave Hindcasting Forecast Coast Hazard Assess 1–12.
- CONAGUA (2015) Atlas de Agua en México 2015.
- Coronado C, Candela J, Iglesias-Prieto R, Sheinbaum J, López M, Ocampo-Torres FJ (2007) On the circulation in the Puerto Morelos fringing reef lagoon. *Coral Reefs* 26:149–163. doi: 10.1007/s00338-006-0175-9
- Darwin C (1842) The Structure and Distribution of Coral Reefs ; being the first Part of the Geology of the Voyage of the Beagle under the Command of Capt. Fitzroy, R.N. during

- the Years 1832 to 1836: Naturalist to the Expedition. London, pp. 214. 1842. 1:381–389. doi: 10.1144/GSL.JGS.1845.001.01.82
- Dunion JP (2011) Rewriting the climatology of the tropical North Atlantic and Caribbean Sea atmosphere. *J Clim* 24:893–908. doi: 10.1175/2010JCLI3496.1
- Ferrario F, Beck MW, Storlazzi CD, Micheli F, Shepard CC, Airoidi L (2014) The effectiveness of coral reefs for coastal hazard risk reduction and adaptation. *Nat Commun* 5:3794. doi: 10.1038/ncomms4794
- Franklin G, Mariño-Tapia I, Torres-Freyermuth A (2013) Effects of reef roughness on wave setup and surf zone currents. *Circulation* 2005–2010. doi: 10.2112/SI65-339.1
- Fredsøe J (1984) Turbulent Boundary Layer in Wave-current Motion. *J Hydraul Eng* 110:1103–1120. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:8(1103)
- Gallop SL, Bosserelle C, Pattiaratchi CB, Elliott IA, Haigh I (2012) The influence of calcarenite limestone reefs on beach erosion and recovery, from seconds to years.
- Garza-Pérez JR, Lehmann A, Arias-González JE (2004) Spatial prediction of coral reef habitats: integrating ecology with spatial modeling and remote sensing. *Mar Ecol Prog Ser* 269:141–152.
- Gerritsen F (1980) Wave attenuation and wave set-up on a coastal reef. *Coast Eng Proc* 17:444–461.
- Gourlay MR (1996) Wave set-up on coral reefs. 2. Set-up on reefs with various profiles. *Coast Eng* 28:17–55. doi: 10.1016/0378-3839(96)00009-9
- Gourlay MRR (1994) Wave transformation on a coral reef. *Coast Eng* 23:17–42. doi: 10.1016/0378-3839(94)90013-2
- Grady AE, Moore LJ, Storlazzi CD, Elias E, Reidenbach MA (2012) Influence of Climate Change on Wave Dissipation over Coral Reefs: Effects on Beach Morphology. *Am Geophys Union, Fall Meet 2012* 1–6.
- Grady AE, Moore LJ, Storlazzi CD, Elias E, Reidenbach M a. (2013) The influence of sea level rise and changes in fringing reef morphology on gradients in alongshore sediment transport. *Geophys Res Lett* 40:3096–3101. doi: 10.1002/grl.50577
- Hardy TA, Young IR, Nelson RC, Gourlay MR (1991) Wave Attenuation on an Offshore Coral Reef. *Proc 22nd Coast Eng Conf* 1:330–344.
- Hearn C, Atkinson M, Falter J (2001) A physical derivation of nutrient-uptake rates in coral reefs: Effects of roughness and waves. *Coral Reefs* 20:347–356. doi: 10.1007/s00338-001-0185-6
- Hearn CJ (1999) Wave-breaking hydrodynamics within coral reef systems and the effect of changing relative sea level. *J Geophys Res* 104:30007. doi: 10.1029/1999JC900262
- Hernández-Terrones L, Rebolledo-Vieyra M, Merino-Ibarra M, Soto M, Le-Cossec A, Monroy-Ríos E (2011) Groundwater Pollution in a Karstic Region (NE Yucatan): Baseline Nutrient Content and Flux to Coastal Ecosystems. *Water, Air, Soil Pollut* 218:517–528. doi:

10.1007/s11270-010-0664-x

- Hochberg EJ, Andréfouët S, Tyler MR (2003) Sea Surface Correction of High Spatial Resolution Ikonos Images to Improve Bottom Mapping in Near-Shore Environments. *Trans Geosci Remote Sens* 41:1724–1729.
- Hoeke R, Storlazzi CD, Ridd P (2011) Hydrodynamics of a bathymetrically complex fringing coral reef embayment: Wave climate, in situ observations, and wave prediction. *J Geophys Res* 116:C04018. doi: 10.1029/2010JC006170
- Hogrefe KR (2009) Derivation of Near-shore Bathymetry from Multispectral Satellite Imagery used in a Coastal Terrain Model for the Topographic Analysis of Human Influence on Coral Reefs.
- Holthuijsen LH, Booij N, Herbers THC (1989) A prediction model for stationary, short-crested waves in shallow water with ambient currents. *Coast Eng* 13:23–54. doi: 10.1016/0378-3839(89)90031-8
- Hughes ATP, Baird AH, Bellwood DR, Card M, Connolly SR, Folke C, Jackson JBC, Kleypas J, Lough JM, Marshall P, Palumbi SR, Pandolfi JM, Rosen B, Roughgarden J (2016) *Climate Change, Human Impacts, and the Resilience of Coral Reefs* Published by: American Association for the Advancement of Science Stable URL: <http://www.jstor.org/stable/3834832> REFERENCES Linked references are available on JSTOR for this article: Y. 301:929–933.
- Hughes TP, Baird AH, Bellwood DR, Card M, Connolly SR, Folke C, Grosberg R, Hoegh-Guldberg O, Jackson JBC, Kleypas J, Lough JM, Marshall P, Nyström M, Palumbi SR, Pandolfi JM, Rosen B, Roughgarden J (2003) Climate change, human impacts, and the resilience of coral reefs. *Science* (80-) 301:929–33. doi: 10.1126/science.1085046
- Jordan-Dahlgren E (1993) El Ecosistema Arrecifal Coralino del Atlantico Mexicano. *Rev Soc Mex Hist Nat* 157–175.
- Kench PS, Brander RW (2006) Wave Processes on Coral Reef Flats: Implications for Reef Geomorphology Using Australian Case Studies. *J Coast Res* 221:209–223. doi: 10.2112/05A-0016.1
- Kench PS, Brander RW, Parnell KE, McLean RF (2006) Wave energy gradients across a Maldivian atoll: Implications for island geomorphology. *Geomorphology* 81:1–17. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.03.003
- Kench PS, Brander RW, Parnell KE, O’Callaghan JM (2009) Seasonal variations in wave characteristics around a coral reef island, South Maalhosmadulu atoll, Maldives. *Mar Geol* 262:116–129. doi: 10.1016/j.margeo.2009.03.018
- Kennedy DM, Woodroffe CD (2002) Fringing reef growth and morphology: A review. *Earth-Science Rev* 57:255–277. doi: 10.1016/S0012-8252(01)00077-0
- Kennedy E V, Perry CT, Halloran PR, Iglesias-Prieto R, Schönberg CHL, Wisshak M, Form AU, Carricart-Ganivet JP, Fine M, Eakin CM, Mumby PJ (2013) Avoiding coral reef functional collapse requires local and global action. *Curr Biol* 23:912–8. doi: 10.1016/j.cub.2013.04.020

- Kjerfve B (1994) Coastal Oceanographic Characteristics: Cancún-Tulum Corridor, Quintana Roo.
- Knight D, Mitchell B, Wall G, Knight D, Mitchell B, Wall G (1997) Bali: Sustainable Development, Tourism and Coastal Management. *Ambio* 26:90–96.
- Komen GJ, Cavaleri L, Donelan M, Hassellmann K, Hassellmann S, Janssen PAEM (1994) Dynamics and modelling of ocean waves, CAMBRIDGE.
- Kraines S, Yanagi T, Isobe M, Komiyama H (1998) Wind-wave driven circulation on the coral reef at Bora Bay, Miyako Island. *Coral Reefs* 17:133–143. doi: 10.1007/s003380050107
- Laffoley D, Baxter JM (2016) Explaining ocean warming: Causes, scale, effects and consequences. IUCN, Gland, Switzerland
- Lowe RJ (2005) Spectral wave dissipation over a barrier reef. *J Geophys Res* 110:C04001. doi: 10.1029/2004JC002711
- Lowe RJ, Falter JL, Monismith SG, Atkinson MJ (2009a) Wave-Driven Circulation of a Coastal Reef–Lagoon System. *J Phys Oceanogr* 39:873–893. doi: 10.1175/2008JPO3958.1
- Lowe RJ, Falter JL, Monismith SG, Atkinson MJ (2009b) A numerical study of circulation in a coastal reef-lagoon system. 114:1–18. doi: 10.1029/2008JC005081
- Lugo-Fernández A, Roberts HH, Suhayda JN (1998a) Wave transformations across a Caribbean fringing-barrier Coral Reef. 18:1099–1124.
- Lugo-Fernández A, Roberts HH, Wiseman WJ (1998b) Tide Effects on Wave Attenuation and Wave Set-up on a Caribbean Coral Reef. 385–393.
- Massel SR, Gourlay MR (2000) On the modelling of wave breaking and set-up on coral reefs. *Coast Eng* 39:1–27. doi: 10.1016/S0378-3839(99)00052-6
- Monismith SG (2007) Hydrodynamics of Coral Reefs. doi: 10.1146/annurev.fluid.38.050304.092125
- Mujumdar PP, Kumar DN (2012) Hydrologic modeling for floods. *Floods in a Changing Climate: Hydrologic Modeling*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp 5–42
- Paul M, Amos CL (2011) Spatial and seasonal variation in wave attenuation over *Zostera noltii*. 116:1–16. doi: 10.1029/2010JC006797
- Péquignet A-C, Becker JM, Merrifield MA, Boc SJ (2011) The dissipation of wind wave energy across a fringing reef at Ipan, Guam. 71–82. doi: 10.1007/s00338-011-0719-5
- Pörtner HO (2008) Ecosystem effects of ocean acidification in times of ocean warming: A physiologist's view. *Mar Ecol Prog Ser* 373:203–217. doi: 10.3354/meps07768
- Prager EJ (1991) Numerical simulation of circulation in a Caribbean-type backreef lagoon. A preliminary study. *Coral Reefs* 10:177–182. doi: 10.1007/BF00336771
- Roberts HH (1979) PHYSICAL PROCESSES AND SEDIMENT FLUX THROUGH REEF-LAGOON SYSTEMS. 946–962.

- Sabine CL, Feely RA, Gruber N, Key RM, Lee K, Bullister JL, Wanninkhof R, Wong CS, Wallace DWR, Tilbrook B, Millero FJ, Peng T-H, Kozyr A, Ono T, Rios AF (2004) The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science* 305:367–71. doi: 10.1126/science.1097403
- Sánchez-sánchez JA, Álvarez-legorreta T, Pacheco-ávila JG, Carrillo-briebiezca RAGL (2015) Caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas del sur del Estado de Quintana Roo , México. 62–76.
- Sanderson PG (2000) A comparison of reef-protected environments in Western Australia: The central west and Ningaloo coasts. *Earth Surf Process Landforms* 25:397–419. doi: 10.1002/(SICI)1096-9837(200004)25:4<397::AID-ESP62>3.0.CO;2-9
- Shaw (2015) Late Pleistocene Bays and Reefs: Ancestors to the Modern Caribbean Coast, Yucatán Península, México. *J Coast Res* 1–6. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-14-00083.1
- Sheppard C, Dixon DJ, Gourlay M, Sheppard A, Payet R (2005) Coral mortality increases wave energy reaching shores protected by reef flats: Examples from the Seychelles. *Estuar Coast Shelf Sci* 64:223–234. doi: 10.1016/j.ecss.2005.02.016
- Shewchuk JR (1996) Triangle: Engineering a 2D Quality Mesh Generator and Delaunay Triangulator. 1148:203–222. doi: 10.1007/BFb0014474
- Storlazzi CD, Elias E, Field E, Presto MK (2011) Numerical modeling of the impact of sea-level rise on fringing coral reef hydrodynamics and sediment transport. *Coral Reefs* 30:83–96. doi: 10.1007/s00338-011-0723-9
- Van Zanten B, Beukering Van P van (2012) Coastal Protection services of coral reefs in Bonaire.
- Wilkson C (2008) Status of Coral Reefs of the World :2008. Townsville, Australia
- Yao Y, Huang Z, Monismith SG, Lo EYM (2012) 1DH Boussinesq modeling of wave transformation over fringing reefs. *Ocean Eng* 47:30–42. doi: 10.1016/j.oceaneng.2012.03.010
- Young IR (1999) WIND GENERATED OCEAN WAVES.
- Zijlema M (2012a) Modelling wave transformation across a fringing reef using SWASH. *Coast Eng Proc* 1–12. doi: 10.9753/icce.v33.currents.26
- Zijlema M (2012b) Modelling wave transformation across a fringing reef using SWASH. *Proc 33rd Int Conf Coast Eng* 12 pp. doi: 10.9753/icce.v33.currents.26

Anexo

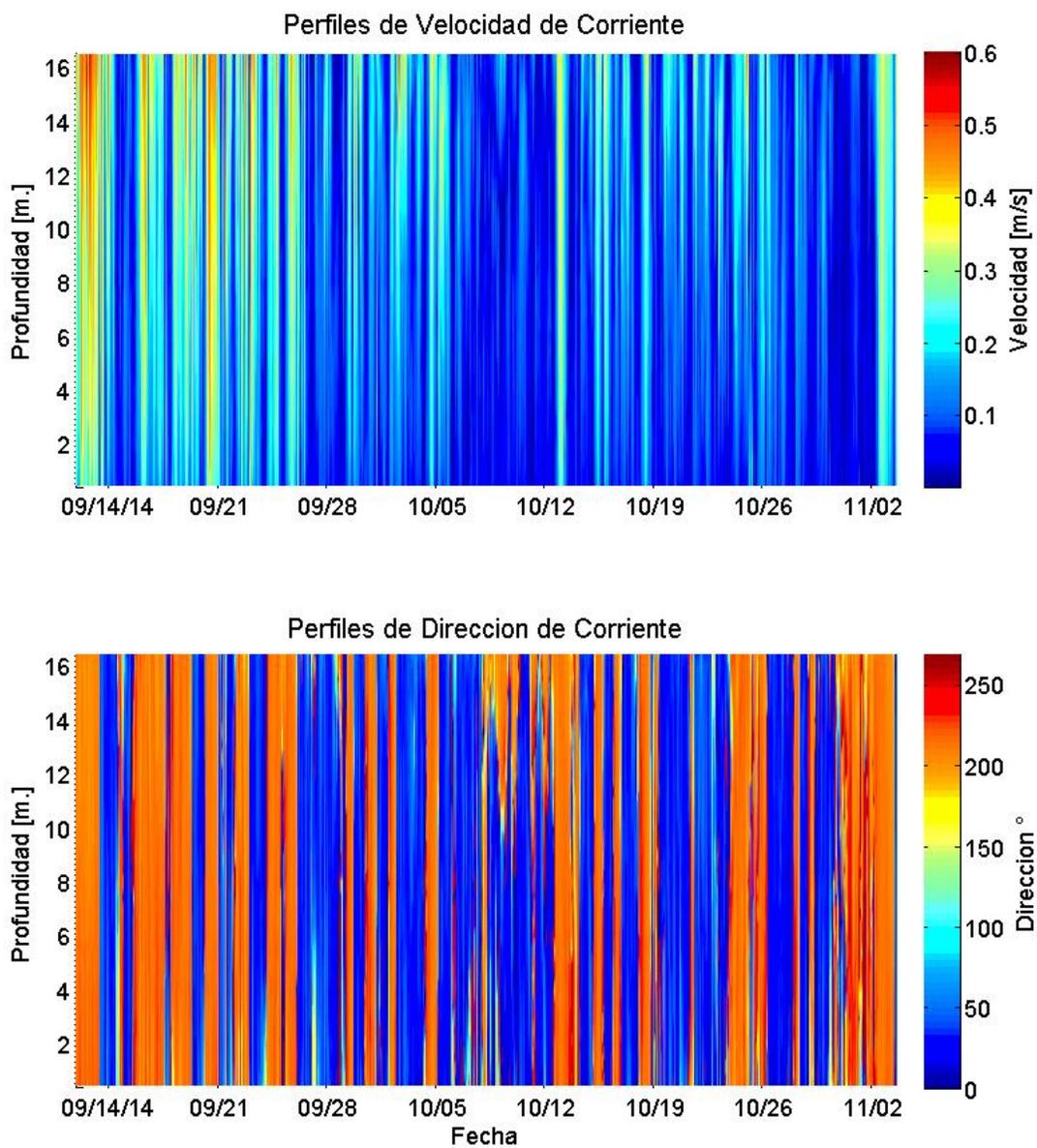


Figura 90. Perfiles de velocidad y dirección de corrientes

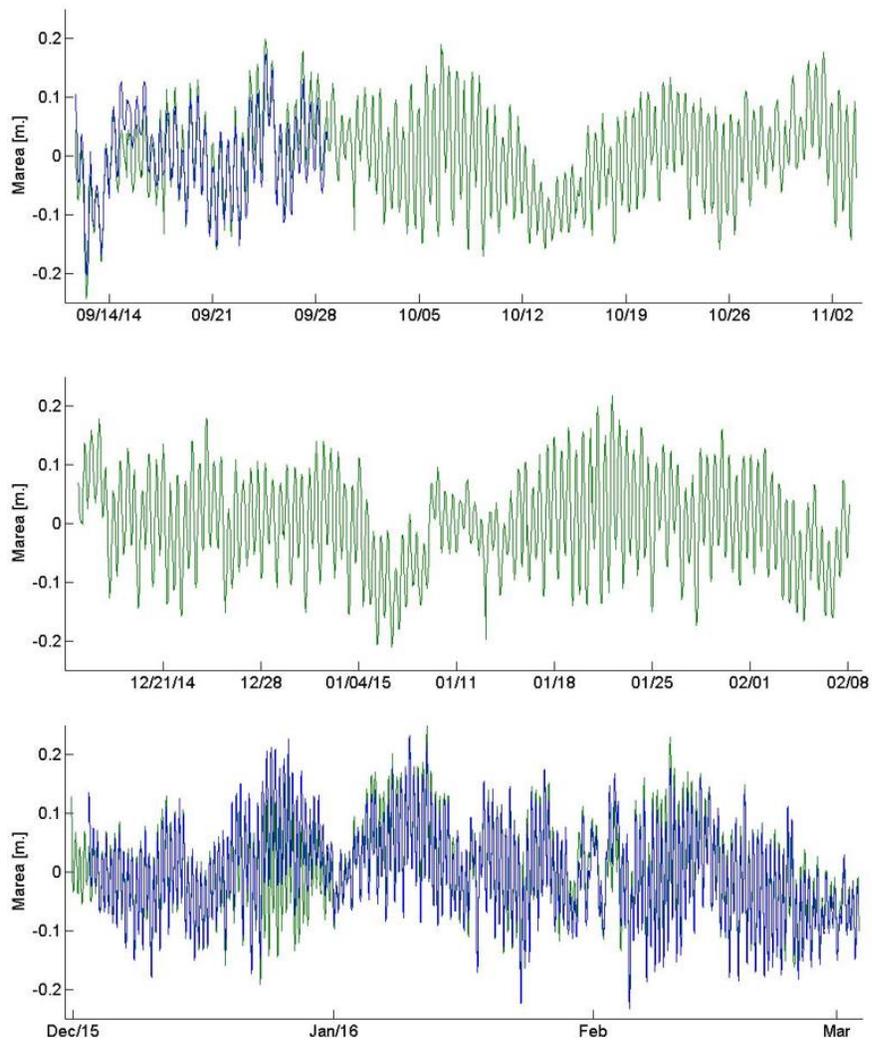


Figura 91. Serie de tiempo mareas medidas en tres temporadas. De color verde son las medidas por el ADCP y de azul por el vector.

Validación de los modelos

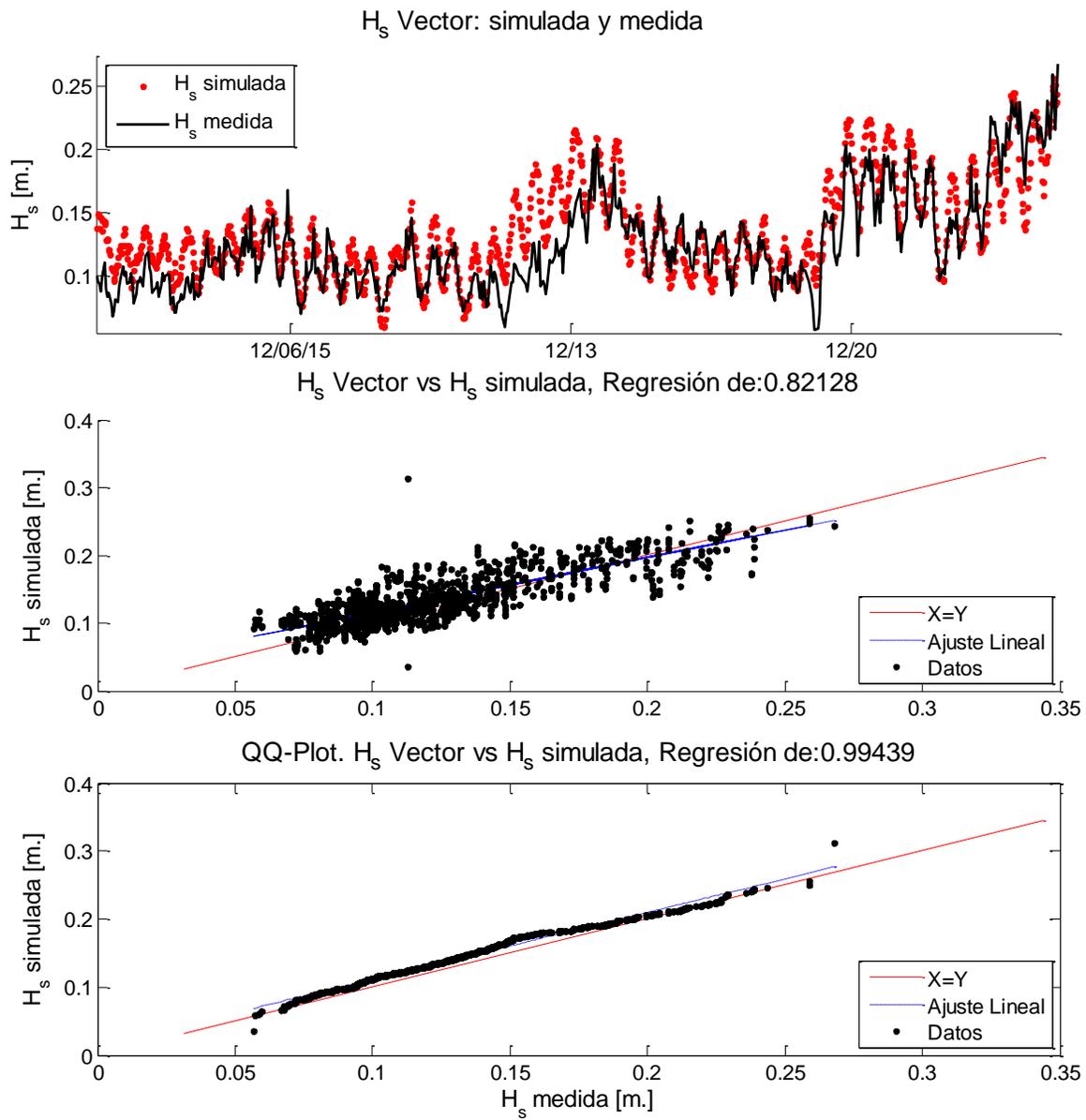


Figura 92. Validación del modelo de oleaje dentro de la bahía

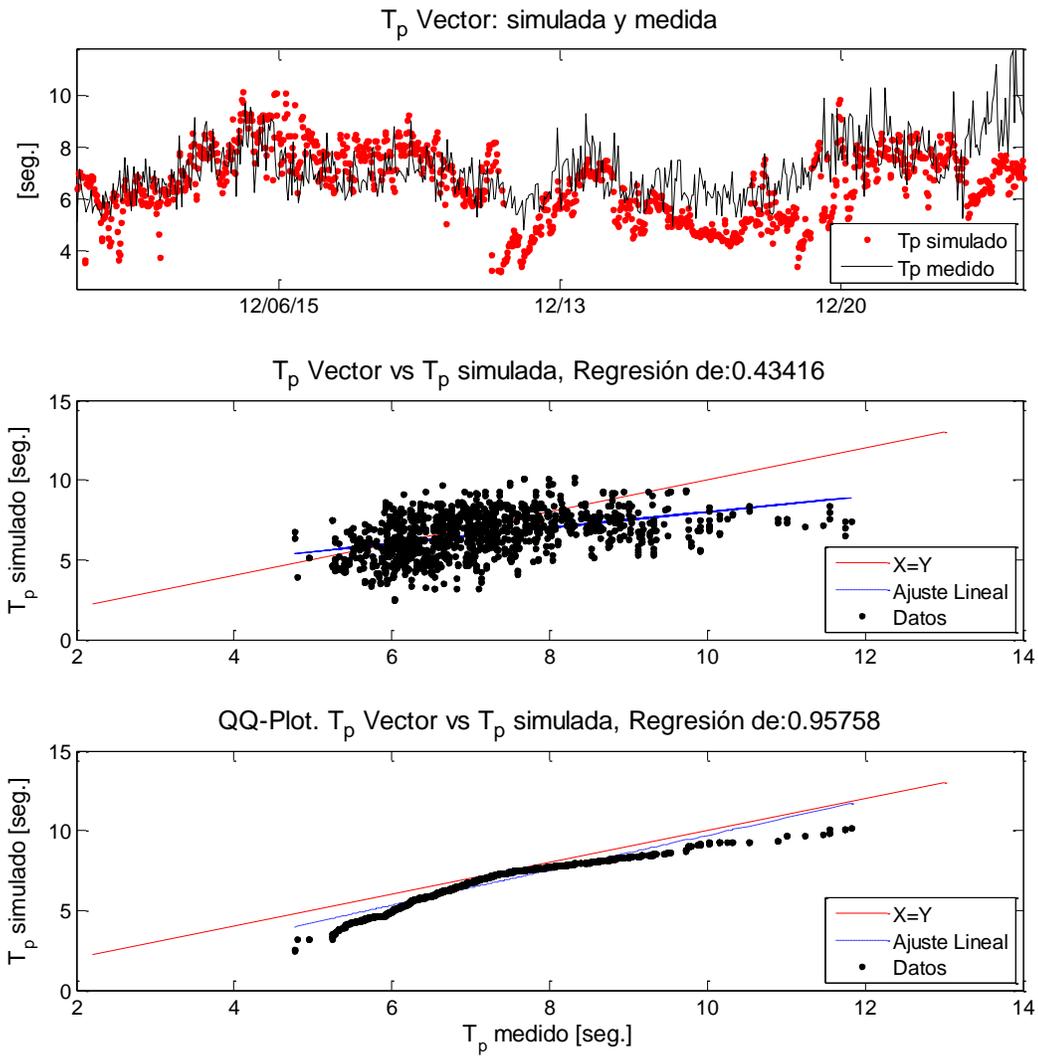


Figura 93. Validación del periodo de onda dentro de la laguna arrecifal

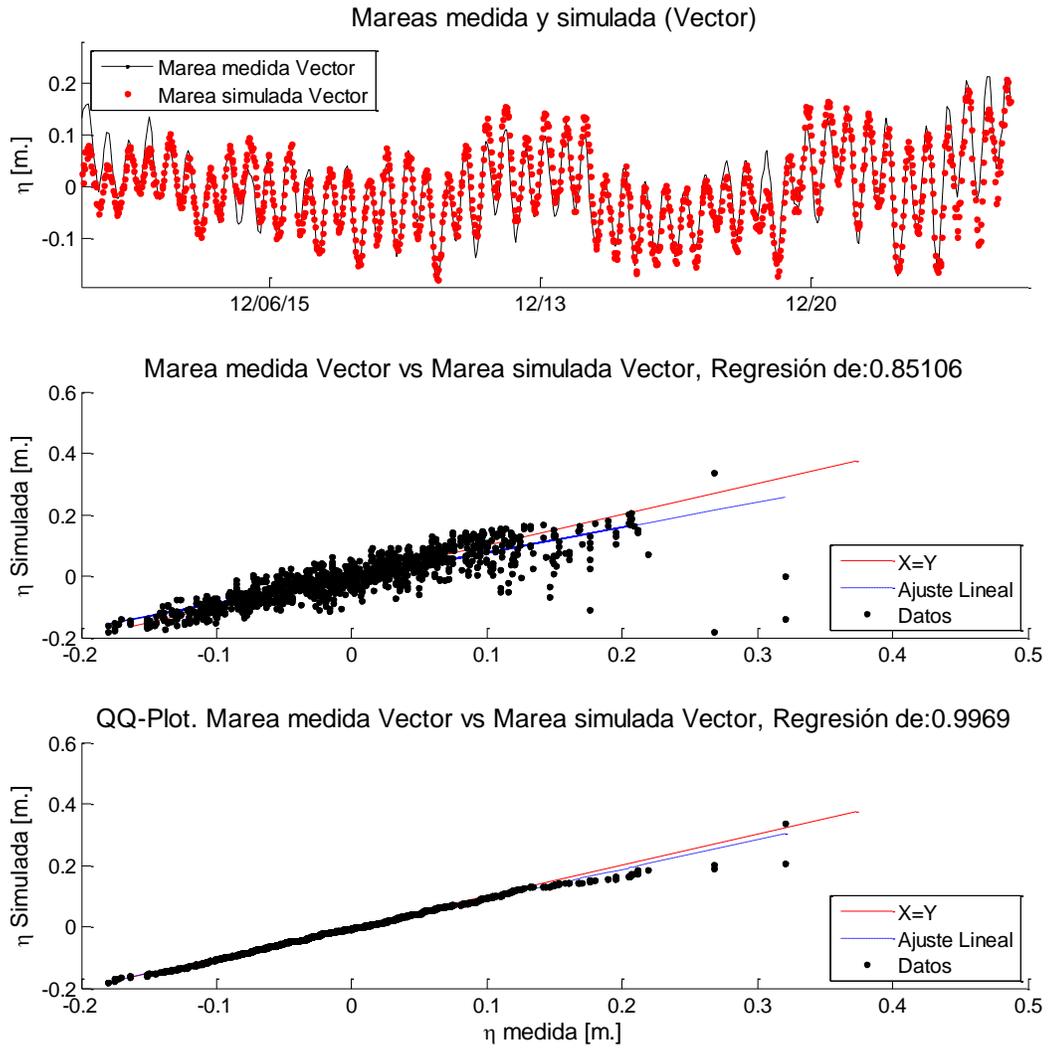


Figura 94. Validación de la superficie libre del modelo hidrodinámico dentro de la bahía arrecifal

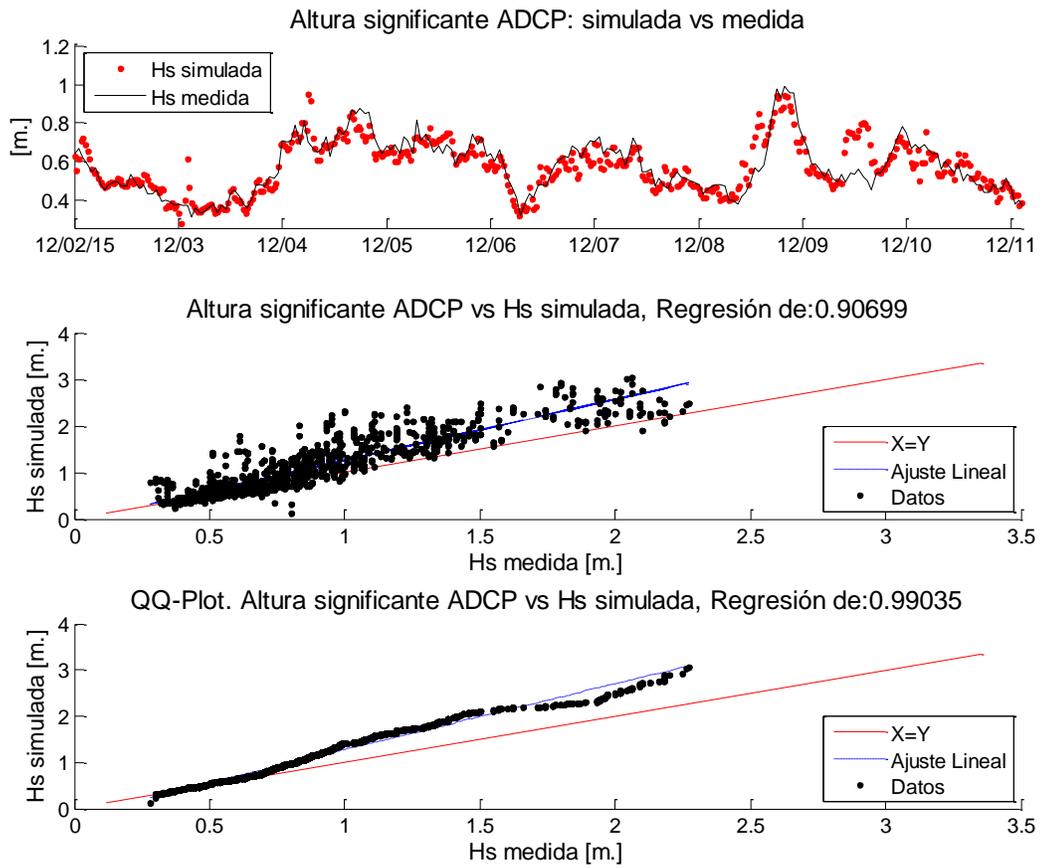


Figura 95. Validación del modelo de oleaje fuera de la bahía Arrecifal

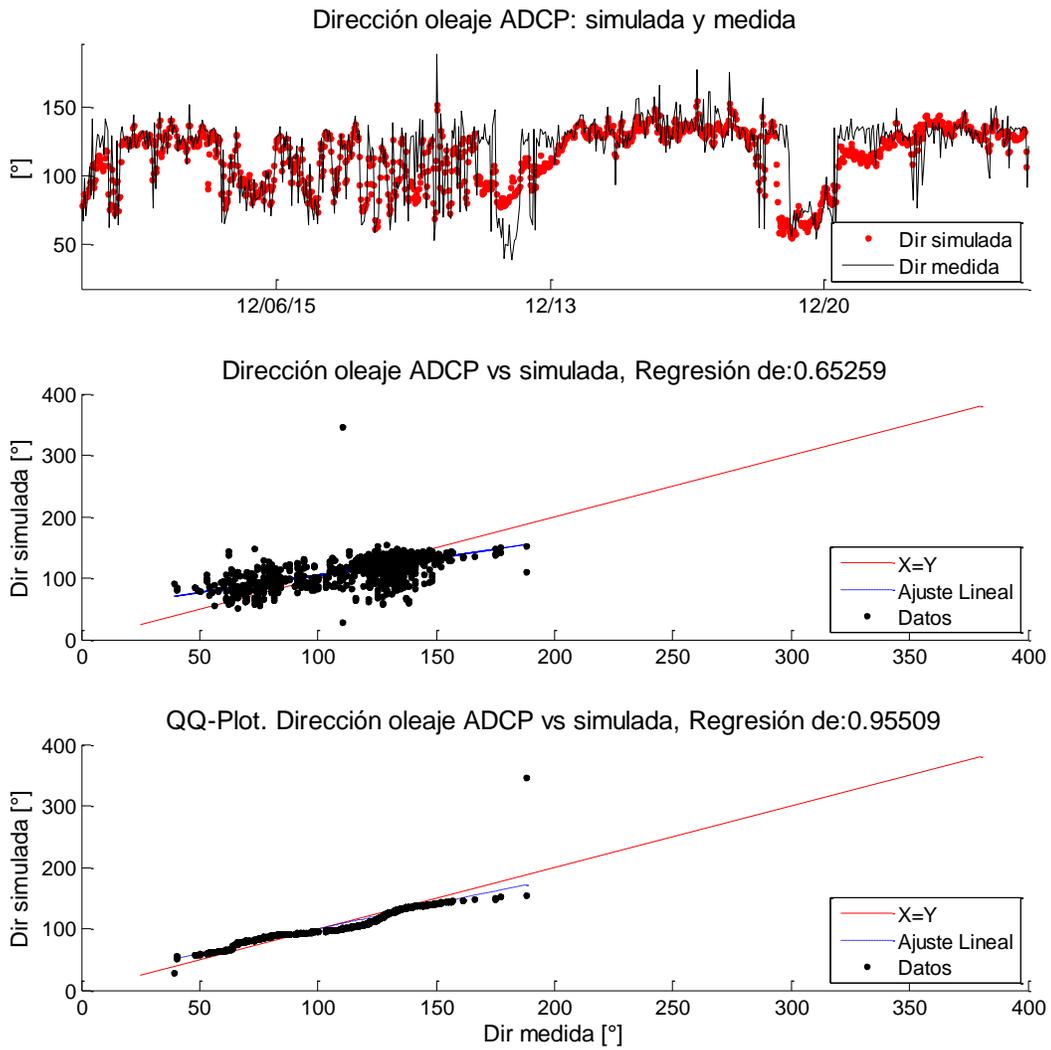


Figura 96. Validación de dirección de oleaje fuera de la laguna arrecifal

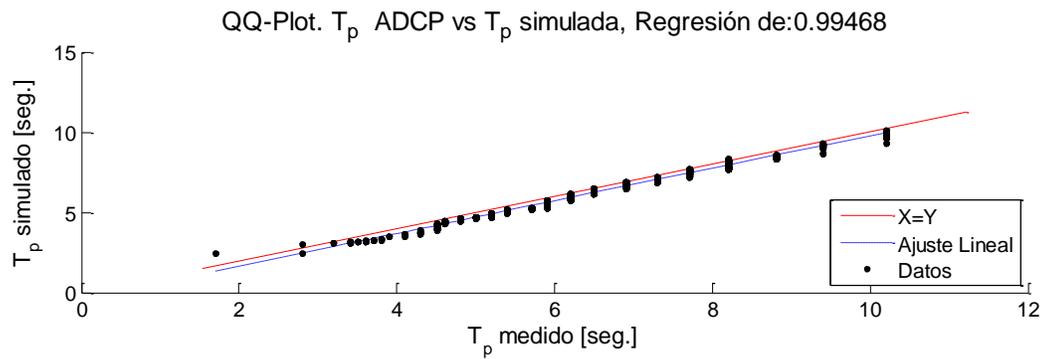
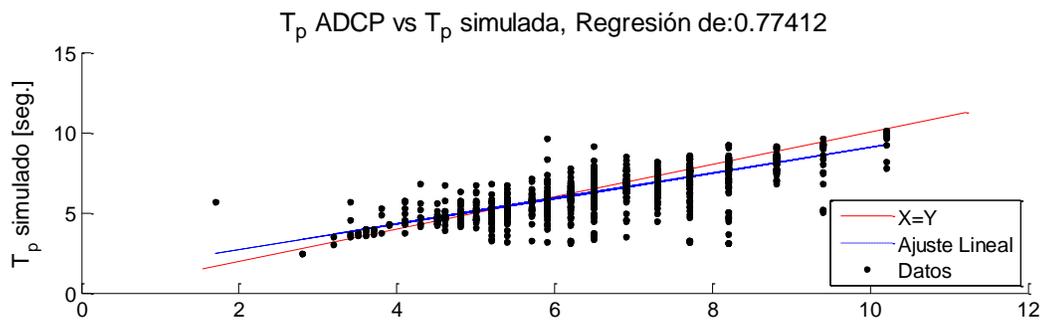
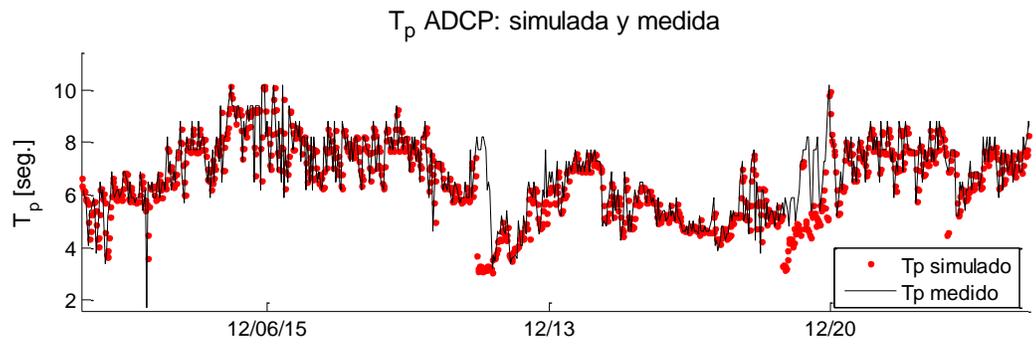


Figura 97. Validación del periodo de onda fuera de la laguna arrecifal

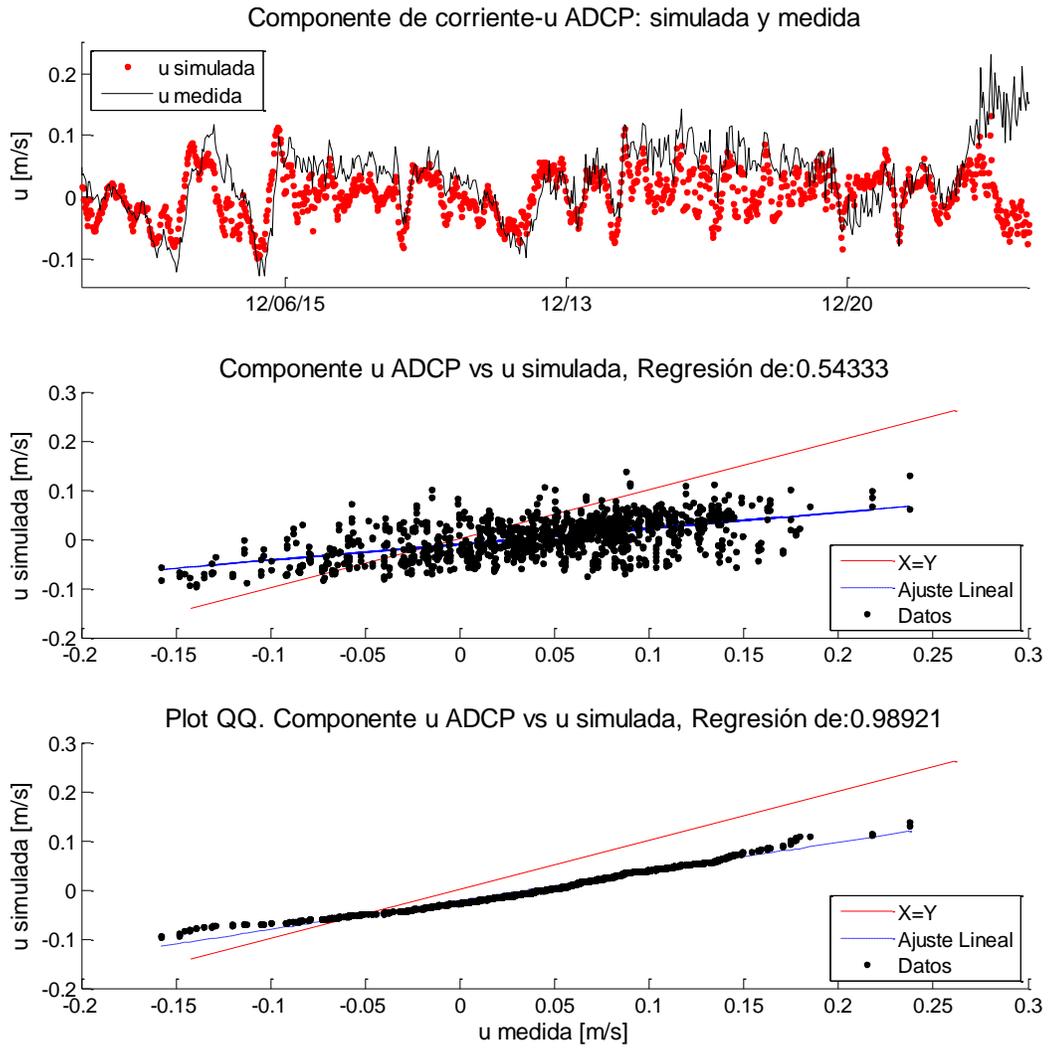


Figura 98. Validación de la velocidad de corrientes u del modelo hidrodinámico

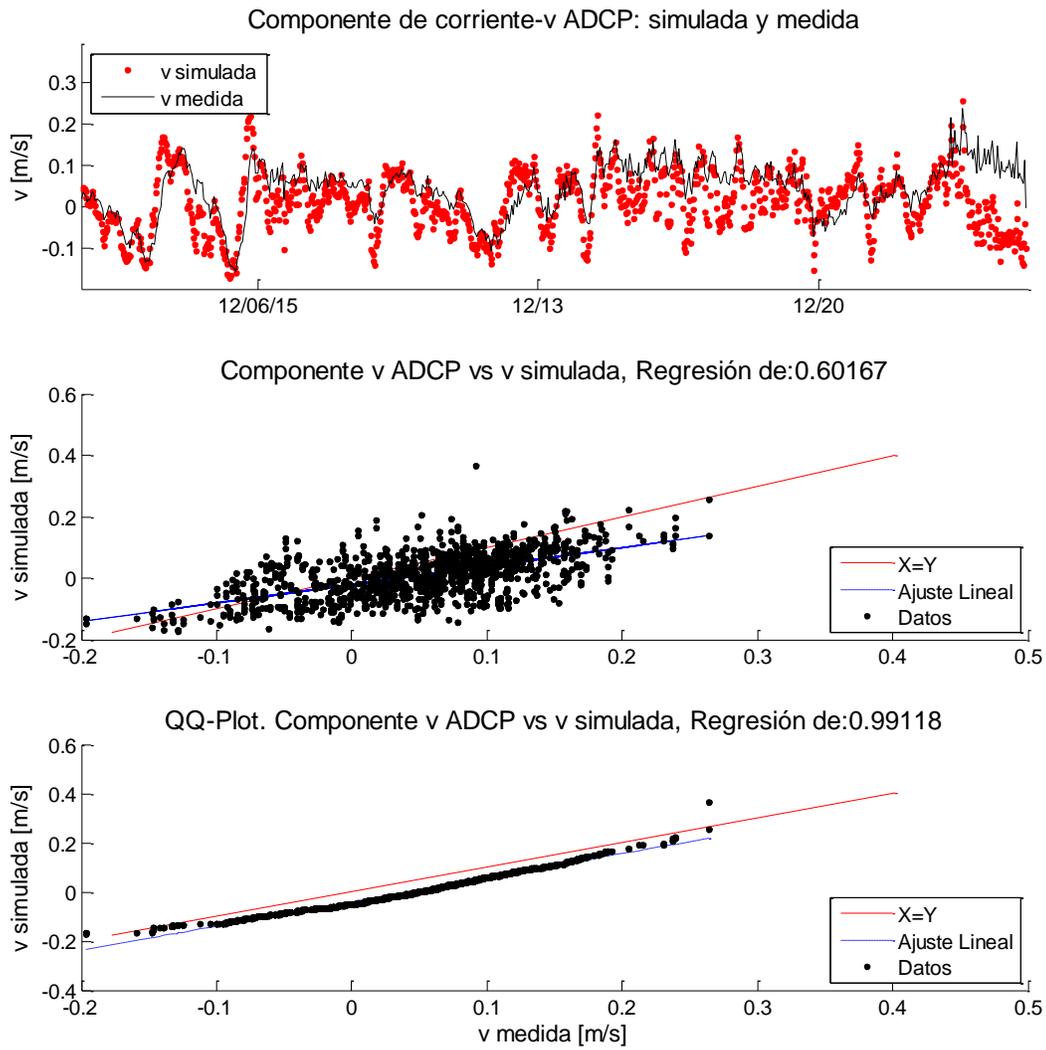


Figura 99. Validación de la velocidad de corrientes v del modelo hidrodinámico

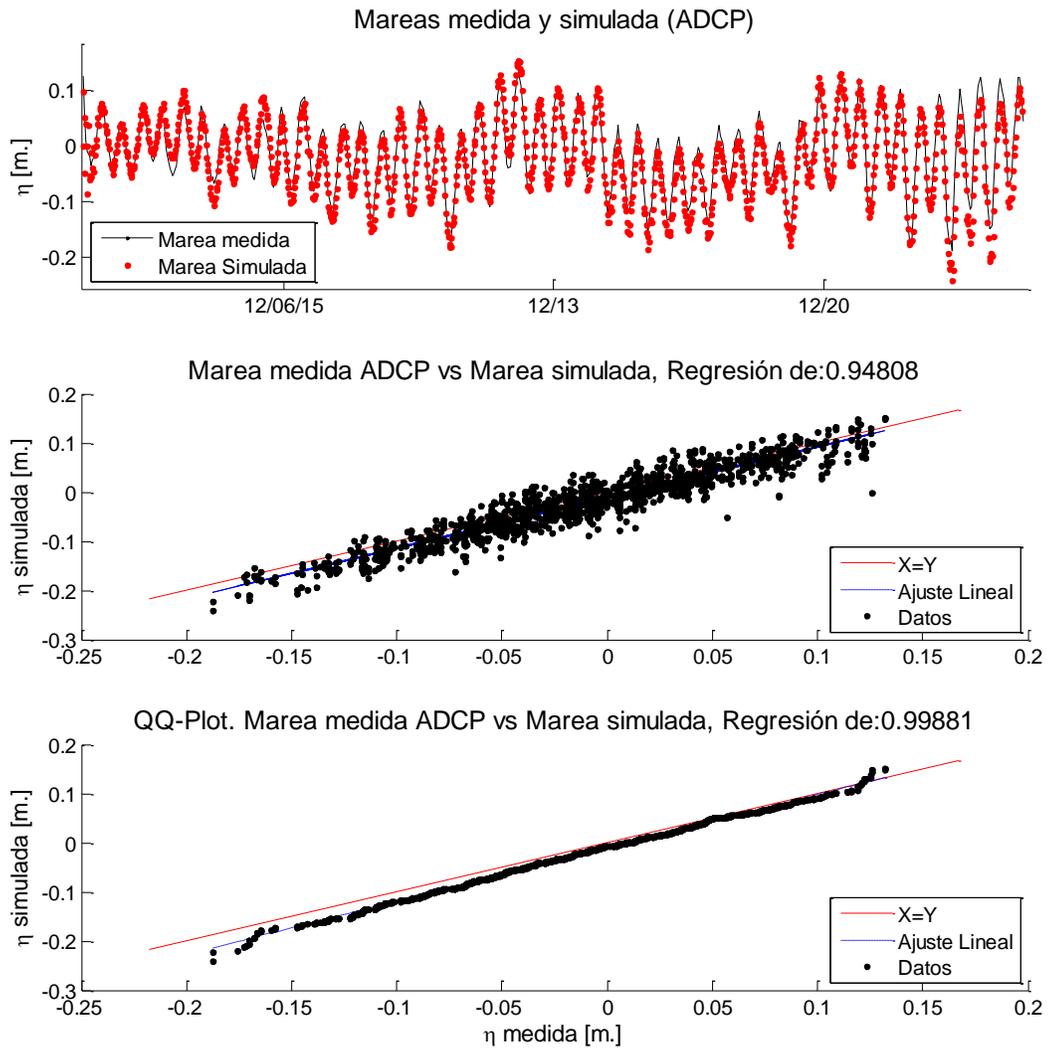


Figura 100. Validación de la superficie libre del modelo hidrodinámico fuera de la bahía arrecifal