

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



“Morfodinámica asociada a corrientes de retorno en una playa mesomareal”

T E S I S

PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

PRESENTA

GEMMA DESPLÁN SALINAS

Ensenada, Baja California, México 4 de Mayo del 2018

Morfodinámica asociada a corrientes de retorno en una playa mesomareal

Tesis

Que para obtener el grado de
MAESTRA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

Presenta

GEMMA DESPLÁN SALINAS



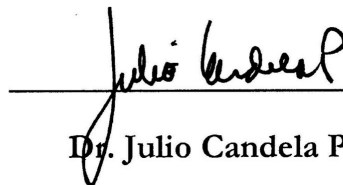
Dr. Amaia Ruiz de Alegria Arzaburu

Director de Tesis



Dr. Héctor García Nava

Sinodal



Dr. Julio Candela Pérez

Sinodal

ASUNTO: Voto aprobatorio sobre trabajo
de tesis de grado de Maestría

DRA. LUS MERCEDES LÓPEZ ACUÑA
COORDINADORA DE POSGRADO
E INVESTIGACIÓN, F.C.M.
Presente.-

Después de haber efectuado una revisión minuciosa sobre el trabajo de tesis presentado por la estudiante **Gemma Desplán Salinas** para poder presentar la defensa de su examen y obtener el grado de **Maestro en Ciencias en Oceanografía Costera**, me permito comunicarle que he dado mi voto **Aprobatorio**, sobre su trabajo titulado:

Morfodinámica asociada a corrientes de retorno en una playa mesomareal.

Esperando reciba el presente de conformidad, quedo de usted.

Ensenada, B. C., a 18 de abril de 2018



DRA. AMAIA RUIZ DE ALEGRIA ARZABURU
DIRECTORA DE TESIS

c.c.p. Expediente

ASUNTO: Voto aprobatorio sobre trabajo
de tesis de grado de Maestría

DRA. LUS MERCEDES LÓPEZ ACUÑA
COORDINADORA DE POSGRADO
E INVESTIGACIÓN, F.C.M.
Presente.-

Después de haber efectuado una revisión minuciosa sobre el trabajo de tesis presentado por la estudiante **Gemma Desplán Salinas** para poder presentar la defensa de su examen y obtener el grado de **Maestro en Ciencias en Oceanografía Costera**, me permito comunicarle que he dado mi voto **Aprobatorio**, sobre su trabajo titulado:

Morfodinámica asociada a corrientes de retorno en una playa mesomareal.

Esperando reciba el presente de conformidad, quedo de usted.

Ensenada, B. C., a 18 de abril de 2018


DR. HÉCTOR GARCÍA NAVA
SINODAL

c.c.p. Expediente

ASUNTO: Voto aprobatorio sobre trabajo
de tesis de grado de Maestría

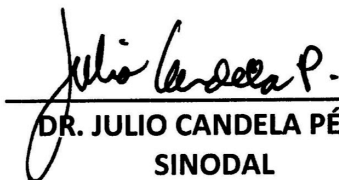
DRA. LUS MERCEDES LÓPEZ ACUÑA
COORDINADORA DE POSGRADO
E INVESTIGACIÓN, F.C.M.
Presente.-

Después de haber efectuado una revisión minuciosa sobre el trabajo de tesis presentado por la estudiante **Gemma Desplán Salinas** para poder presentar la defensa de su examen y obtener el grado de **Maestro en Ciencias en Oceanografía Costera**, me permito comunicarle que he dado mi voto **Aprobatorio**, sobre su trabajo titulado:

Morfodinámica asociada a corrientes de retorno en una playa mesomareal.

Esperando reciba el presente de conformidad, quedo de usted.

Ensenada, B. C., a 18 de abril de 2018



DR. JULIO CANDELA PÉREZ
SINODAL

c.c.p. Expediente

Resumen

Las corrientes de retorno representan un peligro para los usuarios de las playas a nivel mundial, y actualmente falta conocer mejor su variabilidad espacio-temporal en diferentes tipos de playas expuestas a forzamientos hidrodinámicos variables. El objetivo de esta investigación es determinar la variabilidad espacio-temporal de las corrientes de retorno, y asociar dicha variabilidad a las condiciones morfológicas y forzamientos hidrodinámicos. La playa de estudio es La Misión (Baja California), en la cual se realizan mediciones topográficas y batimétricas mensuales desde noviembre del 2015. Dichas mediciones permiten estudiar la variabilidad morfológica estacional de la playa, y determinar la presencia o ausencia de canales submareales, que pueden estar asociados a corrientes de retorno. Con el fin de corroborar la presencia de corrientes de retorno, y medir su geometría, se capturan vídeos semanales/bimensuales con un vehículo aéreo no tripulado (VANT) desde febrero a julio del 2017. Para caracterizar los forzamientos hidrodinámicos asociados con las corrientes de retorno, se utilizan datos de predicción de marea, y mediciones y simulaciones numéricas del oleaje. La playa La Misión presenta una variabilidad morfológica estacional. El oleaje más energético erosiona la playa subaérea durante el invierno favoreciendo la formación de una barra submareal. En primavera, la energía del oleaje disminuye, favoreciendo el acercamiento de la barra submareal hacia tierra, e iniciando la recuperación de la playa subaérea. Estos resultados muestran que existen corrientes de retorno durante todo el periodo de febrero a julio 2017, aunque varía la cantidad y geometría de las corrientes a escala estacional. Las corrientes de mayores dimensiones se observaron entre marzo y mayo, de 150 m de longitud y anchura promedio, y a partir de junio disminuyen su tamaño, llegando a tener alrededor de 83 m de longitud y 60 m de anchura. Se espera que los resultados de este trabajo contribuyan a la elaboración de un modelo de predicción de corrientes de retorno.

ÍNDICE

1.- INTRODUCCIÓN.....	1
<i>CONCEPTOS BÁSICOS.....</i>	<i>1</i>
<i>ANTECEDENTES.....</i>	<i>3</i>
1. Controladas por la hidrodinámica	6
<i>1.1. Corrientes fugaces.....</i>	<i>6</i>
<i>1.2. Corrientes asociadas a inestabilidades de cizalla.....</i>	<i>6</i>
2. Controladas por la batimetría.....	7
<i>2.1. Corrientes asociadas a canales.....</i>	<i>7</i>
<i>2.2. Corrientes enfocadas.....</i>	<i>7</i>
3. Controladas por condiciones de frontera.....	8
<i>3.1 Corrientes de sombra.....</i>	<i>8</i>
<i>3.2 Corrientes de deflexión.....</i>	<i>9</i>
4. Otro tipo de corrientes de retorno.....	9
<i>4.1 Corrientes mixtas.....</i>	<i>9</i>
<i>4.2 Corrientes de celda de bahía.....</i>	<i>10</i>
2.- OBJETIVOS.....	12
3.- ÁREA DE ESTUDIO.....	13
4.- METODOLOGÍA.....	16
<i>4.1 Mediciones y procesamiento de datos morfológicos.....</i>	<i>16</i>
<i>4.2 Datos hidrodinámicos.....</i>	<i>22</i>
<i>4.3 Captura y procesamiento de imágenes con VANT.....</i>	<i>24</i>
5.- RESULTADOS.....	29
<i>5.1 Características hidrodinámicas.....</i>	<i>29</i>
<i>5.1.1 Marea.....</i>	<i>29</i>
<i>5.1.2 Oleaje.....</i>	<i>31</i>
<i>5.2 Evolución morfológica.....</i>	<i>35</i>
<i>5.2.1 Evolución transversal.....</i>	<i>35</i>
<i>5.2.2 Evolución estacional con modelos Digitales de Elevación (MDE).....</i>	<i>40</i>
<i>5.3 Variabilidad de las corrientes de retorno.....</i>	<i>43</i>

5.3.1 Identificación de la variabilidad temporal.....	44
5.3.2 Variabilidad geométrica y de orientación.....	46
6.- DISCUSIÓN.....	53
7.- CONCLUSIONES.....	58
8.- BIBLIOGRAFÍA	60
9.- ANEXOS.....	65

1.- INTRODUCCIÓN

Conceptos básicos

Con el fin de facilitar la comprensión de este trabajo, a continuación se explican detalladamente los conceptos de *morfodinámica*, *playa* (clasificación y estados) y *corrientes de retorno*.

El concepto de morfodinámica se refiere a la interacción entre la morfología y los forzamientos hidrodinámicos (mareas, oleaje y las corrientes asociadas a ambos), que resulta en el transporte de sedimentos. Este concepto inició a finales de los años 60 en la Universidad de *Louisiana*, y se consolidó en Australia con el trabajo de Wright y Thom de 1977 (Short and Jackson, 2013).

La playa es una formación costera generada por el depósito continuo de sedimento no compactado, con tamaños variables desde cantos rodados, gravas a arenas y hasta arcillas (Ruessink *et al.*, 2014). Los forzamientos hidrodinámicos inducen cambios en el balance de sedimento y son principalmente el oleaje, las mareas, el viento y las corrientes asociadas al oleaje y las mareas. Las olas son el precursor del transporte de sedimento, generan la resuspensión del sedimento, que posteriormente las corrientes transportan entre la zona submareal y supramareal (Ruessink *et al.*, 2014).

La playa se divide en dos zonas en función del nivel de alcance de la marea: zona subaérea (parte supramareal e intermareal) por encima de la acción de las mareas y, la zona submareal, por debajo de la acción de las mareas. La extensión transversal de la playa abarca desde un límite supramareal (cantil, duna o estructura) hasta un límite submareal inferior que corresponde con la profundidad de cierre (d_c), a partir de la cual deja de haber un transporte significativo de sedimento (Hallermeier, 1981); de forma práctica la profundidad de cierre se puede estimar como: $d_c = 2H_s + 11\sigma$, donde H_s es la altura

significante del oleaje, σ es su desviación estandar y la barra denota el promedio.

Las playas se pueden encontrar en ambientes regidos por diferentes rangos mareales que, a su vez, afectan la morfodinámica de las playas (Masselink y Hughes, 2003). Así, los ambientes costeros se clasifican como micromareales con rangos menores de 2 m, mesomareales con rangos de 2 a 4 m, y macromareales con rangos mayores de 4 m (Masselink y Hughes, 2003). Además, las playas se clasifican en función de su capacidad de disipar la energía del oleaje incidente en: reflejantes, intermedias y disipativas (Aagaard *et al.*, 2013). Las playas reflejantes se caracterizan por tener pendientes pronunciadas, no suelen tener barras submareales, y suelen estar compuestas por tamaño de sedimento grueso y estar expuestas a oleaje muy energético (Masselink y Short, 1993; Aagaard *et al.*, 2013). Las playas intermedias se caracterizan por presentar barras submareales de diferentes formas y presentar corrientes de retorno (Masselink y Short, 1993; Aagaard *et al.*, 2013). Por último, las playas disipativas presentan pendientes muy suaves con barras poco abruptas, están formadas por sedimento fino y expuestas a oleaje con poca energía debido a que, por su configuración, la mayor parte de la energía del oleaje incidente se disipa (Masselink y Short, 1993; Aagaard *et al.*, 2013).

De acuerdo con su orientación respecto a la línea de costa, las corrientes costeras se clasifican en longitudinales y transversales. La corriente longitudinal, también conocida como corriente litoral, se genera cuando el oleaje incide con un ángulo oblicuo (Davidson-Arnott, 2010). Respecto a las corrientes transversales, Aagaard y Vinther (2008) indican que existen dos corrientes que generan flujos de agua desde la costa hacia mar abierto. Por un lado está la corriente de resaca (en inglés *undertow*) que resulta del balance del tensor de radiación asociado al oleaje, y que fluye mar adentro, ubicándose cerca del fondo marino; se percibe como un flujo aislado verticalmente que transporta

masa hacia el mar. Por otro lado, están las corrientes de retorno, que Aagaard y Vinther (2008) definen como flujos de agua que cruzan la zona de rompiente, impulsadas principalmente por gradientes longitudinales de la acción de la rotura del oleaje incidente (Bowen, 1969).

Antecedentes

El interés en el estudio de las corrientes de retorno ha aumentado en los últimos 20 años (Castelle *et al.*, 2016) debido a su importancia a escala socio-económica. Estas corrientes representan uno de los mayores peligros costeros para los bañistas (Castelle *et al.*, 2016). El aumento poblacional a nivel mundial ha generado que gran parte de la población se concentre alrededor de la zona costera, por tanto, cada vez existe un mayor número de usuarios en las playas que pueden estar expuestos al riesgo que supone la presencia de corrientes de retorno (Brander *et al.*, 2011). Por otro lado, estas corrientes contribuyen a distribuir el calor y contaminantes, y a dispersar organismos entre la línea de costa y aguas más profundas (e.g. Shanks *et al.*, 2012; Sinnett and Feddersen, 2014).

Los principales estudios sobre corrientes de retorno a nivel mundial se han realizado en Australia, Reino Unido, Holanda y Estados Unidos. El concepto de corriente de retorno fue por primera vez descrito por Shepard (1941), quien las definió como flujos de agua dirigidos de la costa hacia el mar, llegando a atravesar la zona de surf alcanzando diferentes distancias. El principal forzamiento hidrodinámico para que se generen las corrientes es el oleaje, por lo tanto, en principio, todas las playas expuestas al oleaje podrían presentar corrientes de retorno (Castelle *et al.*, 2016).

Las corrientes de retorno dependen directamente de la existencia de gradientes de presión a lo largo y a través de la costa (*set-up*) generados por la acción del esfuerzo de radiación del oleaje (*radiation stress*), que supone la suma de la

variación de los procesos de compensación de masa y cantidad de movimiento a lo largo de la costa (Komar, 1998). La corriente se estructura en tres partes principales, como se muestra en la Figura 1; flujos de gran velocidad hacia mar adentro generados como consecuencia de la acumulación de masa en la costa por la rotura constante del oleaje (“feeders”); el cuello de la corriente por donde fluye el flujo de agua canalizado (“neck”); y finalmente, la cabeza de la corriente donde el flujo de agua fluye en todas direcciones (“head”).

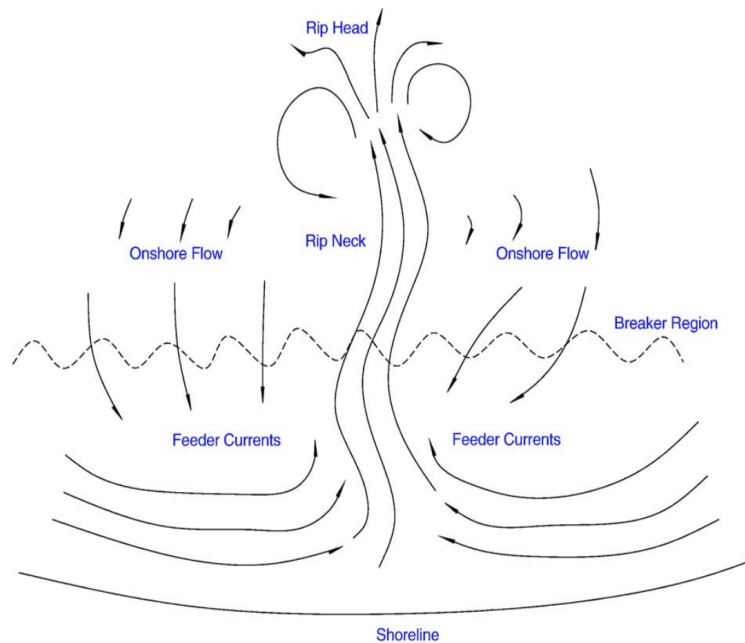


Figura 1 Esquematzación de los flujos que componen la corrientes de retorno (de MacMahan et al., 2006).

La predicción de las corrientes de retorno es uno de los retos a resolver a futuro (Sembiring *et al.*, 2017). Existen numerosos trabajos numéricos y basados en mediciones de campo que intentan abordar la predicción de dichas corrientes (MacMahan et al., 2011). Actualmente, las predicciones numéricas son cada vez más acertadas debido a la mejora de las validaciones de los modelos numéricos (Castelle *et al.*, 2016). Sin embargo, sigue haciendo falta elaborar modelos empíricos conceptuales validos para diferentes tipos de playas ubicadas en diferentes ambientes mareales. Entre los estudios más recientes enfocados en predecir la ubicación de las corrientes de retorno en diferentes tipos de playas,

Sembiring *et al.* (2017) demuestran la capacidad de predecir la ubicación de las corrientes de retorno en una playa mesomareal a través del uso combinado de actualización batimétrica con imágenes de vídeo usando el algoritmo *cBathy*, y la modelación numérica cercana a la costa con el modelo morfodinámico XBeach.

Investigaciones recientes realizadas en campo han demostrado que la circulación descrita por Shepard (1941) no siempre se cumple. El análisis de las trayectorias de boyas de deriva indican que dentro del cuello de la corriente se generan vórtices que producen flujos de agua paralelos a la costa, que acaban girando hacia la costa y finalmente alimentando la corriente de nuevo (MacMahan *et al.*, 2010a). Existen otros trabajos de campo enfocados en investigar los procesos físicos asociados a las variaciones de las velocidades de los flujos de las corrientes (Austin *et al.*, 2010; MacMahan *et al.*, 2006) que demuestran que conforme aumenta la altura del oleaje, aumenta la velocidad del flujo de las corrientes de retorno. Para una playa macromareal, Austin *et al.*, (2010) registraron magnitudes máximas de 1.3 ms^{-1} durante la bajamar, y demostraron que un aumento de la altura del oleaje no produce un cambio importante en la magnitud de las corrientes si el aumento de la altura no va acompañado de una disminución importante del nivel de la marea.

Por otro lado, en trabajos enfocados en la variabilidad espacial de las corrientes de retorno en playas naturales y abiertas, se ha medido un rango de espaciamiento entre las corrientes entre 50 y 500 m (MacMahan *et al.*, 2006; Castelle *et al.*, 2016). Estudios numéricos recientes indican que el espaciamiento de las corrientes de retorno está controlado por el régimen de circulación del flujo de las corrientes (Castelle *et al.*, 2014b).

Clasificación de corrientes de retorno

La clasificación más actual y detallada de tipos de corrientes de retorno la realizaron Castelle et al. (2016), e indicaron que se pueden agrupar en cuatro grupos: (1) las controladas por la hidrodinámica; (2) las controladas por la batimetría; (3) las controladas por las condiciones de frontera; y (4) otras. La Figura 2 muestra una esquematización de los tipos de corrientes y sus mecanismos de generación.

1.- Controladas por la hidrodinámica

Estas corrientes de retorno se generan únicamente por los forzamientos hidrodinámicos, por tanto, existe una ausencia del control morfológico en su generación. Además, se caracterizan por ser corrientes transitorias (Castelle *et al.*, 2016). Estas corrientes se caracterizan por formarse en playas uniformes o en secciones planas de la playa; son muy impredecibles, ya que se forman en determinados instantes. Actualmente existe un debate a nivel mundial sobre los mecanismos de su formación (e.g Dalrymple and Lozano, 1978; Bowen and Holman, 1989). Feddersen (2014) determina dos tipos de corrientes de retorno controladas por los forzamientos hidrodinámicos:

1.1- Corrientes fugaces

Estas corrientes son esporádicas e impredecibles y están asociadas a remolinos transitorios en la zona de surf. La frecuencia de aparición y las condiciones hidrodinámicas ideales para su formación siguen siendo poco conocidas (Castelle, *et al.*, 2016). Se sabe que tienen un tiempo de existencia de entre 2 y 5 min, tienden a migrar y ocurren mayormente en costas uniformes con rotura del oleaje de tipo de voluta o tubo y con un ángulo normal de incidencia del oleaje (Murray *et al.*, 2013; Castelle *et al.*, 2014a).

1.2 Corrientes asociadas a inestabilidades de cizalla

Al igual que las corrientes fugaces, tienen alta variabilidad espacio-temporal, por tanto, son difíciles de predecir. La formación de estas es muy poco común,

ocurren en playas abiertas y uniformes, bajo la incidencia de swell energético y con un ángulo de incidencia oblicuo (Castelle, *et al.*, 2016). Como consecuencia del swell de alta energía, se generan corrientes litorales (longitudinales) inestables que pueden experimentar cizalla en dirección transversal a la costa e inducir la formación de este tipo de corrientes (e.g. Bowen and Holman, 1989; Feddersen, 1998).

2.- Controladas por la batimetría

Las corrientes de retorno controladas por la batimetría son impulsadas por los procesos hidrodinámicos que están controlados por la variabilidad de la morfología tridimensional (vertical) a lo largo de la costa (Castelle *et al.*, 2016). Existen dos tipos de estas corrientes:

2.1.- Corrientes asociadas a canales

Las corrientes asociadas a canales son las más documentadas y estudiadas, debido a la relativa facilidad para realizar las mediciones. Estas corrientes son altamente predecibles debido a la naturaleza de su formación (Brander and Scott, 2016; Castelle *et al.*, 2016). Normalmente están asociadas a playas intermedias (Wright and Short, 1984) y se establecen en canales profundos entre las barras de arena de la zona de surf (Dalrymple *et al.*, 2011). Se consideran relativamente estacionarias en su posición en períodos temporales de días, semanas o meses (Castelle *et al.*, 2016), y están principalmente impulsadas por la variación longitudinal de la energía del oleaje incidente debida a la variación de la profundidad de la columna de agua (Bowen *et al.*, 1968; Bruneau *et al.*, 2011).

2.2.- Corrientes enfocadas

Estas corrientes son muy parecidas a las corrientes asociadas a canales, ocurren en lugares fijos y son estables, pero la principal diferencia es que la causa de su formación son las anomalías batimétricas cercanas a la costa (e.g. Coco *et al.*, 2007). Las anomalías batimétricas pueden ser crestas transversales

o cañones submarinos, entre otras (Houser *et al.*, 2011; Shepard, 1981; Castelle *et al.*, 2016), y en el caso de playas con dos barras sumergidas, la más profunda puede actuar como una anomalía batimétrica (Castelle *et al.*, 2016). Estas corrientes son relativamente fijas en condiciones de oleaje estable, pero con diferentes ángulos de incidencia y períodos que pueden variar mucho a lo largo de la costa. La formación de estas corrientes se favorece cuando las anomalías batimétricas cerca de la costa son de gran tamaño y en condiciones de oleaje de largo período, dado que estas condiciones favorecen la refracción del oleaje e inducen una variación longitudinal de la altura de ola y del ángulo de incidencia (Castelle *et al.*, 2016). Sin embargo, si los ángulos de incidencia del oleaje son muy oblicuos estas corrientes desaparecen debido a la presencia de una fuerte corriente litoral que debilita los remolinos de la zona de surf (Long and Özkán-Haller, 2016).

3.- Controladas por condiciones de frontera [*boundary controlled*]

Las corrientes controladas por condiciones de frontera son típicas de playas con la presencia de estructuras naturales rígidas (promontorios o enrocamientos) o estructuras antropogénicas (espigones, muelles o embarcaderos) (Short, 1992; Scott *et al.*, 2011a; Castelle *et al.*, 2016). Los límites físicos de las estructuras ejercen un control batimétrico lateral sobre las corrientes adyacentes, induciendo que las corrientes fluyan contra las mismas estructuras (Castelle *et al.*, 2016).

3.1.- Corrientes de sombra [*shadow rips*]

Estas corrientes se presentan a lo largo de playas uniformes expuestas a oleaje con incidencia oblicua y la presencia de obstáculos (estructuras), los cuales generan variaciones en altura de la ola por el efecto de sombra. Consecuentemente, se genera un flujo de agua en forma de chorro pegado a la estructura a sotavento de las olas incidentes (Castelle and Coco, 2012; Scott *et*

al., 2016). Pattiaratchi *et al.*, (2009) demostraron que, para olas con ángulos de incidencia oblicuos, la actividad de esta corriente aumenta al incrementar la altura, periodo y ángulo de incidencia del oleaje cercano a la orilla. La actividad de estas corrientes también aumenta cuando el oleaje incide de forma normal, pero debido al aumento de la dispersión de la dirección del oleaje incidente (Castelle and Coco, 2012).

3.2.- Corrientes de deflexión [*deflection rips*]

Contrario a lo que ocurre en las corrientes de sombra, el oleaje se focaliza sobre la estructura dando lugar a corrientes litorales cercanas a la línea de costa que, al colisionar con la estructura, se desvían hacia mar adentro en forma de una corriente transversal (Dalrymple *et al.*, 2011; Castelle and Coco, 2013; Scott *et al.*, 2016; Castelle *et al.*, 2016). Estas corrientes son más predecibles que las de sombra (McCarroll *et al.*, 2014b; Castelle *et al.*, 2016), por ello, hay más estudios numéricos y físicos que representan su estructura y variabilidad (e.g. Scott *et al.*, 2016).

4.- Otros tipos

4.1.- Corrientes mixtas

Las corrientes mixtas están asociadas a pequeñas anomalías batimétricas (e.g. MacMahan *et al.*, 2008; Castelle *et al.*, 2016) y, a su vez, incorporan elementos de las *corrientes de canal* y las de tipo *flash*. Dependiendo de la contribución de los forzamientos controlados por la morfología promediada en el tiempo y la de los forzamientos hidrodinámicos instantáneos, estas corrientes se pueden subdividir en diferentes tipos (Castelle *et al.*, 2016). Por un lado, están las corrientes mixtas tipo canal-flash [*mixed channel-flash rips*] que se generan cerca de los canales poco profundos. Por otro lado, están las corrientes mixtas asociadas a las barras submareales cercanas [*inner-bar mixed rips*], las cuales se generan en playas con presencia de dos barras submareales cuando las

corrientes interactúan con la barra más cercana a la costa. Estas corrientes son impulsadas por las variaciones longitudinales de la altura del oleaje asociadas a cambios de profundidad inducidos por la barra cercana a la costa, junto con la refracción y rompimiento del oleaje inducido por la interacción con la barra más profunda (Castelle *et al.*, 2016). Por último, las corrientes de retorno de frontera [*boundary rips*] pueden ser del tipo corrientes mixtas de frontera-canal [*mixed boundary-channel rip*] cuando éstas son impulsadas por la variación longitudinal de la altura del oleaje asociado a la morfología irregular de la zona de surf (Castelle *et al.*, 2016). Por lo tanto, en fondos arenosos, la mayoría de corrientes de frontera adyacentes a estructuras van a ser de tipo mixtas de frontera-canal (Short, 1992; Castelle *et al.*, 2016).

4.2.- Corrientes de celda de bahía [*embayed-cellular rips*]

Este tipo de corriente de retorno se genera en playas encajadas por mecanismos muy exclusivos de este tipo de playas. Se forman cuando las estructuras rígidas en la frontera de la playa tiene un papel determinante en la circulación dentro de la playa encajada (Short and Masselink, 1999), y suelen presentarse o en el centro de la playa o en un extremo o en ambos, dependiendo de la forma y curvatura de la playa, de su extensión transversal y de las condiciones del oleaje incidente (Castelle and Coco, 2012). Es común observar su presencia durante condiciones de tormenta (e.g. Loureiro *et al.*, 2012b; Castelle *et al.*, 2016).

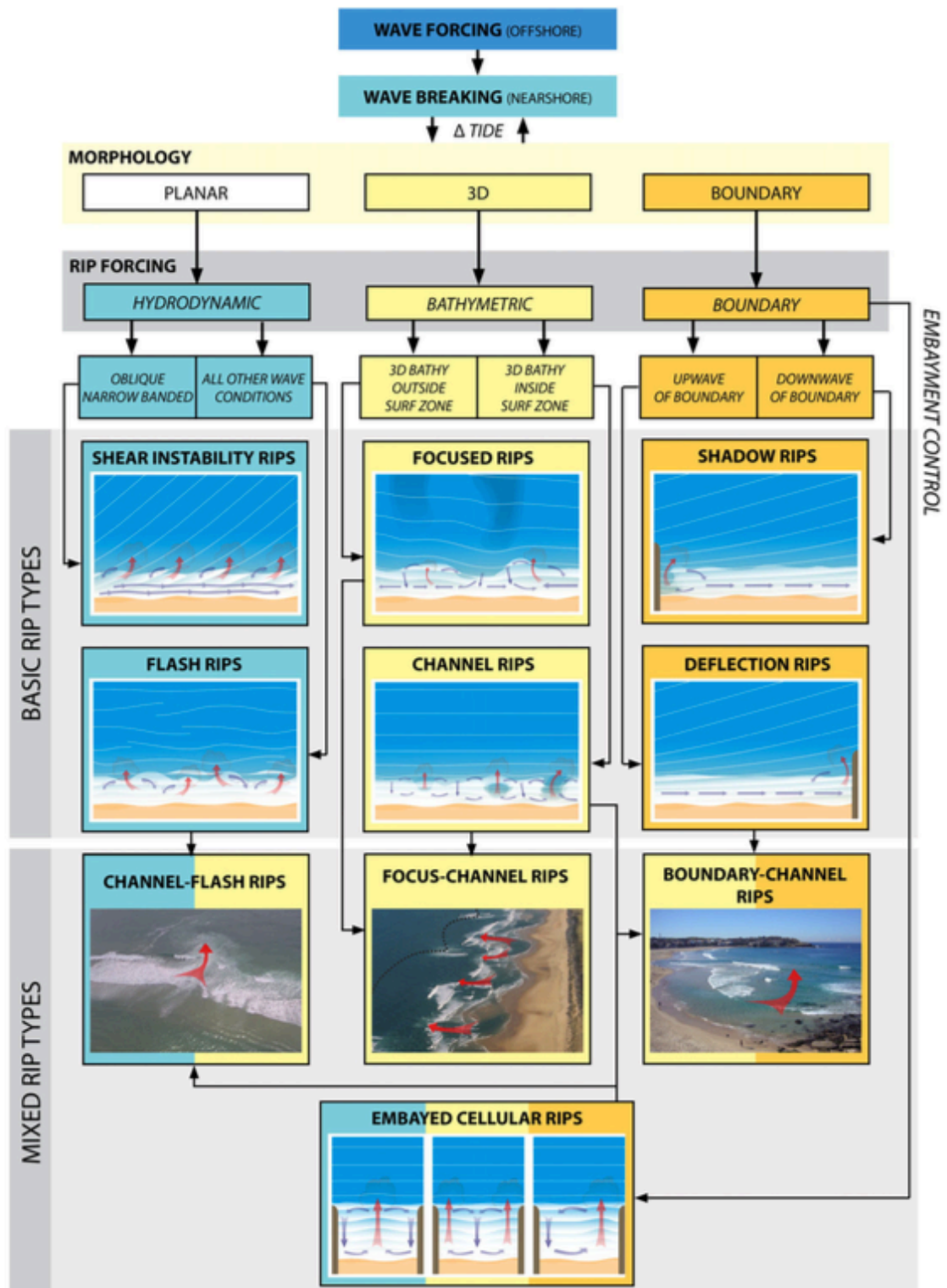


Figura 2. Tipos de corrientes de retorno y sus mecanismos de formación (Tomado de Castle et al., 2016).

2.- OBJETIVOS

Este trabajo tiene como objetivo principal relacionar la variabilidad morfológica de una playa mesomareal con la ubicación y número de corrientes de retorno. Para ello, se investiga la estacionalidad de las corrientes de retorno en relación a las condiciones de oleaje y a la configuración batimétrica. El estudio se realiza en la playa La Misión (Baja California) utilizando mediciones morfológicas mensuales, mediciones de campo y simulaciones numéricas del oleaje e imágenes aéreas semanales/quincenales colectadas con un vehículo aéreo no tripulado (VANT).

Objetivo general:

Evaluar la morfodinámica asociada a corrientes de retorno en una playa mesomareal.

Objetivos específicos son los siguientes:

- Caracterizar los forzamientos hidrodinámicos (oleaje y mareas) para el periodo de estudio.
- Determinar la variabilidad morfológica de la playa a escala estacional a través de mediciones topográficas y batimétricas mensuales.
- Determinar la variabilidad espacio-temporal de las corrientes de retorno medidas con un vehículo aéreo no tripulado (VANT).
- Asociar las características hidrodinámicas y condiciones morfológicas de la playa con la variabilidad espacio-temporal de las corrientes de retorno.

3.- ÁREA DE ESTUDIO

La playa La Misión se ubica al noroeste de la península de Baja California (México), a 65 Km de la frontera entre Estados Unidos y México. La playa tiene una longitud de 2.10 km, está expuesta a mar abierto y presenta enrocamientos en ambos extremos de la playa (Figura 3).

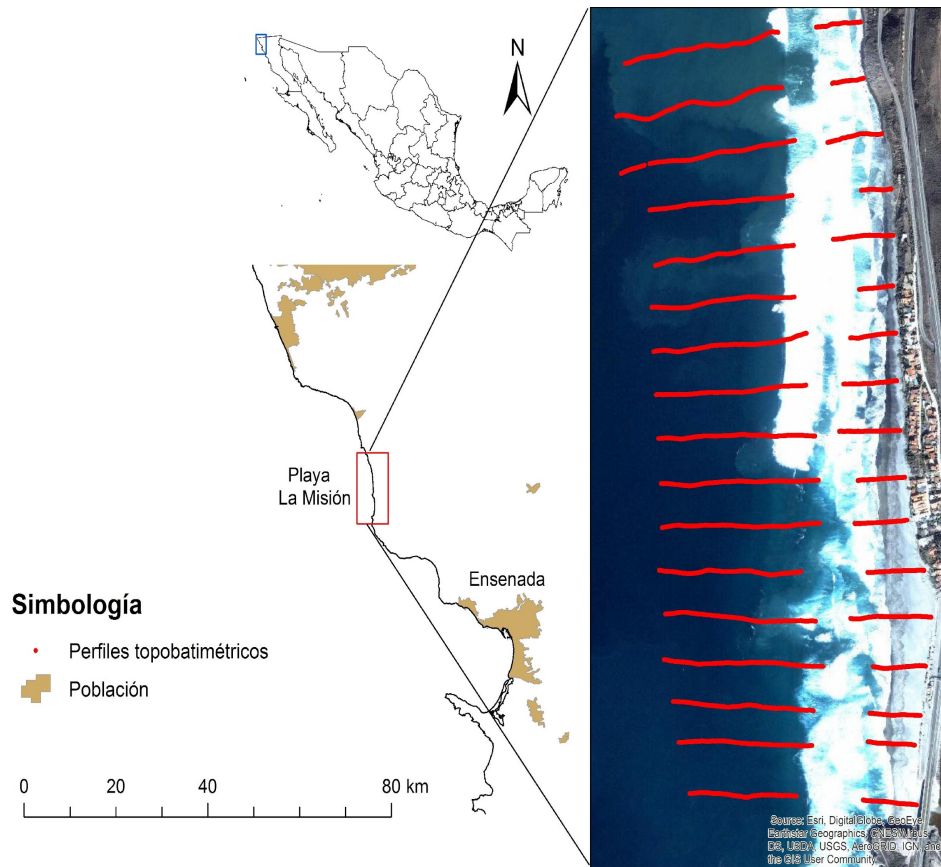


Figura 3 Localización del área de estudio. Imagen satelital de la playa La Misión (Esri, DigitalGlobe, GeoEye) mostrando los transectos topobatemétricos medidos.

La Misión tiene un ancho de playa variable a lo largo de la costa (Figura 4). En la zona norte presenta acantilados, y tiene un ancho de 50–70 m (desde el límite subaéreo superior hasta el nivel de bajamar medio inferior, NBMI) con una elevación promedio de 2.5–3 m sobre el NBMI. La parte central presenta un

complejo habitacional de casas construidas a pie de playa, y tiene una anchura de 100–130 m, alcanzando una elevación máxima de 6 m por encima del NBMI. Al sur del fraccionamiento de casas hay un estacionamiento que da acceso directo a la playa y que finaliza en el sur. En la sección sur hay un puente por donde pasa la carretera, el ancho de playa es de 90–110 m y la elevación máxima promedio de 4.5–5 m por encima del NBMI.

El Río Guadalupe desemboca en la sección sur de la playa de La Misión y se considera importante por sus aportes de agua en la región de Ensenada (Campos–Gaytán *et al.*, 2008) y por sus aportes de sedimento y contribución con el intercambio de aguas y variaciones en la morfología de la playa. En esta sección el puente tiene sus pilares soterrados en la playa, en la zona de interacción río-mar.

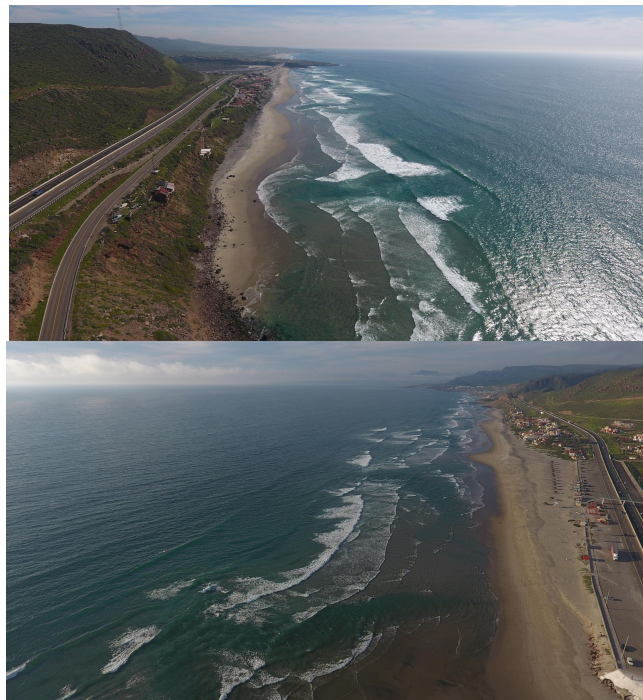


Figura 4 Vista aérea de la Playa La Misión de norte a sur (arriba) y de sur a norte (abajo). Nótese que la sección media tiene más ancho de playa que los extremos.

La playa se encuentra en un ambiente mesomareal, con un rango promedio de mareas vivas y muertas de 2.3 m y 0.5 m, respectivamente, siendo la marea mixta semidiurna. El oleaje promedio tiene una altura significativa (H_s) de 1.2 m, un periodo asociado al pico espectral (T_p) de 13.6 s y una dirección promedio (Dir) de 240 grados. En febrero del 2016, en condiciones de tormenta, se registraron máximos de H_s de 4.7 m con T_p asociados de 22 s y una dirección predominante del oeste (285°). El régimen de vientos para esta región presenta velocidades promedio de $\sim 4 \text{ ms}^{-1}$, con dirección predominante del sureste. Los vientos regionales están influenciados por dos centros de presión, uno de alta presión localizado en el océano Pacífico, y otro de baja presión localizado al noreste de la península de Baja California, la variabilidad espacio-temporal produce cambios estacionales en la dirección y magnitud del viento en la zona (Larrañaga-Fu *et al.*, 2013).

4. METODOLOGÍA

En esta sección se describen los métodos utilizados para coleccionar y analizar los datos morfológicos, hidrodinámicos e imágenes capturadas con el vehículo aéreo no tripulado (VANT).

4.1. Mediciones y procesamiento de datos morfológicos

Las mediciones morfológicas consisten en datos topográficos y batimétricos capturados *in situ*, con una frecuencia de muestreo mensual y abarcando una longitud de 2,100 m y una anchura de 800 m. Con el fin de analizar la variabilidad morfológica estacional, se analizaron 15 mediciones mensuales desde noviembre 2015 hasta julio 2017: noviembre 2015, enero 2016, abril 2016, mayo 2016, junio 2016, julio 2016, agosto 2016, septiembre 2016, octubre 2016, noviembre 2016, diciembre 2016, enero 2017, mayo 2017, junio, 2017, julio 2017. La figura 5 muestra la ubicación de los perfiles topográficos y batimétricos medidos mensualmente en la playa La Misión.



Figura 5 Vista aérea de la ubicación de los perfiles topo-batimétricos medidos mensualmente en la playa de La Misión entre noviembre 2015 y julio 2017 (líneas rojas).

Las mediciones topográficas se realizaron con un GPS diferencial (Leica GS14) y una base de referencia instalada en el Instituto de investigaciones Oceanológicas (IIO), ambos registrando la posición tridimensional a una frecuencia de muestreo de 1 Hz. Para las topografías, el GPS móvil se instaló en un eje con dos ruedas y se recorrieron caminando un total de 32 transectos perpendiculares a la línea de costa, espaciados cada 50 m (Figura 6). Los levantamientos topográficos se realizaron en coordenadas UTM en metros, y durante la bajamar en mareas vivas, para abarcar la mayor parte de la playa subaérea y conseguir un buen solape con los datos batimétricos. Las elevaciones fueron medidas inicialmente en alturas elipsoidales, y después convertidas a elevaciones relativas al NBMI (+35.314 m a las alturas elipsoidales).

Las mediciones batimétricas se realizaron con una moto acuática instrumentada con una ecosonda integrada en un perfilador de corrientes acústico Doppler (ADCP, Hydrosurveyor M9, SonTek) y un GPS diferencial. El ADCP puede medir a tres frecuencias diferentes con cambio automático entre ellas: 0.5 MHz de 40 a 80 m de profundidad; 1 MHz entre 5 y 40 m de profundidad; y 3 MHz a profundidades inferiores a 5 m. Las mediciones de corrientes y profundidad son transferidas a tiempo real a un ordenador de campo con un sistema de transmisión por radio. Los muestreos batimétricos comprendieron un total de 19 transectos espaciados cada 100 m y medidos a un 1 Hz, desde aguas someras próximas al NBMI hasta profundidades máximas alrededor de los 18 m respecto del NBMI (Figura. 6).

Unificando las mediciones topográficas con las batimétricas se obtuvieron los perfiles topo-batimétricos (TB). Cada muestreo topo-batimétrico comprende un total de 19 TB espaciados 100 m entre sí, y abarcando desde el límite supramareal superior hasta profundidades de entre 12 y 18 m, por debajo de la profundidad de cierre (aproximadamente 10 m). Para este trabajo, se utilizan 17

TB de los 19 procesados (Figura. 7).

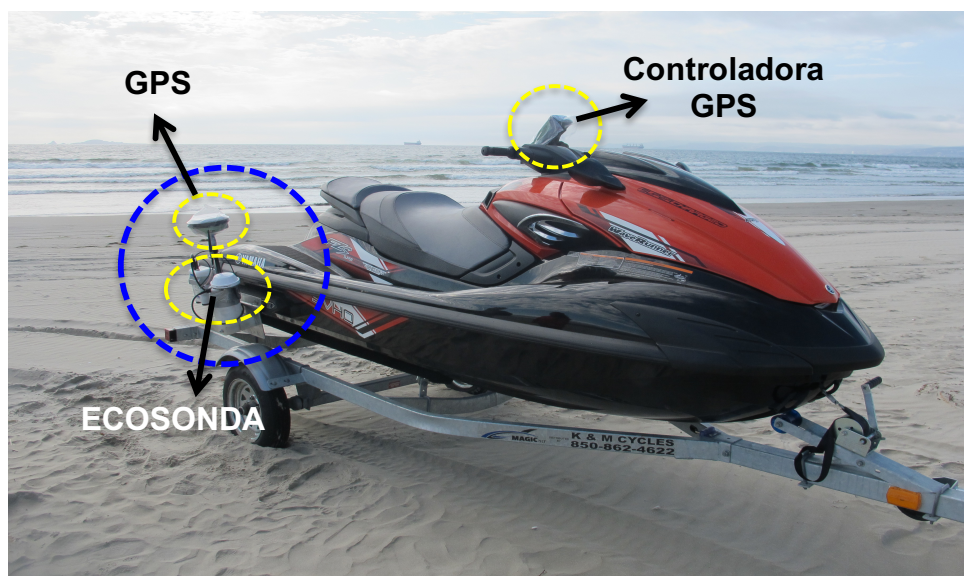


Figura 6 Ejemplo de mediciones topográficas con el GPS diferencial ensamblado en eje con ruedas (imagen superior). Ecosonda y GPS instalados en la moto acuática para realizar las mediciones batimétricas (imagen inferior).

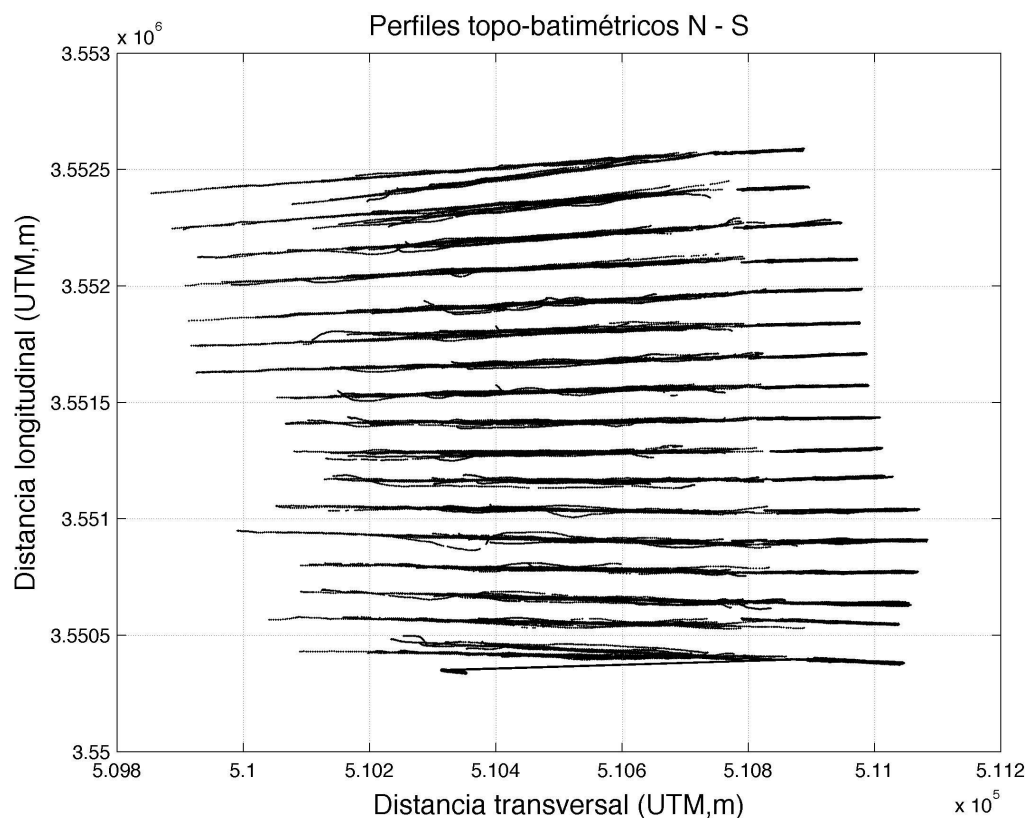


Figura 7 Mediciones topo-batimétricas crudas de los 17 perfiles TB desde noviembre 2015 a julio 2017.

Las mediciones de GPS colectadas durante las topografías y batimetrías son posprocesados con en el programa Leica GeoOffice, con el que se eliminan los errores verticales que superen 0.05 m. El primer paso del procesamiento de las mediciones topo-batimétricas es hacer una limpieza preliminar de datos anómalos (datos fuera de rango). Antes de empatar las topografías con las batimetrías, se procesan los datos batimétricos a través de la sincronización temporal de las mediciones del GPS con las mediciones de profundidad obtenidas con la ecosonda (Figura 8). Una vez sincronizadas ambas series de tiempo, se interpolan para el mismo intervalo de tiempo, y se suman, para obtener las profundidades corregidas. De esta forma, se elimina la variabilidad vertical del nivel del mar, asociada al oleaje y a las mareas. Posteriormente, se realiza una limpieza de los perfiles para eliminar los giros de la embarcación y

realizar la separación de los perfiles (Figura 9). Una vez separados los perfiles batimétricos, se empatan con los topográficos para obtener perfiles topobatimétricos (perfiles TB) procesados.

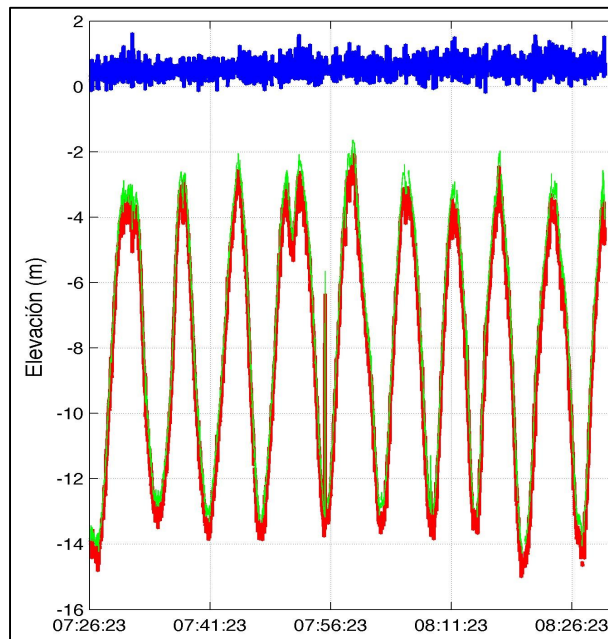


Figura 8 Ejemplo de la sincronización de las mediciones de GPS (línea azul) y ecosonda (línea roja) para la obtención de profundidades corregidas (línea verde).

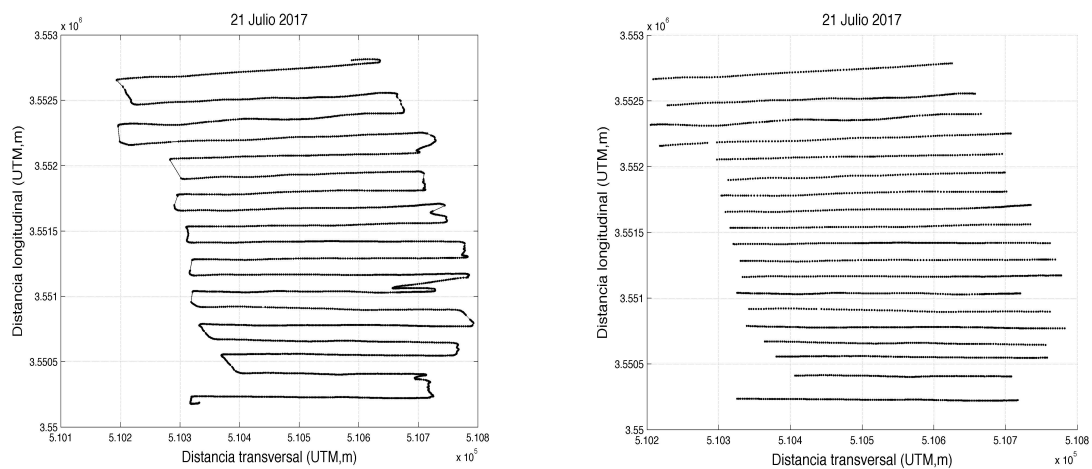


Figura 9 Ejemplo de los 19 perfiles batimétricos medidos con giros de la embarcación (panel izquierdo) y separados sin giros (panel derecho).

Con el fin de evaluar la evolución morfológica (topo-batimétrica) completa de la playa, se interpolaron linealmente los perfiles TB sobre una malla de 0.2 m por 10 m (resolución transversal y longitudinal, respectivamente) para obtener Modelos Digitales de Elevación (MDE) y se calcularon las diferencias mensuales y diferencias acumuladas a lo largo de la serie de tiempo (Figura 10). Además, analizando la evolución temporal de cada TB individual se pueden identificar los rasgos morfológicos que indican erosión o acreción, y la presencia o ausencia de barras submareales o canales asociados a corrientes de retorno.

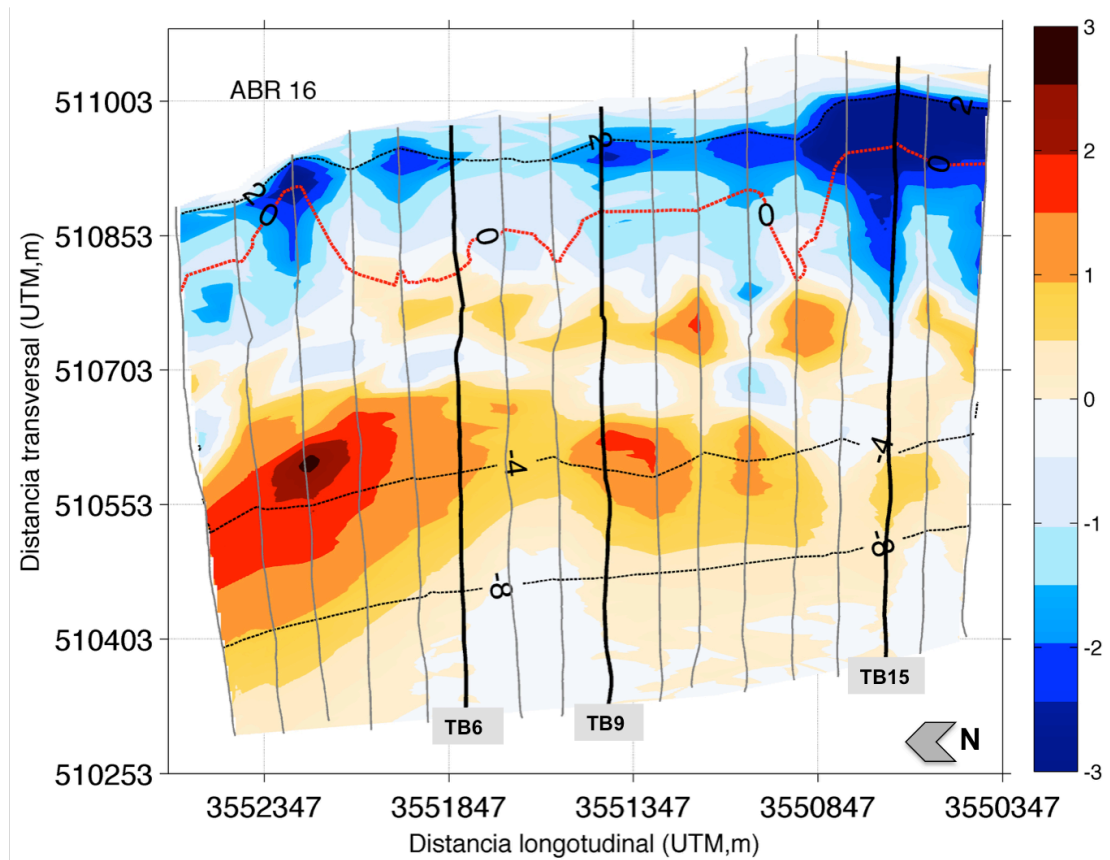


Figura 10 Modelo digital de elevación (MDE) que representa las diferencias morfológicas acumuladas en la playa La Misión de noviembre 2015 a abril 2016. Las elevaciones positivas/negativas de la barra de colores muestran acreción/erosión. La isóbata roja es la de 0 m NBMI, y las negras muestran el límite intermareal superior (2 m) y la parte submareal (-4 y -8 m en NBMI). Las líneas grises transversales representan los 17 TB, y se resaltan en negro TB6, TB9 y TB15 (de izquierda a derecha).

4.2. Datos hidrodinámicos

Mareas

Los datos del nivel de marea se obtuvieron del modelo de predicción de mareas *Predmar* desarrollado por el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), (Figura 11). Estos datos se utilizaron para determinar el nivel de marea durante el tiempo que se realizaron los vuelos con el VANT.

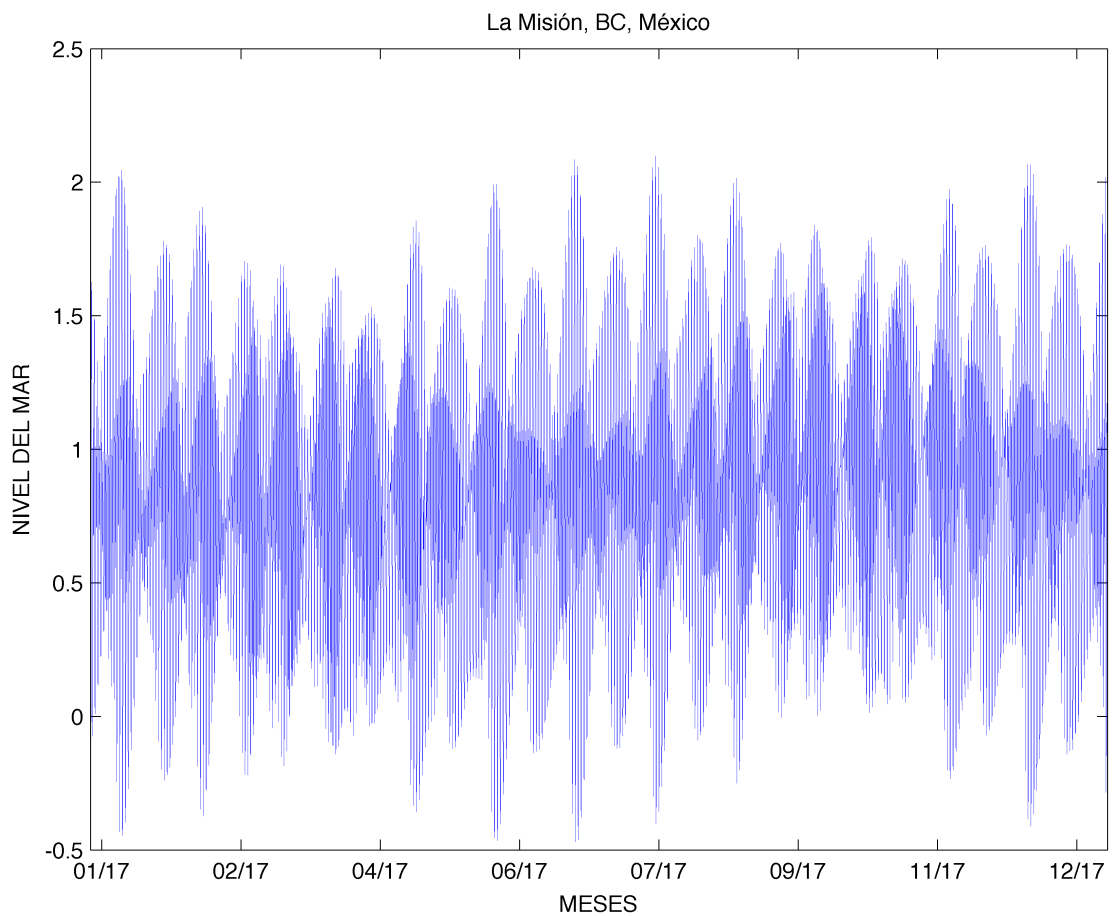


Figura 11 Serie de tiempo de las mareas para el año 2017 (fuente: PREDMAR, CICESE).

Oleaje

Para caracterizar las condiciones del oleaje incidente (dirección, altura de ola significativa y periodo pico) en la playa La Misión se utilizaron datos de simulaciones numéricas y de mediciones directas colectadas con un ADCP. Se obtuvieron datos del análisis retrospectivo IOWAGA (Rascle y Ardhuin, 2013), realizado con el modelo *Wavewatch III*, para el periodo de noviembre del 2015 a abril del 2017 para un nodo ubicado a ~18 km de la playa a una profundidad de ~200 m. El 22 de mayo del 2017 se instaló un ADCP a 20 m de profundidad (modelo AWAC de 1 MHz) y se obtuvieron mediciones hasta septiembre 2017. En conjunto se cuenta con una serie de tiempo de noviembre de 2015 a septiembre de 2017 de dirección del oleaje (Dir), altura de ola significativa (H_s) y período espectral pico (T_p) con la que se puede caracterizar el oleaje que arriba a la playa La Misión (Figura 12).

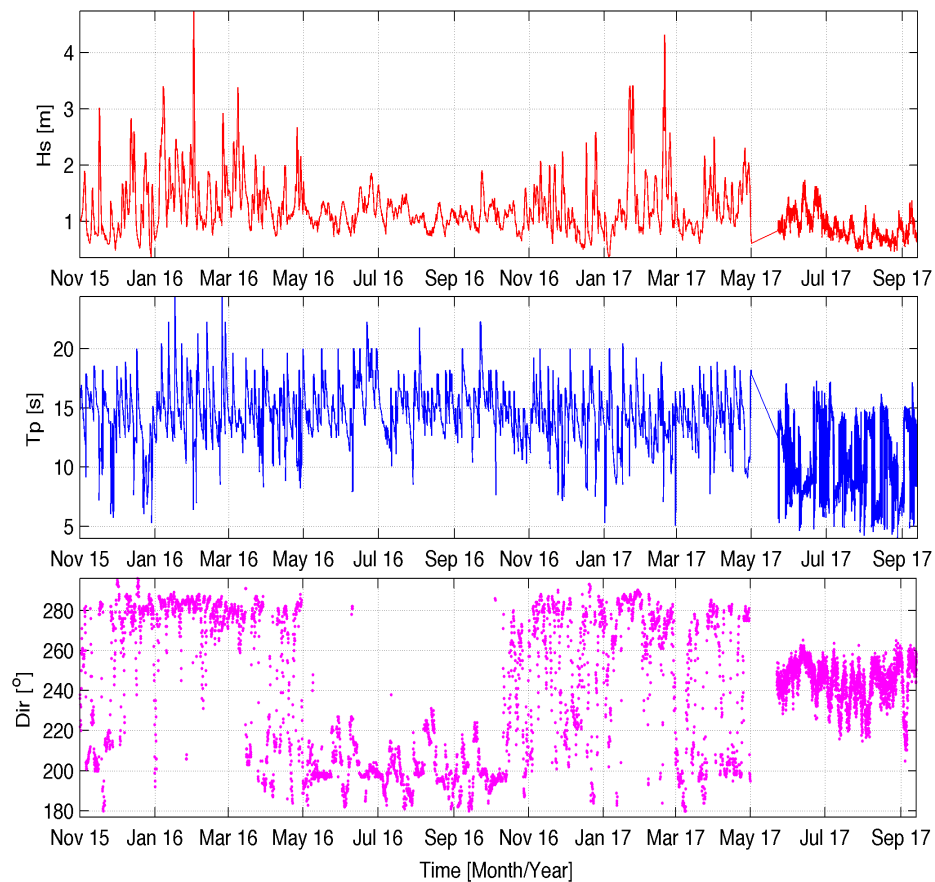


Figura 12 Serie de tiempo de altura significativa, H_s , (panel superior), periodo asociado al pico espectral, T_p , (panel medio) y dirección promedio del oleaje, Dir , (panel inferior) de noviembre de 2015 a septiembre de 2017 en playa La Misión.

Con el fin de caracterizar el oleaje incidente durante el periodo de estudio, se realizaron promedios mensuales de H_s , T_p y Dir . La estacionalidad del oleaje se analizó y se relacionó con las variaciones morfológicas medidas para entender los cambios morfodinámicos asociados al oleaje.

4.3. Captura y procesamiento de imágenes con un VANT

Para determinar la ubicación de las corrientes de retorno y analizar su evolución temporal y los cambios en su geometría, se capturaron vídeos semanales/quincenales con un vehículo aéreo no tripulado (VANT) marca DJI modelo Phantom 4 (Figura 13).



Figura 13 Imagen del VANT utilizado para realizar los vuelos. Phantom 4 de DJI GO.

En la Tabla 1 se muestran los días y horas en las que se realizaron los vuelos para las estaciones norte y sur. Durante el periodo de marzo a julio 2017 se realizaron vuelos durante 22 días. Los vídeos se capturaron a una altura de 100 m de elevación desde el punto de despegue del VANT y desde el extremo norte de la playa hacia el sur (estación norte) y, desde el extremo sur hacia el norte (estación sur). Cada vídeo tuvo una duración aproximada de 8 min, y se procuró volar durante condiciones atmosféricas similares, sin embargo, las condiciones de luz y visibilidad no siempre fueron las mismas (Figura 14).

Tabla 1. Días y horas en los que se voló el VANT durante el 2017. Se indica la estación de vuelo, el nombre del video procesado para cada estación.

DÍAS (2017)	Vídeo procesado		Hora inicio de vuelo	
	N	- S	N	- S
2 Marzo	0012	0036	14:57 h	16:05 h
7 Marzo	0012	0007	14:13 h	15:00 h
9 Marzo	0006	0032	12:38 h	13:41 h
14 Marzo	0011	0011	15:27 h	17:44 h
21 Marzo	0011	0024	14:28 h	15:13 h
5 Abril	0005	0003	11:10 h	12:31 h
17 Abril	0007	0003	9:22 h	10:03 h
26 Abril	0002	0008	8:20 h	9:40 h
2 Mayo	0005	0008	16:02 h	16:27 h
28 Mayo	0003	0006	9:26 h	9:51 h
1 Junio	0002	0007	16:53 h	17:16 h
26 Junio	0002	0006	15:44 h	16:06 h
27 Junio	0003	0005	13:27 h	13:49 h
28 Junio	0008	0011	11:44 h	12:09 h
30 Junio	0002	0004	13:51 h	14:14 h
5 Julio	0002	0005	17:39 h	18:04h
7 Julio	0002	0005	17:12 h	17:33 h
12 Julio	0005	0008	17:52 h	18:15 h
17 Julio	0002	0008	17:21 h	18 h
20 Julio	0002	0012	17:44 h	18:39 h
21 Julio	0008	0008	17:58 h	19:22 h
25 Julio	0003	0010	12:09 h	12:51 h

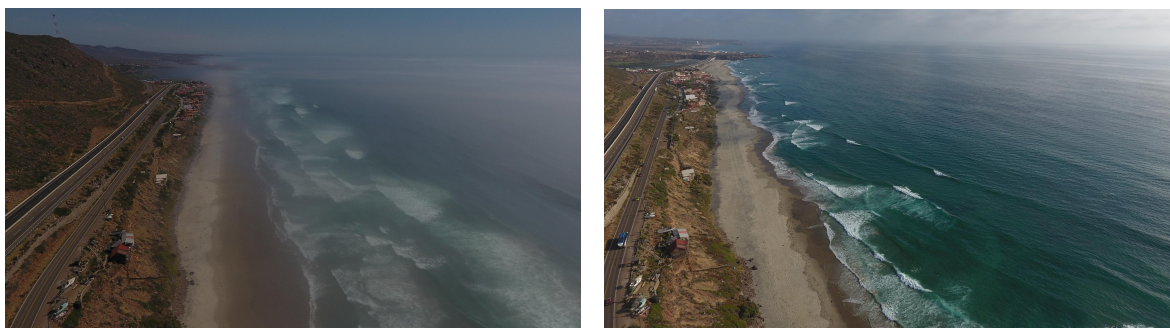


Figura 14 Condiciones de neblina cubriendo la playa durante una medición (panel izquierdo) y otro día sin nubosidad (panel derecho) desde la estación norte de La Misión.

Los vídeos medidos tienen una resolución de 4K (4 mil píxeles) a 30 fps (*“frames per second”*, cuadros por segundo) y son desfragmentados a una frecuencia de 2 Hz. Las imágenes obtenidas de la desfragmentación son procesadas siguiendo la metodología de Holman *et. al.*, (2017). Primero se realiza la georreferenciación de las imágenes oblicuas y la ortorectificación de las mismas. La georreferenciación se realiza utilizando puntos de control terrestres (PCT, llamados *Ground Control Points*, GCPs en inglés) medidos con un GPS diferencial (Leica GS14) y referenciados al NBMI. A lo largo de toda la playa se ubicaron 17 puntos de control, distribuidos a diferentes alturas y de forma estratégica para facilitar la triangulación de los puntos durante la georreferenciación de las imágenes (Figura 15). Para cada estación de medición (norte y sur) se seleccionan entre 4 y 5 puntos de control, como sugiere la metodología propuesta por Holman *et al.*, (2017). Para corregir el movimiento del VANT durante el periodo de medición se utilizan objetos brillantes denominados puntos de control virtuales (PCV), que se reconocen en cada imagen desfragmentada, y facilitan las correcciones en la georreferenciación individual de las imágenes.

El producto final del procesamiento es la imagen promediada durante el periodo de medición del vídeo, imagen *Timex*, para toda la playa. Las imágenes *Timex* obtenidas cada día de medición desde cada estación (norte y sur) son unidas para obtener una visión completa de la playa. Las imágenes *Timex* son después digitalizadas de forma manual para determinar la posición, anchura y longitud de las corrientes de retorno, identificando los canales por los píxeles más oscuros y la zona de rompiente por las zonas blanqueadas por la espuma (Figura 16). Las coordenadas de cada corriente de retorno son después analizadas en el tiempo para determinar la variación espacial (cambio en espaciamiento) y los cambios en sus características geométricas (anchura y longitud).



Figura 15 Puntos de control terrestres (verde) utilizados para georreferenciar todas las imágenes de un vídeo de la estación norte. Los círculos rojos indican el reconocimiento de las coordenadas UTM de la imagen para los GCP.

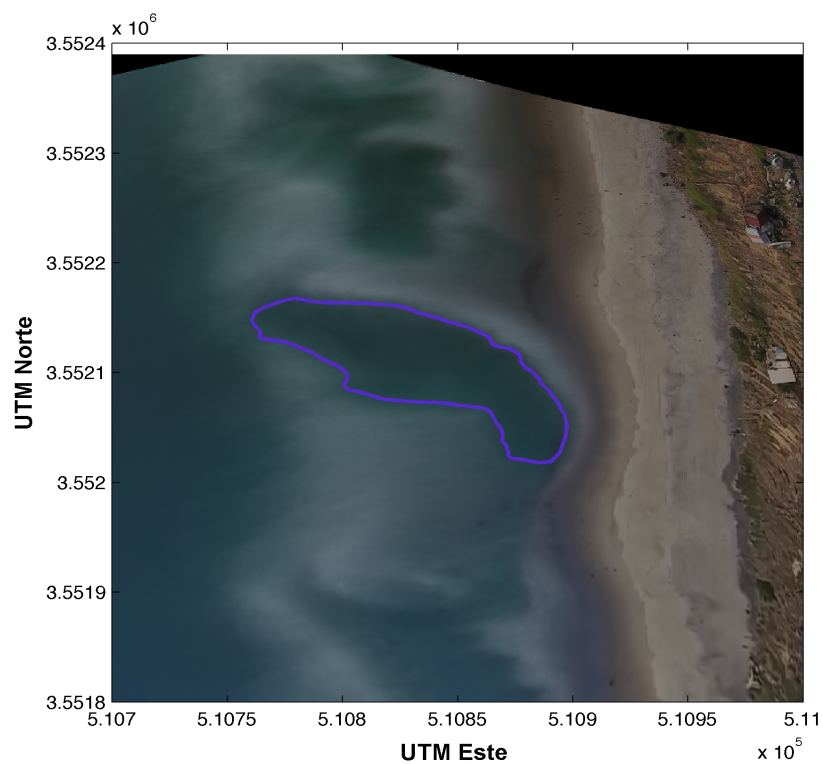


Figura 16 Ejemplo de digitalización de una corriente de retorno de la imagen Timex obtenida para la estación norte el 12 de julio del 2017.

5. RESULTADOS

En esta sección se presentan los resultados de aspectos hidrodinámicos, morfológicos y de ubicación de corrientes de retorno. Los resultados hidrodinámicos muestran el análisis del oleaje obtenido del análisis retrospectivo IOWAGA y de las mediciones de ADCP con lo que se caracterizan las condiciones de oleaje de noviembre 2015 a septiembre 2017. Con los resultados morfológicos se explica la evolución morfológica de la playa por secciones transversales, a través de perfiles topo-batimétricos (TB) característicos, y también la evolución completa con el análisis de los DEMs. Por último, se muestra la variabilidad espacio-temporal de las corrientes de retorno y sus cambios geométricos a través de los resultados del procesamiento de las imágenes del VANT.

5.1 Características hidrodinámicas

5.1.1. Mareas

La Figura 17 muestra el nivel de marea para cada día de vuelo del VANT de marzo a julio 2017. Durante el periodo de estudio el nivel mareal máximo fue de 2.1 m y el mínimo de - 0.4 m, lo que resulta en un rango máximo de 2.5 m. La Tabla 2 muestra el nivel de marea para cada día de vuelo junto con las condiciones de oleaje (altura de ola y período asociado).

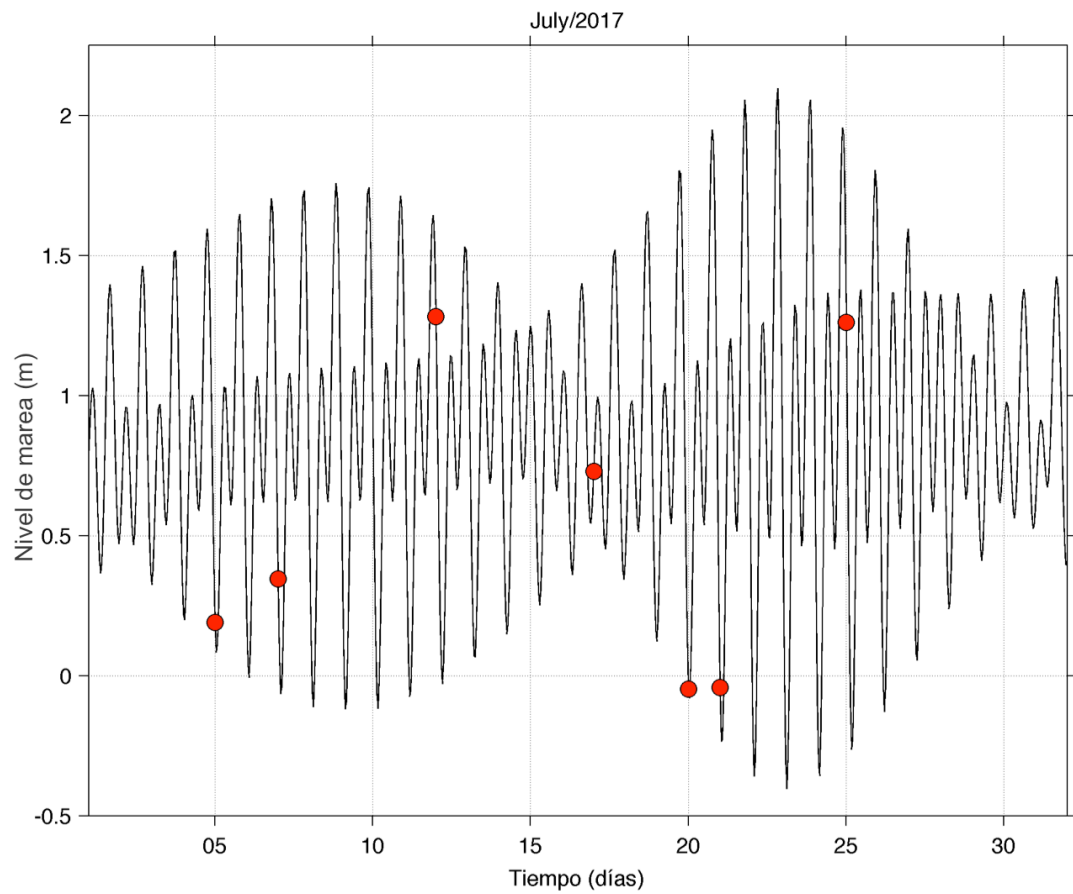


Figura 17 Ejemplo de la serie de tiempo de las mediciones de mareas para julio del 2017. Los círculos rojos representan el instante en el que se voló el VANT.

Tabla 2. Nivel de marea y condiciones de oleaje (H_s y T_p) para cada día de vuelo de VANT en 2017. Los signos de las mareas indican la subida (+) o bajada (-) de la marea.

	DÍAS DE VUELOS	CONDICIONES HIDRODINÁMICAS	
		MAREA (m,bmi)	H_s (m) - T_p (s)
PRIMAVERA	2 MARZO	BAJA (-) [0.5]	1.5 14
	7 MARZO	BAJA (+) [0.5]	1.8 15
	9 MARZO	BAJA (-) [-0.2]	1 14
	14 MARZO	BAJA (+) [0.3]	0.8 16
	21 MARZO	BAJA (+) [0.5]	0.8 15
	5 ABRIL	BAJA (-) [0]	1.7 14
	17 ABRIL	BAJA (+) [0.3]	0.9 18
	26 ABRIL	ALTA (+) [1.3]	1.9 9
	2 MAYO	ALTA (+) [1]	-----
	28 MAYO	BAJA (+) [0.5]	0.8 12
VERANO	1 JUNIO	ALTA (-) [1.3]	1 7.6
	26 JUNIO	BAJA (+) [0.6]	1 11
	27 JUNIO	ALTA (-) [1.2]	0.8 7
	28 JUNIO	ALTA (+) [1]	0.9 14
	30 JUNIO	ALTA (+) [1.1]	0.9 11
	5 JULIO	ALTA (+) [1.4]	0.8 14
	7 JULIO	ALTA (+) [1.1]	0.9 6
	12 JULIO	BAJA (+) [0.7]	0.7 13
	17 JULIO	ALTA (-) [1.5]	0.7 9
	20 JULIO	ALTA (+) [1.9]	1 10
	21 JULIO	ALTA (+) [1.8]	1 8
	25 JULIO	ALTA (-) [1.3]	0.55 14

5.1.2. Oleaje

La figura 18 muestra la serie de tiempo de los datos de oleaje (numéricos y medidos) de noviembre del 2015 a septiembre del 2017 junto con las fechas en que se midió la morfología de la playa (barras grises). Las mayores alturas de ola (H_s) corresponden a los meses de invierno, de noviembre 2015 a febrero 2016, siendo de 1.32 m en promedio, con un T_p de 14.3 s y con dirección de 265° (W). Durante el invierno de 2015–2016 se observa un incremento en H_s en comparación con el invierno 2016–2017, lo cual está asociado a la anomalía climática de El Niño (figura 18). En febrero del 2016, en condiciones de tormenta

se alcanzan H_s de hasta 4.7 m con 22 s de periodo. Durante las condiciones de transición de primavera (marzo a mayo) del 2016 existen H_s de hasta 3.2 m en marzo y 2.8 m en mayo. Finalmente el promedio general del oleaje en el periodo de transición es de 1.3 m y 14 s. En la primavera del 2017 los valores más altos de H_s ocurren en marzo, de hasta 4 m, pero en promedio H_s fue de 1.2 m con 14 s de periodo, muy similar a la primavera del año anterior.

Durante el verano (de junio a octubre) del 2016 H_s fue 1.1 m con T_p de 15 s. Sin embargo, en verano del 2017, H_s fue de 0.9 m con un período asociado de 10 s, por tanto, en promedio, las condiciones fueron menos energéticas en el verano del 2017 que en el del 2016. Los resultados del modelo numérico WaveWatch III (a 200 m de profundidad) muestran oleaje del SWS (200°) más grande y de mayor periodo que el medido con el ADCP (a 20 m de profundidad), que muestra una dirección predominante del WSW (250°) (figuras 18 y 19). Esta diferencia debe de estar asociada a la diferencia de profundidad de ambas series de datos, por tanto, para una mejor comparación de los datos se sugiere propagar el oleaje desde el nodo del Wavewatch III hasta la posición del ADCP a 20 m de profundidad.

Con el fin de analizar la estacionalidad del oleaje incidente, se calcularon los promedios y desviaciones estándar de H_s y T_p para cada mes (Figura 19). Los promedios de H_s muestran valores mayores para los meses de invierno (de noviembre a febrero) y desviaciones estándar más altas también. Comparando H_s para los diferentes años se observa que para el 2015–2016 el oleaje fue mayor, y también su variabilidad, lo cual está asociado al efecto de El Niño. El Anexo C muestra las rosas de oleaje promediadas bimensualmente de noviembre 2015 a julio 2017.

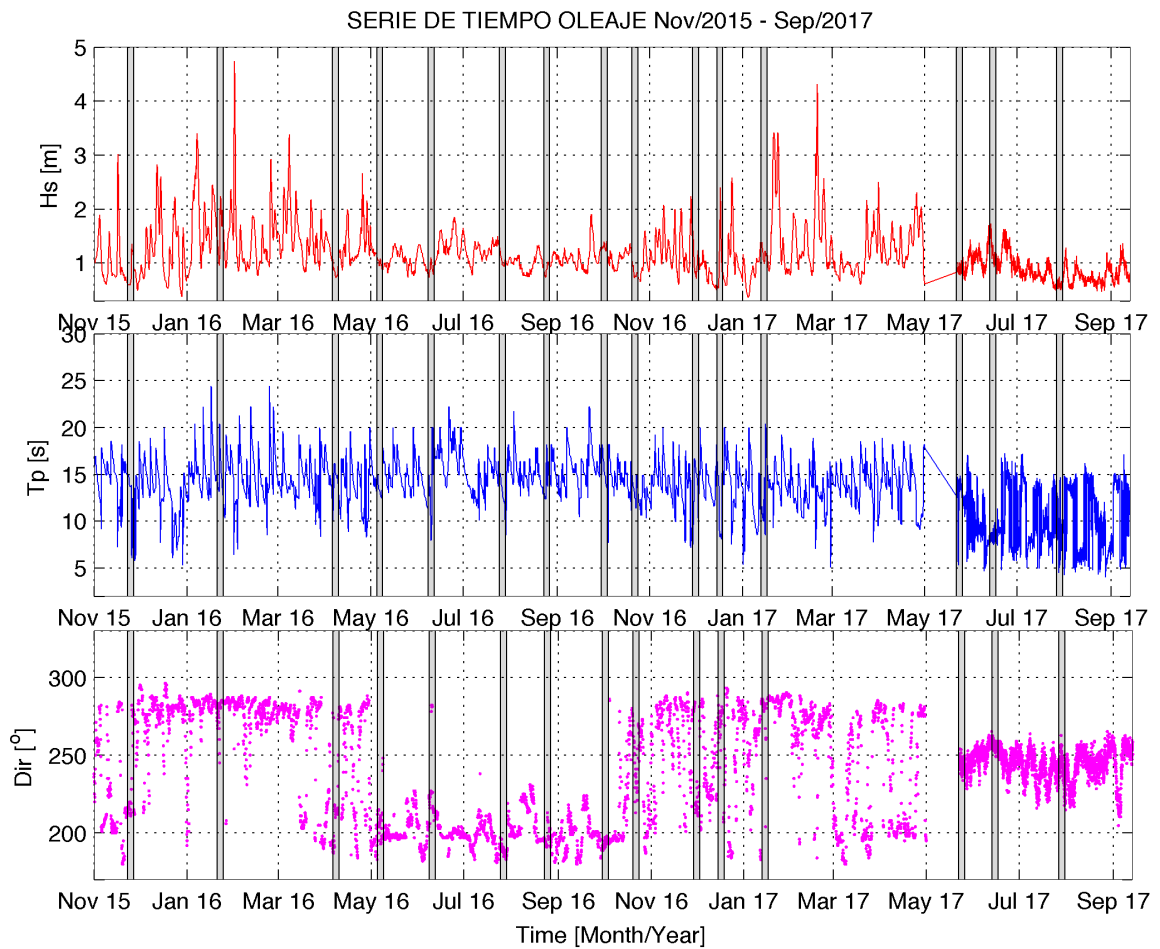


Figura 18 Serie de tiempo de altura de ola significativa (H_s), período espectral pico (T_p) y dirección (Dir) de noviembre 2015 a septiembre 2017. Las barras grises muestran los días de mediciones topo-batimétricas. Los datos de mayo a septiembre del 2017 son del ADCP medidos cada, mientras que los datos desde noviembre del 2015 hasta abril del 2017 son del modelo WaveWatch III obtenidos cada 3 horas.

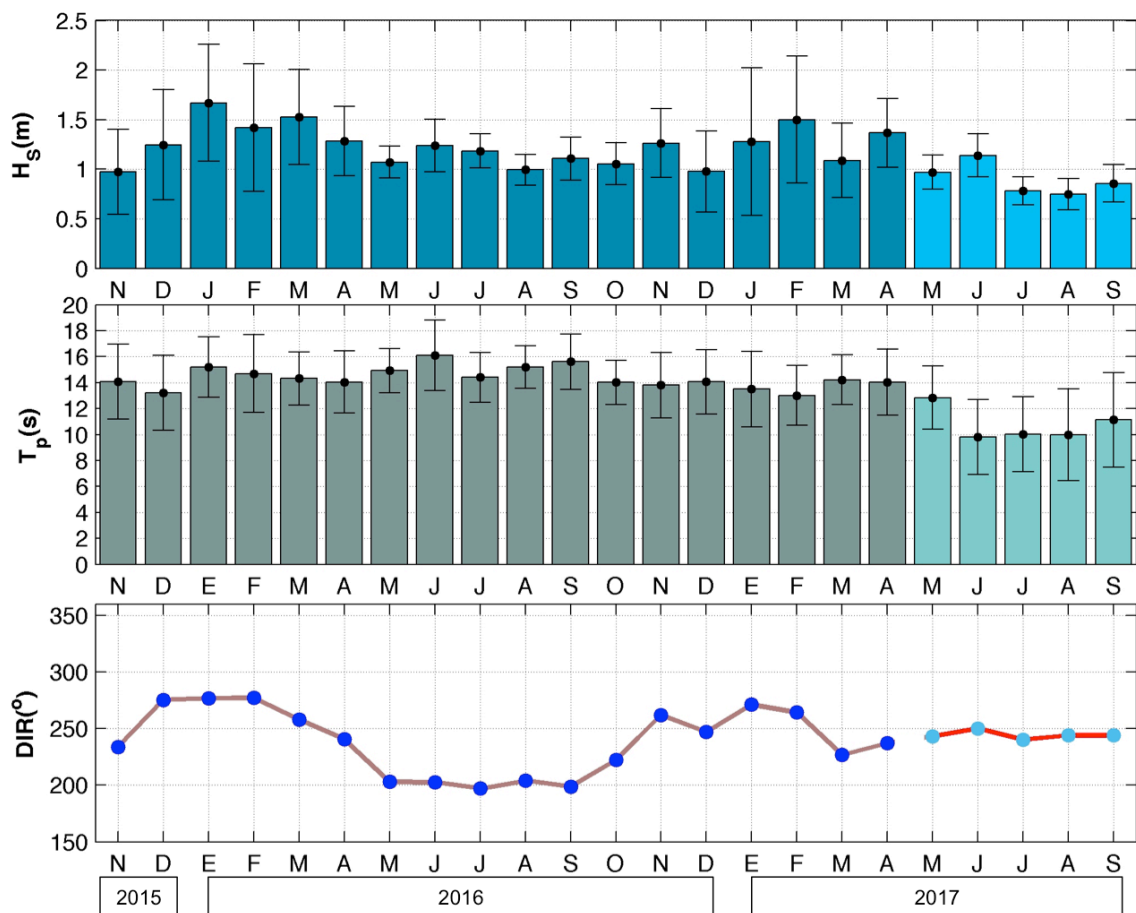


Figura 19 Serie de tiempo promediada de H_s , T_p y Dir de noviembre del 2015 a septiembre del 2017. Las líneas grises dentro de las barras representan las desviaciones estándar. Los diferentes colores dentro de cada serie de tiempo, indican valores del modelo WaveWatch III y valores del ADCP, respectivamente.

Los H_s y T_p promedios durante el invierno 2015–2016 (noviembre–febrero) fueron de 1.3 m y 14 s, respectivamente, con una dirección de 266° , y en 2016–2017 las condiciones fueron similares, de 1.2 m y 14 m y 261° de dirección promedio. Para los meses de primavera (de marzo a mayo) en 2016 se presentan condiciones promedio de H_s de 1.29 m, con 14.4 s de periodo y una dirección promedio de 234° . Mientras que para el año 2017, las condiciones fueron algo más bajas H_s promedio de 1.14 m, con un periodo asociado de 14 s y una dirección promedio de 235° . Los meses de verano (de junio a octubre) son meses más estables. En junio del 2016 se alcanzó H_s de 1.13 m con un periodo

asociado de 15 s y una dirección promedio de 200° . En verano del 2017, se aprecian H_s inferiores a las del año anterior, siendo junio el mes con alturas más elevadas en comparación con los siguientes meses, con un promedio de H_s de 0.9 m de altura con 10 s de periodo y una dirección promedio de 244° . Finalmente, en otoño del 2016, inicio de la transición verano – invierno se presentaron promedios de H_s de 1 m, con un T_p asociado de 14 s y una dirección promedio de 222° (Figura 19).

5.2 Evolución morfológica

Para entender la evolución morfológica de la playa La Misión se analizaron series de tiempo de perfiles topo-batimétricos (TB) y se estudiaron los cambios morfológicos para diferentes periodos de tiempo a través de los mapas digitales de elevación (MDEs). Para analizar la evolución transversal (supramareal, intermareal y submareal) de la playa se seleccionaron tres perfiles representativos para diferentes secciones de playa. Después, se analizaron los MDEs para determinar la variación morfológica a escala estacional, y se identificaron las ubicaciones de los canales de las corrientes de retorno.

5.2.1. Evolución transversal

La evolución transversal de la playa se representa a través del análisis de tres perfiles TB6, TB9 y TB15, ubicados en las secciones norte, media y sur de la playa (figura 10). Se seleccionaron estos perfiles porque muestran los cambios morfológicos temporales de forma más clara, además de mostrar rasgos morfológicos como canales, bermas y barras sumergidas. Por otro lado, estos perfiles mantuvieron continuidad temporal y el empate entre el perfil topográfico y el batimétrico era bueno (poca distancia sin datos en la zona de rompiente). El Anexo A se muestra la evolución temporal de cada perfil TB de forma individual,

en gris se muestra toda la serie de perfiles en el tiempo, y en rojo el perfil del mes a destacar.

Las figuras 20, 21 y 22 muestran la evolución temporal de los perfiles TB6, TB9 y TB15 de noviembre 2015 a julio 2017. El perfil TB6 muestra la presencia de una berma en los meses de verano (Nov 15, Jul 16, Ago 16, Sep 16 y Jul 17), y canales a 2 m de profundidad, principalmente durante la primavera (Abr 16, May 16 y May 17) a excepción de noviembre 2016, y posiblemente asociado a la presencia de corrientes de retorno. Con la presencia de los canales se observa la formación de una barra (figura 20). Entre los meses de otoño e invierno se aprecia erosión significativa en la playa subaérea y la presencia de una barra submareal, pero menos peraltada que en los meses de primavera, y para el final del verano, la barra está ausente y la playa subaérea se recupera. La barra submareal se ve más clara durante los meses de invierno en el perfil del sur TB15 (figura 22).

La figura 21 corresponde a la evolución temporal del perfil TB9, ubicado en la parte central de la playa. Se observa la formación de la berma en los meses de verano, al igual que en el perfil TB6 de más al norte (figura 20). Sin embargo, en TB9 la formación de la berma inicia un poco antes, entre junio y julio en el 2016, aunque alcanza su desarrollo óptimo hasta agosto, y se ve mejor desarrollada en el verano del 2017 (figura 21). La barra submareal se forma a 2 m de profundidad a partir de noviembre, asociada a la erosión de la playa subaérea. En TB9 la barra submareal es poco pronunciada en comparación con el perfil del norte (TB6) (figura 21), lo cual puede estar relacionado con la apertura de canales durante la primavera (Abr 16, May 16 y May 17) y en noviembre 2016. Mar adentro desde el canal se forma una barra, pero menos pronunciada que en el perfil del norte (figuras 21 y 22). Al igual que en el perfil del norte, la playa pierde la barra al final del verano, y esa arena contribuye a la recuperación de la sección subaérea.

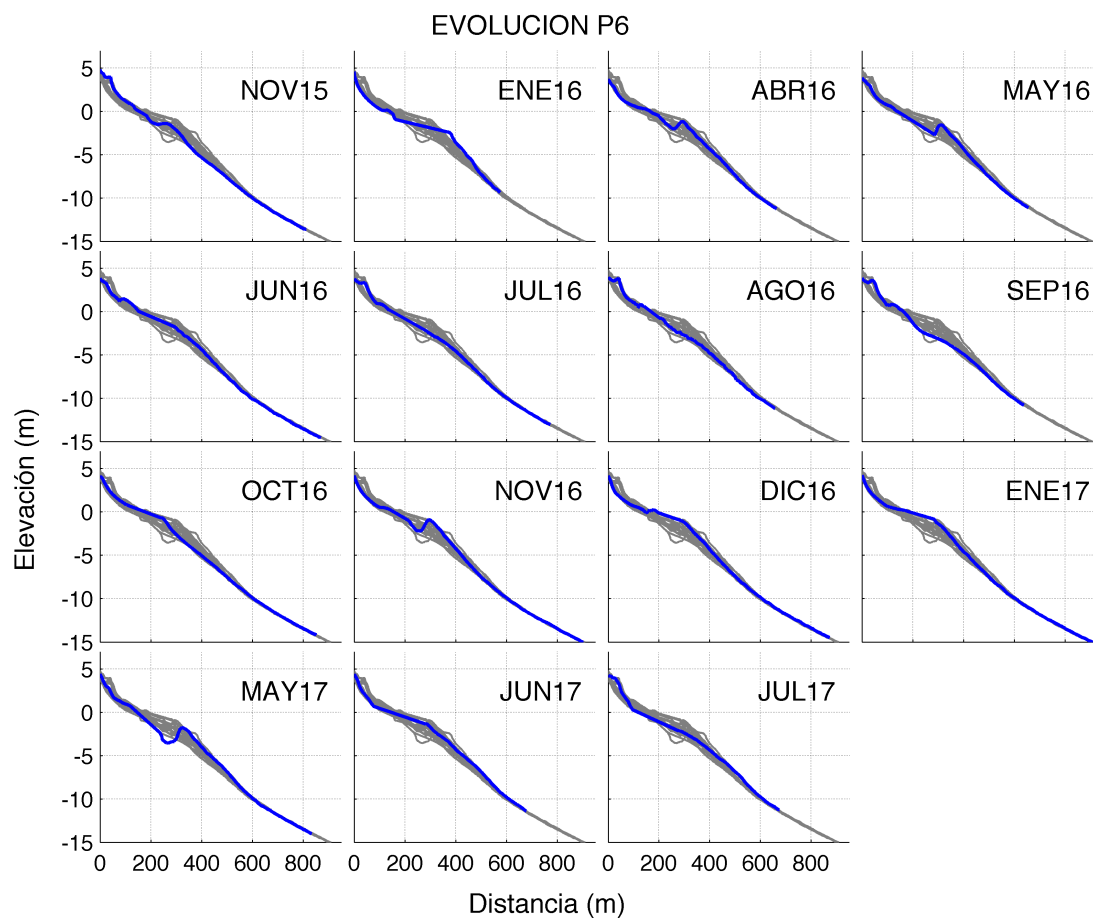


Figura 20 Evolución temporal de TB6 ubicado en la zona norte de la playa. El perfil azul corresponde al mes nombrado y los grises son todos los meses de ese mismo perfil.

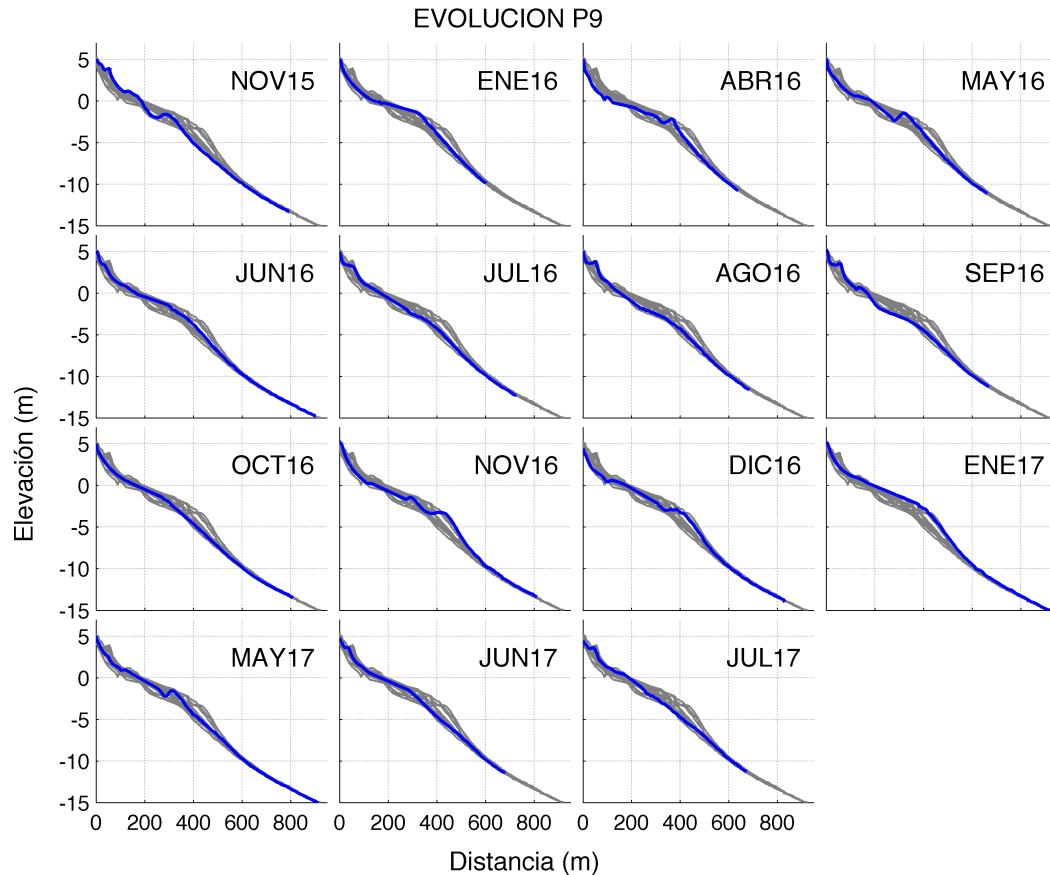


Figura 21 Serie de tiempo del perfil TB9, ubicado en la sección central de la playa. Las líneas azules representan el mes a resaltar, y las grises la serie de tiempo completa para el mismo perfil.

La figura 22 representa la evolución temporal del perfil TB15 de la sección sur de la playa, ubicado cerca de la desembocadura del río Guadalupe, por tanto, se espera que su comportamiento morfológico sea diferente al del resto de la playa. La formación de la berma no es tan clara como en los perfiles del norte, y ocurre principalmente en los meses de verano, entre junio y noviembre. En algunos casos, se forma de un mes a otro (i.e. de junio a julio 2017).

A diferencia de los otros perfiles, la barra submareal en este perfil está presente entre noviembre 2015 y octubre 2016, sin embargo, es más pronunciada durante la primavera (de abril a mayo 2016), justo después de la formación de

un canal. La barra se encuentra a casi 5 m de profundidad, posiblemente asociado a la apertura del canal de desembocadura del río, que favoreció la erosión subaérea. A diferencia de los otros perfiles del norte, durante el invierno 2016 – 2017 la barra está ausente, y se vuelve a formar en mayo 2017, y después desaparece en verano 2017.

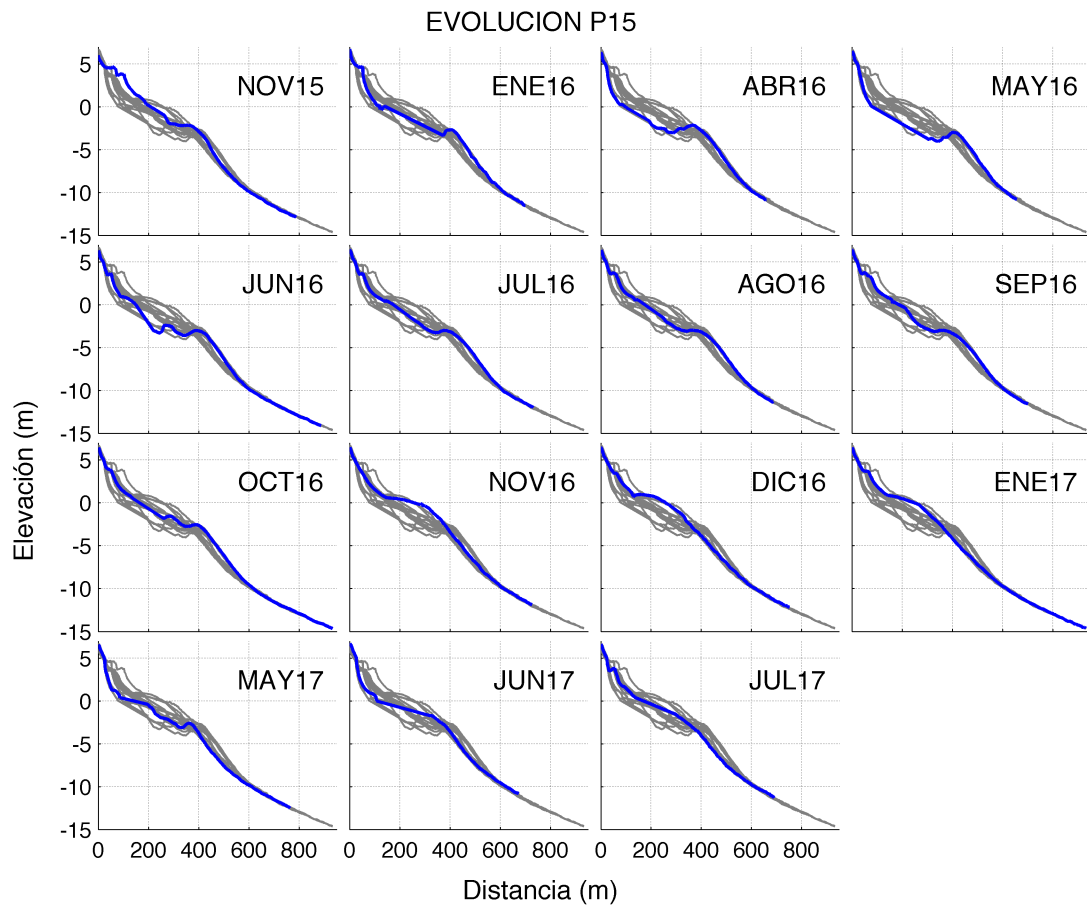


Figura 22 Serie de tiempo del perfil TB15, ubicado al sur de la playa. Las líneas azules representan el mes a resaltar y las grises la serie de tiempo completa del perfil.

5.2.2. Evolución estacional con Modelos Digitales de Elevación (MDE)

Las diferencias parciales acumuladas de los modelos digitales de elevación muestran la evolución morfológica de la playa de noviembre 2015 a julio 2017. La Tabla 2 muestra el procedimiento seguido para obtener las diferencias entre meses, y posteriormente obtener las sumas acumuladas para todo el periodo de tiempo.

Tabla 2. Descripción de los cálculos necesarios para obtener las diferencias morfológicas parciales acumuladas durante el periodo de estudio. Z representa las elevaciones instantáneas de cada mes.			
$Z_1 = \text{Nov 15}$	$D_1 = Z_2 - Z_1$	$C_1 = D_1$	ENE 16
$Z_2 = \text{Ene 16}$	$D_2 = Z_3 - Z_2$	$C_2 = C_1 + D_2$	ABR 16
$Z_3 = \text{Abr 16}$	$D_3 = Z_4 - Z_3$	$C_3 = D_3 + C_2$	MAY 16
$Z_4 = \text{May 16}$	$D_4 = Z_5 - Z_4$	$C_4 = D_4 + C_3$	JUN 16
$Z_5 = \text{Jun 16}$	$D_5 = Z_6 - Z_5$	$C_5 = D_5 + C_4$	JUL 16
$Z_6 = \text{Jul 16}$	$D_6 = Z_7 - Z_6$	$C_6 = D_6 + C_5$	AGO 16
$Z_7 = \text{Ago 16}$	$D_7 = Z_8 - Z_7$	$C_7 = D_7 + C_6$	SEP 16
$Z_8 = \text{Sep 16}$	$D_8 = Z_9 - Z_8$	$C_8 = D_8 + C_7$	OCT 16
$Z_9 = \text{Oct 16}$	$D_9 = Z_{10} - Z_9$	$C_9 = D_9 + C_8$	NOV 16
$Z_{10} = \text{Nov 16}$	$D_{10} = Z_{11} - Z_{10}$	$C_{10} = D_{10} + C_9$	DIC 16
$Z_{11} = \text{Dic 16}$	$D_{11} = Z_{12} - Z_{11}$	$C_{11} = D_{11} + C_{10}$	ENE 17
$Z_{12} = \text{Ene 17}$	$D_{12} = Z_{13} - Z_{12}$	$C_{12} = D_{12} + C_{11}$	MAY 17
$Z_{13} = \text{May 17}$	$D_{13} = Z_{14} - Z_{13}$	$C_{13} = D_{13} + C_{12}$	JUN 17
$Z_{14} = \text{Jun 17}$	$D_{14} = Z_{15} - Z_{14}$	$C_{14} = D_{14} + C_{13}$	JUL 17
$Z_{15} = \text{Jul 17}$			

La Figura 23 muestra la evolución morfológica de la playa desde noviembre 2015 a julio 2017, y el anexo B muestra cada MDE por separado. El cambio morfológico de noviembre 2015 a enero 2016 (ENE 16 en Figura 23) indica acreción submareal a 4 m de profundidad asociada a erosión subaérea (de 1.5 – 2 m en vertical y en la isóbata de 2 m). La barra es más prominente en el norte de la playa, aunque se extiende longitudinalmente hasta al sur. En ambos extremos de la playa se forman canales (el del sur de gran alcance transversal) mientras que en la mitad de la playa se aprecia acreción en la zona somera, y acreción más pronunciada a mayor profundidad, aproximadamente a los 4 m de profundidad.

Entre noviembre 2015 y abril 2016 se observa un aumento de erosión de la playa subaérea; la erosión es mayor en ambos extremos de la playa (más de 3 m en vertical) que en la zona central (menos de 2 m en vertical) (Figura 23). Además, en estos meses se aprecia la formación de canales submareales muy bien marcados a lo largo de la playa. A partir de abril 2016 parte de la barra submareal migra hacia la cara de la playa contribuyendo a la formación de una barras más somera seccionada por canales, posiblemente generados por las corrientes de retorno. Los canales son más profundos y extensos en la zona sur. En mayo de 2016 el sedimento se redistribuye de la sección submareal hacia la cara de la playa, con lo que se rellena el canal entre las dos barras y favorece la recuperación parcial de la sección subaérea (Figura 23).

Durante junio de 2016 sigue el transporte de arena de la playa submareal a la intermareal, y para julio la playa subaérea recupera gran parte del sedimento perdido durante el invierno anterior (Figura 23). En julio, el sedimento submareal sigue redistribuyéndose hacia la cara de la playa, los canales disminuyen en profundidad, llegando a desaparecer en la sección norte (Figura 23). En agosto 2016 se observa acreción en la sección subaérea en la sección norte, mientras que la sección sur no recibe la misma cantidad de arena y el canal persiste aunque es menos profundo (Figura 23).

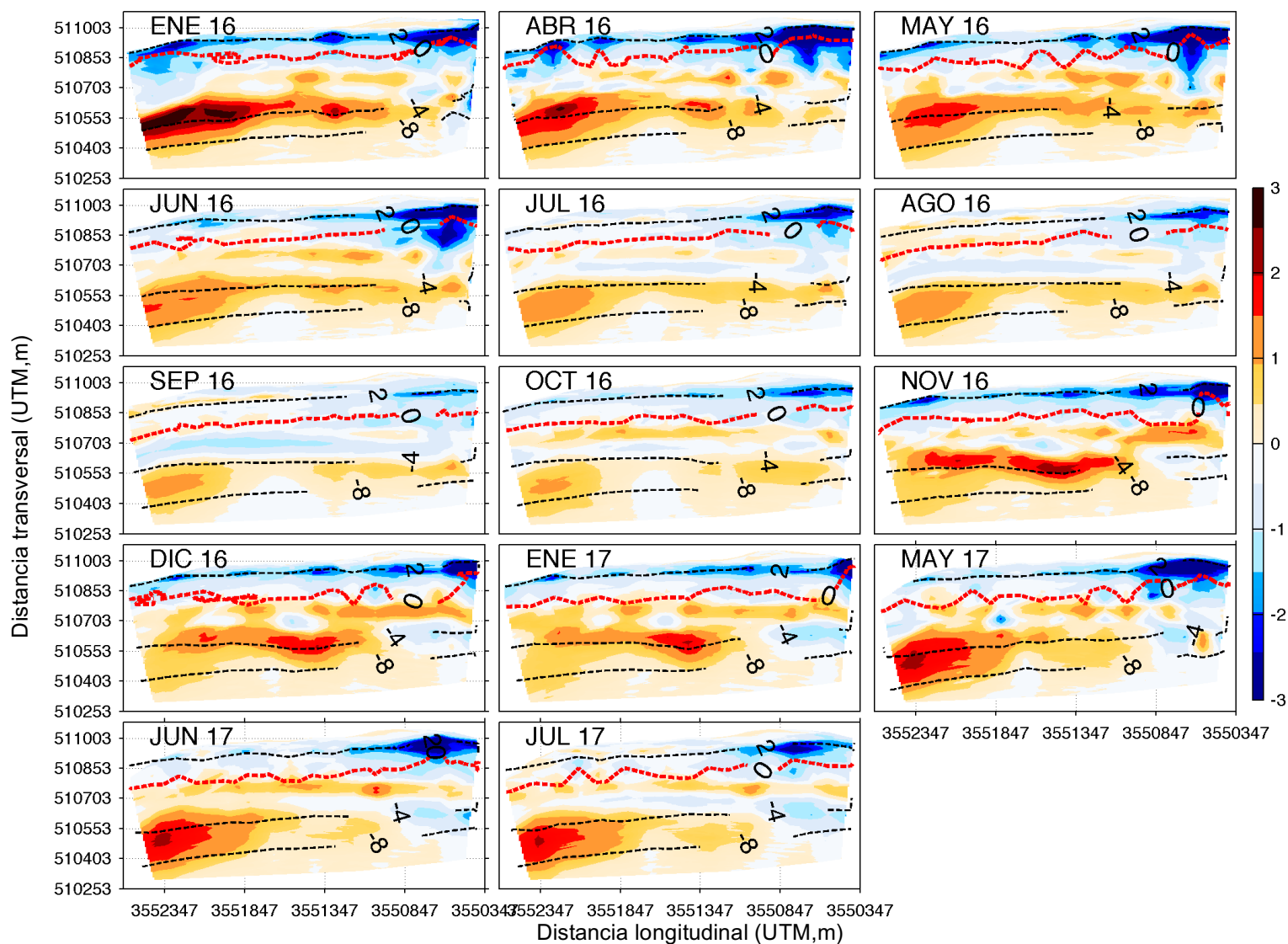


Figura 23 Evolución morfológica de la playa La Misión, desde noviembre 2015 hasta julio 2017. La isóbata roja, indica 0-m NBMI, la de 2 m corresponde al nivel promedio de pleamar, y las de -4 m y -8 m muestran la sección submareal por donde se ubica la barra. La barra de color indica erosión en azules y en colores cálidos la acreción.

En septiembre 2016 la zona intermareal empieza a erosionarse, la submareal gana sedimento, y persiste el canal del extremo sur pero sigue siendo somero (Figura 23). En octubre 2016 la playa subaérea sigue erosionándose, y el material erosionado se acumula por debajo de la isóbata de 0 m formando una barra junto con la contribución de sedimento proveniente de entre 4 y 8 m de profundidad (Figura 23). En noviembre 2016 la sección subaérea se erosiona más y aumenta la cantidad de sedimento submareal favoreciendo el aumento del tamaño de la barra submareal ubicada a 3 m de profundidad (Figura 23).

Entre diciembre 2016 y enero 2017 la situación morfológica es muy parecida a noviembre, pero la barra submareal cercana incrementa su altura en algunos puntos y se secciona en otros (Figura 23). En mayo 2017 se aprecia una recuperación parcial de la playa intermareal y mayor erosión en el extremo sur con la generación de un canal de 500 m de ancho y 200 m de longitud. Se observa ritmicidad (aparición de canales) en la barra submareal cercana y se forma una barra submareal profunda en el norte (Figura 23). Entre junio y julio 2017 se da acreción a la parte subaérea, favoreciendo la recuperación parcial del sedimento en esta parte de la playa, excepto en el extremo sur donde persiste el canal, sin embargo, la barra submareal sigue presente a lo largo de toda la playa y cerca de la línea de costa, con intersecciones o canales posiblemente asociados a la presencia de corrientes de retorno (Figura 23).

5.3 Variabilidad espacio-temporal y geométrica de las corrientes de retorno.

En esta sección se muestran los resultados obtenidos con el VANT. Por un lado, se muestra una serie de tiempo de imágenes oblicuas para evaluar la variabilidad temporal (presencia y orientación) de las corrientes de retorno. Posteriormente, se utilizan las imágenes promediadas o tipo *Timex* para evaluar el número de corrientes de retorno existentes en la playa por mes, y su variabilidad longitudinal (posición). Por último, se relacionan los resultados obtenidos con el análisis de la serie de tiempo de las imágenes del VANT con

los la morfología (MDE), para así, determinar el tipo de corrientes que se presentan en la playa y su variabilidad espacial y temporal.

5.3.1 Variabilidad geométrica (orientación)

En la serie de tiempo de imágenes oblicuas de marzo a agosto 2017 se observa la presencia de corrientes de retorno durante todo el periodo, tanto en la zona norte como en la del sur (Figuras 24 y 25). Sin embargo, las corrientes de retorno presentan variaciones de longitud transversal (hacia el mar), anchura, orientación, y ubicación.

Por un lado, las corrientes de retorno presentan cambios rápidos en su orientación. En la zona norte se puede apreciar un cambio de orientación muy notable en la corriente ubicada frente a la casa de tejado rojo. Su orientación pasa de ser W en marzo a WSW a mediados de abril, luego gira al W en junio y hacia WNW a finales de julio (Figura 24).

En las imágenes oblicuas de la zona sur de la playa se observa que las corrientes están mejor definidas, son más anchas y largas, entre marzo y mayo, a partir de junio parecen perder estructura y en agosto son más numerosas y ubicadas perpendicularmente muy pegadas a la línea de costa (Figuras 24 y 25). De estos resultados se puede inferir que existe una estacionalidad en la aparición de las corrientes, siendo en primavera más notables, y con una estructura menos clara durante el verano. Durante marzo la playa aún recibe oleaje lejano de relativa alta energía, que podría contribuir a la generación de los canales presentes en la playa. A finales de mayo se observa la presencia de corrientes de retorno que, para finales de junio son menos evidentes. A principios de julio, persiste la corriente de retorno del extremo sur, aunque aparece desplazada unos metros hacia el norte, junto a la otra corriente de retorno más persistente del extremo sur. A finales de julio en estas imágenes oblicuas parece que las corrientes son menos evidentes.

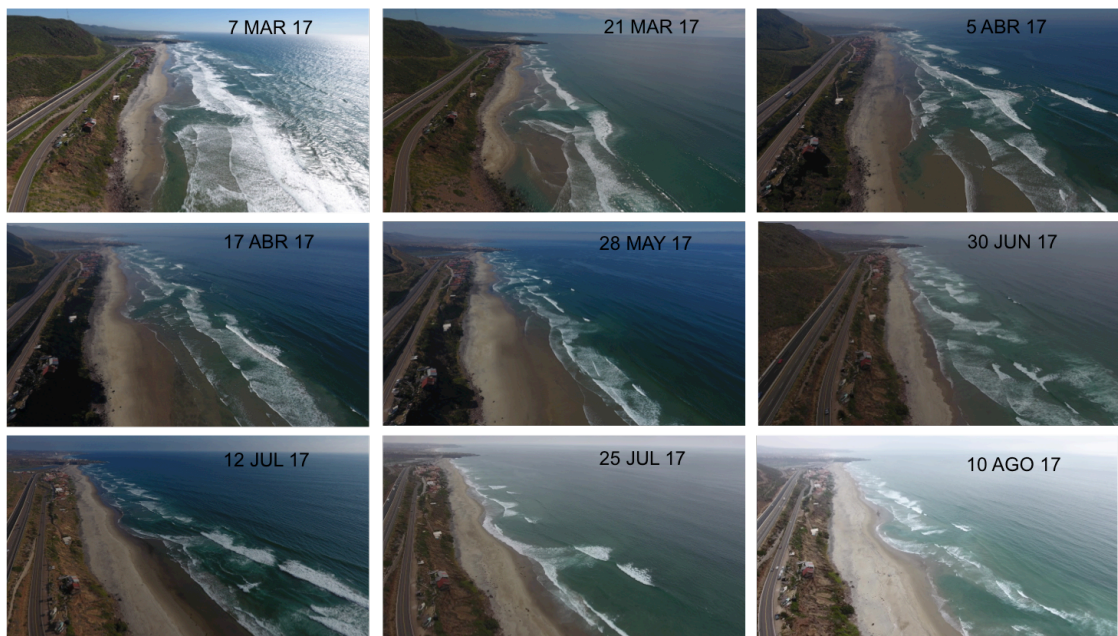


Figura 24 Serie de tiempo de imágenes oblicuas del VANT de la estación norte entre marzo y agosto del 2017.



Figura 25 Serie de tiempo de imágenes oblicuas del VANT de la estación sur entre marzo y agosto del 2017.

5.3.2 Variabilidad espacio-temporal (estacionalidad)

Se utilizan las imágenes *Timex* para cuantificar el número de corrientes de retorno y su variabilidad temporal en la zona norte y sur de la playa entre marzo y julio del 2017 (Figuras 26 y 27).

En la zona norte (figura 26) se observa la presencia de tres corrientes de retorno bien definidas a lo largo del mes de marzo, pero en abril cambian su geometría y orientación, posiblemente debido a la incidencia de oleaje de tormentas lejanas del WSW, que incidieron con alturas de más de 1.5 m y con periodos de 14 s. Entre finales de mayo y junio se aprecia la formación de nuevas corrientes de retorno, poco definidas y asociadas a canales muy cercanos a la línea de costa; a finales de junio se observa la presencia de cinco corrientes de retorno. Durante julio las corrientes disminuyen su longitud y anchura. Entre primavera y verano, en promedio, las corrientes disminuyen 35 m de longitud y 28 m de anchura, y la zona de rompiente se ve más cerca de la línea de costa, posiblemente debido al acercamiento de la barra submareal asociado a la disminución de la altura y el periodo del oleaje.

En la zona sur (figura 27) es difícil definir corrientes de retorno individuales, la mayoría están interconectadas entre sí a través de corrientes alimentadoras (*feeder currents*). Se observa una corriente de frontera pegada al enrrocamiento del sur, sobre todo en marzo. Entre marzo y abril las corrientes de retorno se extienden más lejos de la costa y presentan mayores anchuras. A partir de mediados de abril, las corrientes reducen su tamaño y se acercan hacia la costa. A finales de mayo todavía se identifican algunas corrientes, pero entre junio y julio parecen atenuarse un poco, posiblemente por la disminución de su tamaño y acercamiento de la barra de arena hacia la costa (zona de rompiente más atenuada). Tanto en la zona norte como en la sur, las corrientes de retorno varían en tamaño y forma durante el periodo de estudio, de marzo a mayo son más anchas y extensas con una anchura y extensión promedio de 150 m,

mientras que en junio y julio son más pequeñas y presentan una extensión y anchura promedio de 83 m y 60 m, respectivamente. Por tanto, existe una diferencia entre primavera y verano 155 m y 102 m de anchura y longitud promedio en el sur, respectivamente, y no desaparecen. Mientras que en la zona norte las diferencias entre primavera y verano son menores, 27 m y 33 m de anchura y longitud promedio (figuras 26 y 27).

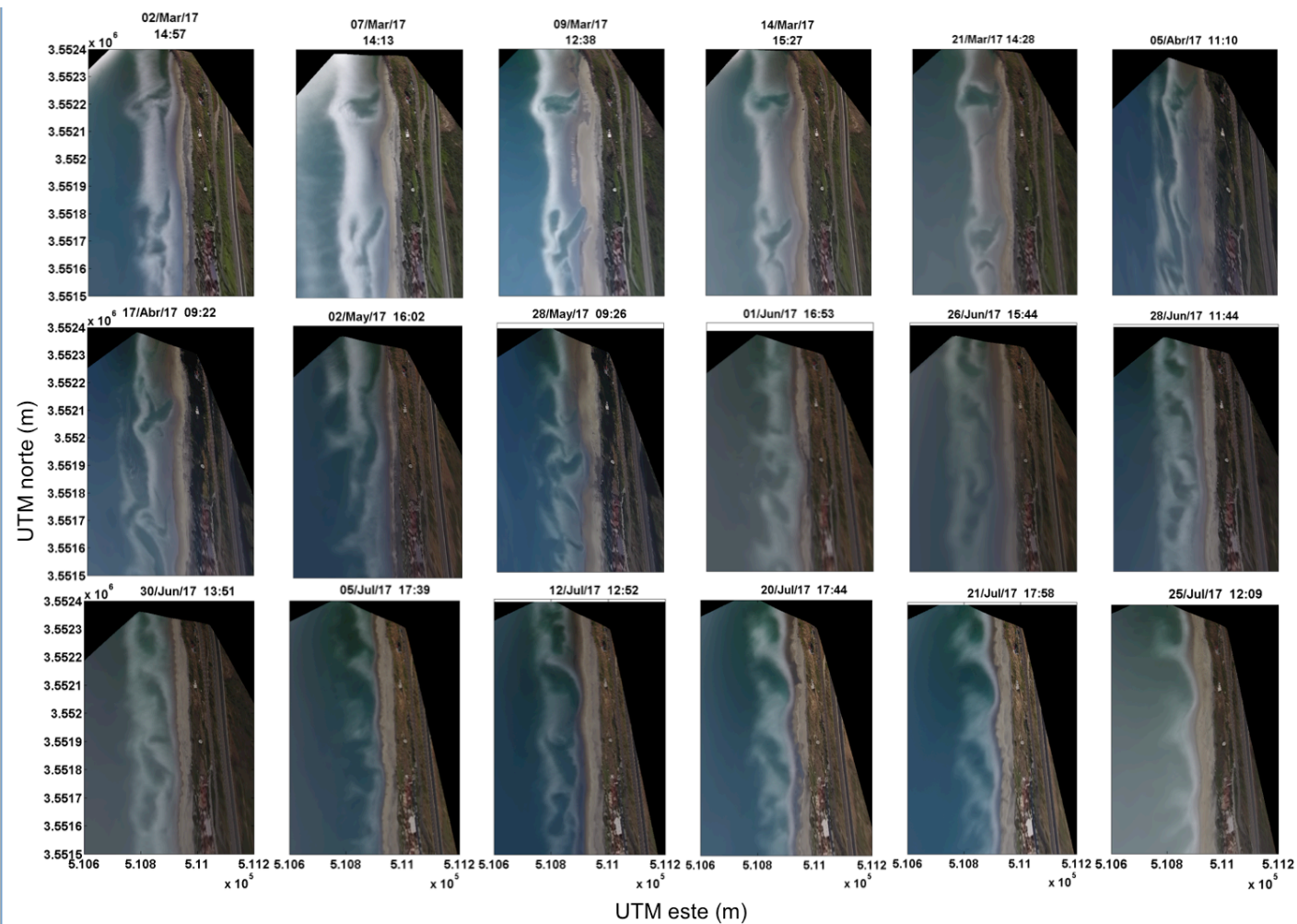


Figura 26 Secuencia temporal de imágenes TIMEX de marzo a julio 2017 desde el extremo norte de la playa La Misión.

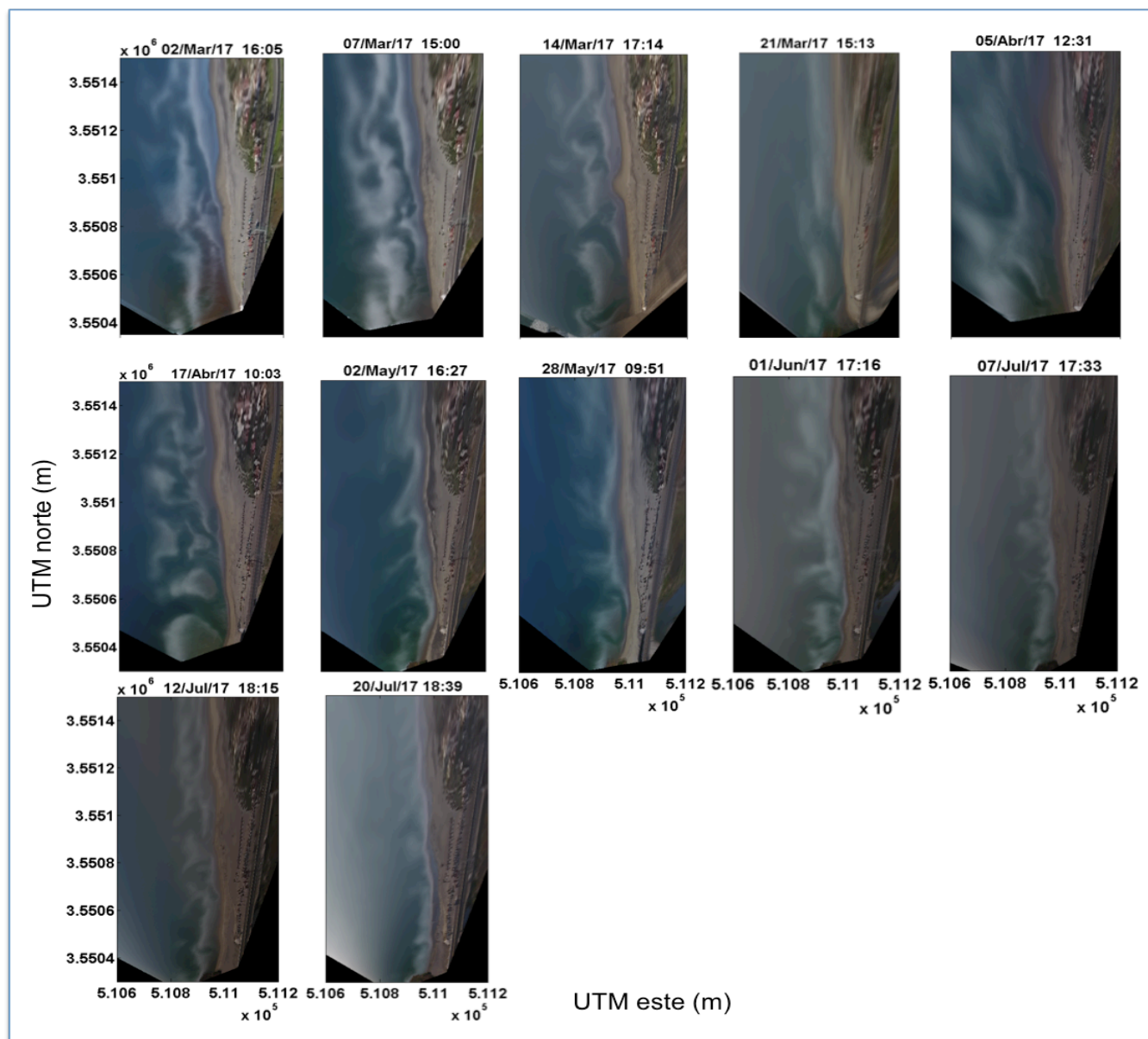


Figura 27 Secuencia temporal de imágenes TIMEX de marzo a julio 2017 desde el extremo sur de playa La Misión.

Con el fin de obtener una visión integral de la variabilidad espacio-temporal de las corrientes de retorno a lo largo de la playa, se unen las imágenes *timex* individuales del norte y sur (figuras 28 y 29). A principios de la primavera (entre marzo y abril) las corrientes están bien definidas a lo largo de toda la playa, son amplias y extensas. En marzo, las corrientes son estables, y todas presentan la misma forma. Sin embargo, en abril, se presentan un comportamiento caótico, y los canales son tan extensos y anchos (180 m y 205 m en promedio, respectivamente) que abarcan todo el ancho de playa. Algunas corrientes del sur parecen estar comunicadas a través de corrientes alimentadoras con las del norte. A partir de mayo las corrientes reducen su tamaño (longitud y anchura promedio de 120 m y 103 m, respectivamente), no siguen ningún patrón definido, y se ubican más cerca de la orilla. Durante el mes de julio, existen bastantes corrientes de retorno a lo largo de la playa, muy cerca de la orilla y de tamaño reducido (longitud y anchura promedio de 75 m y 70 m, respectivamente) (figuras 28 y 29).

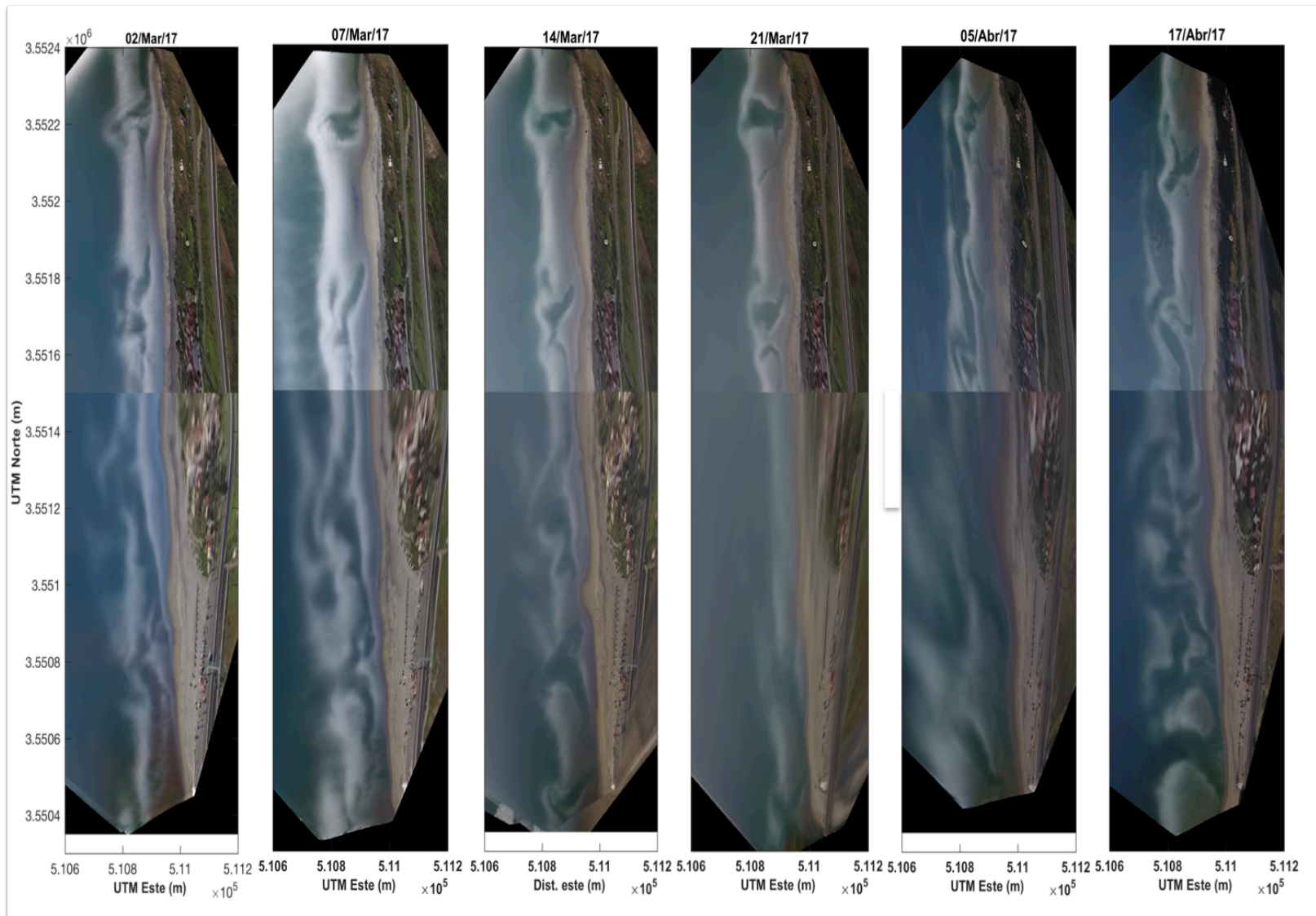


Figura 28 Imágenes TIMEX completas de la playa La Misión de marzo a abril 2017.

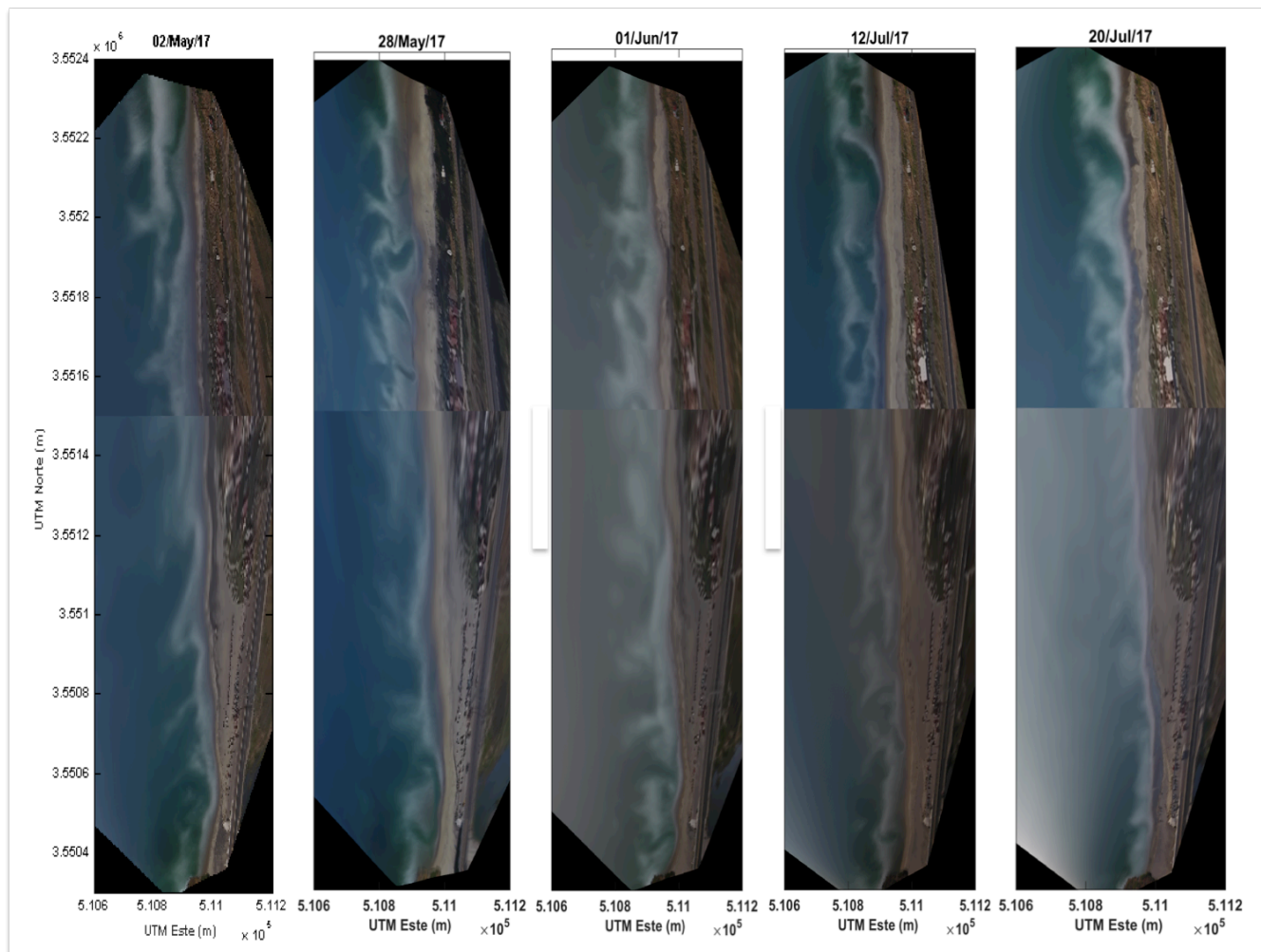


Figura 29 Imágenes TIMEX completas para la playa La Misión entre mayo y julio del 2017.

6. DISCUSIÓN

Con base en mediciones morfológicas, hidrodinámicas e imágenes capturadas con un VANT este trabajo se ha enfocado en determinar la morfodinámica asociada a las corrientes de retorno en la playa de La Misión, Baja California, Mexico. La playa es muy dinámica, muestra una alta variabilidad morfológica, con cambios de elevación de más de 3 m, en diferentes épocas del año. Por ejemplo, de agosto 2016 a octubre 2016, las variaciones en elevación superan los 2.5 m y, en erosión, superan los 3 m de profundidad. Los cambios más relevantes están asociados a la variabilidad de la profundidad de los canales.

Además, los cambios morfológicos tienen un comportamiento estacional. La mayor erosión ocurre durante periodos de arribo de oleaje lejano en invierno, típicamente de $H_s = 1.3$ s y $T_p = 14$ s, con dirección dominante de 265° . La acreción de la playa subaérea ocurre entre finales de primavera y el verano, durante el periodo de oleaje de menor altura y más corto de $H_s = 1$ m con un periodo pico de $T_p = 13$ s y una dirección asociada de 223° (SSW). Por lo tanto, la diferencia promedio entre verano e invierno es de 0.3 m en la altura significativa y 1 s de periodo. Debido a que no parece una diferencia suficiente para poder hablar de periodos más o menos energéticos, se infiere que los cambios morfológicos son debidos a la incidencia de tormentas intensas en invierno.

La playa presenta una barra submareal a lo largo de toda la playa. Entre los 4 y 8 m de profundidad se observa la presencia de un banco de sedimentos en la zona norte, acumulado después del evento de El Niño 2015-2016, El comportamiento estacional de playa coincide con el comportamiento descrito por Shepard (1950) y después por Aagaard *et al.*, (2013) para playas intermedias, quienes indican que durante el verano, la playa subaérea recibe sedimento asociado a condiciones de baja energía del oleaje, pero a partir de la

llegada de mayor energía del oleaje, inicia la erosión, que se extiende a lo largo del invierno.

El comportamiento morfológico de la playa submareal coincide con lo reportado por Larson y Kraus (1994), quienes observaron que los cambios morfológicos más extremos de los estados de playa se presentan en verano e invierno, mientras que los meses de primavera y otoño son de transición, con rasgos morfológicos similares entre sí. La playa La Misión tiene un comportamiento morfológico similar al descrito por Ruiz de Alegría-Arzaburu *et al.*, (2017) para la playa de Ensenada (Playa Hermosa), ubicada dentro de la Bahía Todos Santos, a 40 km al sur de La Misión. Sin embargo, el rango de variabilidad morfológica de La Misión es mayor que el de playa Ensenada. En ambas playas se presenta el mismo patrón de transporte transversal. Hacia la playa entre primavera y verano, durante el acercamiento de la barra submareal, contribuyendo a la acreción y recuperación en la zona subaérea. Y un comportamiento contrario en invierno, durante condiciones de oleaje más energético, favoreciendo un transporte de sedimentos neto costa afuera, ocasionando erosión en la playa subaérea, y la formación, o movimiento hacia el mar de la barra submareal.

En general, los procesos físicos asociados a la recuperación del sedimento en las playas son poco conocidos (e.g. Senéchal *et al.*, 2009). En la playa de La Misión en invierno, la barra submareal, se encuentra alejada de la costa y completamente rectilínea, debido al oleaje incidente de mayor altura y longitud de onda. Sin embargo, al inicio de la primavera (alrededor de marzo) se observa que la barra migra hacia la costa, sin embargo, se secciona, dando lugar a la formación de canales de las corrientes de retorno. Así mismo se esperaría, que como lo observado en los estudios de Castelle y Coco (2012) y Loureiro *et al.*, (2012a) realizados en playas encajadas, y para condiciones de oleaje similares, muestran un comportamiento morfológico parecido al de los extremos de la playa La Misión. En concordancia con esos estudios, se observa

cerca de los enrocamientos la presencia de corrientes de retorno de tipo de deflexión y de sombra, en los extremos norte y sur de la playa, respectivamente. En ambos casos, se observa que al finalizar la primavera pierden su intensidad e inclusive el canal de la corriente norte desaparece a mediados de la primavera. Esto puede ser debido al cambio de condiciones de oleaje de invierno-verano, asociado a un cambio de dirección (del W, al SSW) y una disminución de la altura de ola significativa promedio de 0.5 m menos.

A parte de este caso, se espera que la mayoría de las corrientes de retorno de la playa de La Misión sean corrientes de la tipología controladas por la batimetría, concretamente corrientes de retorno asociadas a canales (Castelle *et al.*, 2016). La morfología va a variar en función de la persistencia de los forzamientos hidrodinámicos. Así mismo las corrientes de retorno tienen lugar debido a la incidencia del oleaje como sugiere Castelle *et al.*, (2016). Por lo tanto, se puede inferir que las corrientes de retorno asociadas a canales van a ser más persistentes aunque el oleaje varíe, ya que variar la morfología requiere mayor tiempo, mientras que el oleaje puede variar en un mismo día.

En este trabajo, la presencia o ausencia de corrientes no parece depender del nivel de marea, ya que se infiere la misma presencia durante marea alta y baja, y parece ser el oleaje el factor determinante en la presencia de estas. Cuando el oleaje es muy intenso, las corrientes no se observan con claridad en las grabaciones de vídeo, eso no significa que no estén presentes.

El patrón de corrientes de retorno en la playa La Misión presenta una estacionalidad marcada, y ligada directamente al oleaje, y a su vez, a las condiciones morfológicas. En el norte, se observa la presencia de corrientes de retorno bien definidas en marzo, las cuales varían su geometría y orientación en relación a variaciones del oleaje persistente. Por ejemplo, a principios de marzo, una tormenta de oleaje lejano con alturas promedio mayores a 1.5 m y 14 s de

periodo del WSW (245°) las definió más, eventos parecidos a lo largo del mes generaron que la amplitud de las corrientes sufriera un aumento, en específico la corriente de más al norte. Este tipo de corrientes son las dominadas por la batimetría del tipo asociadas a canales (Castelle et al., 2016), y son las corrientes más comunes a nivel mundial y las más fáciles de identificar (Brander and Scott, 2016). Estas corrientes cumplen las características descritas por Dalrymple *et al.*, (2011) para corrientes del tipo asociadas a canales, es decir, son corrientes ubicadas en canales profundos generadas entre la barra arenosa de la zona de surf. También se han detectado corrientes mixtas de frontera (del tipo corrientes de deflexión) asociadas a canales en el extremo norte, como las reportadas por Short (1992), quien menciona que la mayoría de las corrientes adyacentes a estructuras suelen ser mixtas de frontera asociadas a canales. En el extremo de la zona sur, cerca de la estructura como se ha mencionado con anterioridad se detecta una corriente de sombra, como las reportadas por Castelle y Coco (2012) y, Scott *et al.*, (2016).

En la playa La Misión se identifican corrientes asociadas a canales en los meses de marzo con un oleaje promedio de 1 a 1.5 m de altura, de 14 s a 16 s de periodo y dirección del SSW (220°), mayo, junio y julio un oleaje de 1 m de altura, 10 s y dirección WSW (245°); corrientes mixtas enfocadas asociadas a canales en el mes de abril asociado a un oleaje con una altura de 1.5 m, 14 s y una dirección WSW (250°); corrientes mixtas de frontera asociadas a canales (de tipo sombra) en el mes de mayo con un oleaje asociado de 1 m de altura, 13 s y dirección del WSW (250°); por ultimo, se identifican corrientes de frontera tanto, del tipo deflexión como de sombra en el mes de marzo y abril, se ven acentuadas bajo condiciones de oleaje de tormenta, debido a ese motivo, al terminar el periodo de oleaje fuerte, ambos tipos de corrientes desaparecen. De este modo, las corrientes asociadas a canales detectadas en la playa La Misión son similares a las observadas por Bowen *et al.*, (1968) y Bruneau *et al.*, (2011), quienes concluyeron que la formación de estas corrientes es debida a la

disipación de la energía de las olas en la zona costera debido a la variabilidad de la profundidad del agua.

7. CONCLUSIÓN

Playa La Misión tiene corrientes de retorno durante todo el periodo monitoreado de marzo a julio del 2017 y se han detectado 5 tipo de corrientes de retorno diferentes, bajo oleaje de tormenta se generan las corrientes de frontera, mientras que para cualquier condición de oleaje, se identifican corrientes de retorno asociadas a canales.

En marzo se detectaron 3 corrientes de retorno controladas por la batimetría muy bien definidas, y asociadas a canales. Sin embargo, para el mes de abril estas corrientes cambian su geometría y orientación bajo condiciones persistentes de oleaje proveniente del WSW, con una H_s promedio de 1.5 m, y un T_p de 14 s. Para los meses mayo y junio aparecen nuevas corrientes de retorno, poco definidas pero asociadas a canales cercanos a la costa. Finalmente en julio, las corrientes de mayo y junio siguen presentes pero disminuyen su longitud y anchura.

Las corrientes entre marzo y mayo son más anchas y tienen más longitud, exactamente tienen una anchura y longitud promedios de 150 m. Mientras que las corrientes en junio y julio son más pequeñas con una longitud promedio de 83 m y una anchura promedio de 60 m.

Las corrientes de retorno, en la zona norte son más pequeñas que las corrientes de retorno en la zona sur, concretamente la diferencia promedio entre primavera y verano para la zona norte es de 27m de ancho y 33 m de longitud, mientras que para la zona sur, las diferencias son de 155m de ancho y 102 m de longitud.

En el extremo sur la erosión en la zona intermareal es persistente, durante todo el periodo de estudio se ha encontrado un canal que oscila entre los 2 y los 3 m de profundidad. Mientras que para el extremo norte, la erosión en la zona intermareal logra una recuperación durante el mes de agosto de 2016 y julio de 2017; en septiembre del 2016 se inició nuevamente la erosión de la zona intermareal y finalmente en octubre ya había perdido medio metro nuevamente. Por lo tanto, se concluye que la playa tuvo mayor recuperación de la zona intermareal, en el verano del 2017 en comparación con el verano del 2016.

El oleaje incidente en playa la misión es bimodal, proveniente del WNW y del WSW. El oleaje que genera más impacto en la playa es el oleaje del WNW ya que es oleaje de invierno y llega con mayor altura de ola y mayor energía. La presencia de corrientes de retorno en la playa depende previamente del oleaje incidente, a pesar de que existe cambio en la dirección del oleaje incidente, no sucede lo mismo con la orientación de la corriente, esta va a terminar girando cuando la morfología haya cambiado debido a la persistencia los forzamientos hidrodinámicos. Eso se debe a la diferencia de escalas temporales a las que trabajan las variaciones morfológicas y las variaciones hidrodinámicas.

Por otro lado, en condiciones de oleaje intenso, pasado cierto tiempo bajo la influencia de ese oleaje, se han podido identificar corrientes mixtas enfocadas asociadas a canales (abril).

Por último, se ha detectado una anomalía debida debido a las condiciones de El Niño, la playa La Misión muestra la presencia de una acumulación de sedimento en el extremo norte, entre los 4 y 8 m de profundidad. Esta acumulación permanece constante a lo largo del periodo de estudio, constituye una entrada de sedimento a la playa y permite la redistribución del mismo a lo largo de la playa.

8. REFERENCIAS

Aagaard, T., & Vinther, N. (2008). Cross-shore currents in the surf zone: rips or undertow?. *Journal of Coastal Research*, 561-570.

Aagaard, T., Greenwood, B., & Hughes, M. (2013). Sediment transport on dissipative, intermediate and reflective beaches. *Earth-science reviews*, 124, 32-50.

Austin, M., Scott, T., Brown, J., Brown, J., MacMahan, J., Masselink, G., & Russell, P. (2010). Temporal observations of rip current circulation on a macro-tidal beach. *Continental Shelf Research*, 30(9), 1149-1165.

Bowen, A. J., Inman, D. L., & Simmons, V. P. (1968). Wave 'set-down'and set-Up. *Journal of Geophysical Research*, 73(8), 2569-2577.

Bowen, A. J. (1969). Rip currents: 1. Theoretical investigations. *Journal of Geophysical Research*, 74(23), 5467-5478.

Bowen, A. J., & Holman, R. A. (1989). Shear instabilities of the mean longshore current: 1. Theory. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 94(C12), 18023-18030.

Campos–Gaytán, J. R., & Kretzschmar, T. (2008). Simulación del flujo de agua subterránea en el acuífero del Valle de Guadalupe, Baja California, México (Doctoral dissertation, Ph. D. Thesis, CICESE, 220 p.[Links]).

Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H., Sénéchal, N., 2007. Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: a review. *Mar. Geol.* 245, 141–159.

Castelle, B., & Coco, G. (2012). The morphodynamics of rip channels on embayed beaches. *Continental Shelf Research*, 43, 10-23.

Castelle, B., & Coco, G. (2013). Surf zone flushing on embayed beaches. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2206-2210.

Castelle, B., Almar, R., Dorel, M., Lefebvre, J. P., Sénéchal, N., Anthony, E. J., ... & Penhoat, Y. D. (2014a). Rip currents and circulation on a high-energy low-tide-terraced beach (Grand Popo, Benin, West Africa). *Journal of Coastal Research*, 70(sp1), 633-638.

Castelle, B., Reniers, A., & MacMahan, J. (2014b). Bathymetric control of surf zone retention on a rip-channelled beach. *Ocean Dynamics*, 64(8), 1221-1231.

Castelle, B., Scott, T., Brander, R. W., & McCarroll, R. J. (2016). Rip current types, circulation and hazard. *Earth-Science Reviews*, 163, 1-21.

Dalrymple, R. A., & Lozano, C. J. (1978). Wave-current interaction models for rip currents. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 83(C12), 6063-6071.

Dalrymple, R. A., MacMahan, J. H., Reniers, A. J., & Nelko, V. (2011). Rip currents. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 43, 551-581.

Hallermeier, R.J., 1981. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate, *Coastal Engineering*, 4: 253–277.

Houser, C., Barrett, G., Labude, D., 2011. Alongshore variation in the rip current hazard at Pensacola Beach, Florida. *Nat. Hazards* 57, 501–523.

KOMAR, P.D., 1998. Beach Processes and Sedimentation, 2nd edition. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice-Hall, 544p

Larrañaga-Fu, M.J., 2013. Variabilidad de la circulación superficial en la Bahía Todos Santos, Baja California, México. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California, México; 67.

Larson, M., & Kraus, N. C. (1994). Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 117(1-4), 75-94.

Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1990. The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *J. Geophys. Res.* 95, 11575–11590.

Loureiro, C., Ferreira, Ó., & Cooper, J. A. G. (2012a). Geologically constrained morphological variability and boundary effects on embayed beaches. *Marine Geology*, 329, 1-15.

Loureiro, C., Ferreira, Ó., & Cooper, J. A. G. (2012b). Extreme erosion on high-energy embayed beaches: influence of megarips and storm grouping. *Geomorphology*, 139, 155-171.

Loureiro, C., Ferreira, O., Cooper, J.A.G., 2013. Applicability of parametric beach morphodynamic state classification on embayed beaches. *Mar. Geol.* 34, 153–164.

MacMahan, J. H., Thornton, E. B., & Reniers, A. J. (2006). Rip current review. *Coastal Engineering*, 53(2), 191-208.

MacMahan, J., Brown, J., Brown, J., Thornton, E., Reniers, A., Stanton, T., ... & Scott, T. M. (2010). Mean Lagrangian flow behavior on an open coast rip-channelled beach: A new perspective. *Marine Geology*, 268(1), 1-15.

MacMahan, J., Reniers, A., Brown, J., Brander, R., Thornton, E., Stanton, T., ... & Carey, W. (2011). An introduction to rip currents based on field observations. *Journal of Coastal Research*, 27(4), iii-vi.

Masselink, G., A.D. Short, 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual model. *Journal of Coastal Research* 9 (3), 785–800

Masselink, G. y M.G. Hughes, 2003. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Edward Arnold, London, 354

Phillips, O. M. (1958). The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 4(4), 426-434.

Price, T. D., & Ruessink, B. G. (2011). State dynamics of a double sandbar system. *Continental Shelf Research*, 31(6), 659-674.

Rascle, N., and F. Ardhuin (2013), A global wave parameter database for geophysical applications. Part 2: Model validation with improved source term parameterization. *Ocean Modell.*, 70, 174–188.

Reniers, A. J. H. M., J. A. Roelvink, and E. B. Thornton (2004), Morphodynamic modeling of an embayed beach under wave group forcing, *J. Geophys. Res.*, 109, C01030, doi:10.1029/2002JC001586.

Ruessink, B.G., y R. Ranasinghe, 2014. Beaches. In: Masselink, G., and Gehrels R. (ed.), Coastal Environments & Global Change. American Geophysical Union: Wiley. Hardcover, (7) 149–176

Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Vidal-Ruiz, J. A., García-Nava, H., & Romero-Arteaga, A. (2017). Seasonal morphodynamics of the subaerial and subtidal sections of an intermediate and mesotidal beach. *Geomorphology*, 295, 383-392.

Sembiring, L., Van Ormondt, M., Van Dongeren, A. R., & Roelvink, J. A. (2017, July). Operational prediction of rip currents using numerical model and nearshore bathymetry from video images. In *AIP Conference Proceedings* (Vol. 1857, No. 1, p. 080004). AIP Publishing.

Shanks, A.L., Morgan, S.G., MacMahan, J.H., Reniers, A.J.H.M., 2012. Surf zone physical and morphological regime as determinants of temporal and spatial variation in larval re- cruitment. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 392, 140–150.

Short A.D. y D.W.T. Jackson, 2013. Beach Morphodynamics. In: John F. Shroder (ed.) *Treatise on Geomorphology*, 10:106–129.

Sinnett, G., Feddersen, F., 2014. The surf zone heat budget: the effect of wave heating. *Geophys. Res. Lett.* 41, 7217–7226.

Wright, L. D., & Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine geology*, 56(1-4), 93-118.

9. ANEXOS

Anexo A.

Evolución temporal de cada uno de los perfiles topo-batimétricos (TB) medidos en la playa de La Misión entre noviembre 2015 y julio 2017, siendo el TB1 el primer perfil del extremo norte de la playa, y el TB17 el del extremo sur.

Figura. A1

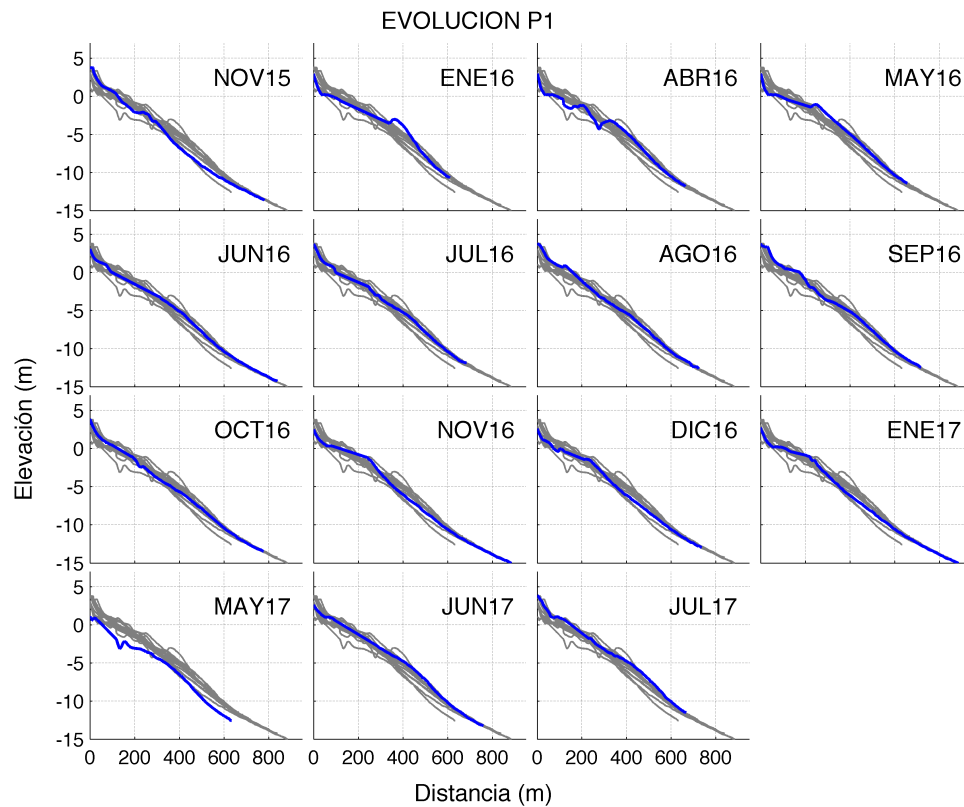


Figura A1. Evolución transversal en el tiempo del perfil 1 (extremo norte).

Figura. A2 y A3

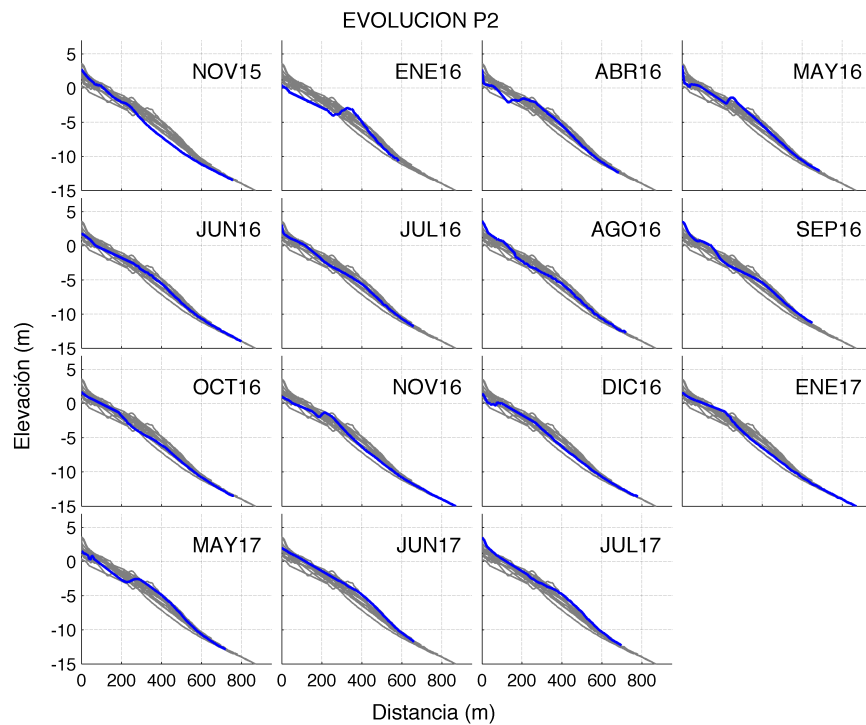


Figura A2. Evolución transversal en el tiempo de los perfiles 2

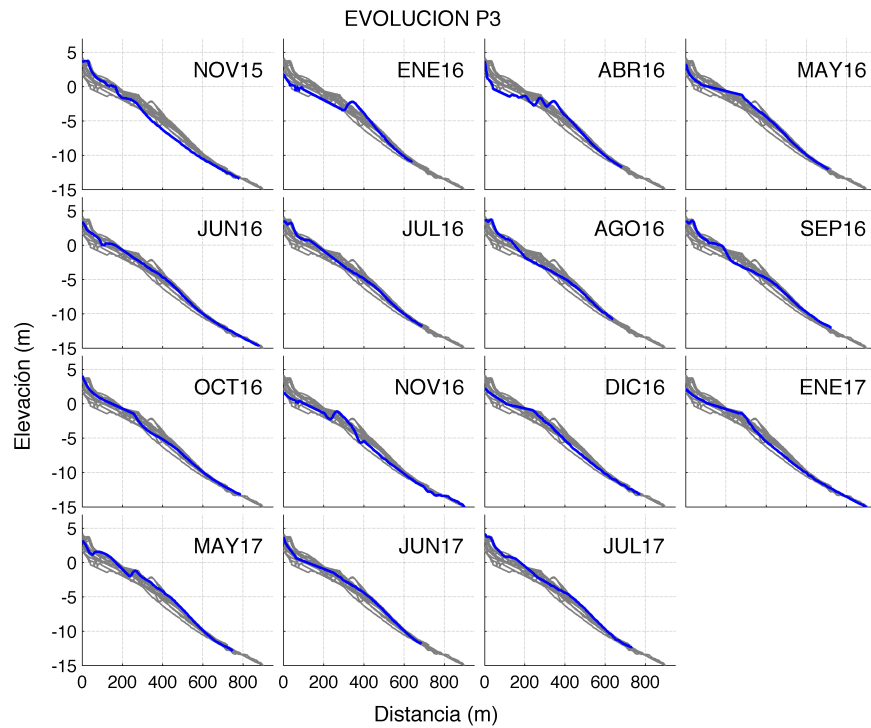


Figura A3. Evolución transversal en el tiempo de los perfiles 3.

Figura A4 y A5

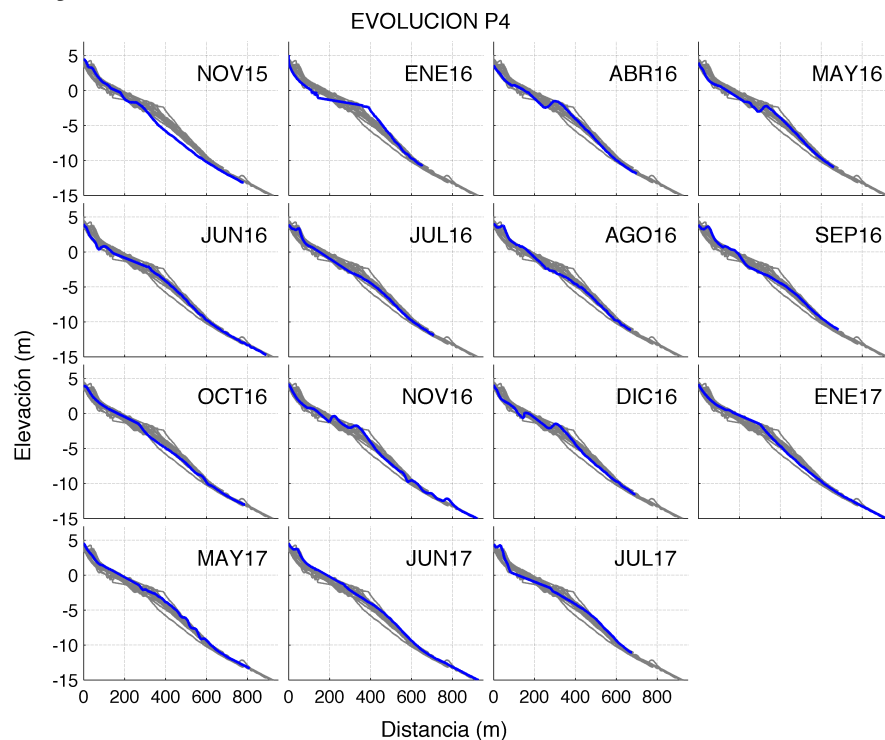


Figura A4. Evolución transversal en el tiempo de los perfil 4

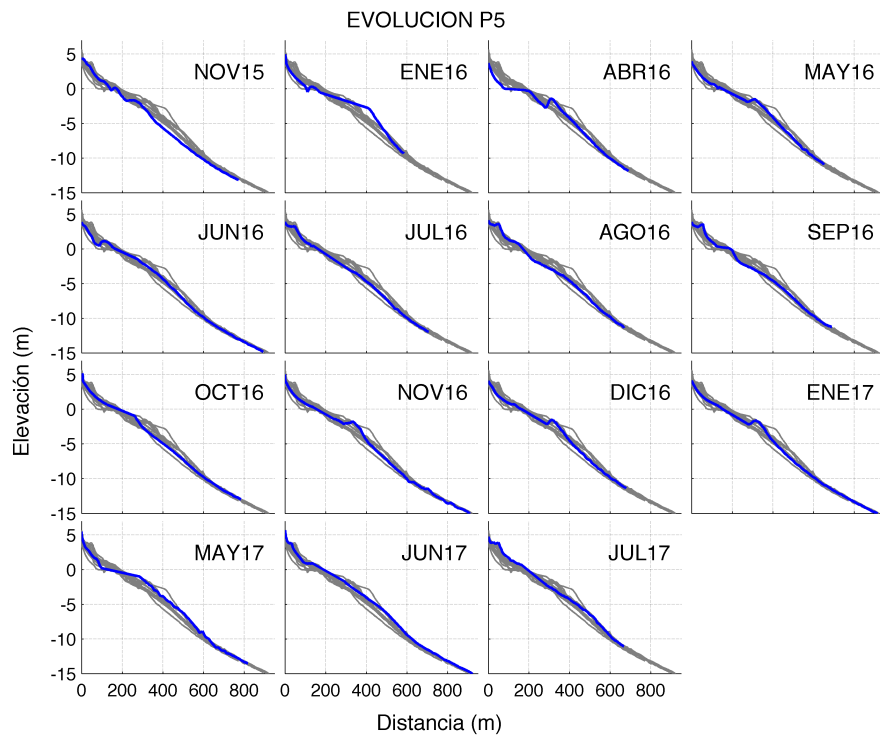


Figura A5. Evolución transversal en el tiempo de los perfil 5.

Figura A6 y A7

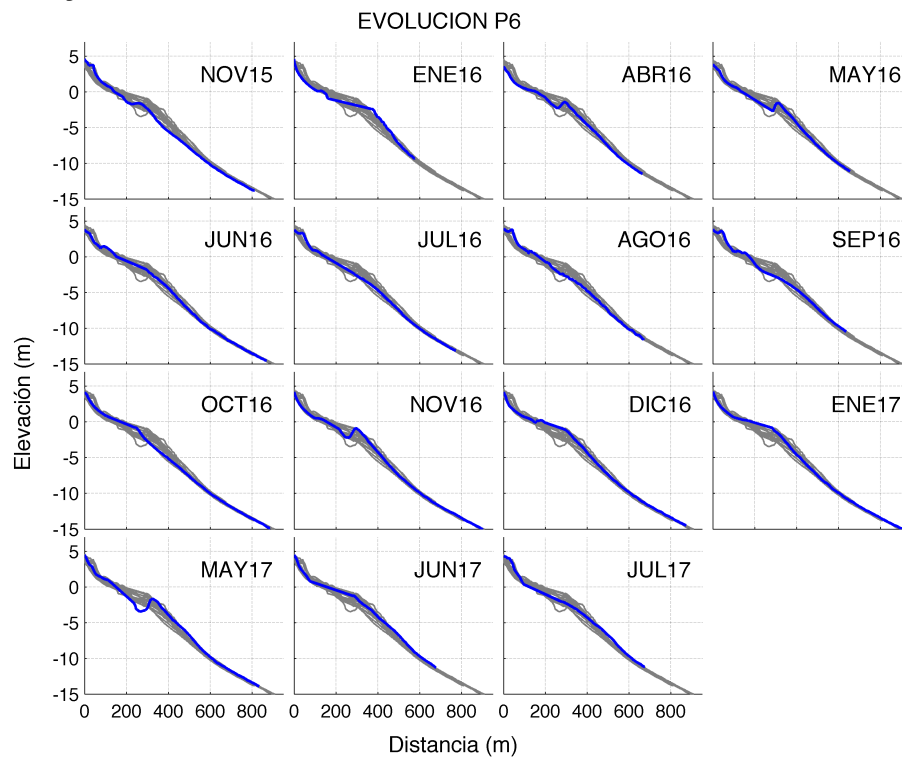


Figura A6. Evolución transversal en el tiempo de los perfil 6

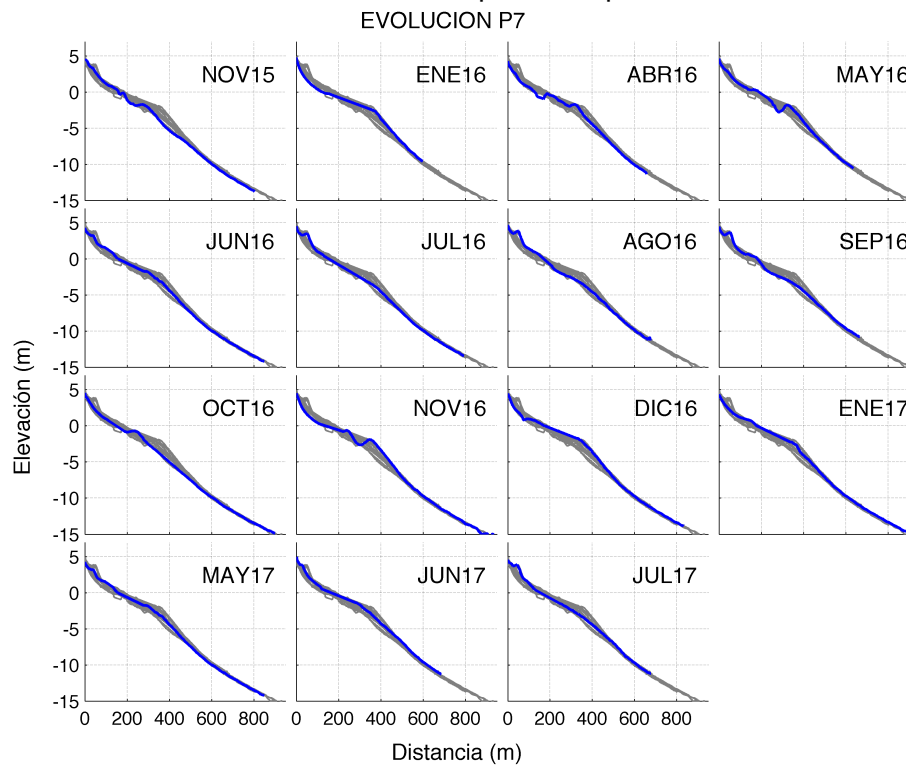


Figura A7. Evolución transversal en el tiempo de los perfil 7.

Figura A8 y A9

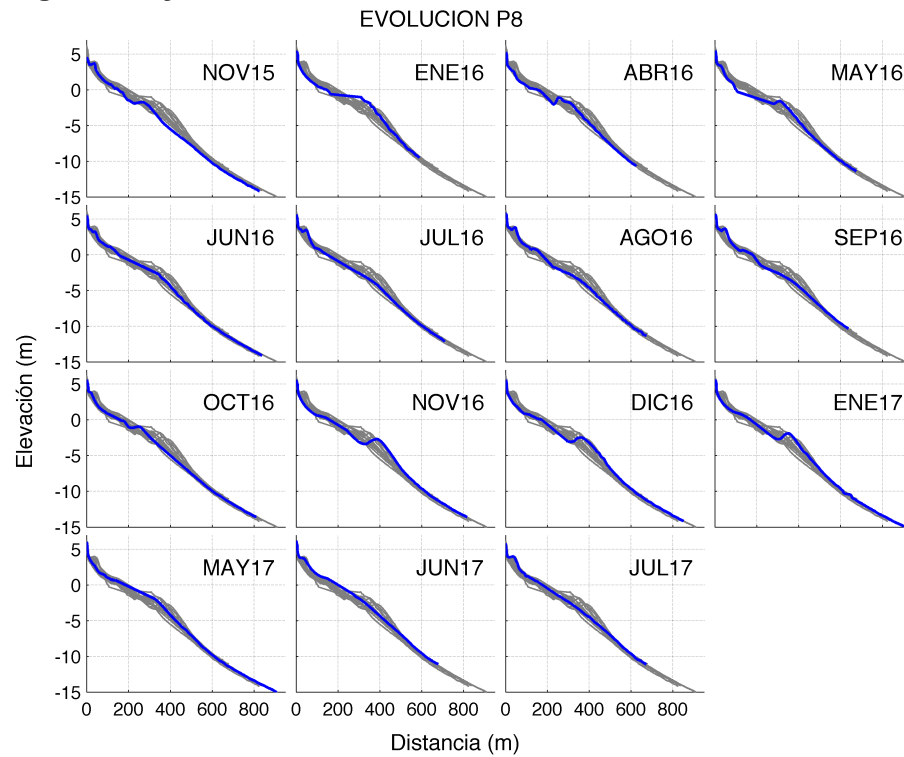


Figura A8. Evolución transversal en el tiempo de los perfil 8.

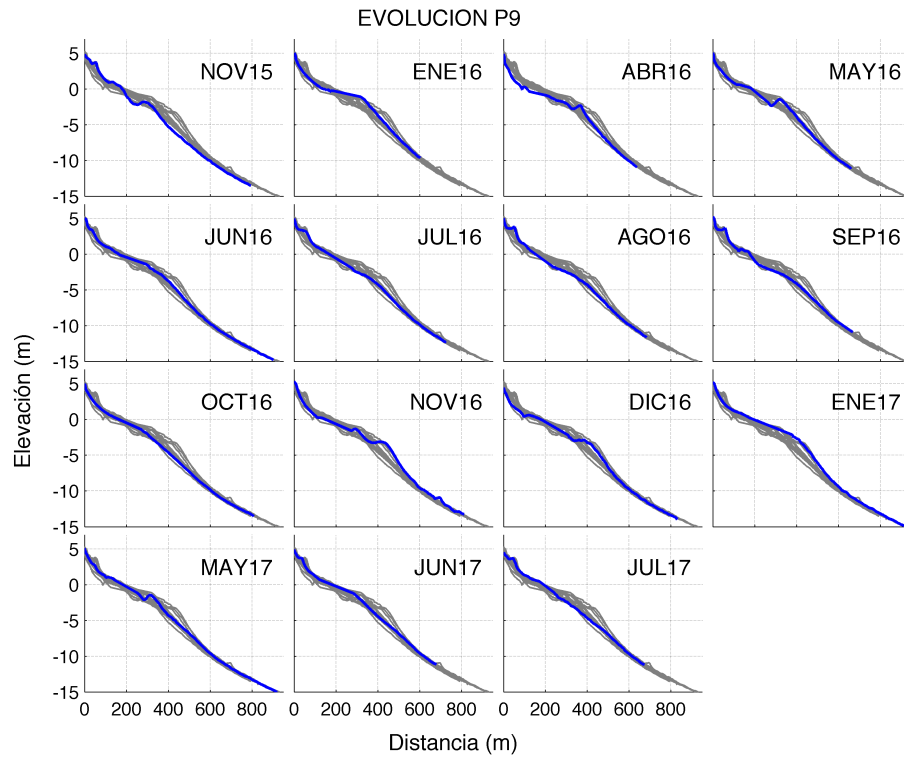


Figura A9. Evolución transversal en el tiempo de los perfil 9.

Figura A10 y A11

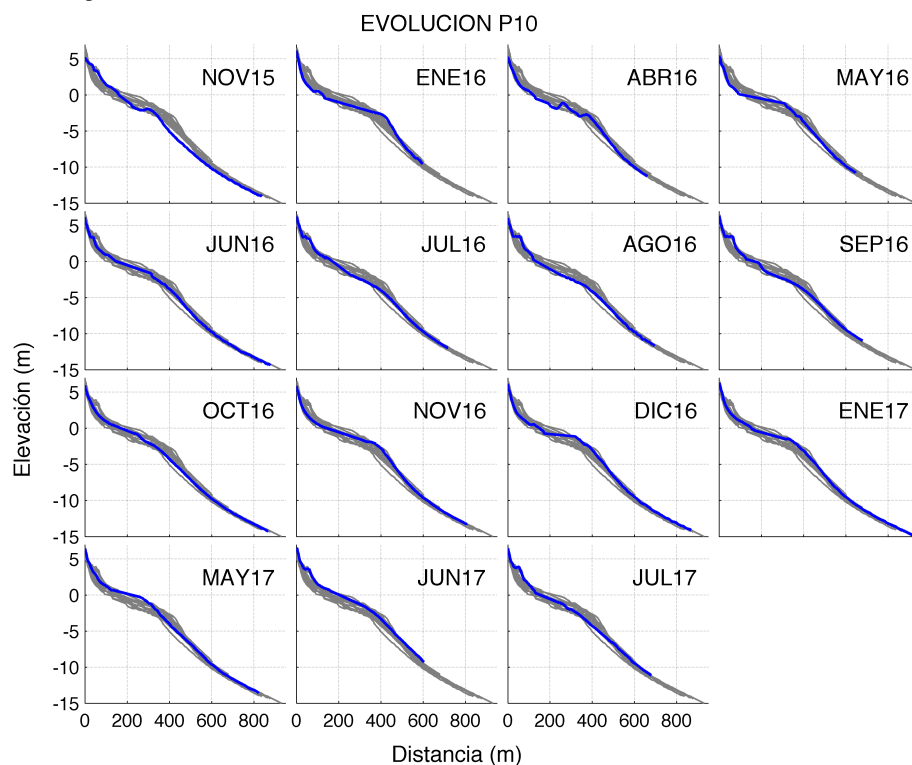


Figura A10. Evolución transversal en el tiempo de los perfil 10.

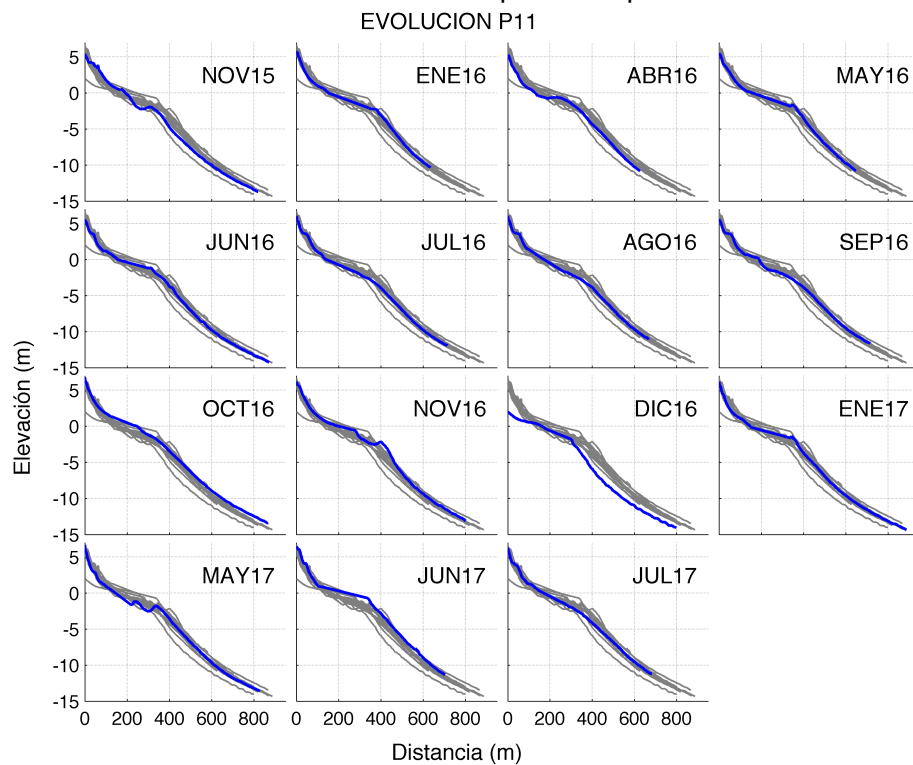


Figura A11. Evolución transversal en el tiempo de los perfil 11.

Figura A12 y A13

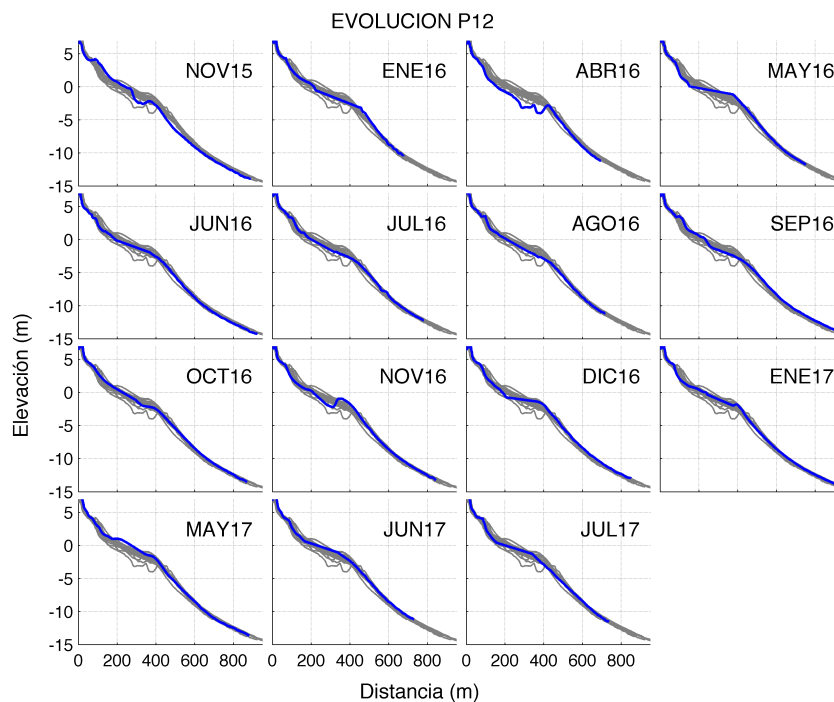


Figura A12. Evolución transversal en el tiempo del perfil 12.

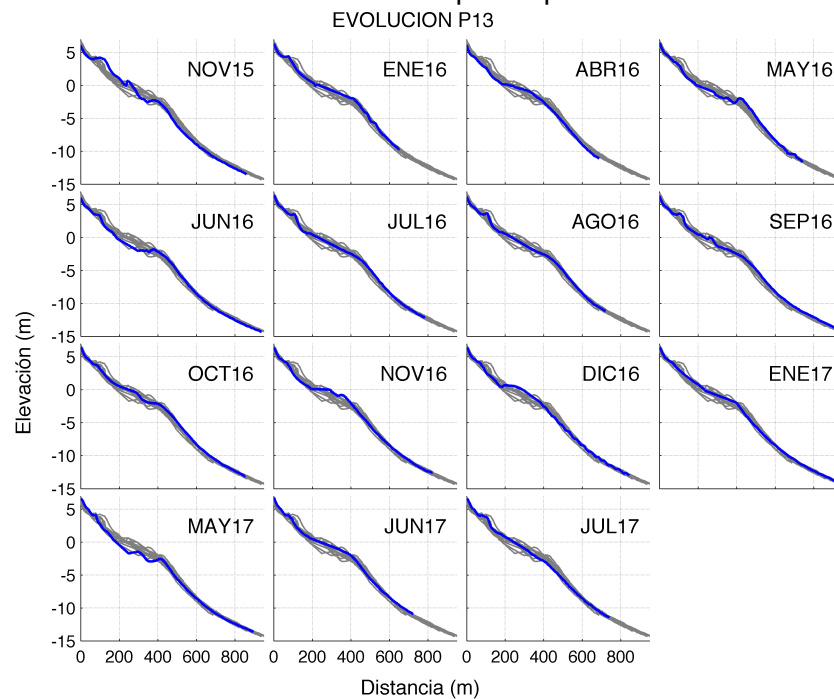


Figura A13. Evolución transversal en el tiempo del perfil 13.

Figura A14 y A 15

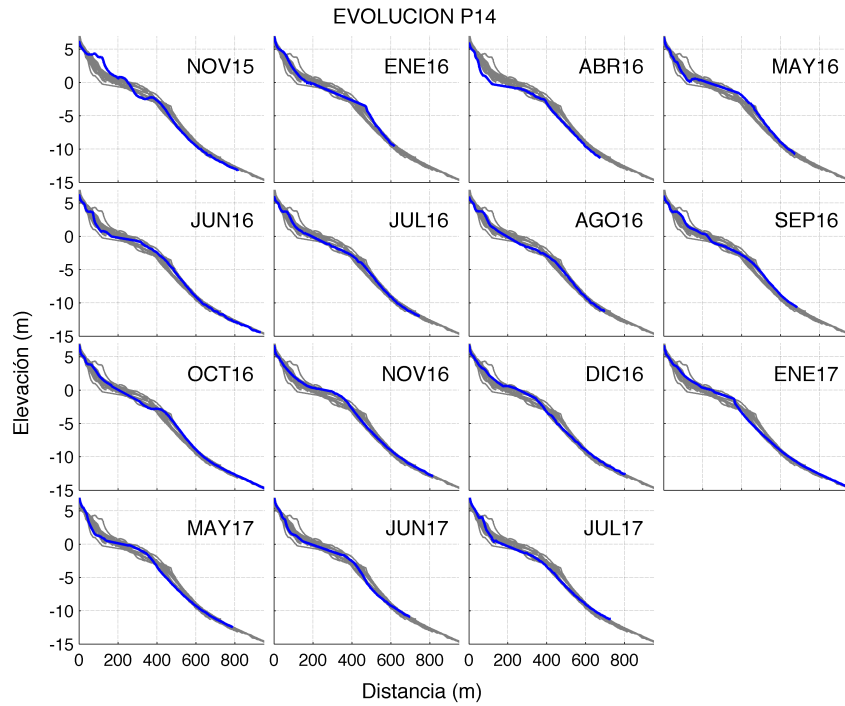


Figura A14. Evolución transversal en el tiempo del perfil 14.

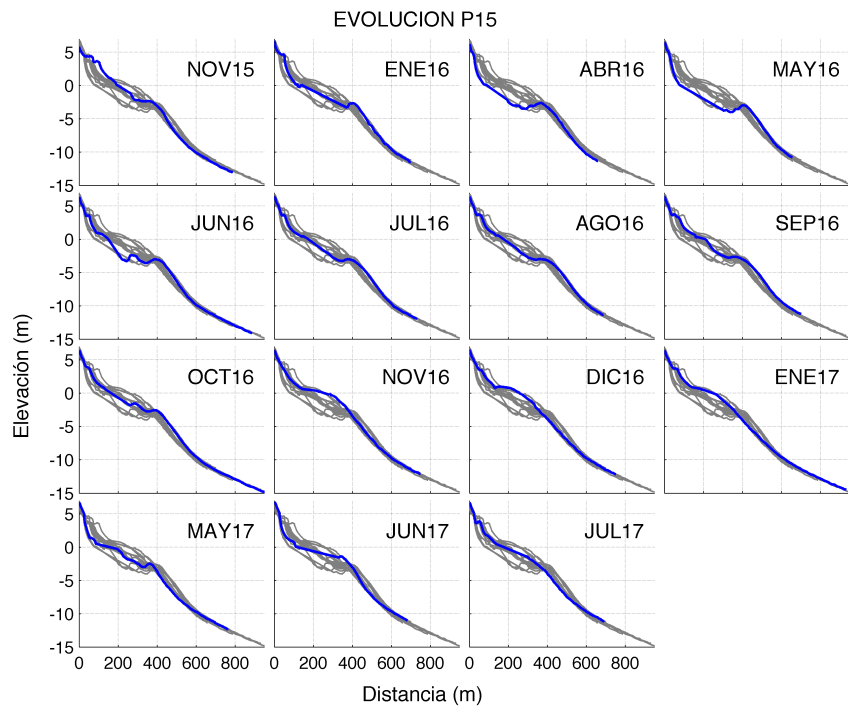


Figura A15. Evolución transversal en el tiempo del perfil 15.

Figura A16 y A17

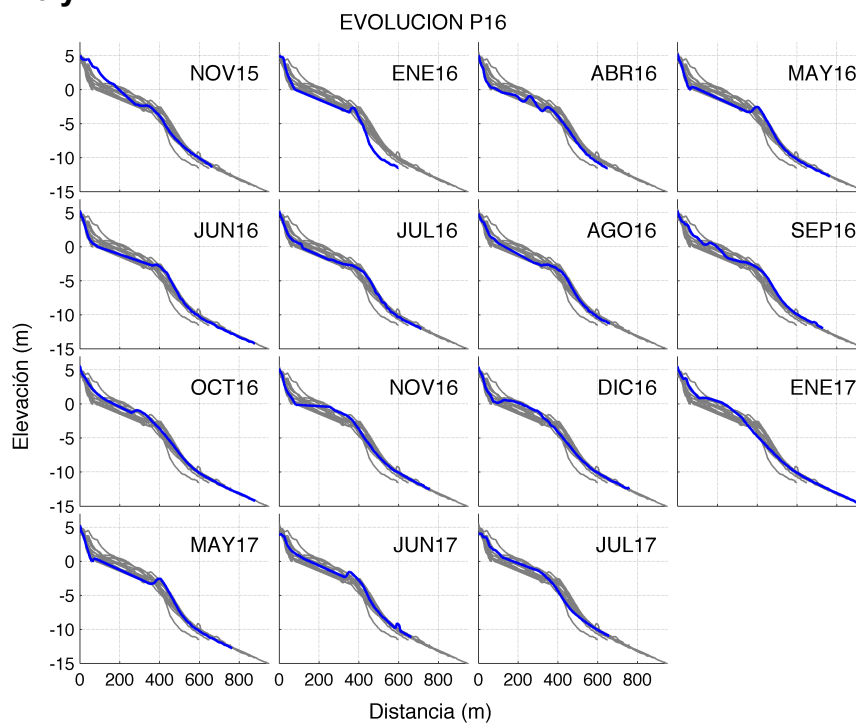


Figura A16. Evolución transversal en el tiempo del perfil 16

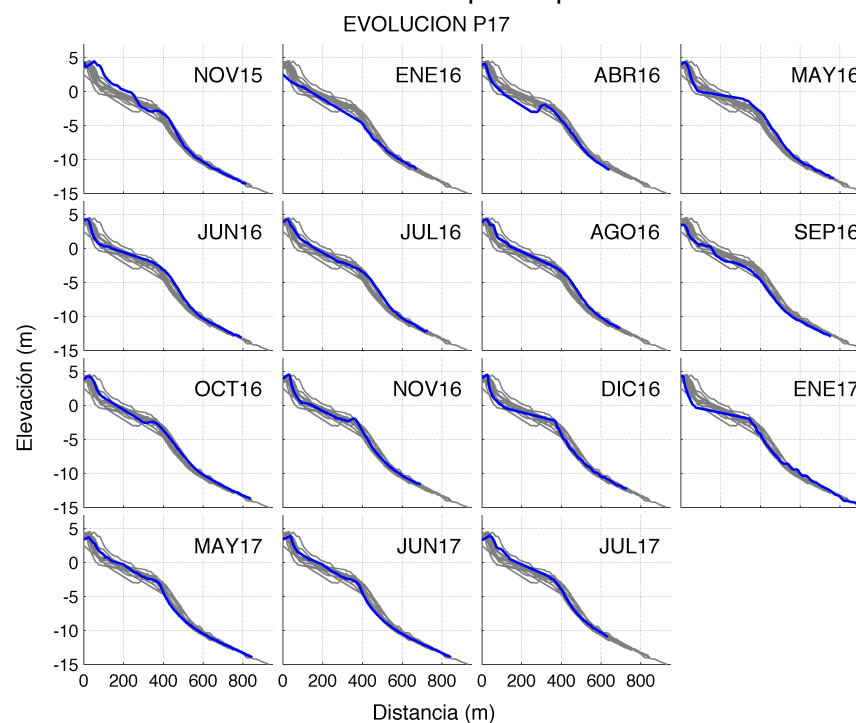


Figura A17. Evolución transversal en el tiempo del perfil 17

Anexo B.

Mapas de elevación digital mensuales mostrando la evolución morfología de la playa de La Misión entre noviembre 2015 y julio 2017.

Figura B1

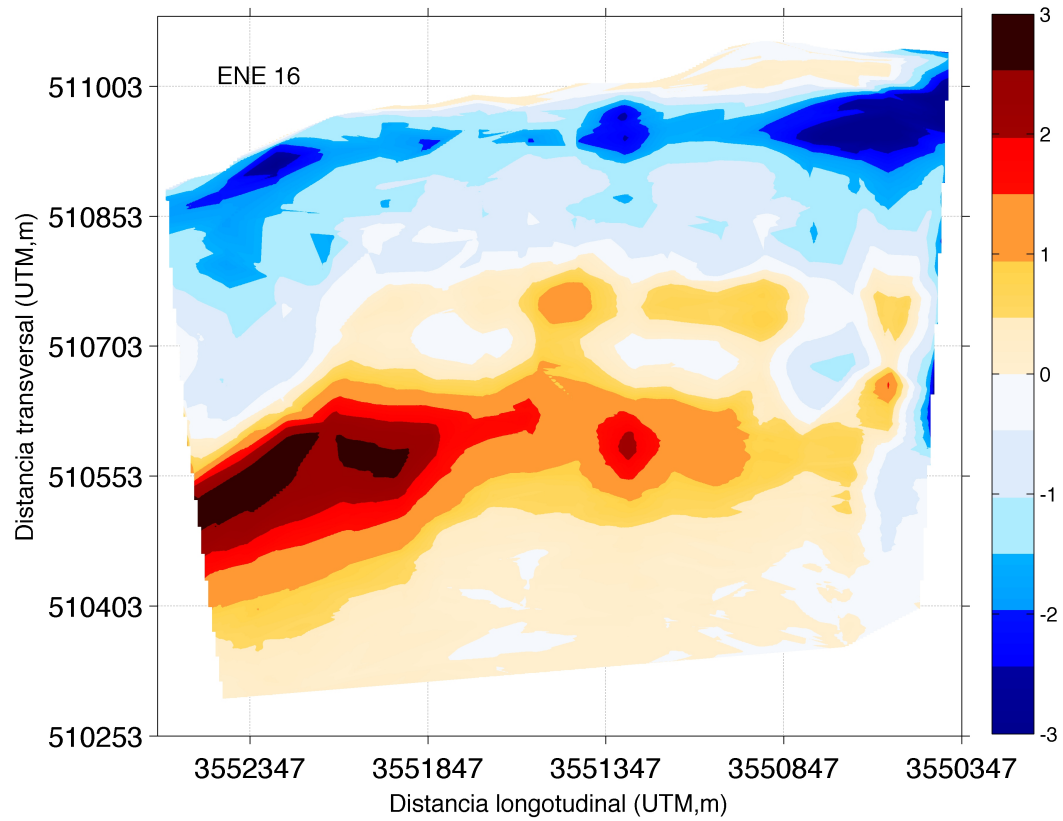


Figura B1. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y enero del 2016

Figura B2 y B3

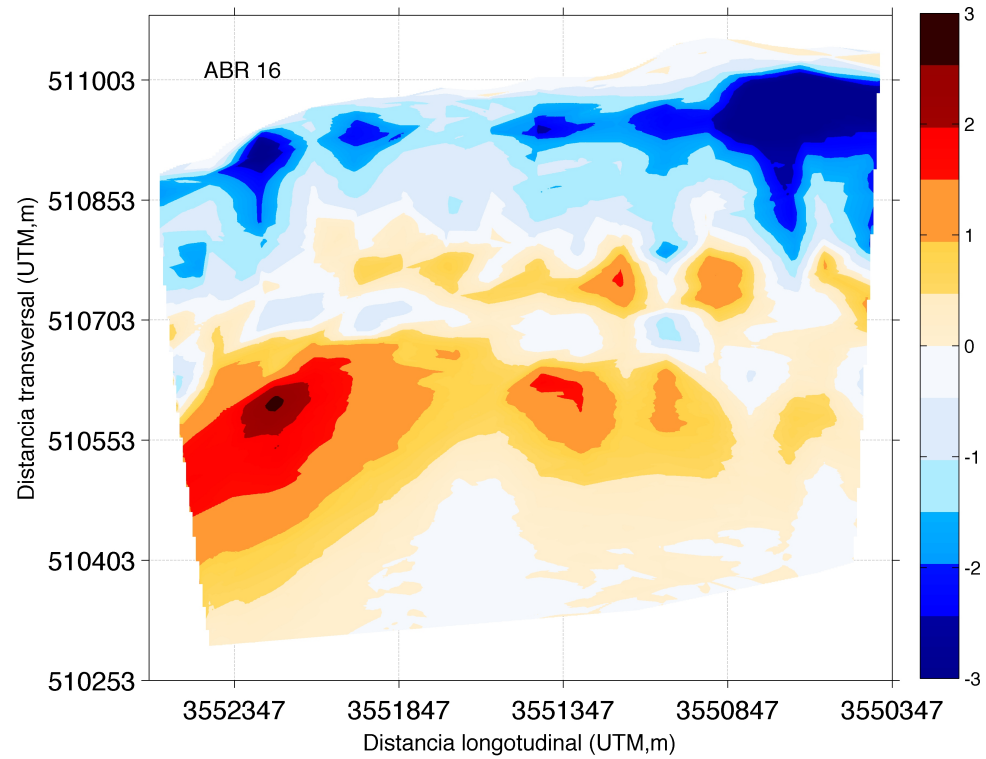


Figura B2. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y abril del 2016

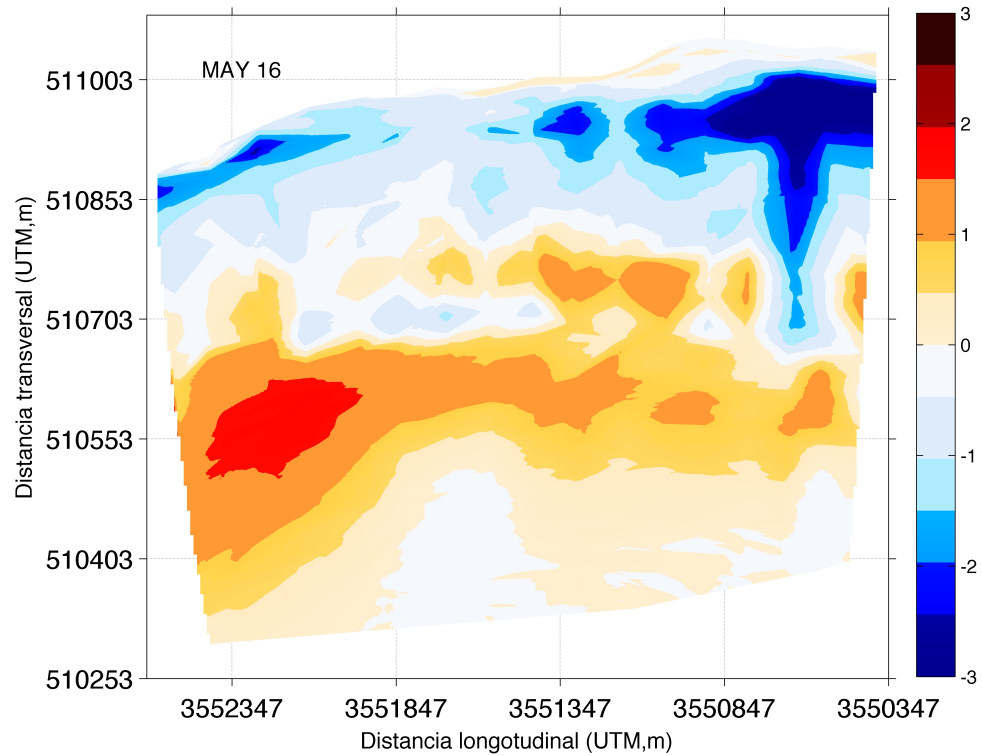


Figura B3. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y mayo del 2016

Figura B4 y B5

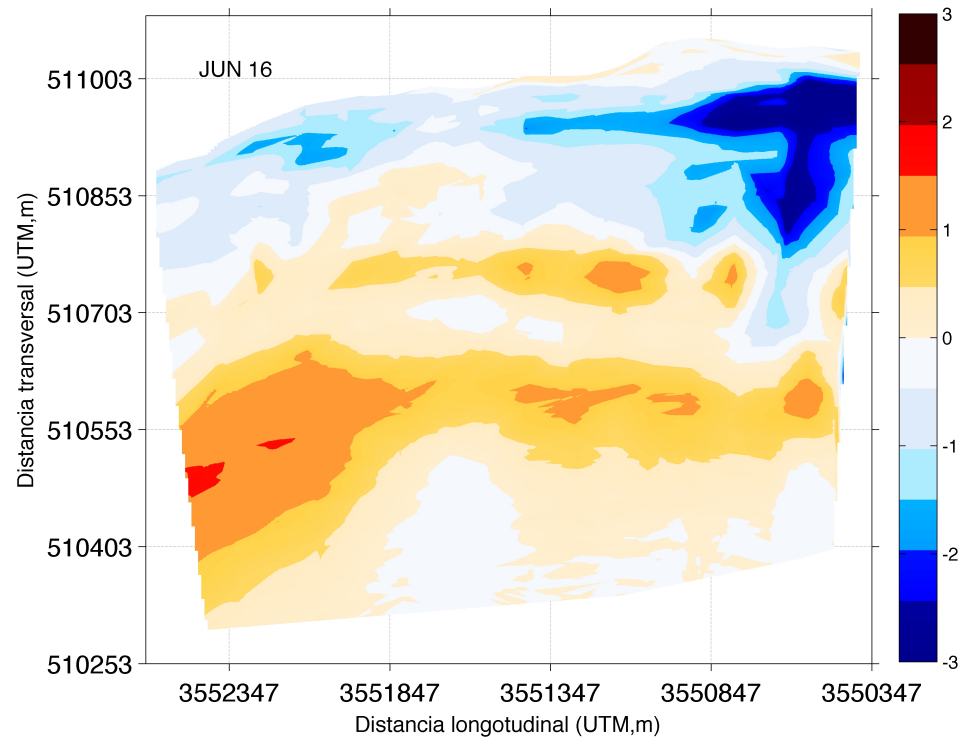


Figura B4. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y junio del 2016

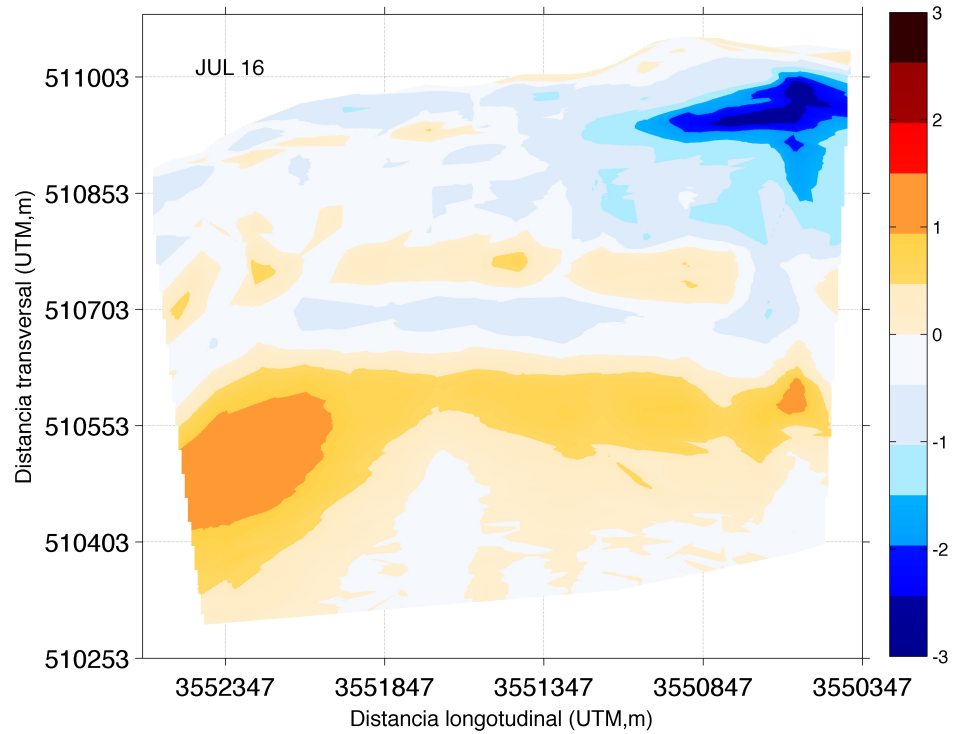


Figura B5. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y julio del 2016

Figura B6 y B7

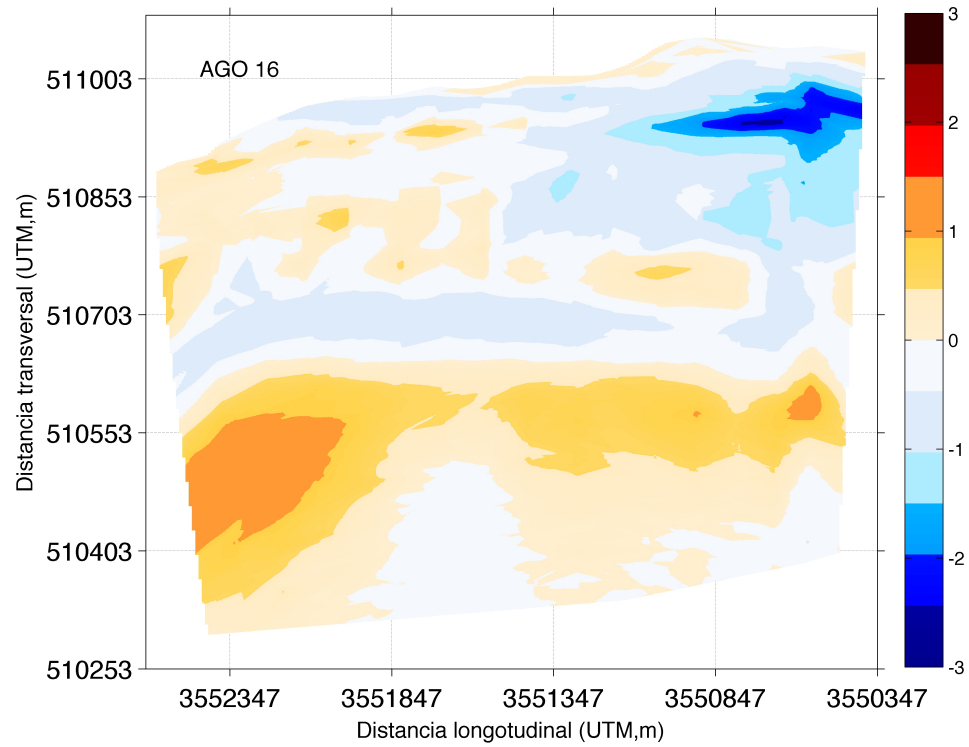


Figura B6. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y agosto del 2016

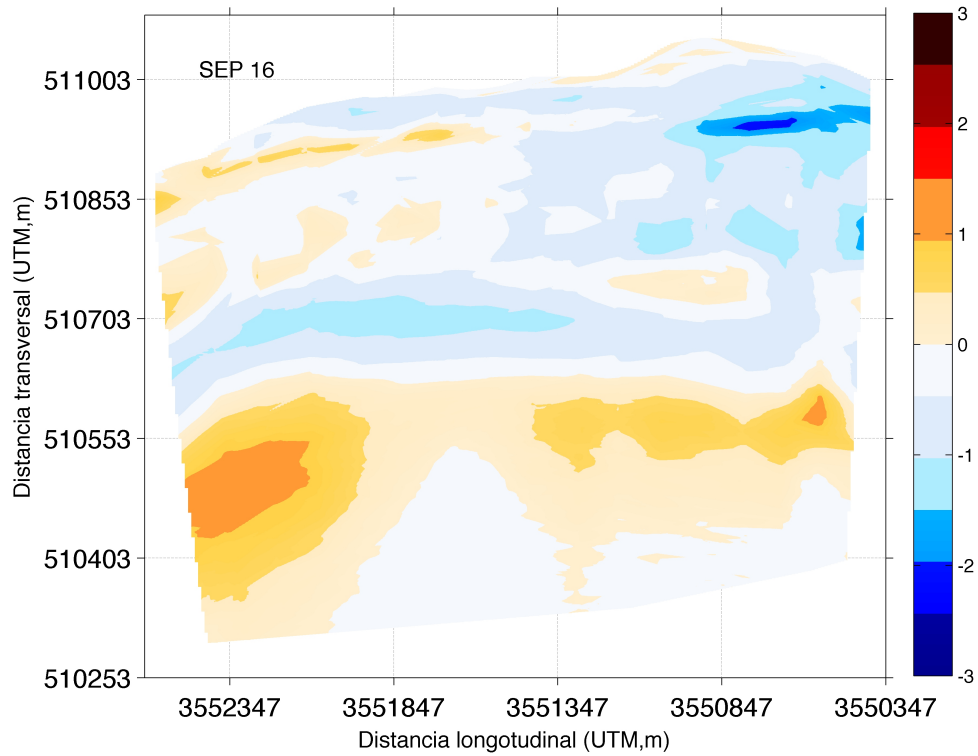


Figura B7. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y septiembre del 2016

Figura B8 y B9

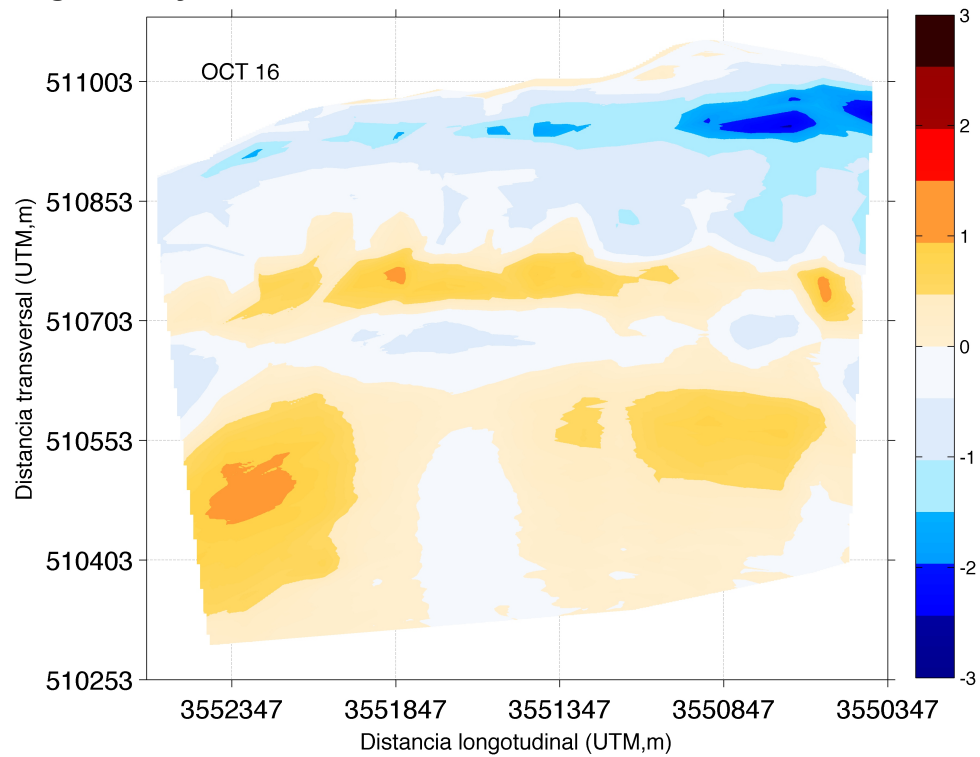


Figura B8. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y octubre del 2016

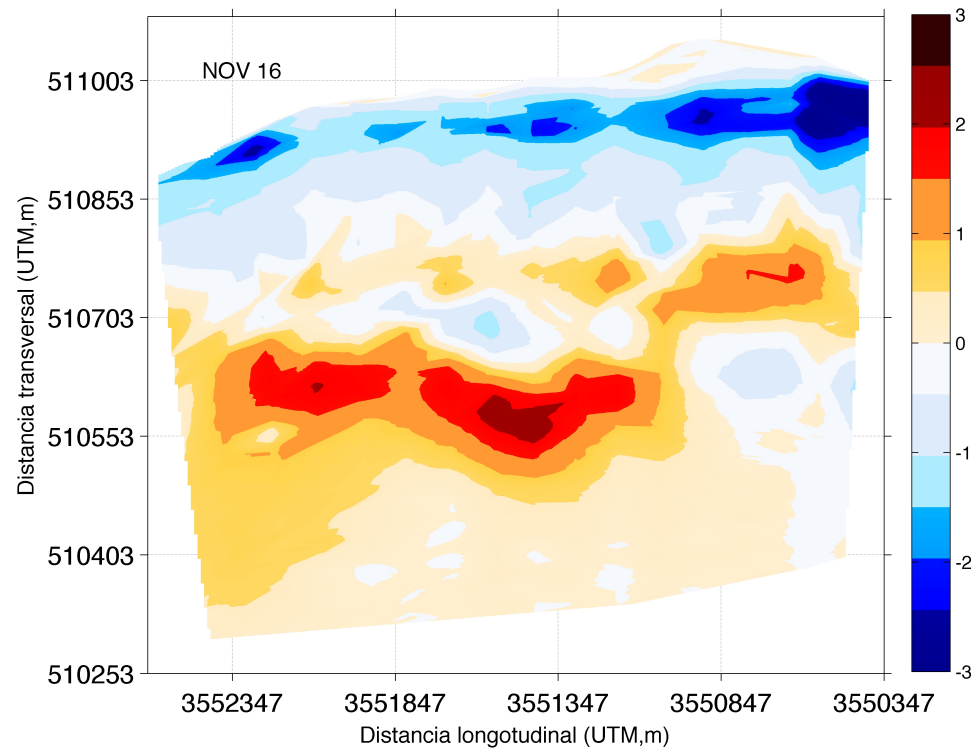


Figura B9. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y noviembre del 2016

Figura B10 y B11

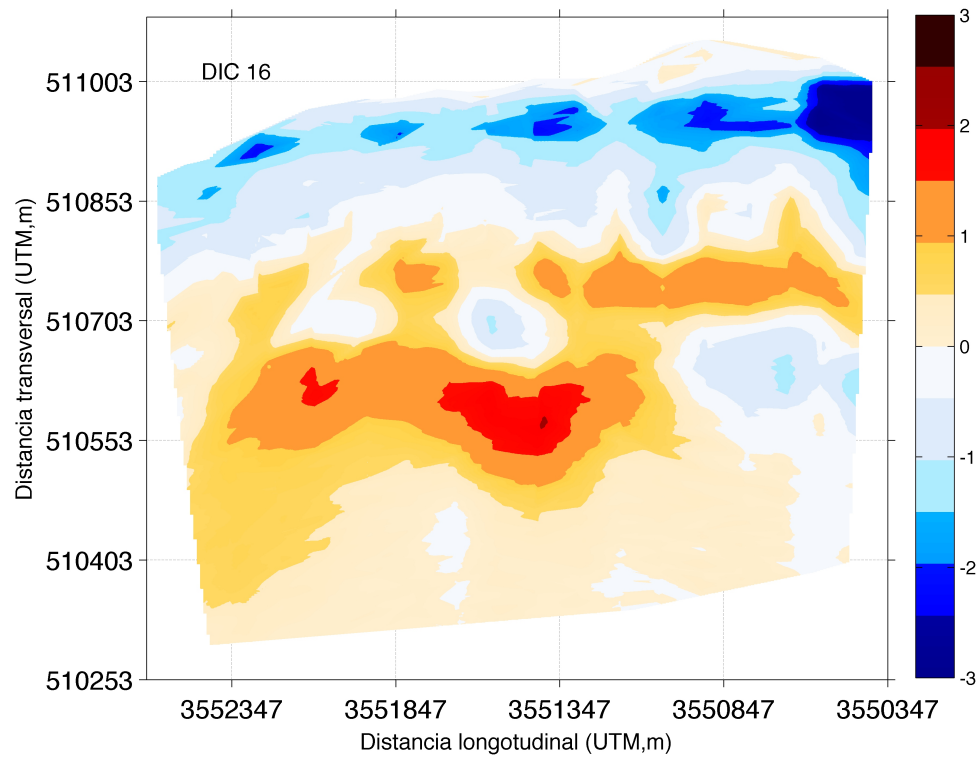


Figura B10. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y diciembre del 2016

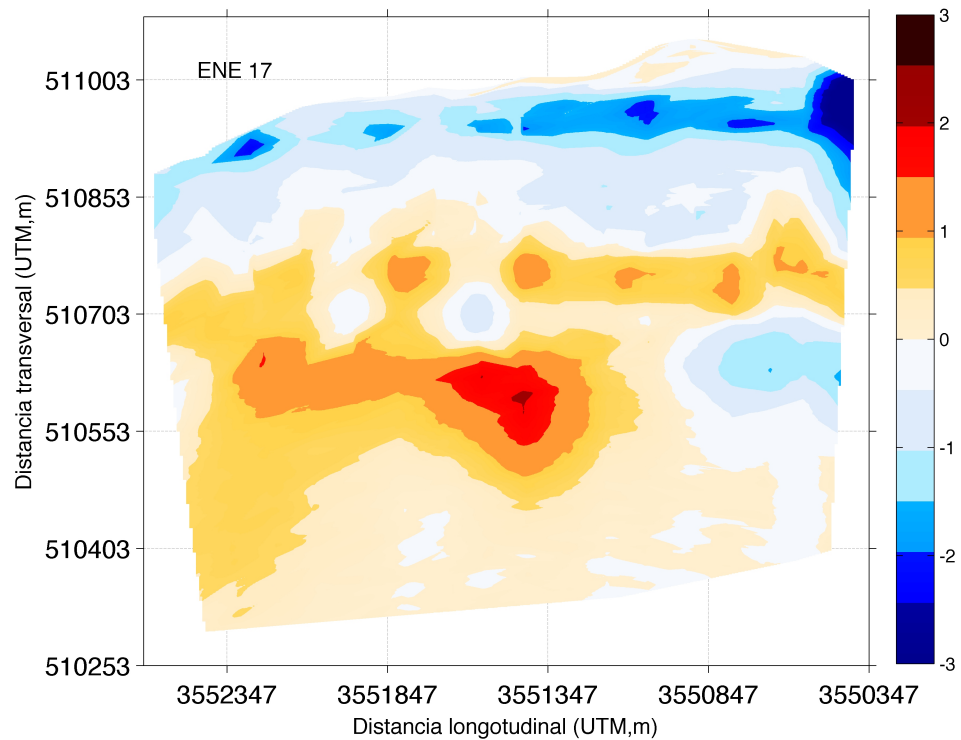


Figura B11. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y enero del 2017

Figura B12 y B13

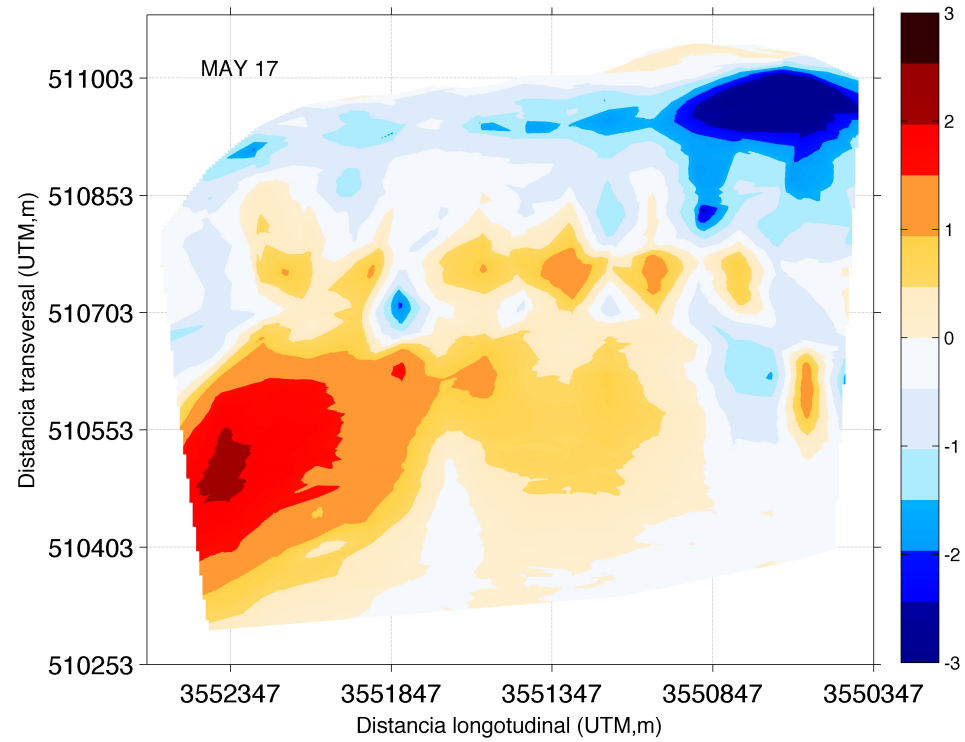


Figura B12. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y mayo del 2017

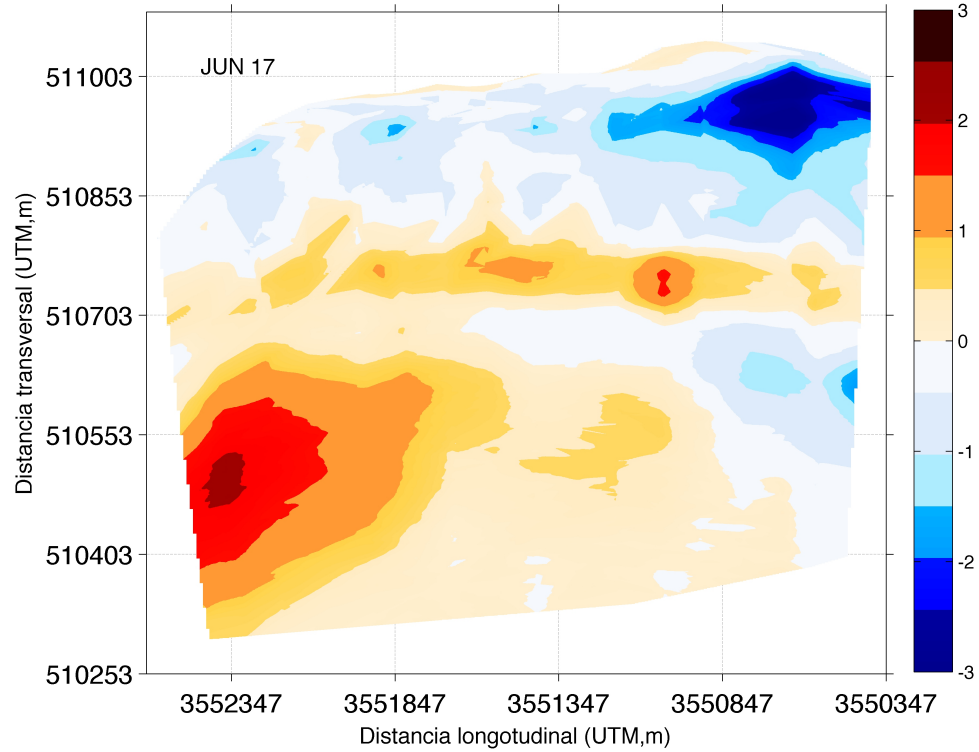


Figura B13. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y junio del 2017

Figura B14

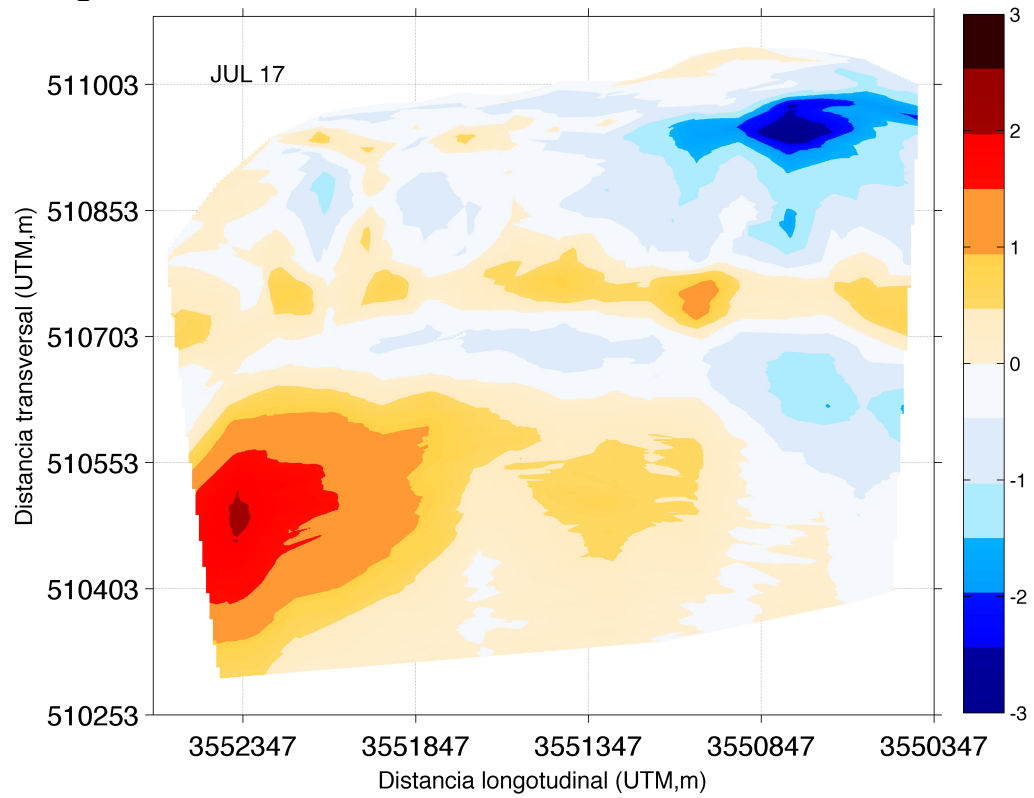


Figura B14. Diferencia acumulada entre noviembre del 2015 y julio del 2017

Anexo C.

Rosas de oleaje promedio representada bimensualmente para toda la serie de tiempo de noviembre 2015 a julio 2017.

Figura C1

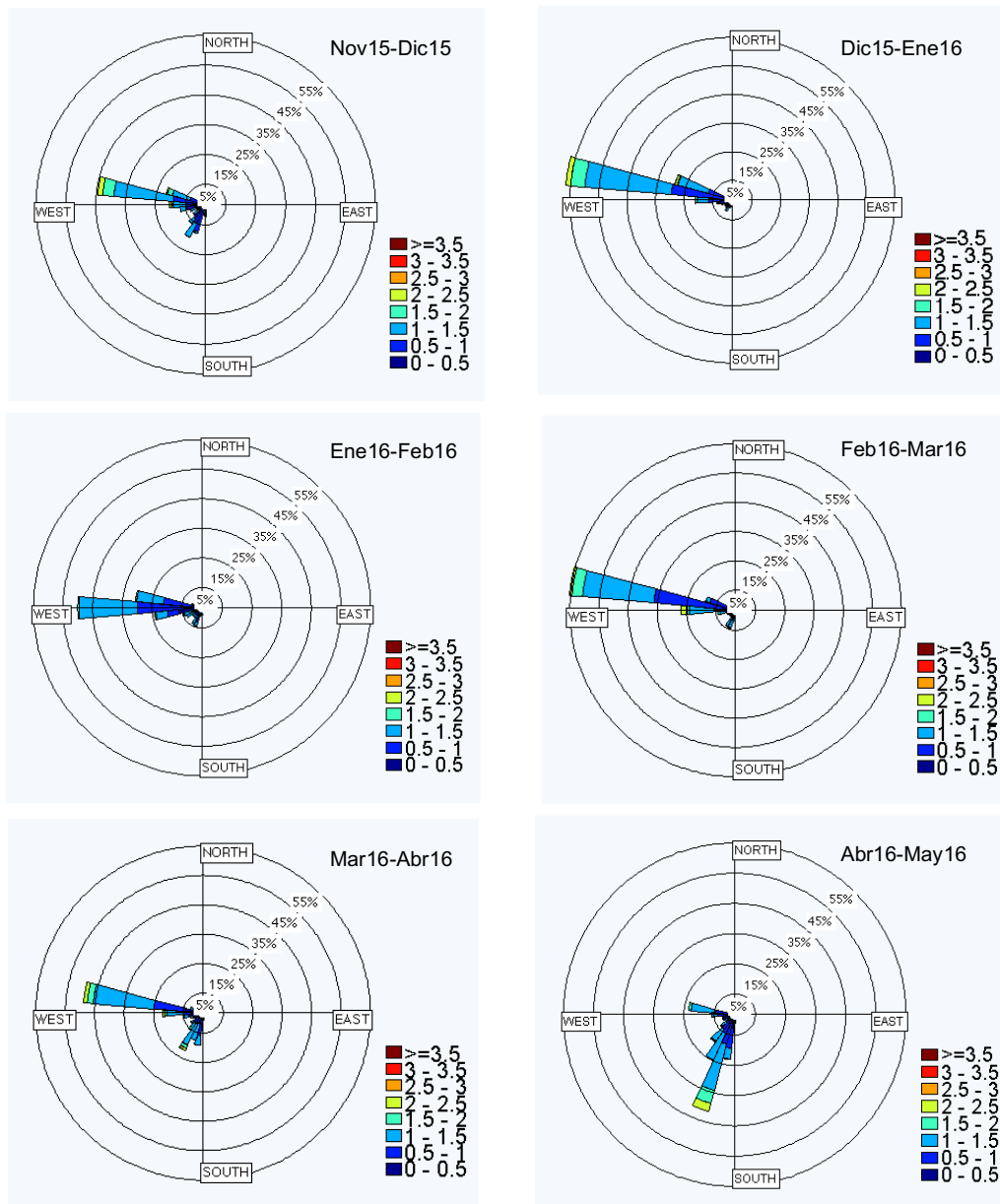


Figura C1. Representa la dirección incidente del oleaje (Dir°) y la altura significativa de ola (H_s), de los primeros 6 meses de la serie de tiempo.

Figura C2.

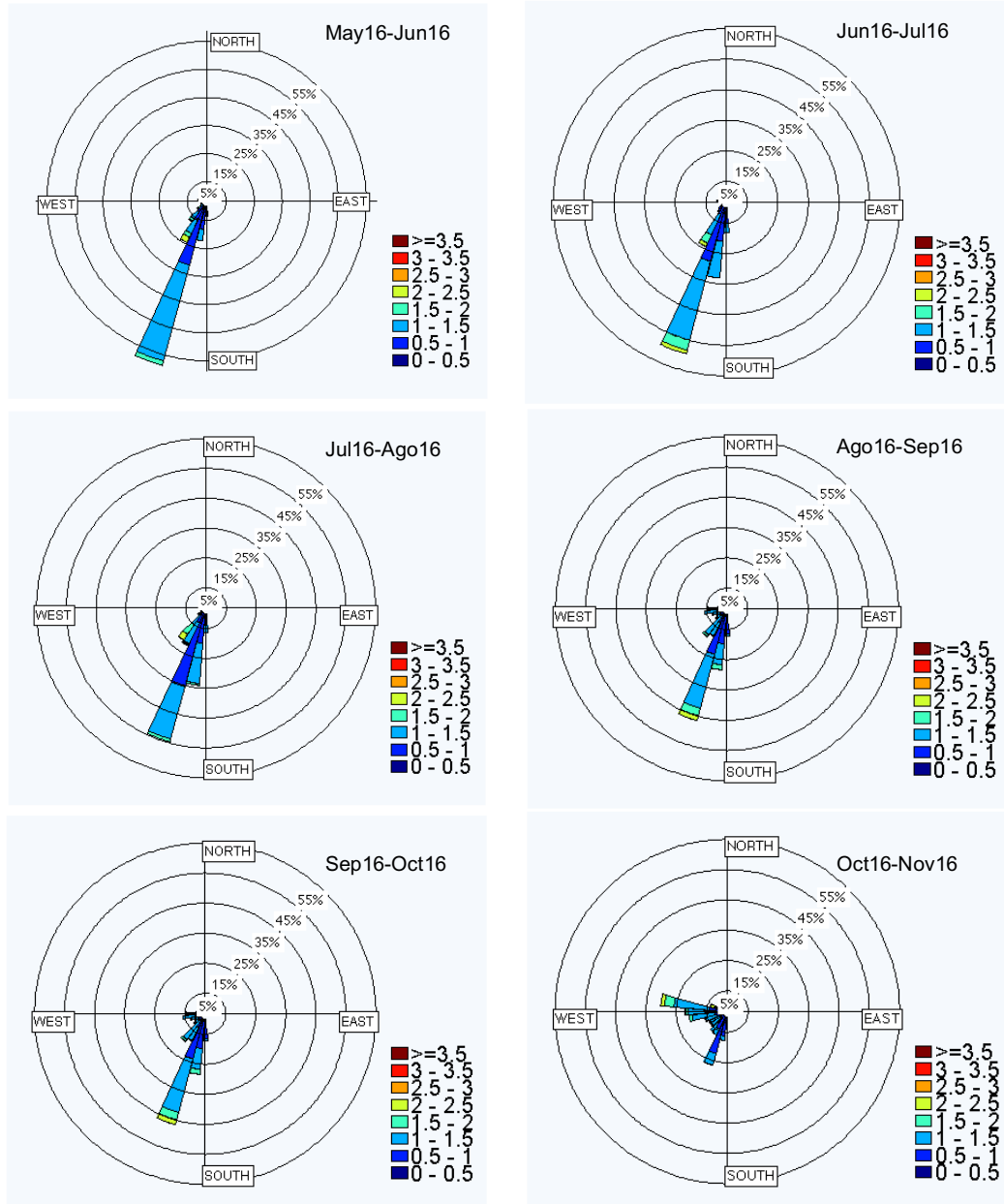


Figura C2. Representa la dirección incidente del oleaje (Dir°) y la altura significativa de ola (H_s), de mayo hasta noviembre del 2016 meses de la serie de tiempo.

Figura C3

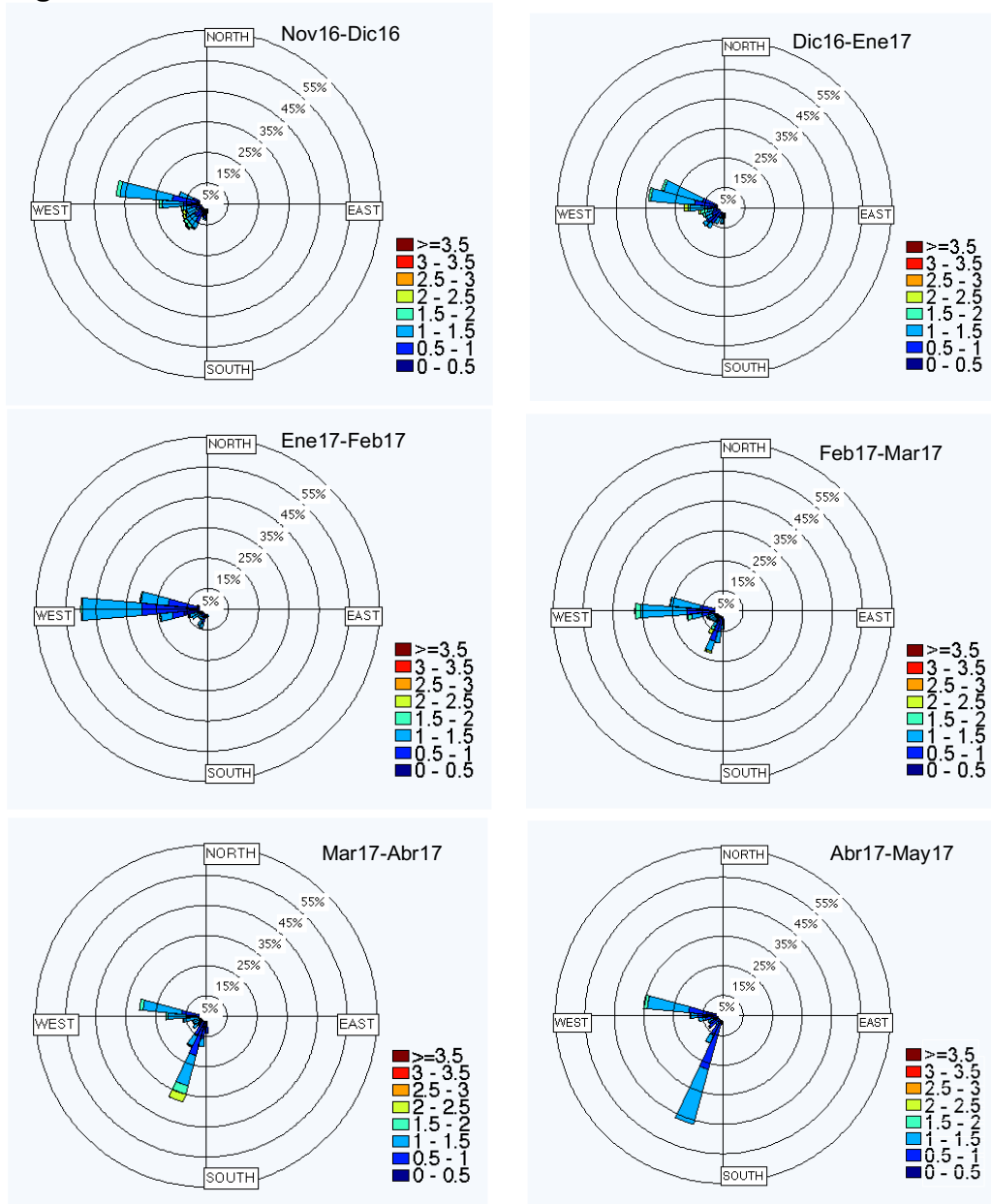


Figura C3 Representa la dirección incidente del oleaje (Dir°) y la altura significativa de ola (H_s), de noviembre del 2016 hasta mayo del 2017, son meses de la serie de tiempo completa del trabajo.

Figura C4

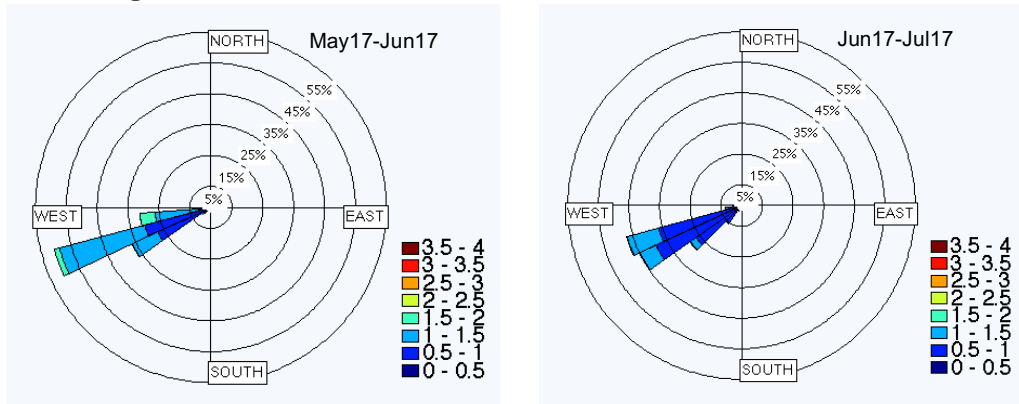


Figura C4 Representa la dirección incidente del oleaje (Dir°) y la altura significativa de ola (H_s), de mayo del 2017 hasta julio del 2017.