

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



**Análisis espacio-temporal de la estructura vertical de
las corrientes costeras para una playa intermedia.**

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS
PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

PRESENTA

Oc. MARIO ARTURO ARREOLA CORTEZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO. ENERO 2016.

RESUMEN.

Las playas se encuentran entre los ambientes más dinámicos del mundo, las características del perfil de playa son debidos a factores como oleaje, marea, viento y corrientes. Las playas pueden ser clasificadas en función de su estado morfodinámico. A pesar de las numerosas mediciones de corrientes en Ensenada, estas solo se centran en las corrientes superficiales por medio de boyas de deriva y en la bahía de Ensenada, dejando a un lado la zona costera a pesar de su importancia social. En este estudio se realizaron perfiles topobatimétricos y de corrientes durante 9 meses comprendidos de agosto del 2014 a abril del 2015 por medio de un ADCP y un GPS diferencial, así mismo se calculó el volumen de sedimento en la playa, el cual mostro que la zona de estudio se encuentra en equilibrio, solo variando transversalmente. La velocidad transversal mostró ser la dominante durante el periodo de estudio, en el perfil vertical de corrientes se observaron tres estructuras de corrientes, superficial, media y de fondo; la corriente superficial y de fondo mostraron valores similares y más intensos que la capa media. La barra se formó entre los 4 y 2 m de profundidad con una elevación máxima de 1.5 m, el perfil de corrientes se vio modificado con la presencia de la barra, aumentando la intensidad de las corrientes o disminuyéndola.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

"ANÁLISIS ESPACIO-TEMPORAL DE LA ESTRUCTURA VERTICAL DE LAS
CORRIENTES COSTERAS PARA UNA PLAYA INTERMEDIA."

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS

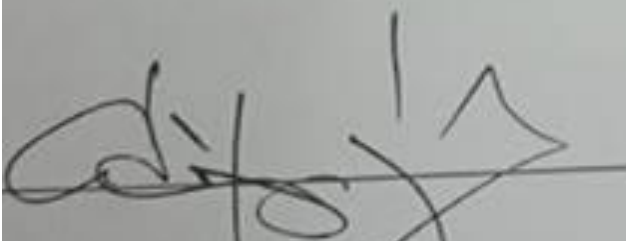
Presenta:

MARIO ARTURO ARREOLA CORTEZ

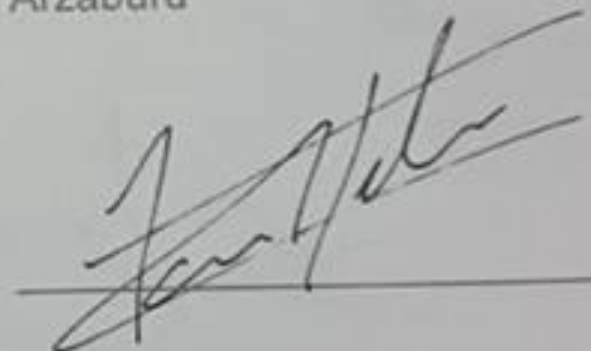
Aprobada por:



Dra. Amaia Ruiz de Alegría Arzaburu
Director de tesis



Dr. Adán Mejía Trejo
Sinodal



Dr. Héctor García Nava
Sinodal

Agradecimientos.

Índice.

Lista de tablas	Pag
Lista de figuras	Pag.
Introducción	Pag.
Objetivos .- Generales y particulares.....	Pag.
Zona de estudio	Pag.
Antecedentes	Pag.
Metodología	Pag.
Resultados	Pag.
Discusiones	Pag.
Conclusiones	Pag.
Referencias	Pag.
Anexos .-.....	Pag

Lista de tablas

Tabla I.- Condiciones de oleaje y marea promedio durante los muestreos. Hs = Altura promedio de la ola, Ts = Periodo promedio de la ola, NMA = Nivel de Marea Actual.

Tabla II.- Climatología promedio del oleaje para antes cada muestreo. Hs = Altura promedio de la ola; Ts = Periodo promedio de la ola.

Tabla III.- Velocidad promedio de la corriente por capas durante el periodo de muestreo.

Lista de figuras.

Figura 1.- Perfil vertical y zonación de la playa en dos dimensiones (<http://coastalchange.ucsd.edu/>).

Figura 2.- Wright y Short (1984) esquema de clasificación de playas.

Figura 5.- Convergencia entre las corrientes hacia la costa y las corrientes hacia el mar (Nielsen, 2009).

Figura 6.- Movimiento orbital en aguas profundas, intermedias y muy someras (Holthuisen, 2007).

Figura 7.- Dirección de la corriente por marea. A) La corriente producida con la subida de la marea es con dirección a la costa; B) Cuando la marea baja esta produce una corriente con dirección a mar adentro (<http://oceanservice.noaa.gov>).

Figura 8.- Representación de corrientes cercanas a la costa. A).- Corriente longitudinal. B).- Corriente de resaca. C).- Corrientes de retorno (Masselink, 2003).

Figura 9.- Localización geográfica de la playa de estudio.

Figura 10.- 1) GPS diferencial marca Leica. 2) Sistema de medición topográfica.

Figura 11.- Transectos batimétricos (amarillo) y topográficos (rojos) realizado cada mes. Localización del ADCP tipo AWAC.

Figura 12.- Equipo Hydrosurveyor (ADCP). 1) Antena del GPS diferencial marca Leica. 2) ADCP con ecosonda integrada. 3) Unidad de alimentación y radiotransmisión. 4) Plataforma flotante. 5) GPS autónomo.

Figura 13.- Bote Hydrosurveyor con la dirección del sistema de coordenadas (Izquierda) y Sistema de coordenadas al cual esta referenciado el ADCP (Derecha).

Figura 14.- Diferencias de la batimetría obtenida por el ADCP (derecha) y la

corregida por el GPS diferencial (izquierda).

Figura 15.- Diferentes medias corridas (MC) para el promedio de las velocidades en un perfil de corrientes costeras.

Figura 16.- Serie de tiempo para las variables: a) Altura de la ola. b) periodo del oleaje. c) dirección del oleaje. d) velocidad del viento. e) oscilaciones de la marea.

Figura 17.- Nivel de marea y condiciones promedio de oleaje durante cada periodo de muestreo.

Figura 18.- Promedios durante los muestreos mensuales de: a) Altura y Dirección del oleaje. b) Periodo del oleaje. c) Dirección del viento. d) Velocidad del viento; durante el muestreo de cada mes.

Figura 19.- Condiciones promedio del oleaje y viento, antes de cada muestreo. Altura del oleaje (a), periodo del oleaje (b), dirección del oleaje (c), magnitud y dirección del viento (d).

Figura 20.- Mapas de elevación digital que muestran las diferencias de elevación entre meses contiguos para el periodo de estudio. El panel superior izquierdo muestra las isobatas para agosto del 2014, referidas al nivel de bajamar media inferior; las mismas isóbatas son representadas para el resto de meses. La barra de color indica la magnitud de las diferencias de elevación; los valores negativos y positivos representan erosión y acreción, respectivamente.

Figura 21.- Mapas de elevación digital que muestran las diferencias acumuladas en las elevaciones mes con mes para el periodo de estudio, mostrando así la

evolución espacio-temporal de la playa.

Figura 22.- Volumen total y parcial de la playa calculado hasta los 8m de profundidad durante el periodo de estudio. a) Volumen total de la playa. b) Volumen de la playa entre las isobatas de 0 y 4m. c) Volumen de la playa entre las isobatas de 0 y -5 m. d) Volumen de la playa entre las isobatas de -5 y -8 m.

Figura 23.- Volumen total y parcial del sedimento respecto al promedio calculado para el periodo de estudio. Los números localizados en la esquina superior derecha de cada panel indican el cambio total neto entre pérdidas y ganancias. a) Volumen total de la playa. b) Volumen de la playa entre las isobatas de 0 y 4 m. c) Volumen de la playa entre las isobatas de 0 y -5 m. d) Volumen de la playa entre las isobatas de -5 y -8 m.

Figura 24.- Perfil de playa típico de verano (agosto 2014) y de invierno (febrero 2015).

Figura 25.- Diferencia de elevación entre los perfiles típicos de invierno y verano a través del perfil de playa.

Figura 26.- Promedio por capas de las componentes U y V de la velocidad para toda la playa para los meses de agosto (a) y noviembre del 2014 (b), y febrero (c) y marzo del 2015 (d). En el eje "x" se presenta la componente V y en el eje "y" la componente U de la velocidad, y la línea negra indica los 45° de dirección entre ambas componentes.

Figura 27.- Representación espacial en planta de las componentes de velocidad U (izquierda) y V (derecha) para el 11 de agosto del 2014. Los subíndices s , m y f se refieren a la capa superficial, media y de fondo respectivamente. La costa esta ubicada en el este y el puerto en el norte. La barra de color representa la magnitud de la velocidad en ms^{-1} .

Figura 28.- Representación espacial en planta de las componentes de velocidad U (izquierda) y V (derecha) para el 11 de noviembre del 2014. Los subíndices s , m y f se refieren a la capa superficial, media y de fondo respectivamente. La costa esta ubicada en el este y el puerto en el norte. La barra de color representa la magnitud de la velocidad en ms^{-1} .

Figura 29.- Representación espacial en planta de las componentes de velocidad U (izquierda) y V (derecha) para el 20 de febrero del 2015. Los subíndices s , m y f se refieren a la capa superficial, media y de fondo respectivamente. La costa esta ubicada en el este y el puerto en el norte. La barra de color representa la magnitud de la velocidad en ms^{-1} .

Figura 30.- Representación espacial en planta de las componentes de velocidad U (izquierda) y V (derecha) para el 19 de marzo del 2015. Los subíndices s , m y f se refieren a la capa superficial, media y de fondo respectivamente. La costa esta ubicada en el este y el puerto en el norte. La barra de color representa la magnitud de la velocidad en ms^{-1} .

Figura 31.- Componentes transversales y longitudinales de la velocidad, U y V (paneles superiores e inferiores) promediadas en las tres capas verticales (superficial, media y fondo) y calculadas a lo largo de la playa, para los meses de agosto del 2014 y febrero y marzo del 2015.

Figura 32.- Representación espacial de los transectos topo-batimétricos seleccionados (líneas negras) sobre la magnitud de la componente U de la corriente promediada en la vertical (barra de color) para el día medido en febrero.

Figura 33.- Evolución temporal del perfil topo batimétrico para el Transecto 1 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

Figura 34.- Evolución temporal del perfil topobatimétrico para el Transecto 5 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

Figura 35.- Evolución temporal del perfil topobatimétrico para el Transecto 9 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

Figura 36.- Evolución temporal del perfil topobatimétrico para el Transecto 11 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

Figura 37.- Evolución temporal del perfil topobatimétrico para el Transecto 15 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

Figura 38.- Evolución temporal del perfil topobatimétrico para el Transecto 19 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

Figura 39.- Evolución temporal del perfil topobatimétrico para el Transecto 19 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

Figura 40.- Evolución temporal del perfil topobatimétrico para el Transecto 25 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

Figura 41.- Evolución temporal del perfil topobatimétrico para el Transecto 29 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

I. Introducción

La playa es definida como una acumulación de sedimento localizado entre la máxima profundidad donde se transporta sedimento, denominada profundidad de cierre, hasta el límite superior de la playa supramareal, típicamente caracterizada por la presencia de dunas o cantiles (**Nielsen, 2009**).

Las playas están presentes en todas las líneas de costa expuestas a la acción del oleaje y se encuentran entre los sistemas físicos más dinámicos del mundo. Su dinámica es dependiente del tipo de forzamiento incidente (oleaje, viento y marea) y de las características del sedimento que la conforman (**Short, 1999**). Diferentes estudios muestran que a mayor tamaño de grano, mayor es la pendiente de la playa (**Meyer, 1933; Bascom, 1951; Jhonoson, 1956**), lo cual tiene influencia sobre su morfología, y por ende, determina el tipo de playa.

La morfología costera es el resultado de la interacción entre los forzamientos hidrodinámicos y las configuraciones batimétricas. La relación que guardan los forzamientos como el oleaje, la marea, los vientos y las corrientes, con la configuración batimétrica, el tamaño del sedimento y la disponibilidad del mismo es lo que se conoce como morfodinámica de playas (**Bird, 2003; Short, 1999**).

Se utiliza la expresión más simple de la playa, un perfil de sección transversal (**Figura 1**), para representar tanto sus rasgos morfológicos (barras sumergidas,

bermas, escarpes) como su zonación en función de la acción de los forzamientos hidrodinámicos. La profundidad de cierre representa el límite inferior de la playa y la Ecuación 1 representa su definición dada por Hallermeier (1985). Otra forma de calcular la profundidad de cierre es evaluando la profundidad máxima del cambio del perfil realizando mediciones frecuentes de dicho perfil de playa durante un largo periodo de tiempo.

Morfodinámica de playas.

$$h_{cl} = [\bar{H}_{sig} - 0.3\sigma_{h_{sig}}] T_{sig} \sqrt{\frac{g}{5000d_{50}}} \quad (1)$$

donde: \bar{H}_{sig} es la altura de ola significativa, la cual es definida como la media aritmética del tercio de olas más altas registradas en un muestreo, $\sigma_{h_{sig}}$ su desviación estándar, T_{sig} el periodo asociado (todas estas variables son con respecto al promedio anual de la ola significativa), g la gravedad y d_{50} es el percentil 50 del tamaño de grano.

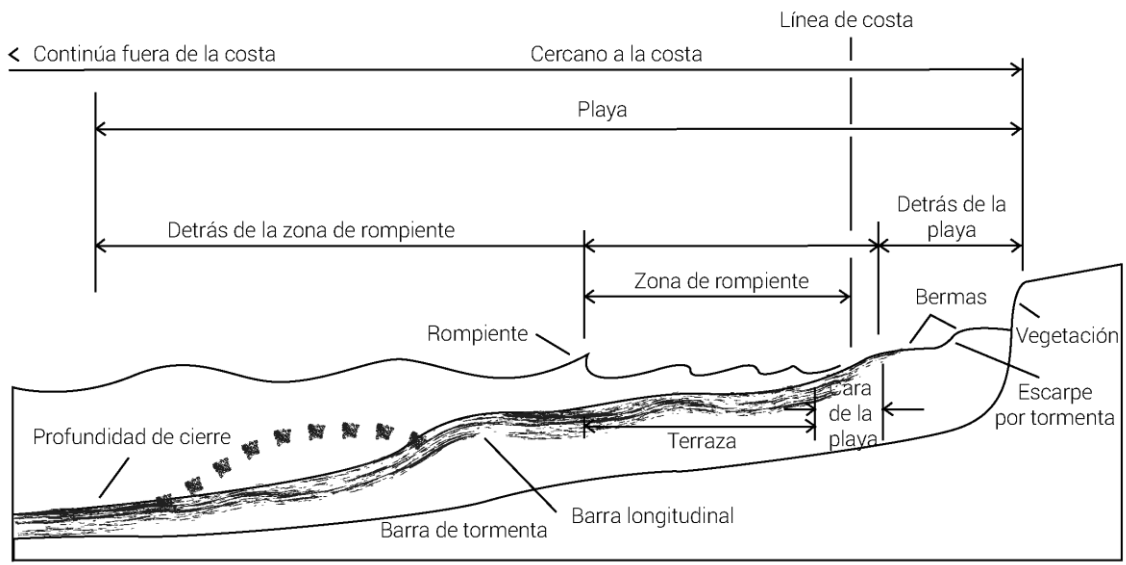


Figura 1.- Perfil vertical y zonación de la playa en dos dimensiones (<http://coastalchange.ucsd.edu/>).

Los cambios temporales que puedan ocurrir en el perfil de playa son debidos a cambios en la climatología de la ola, tales como: la altura, periodo y dirección. Mientras que los cambios espaciales a lo largo de playa, son en su mayoría causados por la diferencia en la ruptura de la ola a lo largo de la playa (**Short, 1999**). Los flujos a través de la costa también son un factor crítico en la evolución y mantenimiento del perfil de playa (**Bowen, 1980**), debido a que estos transportan el sedimento transversalmente.

Clasificación de playas.

Las playas con pendientes abruptas tienden a tener la zona de rompiente muy estrecha, por lo que gran parte de la energía del oleaje al romper es reflejada, a estas playas se les denomina *playas reflejantes*. Las playas con pendiente suave, suelen tener múltiples y amplias zonas de rompientes, favoreciendo así la disipación de la mayor parte de la energía incidente, estas playas se conocen como *playas disipativas*. Entre estos dos tipos de playa existe un estado llamado *playas intermedias* (Nielsen, 2009). El parámetro de escala de rompiente (ϵ) sirve para determinar la importancia relativa de la reflexión y la disipación, el cual está dado por la **Ecuación 2**:

$$\epsilon = \frac{4 * \pi^2 * H_b}{g * T^2 * \tan^2 * \beta} \quad 2$$

donde H_b es la altura de ola de rompiente, g es la gravedad, T el periodo de la ola, y $\tan B$ la pendiente de la playa. Se presentan condiciones reflejantes en la playa cuando ϵ toma valores menores de 2.5, y disipativas cuando es mayor de 20. Cuando el parámetro ϵ es de 2.5 a 20, es que ambas condiciones se presentan, por lo que se clasifica este caso como playa intermedia (Guza e Inman, 1975).

El modelo propuesto por Wright y Short (1984) es el de mayor aceptación para la clasificación de playas. Este modelo se basa en la velocidad adimensional de caída de sedimento (Ω) como indicador del tipo de playa, y su expresión es la siguiente:

$$\Omega = \frac{H_b}{W_s * T} \quad 3$$

donde H_b es la altura de ola de rompiente, W_s es la velocidad de sedimentación (W_s tiende a ser mayor si la altura de la ola rompiente es mayor) y T el periodo de la ola.

Para que exista el estado de *playa reflejante*, el parámetro Ω debe ser menor a 1.5. Para una *playa disipativa* el parámetro Ω debe ser ~ 5.5 . Entre estos dos estados de playa se encuentran el estado *intermedio*, el cual se subdivide en cuatro estados: a medida que el parámetro Ω aumenta el estado de la playa cambia de reflectivo a disipativo, el subestado de *playas intermedias* llamado *Terraza de marea baja* se presenta para valores de Ω cercanos a 2, *Playa y barra transversal* con un $\Omega \sim 3$. *Playa y barra rítmica* es otro subestado de *playas intermedias* Ω el cual se presenta con un $\Omega \sim 4$ y por último se encuentra el subestado *Barra longitudinal y a través* el cual se hace presente con un valor de Ω de ~ 5 .

La **Figura 2** representa gráficamente los estados en los cuales se puede encontrar una playa.

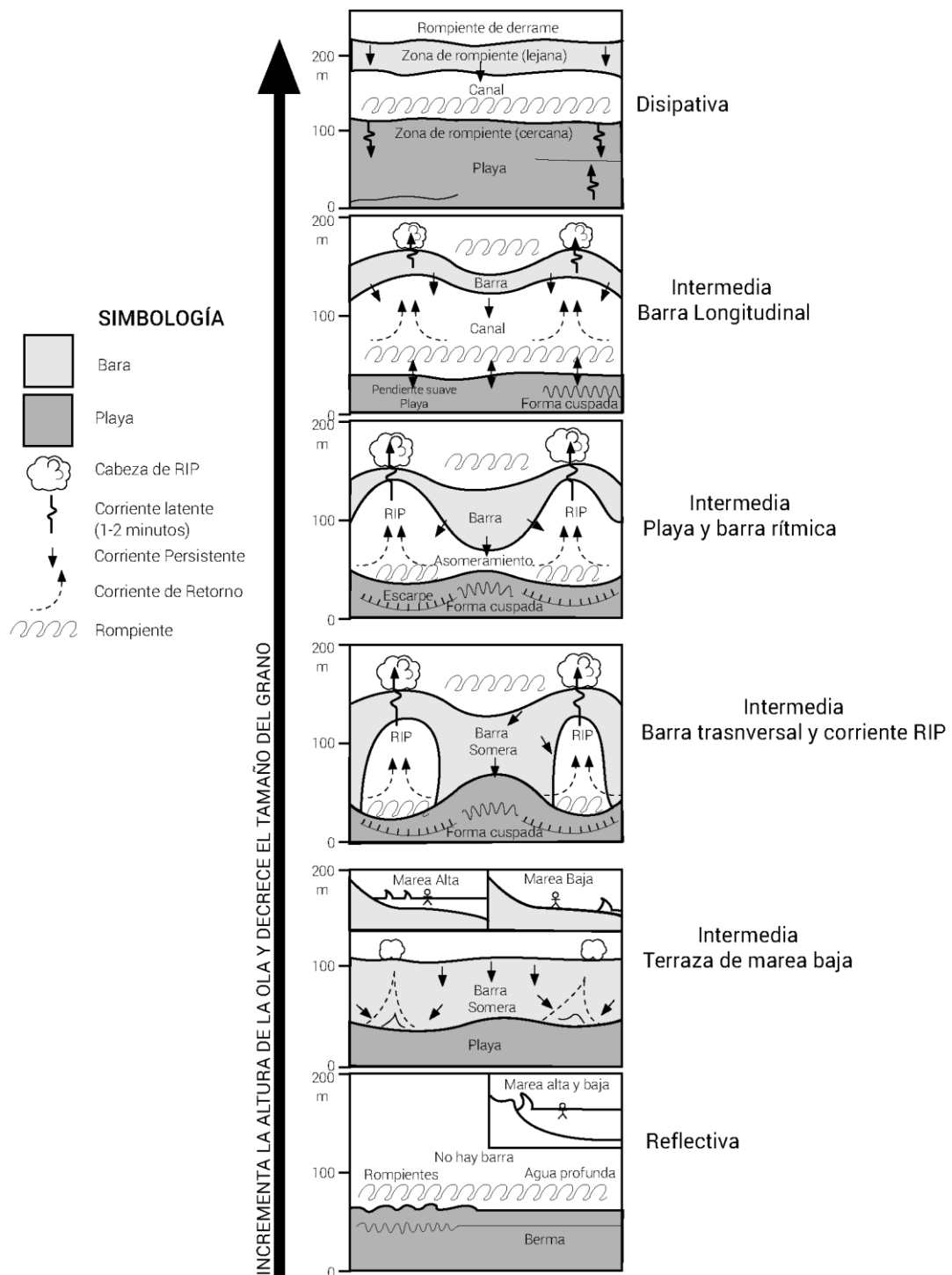


Figura 2.- Wright y Short (1984) esquema de clasificación de playas.

Masselink y Short (**1993**) hicieron una adaptación del modelo de clasificación de playas de por Wright y Short (**1984**) incluyendo el parámetro denominado Rango de Marea Relativo (*RTR*; *Relative Tidal Range*) para conocer la importancia del rango de marea en la generación del tipo de playa (**Ecuación 4**).

$$RTR = \frac{RPMV}{H_b} \quad 4$$

donde *RPMV* es el rango promedio de la marea viva y H_b es la altura de rompiente.

Para lograr un mejor entendimiento de las corrientes costeras es necesario tener mediciones hidrodinámicas y morfológicas entre de la zona de rompiente sin embargo, una de las dificultades de medición que se tienen en la zona de rompiente es lograr una separación de la turbulencia de la componente media del flujo y los movimientos organizados del flujo no uniforme durante el rompimiento de la ola (**Figura 3**). Un ejemplo son los “remolinos oblicuos de descenso”, los cuales son vórtices que permanecen estacionarios en un punto después del paso de la ola cuando esta rompe (**Figura 4**). Estos remolinos descienden al fondo atrayendo a su paso todas las burbujas generadas por la turbulencia de la ola en ruptura (**Nadaoka, et al. 1989**). Petti y Longo (**2001**) sugieren que si se utiliza solo el promedio para flujos periódicos, puede producir errores muy grandes en la evaluación del perfil de velocidades, por lo que proponen se utilice un promedio de fase durante varios eventos.

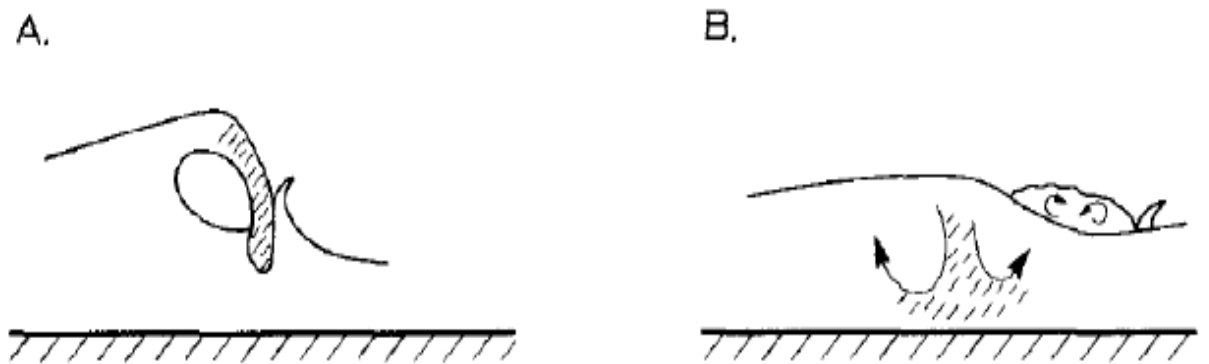


Figura 3.- a) Geometría de rotura de la ola. b) Contribución de vórtices en la columna de agua (Pedrozo Acuña, 2007).

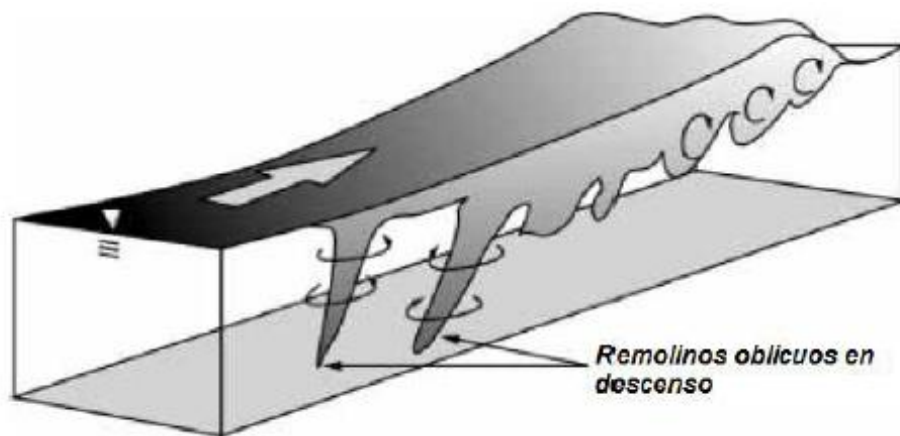


Figura 4.- Remolinos oblicuos de descenso ocasionados por el rompimiento de la ola (Nadaoka, 1986).

Estudios como el de Roshanka Ranasinghe en el 2004 muestra como una playa intermedia puede cambiar entre los 4 subestados propuestos por Wright y Short (1984) mostrados anteriormente en la **Figura 2** incluso la misma playa presentó características de playas disipativas y reflectivas. Sin embargo, dada su alta variabilidad, el estado intermedio se puede mantener por varios meses dependiendo de sus forzamientos (**Wright, 2006**).

Las playas intermedias son afectadas por olas con alturas entre 0.5 y 2.5 m, lo cual deja un rango bastante amplio en el cual la morfodinámica es bastante variable

El subestado de playa intermedia Barra longitudinal y a través, es caracterizado por la presencia de barras continuas a lo largo de la costa, ubicadas a unos 2 o 3 m de profundidad con una separación aproximada de 50 a 100 m. La altura de ola en la que se presenta este tipo de playa se encuentra entre 2 y 2.5 m, las cuales tienden a romper en forma de derrame (*spilling*) o en forma de tubo (*plunging*) uniformemente a lo largo de la barra.

La Playa y barra rítmica que también se encuentra dentro de las subestados de playas intermedias, estas son más frecuentes en playas donde altura de ola es entre 1.5 a 2 m y son caracterizadas por la presencia de una barra longitudinal en forma rítmica, viéndose reflejada en la cara de la playa con una forma cuspada, las barras están separadas por una distancia de 150 a 500 m por una corriente de retorno.

Las playas en estado intermedio de tipo Barra transversal y corriente de retorno se presentan cuando están expuestas a alturas de ola de entre 1 y 1.5 m, en este tipo de playas las barras son perpendiculares a la costa, el espaciamiento entre barras es comúnmente entre 150 a 250 m.

Por último se encuentra el subestado intermedio Terraza de marea baja en el cual la barra se extiende a lo largo de la costa y es cortada cada aproximadamente 10 m por pequeñas corrientes de retorno, la altura de ola es entre 0.5 y 1 m (**Short y Brander, 1999**)

Barras sumergidas.

Los mecanismos de circulación costera dependen de las características de las mareas y oleaje, así como de los rasgos morfológicos de la playa (**Shepard e Inman, 1950**). Una de las teorías que explican la formación de barras sumergidas indica que éstas se forman en puntos de convergencia en el transporte sedimentario cercano a la zona de rompiente. Esta convergencia es generada entre las corrientes de fondo provenientes de aguas más profundas con dirección hacia la cara de la playa y la corriente de resaca más somera dirigida hacia el mar (**Figura 5**).

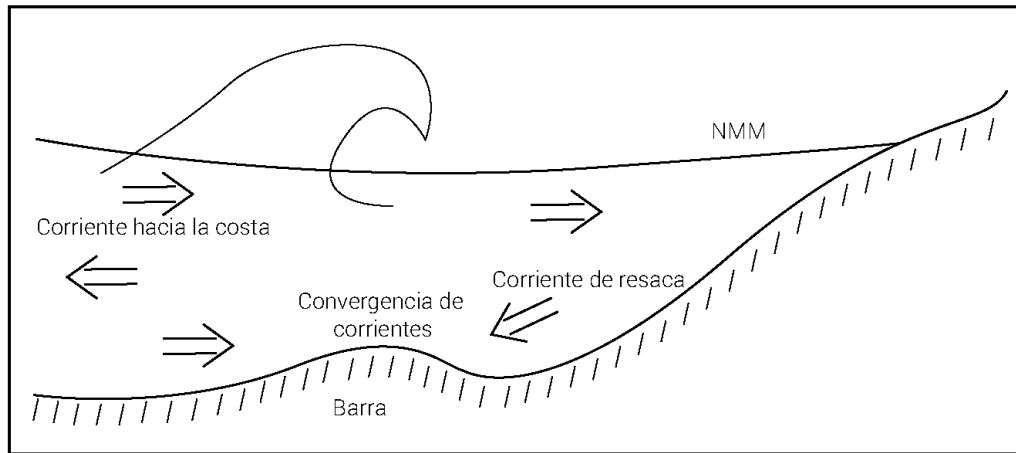


Figura 5.- Convergencia entre las corrientes hacia la costa y las corrientes hacia el mar (Nielsen, 2009).

Las barras sumergidas son altamente dinámicas y pueden migrar hacia fuera o dentro de la costa, dependiendo de la energía del oleaje, el rango de marea, el tamaño de la barra y la profundidad a la cual se encuentran (Nielsen, 2009).

Las olas menos energéticas (periodo y altura de ola corto) son las responsables de mover la barra con dirección a la costa, mientras que las olas más energéticas (periodo y altura de ola grande) inducen el transporte de sedimento hacia el mar, esto debido a la importancia que toma la corriente de resaca al haber oleaje con mayor energía (Short, 1999).

Oleaje.

El viento es el responsable de la formación de oleaje, a su vez el oleaje genera un transporte de masa, el cual toma relevancia en el transporte de sedimento hacia aguas intermedias y someras. Este transporte de masa se debe a que las partículas de agua sobre la cresta de la ola se mueven hacia la cara de la playa mientras que las partículas bajo la cresta se mueven con dirección al mar (**Figura 6**). La velocidad de estas partículas disminuye con la profundidad por lo que se genera una deriva neta con dirección en la que se está propagando el oleaje, este resultado es conocido como "Deriva de Stokes " (**Holthuisen, 2007**).

La teoría lineal del oleaje demuestra que las partículas de agua siguen un movimiento circular en aguas profundas. El radio de estos círculos decrece con la profundidad. En aguas intermedias, cuando el oleaje entra en contacto con el fondo, las orbitas se vuelven elípticas comenzando a ser planas en el fondo. El movimiento en aguas someras se vuelve completamente horizontal lo que implica un transporte neto longitudinal (**Figura 6**).

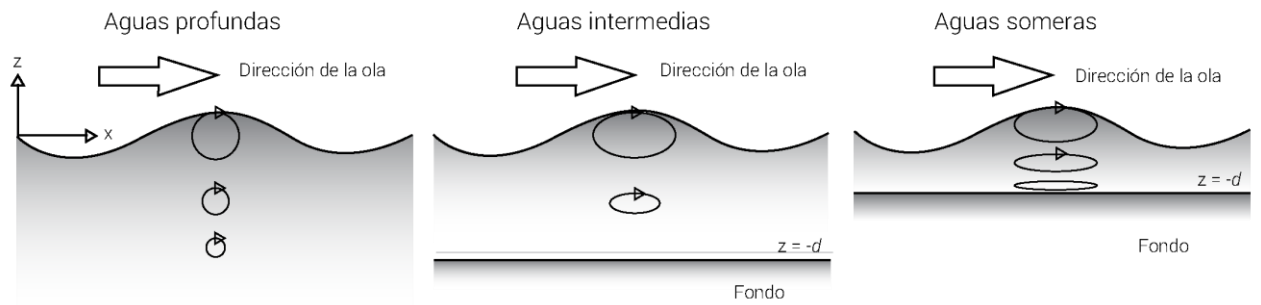


Figura 6.- Movimiento orbital en aguas profundas, intermedias y muy someras (Holthuisen, 2007).

El oleaje es un factor determinante en el transporte de sedimento ya que el fondo se ve afectado por la ola durante los procesos de asomeramiento y ruptura, induciendo así la resuspensión del sedimento del fondo. Cuando el oleaje rompe en la zona de rompiente, genera corrientes que inducen cambios morfológicos en la playa, dando así una configuración específica a la playa característica de algún tipo de playa (Kleinhans & Grasmeijer, 2006)

Mareas.

Las mareas se definen como los ascensos y descenso en forma periódica del nivel del mar producido por la fuerza de atracción gravitacional ejercidas por el sol y la luna (<http://oceanservice.noaa.gov>). Las mareas ocurren de manera semi-periódica y son nombradas dependiendo del periodo en el que se cumple un ciclo de marea (ascenso y descenso), de tal manera que las mareas diurnas ocurren con un periodo de 24.5 horas y las semidiurnas si el ciclo se cumple cada 12.25 horas. Las mareas más largas en cuanto a rango ocurren un día o dos después de la luna nueva y luna llena, estas mareas se les denominan mareas vivas, las cuales presentan rangos de entre 0 a 14 m. Por el contrario, las mareas que ocurren entre estas fases lunares se denominan mareas muertas haciendo que el rango entre ascensos y descensos sea menor (**Nielsen, 2009**).

En la costa, estos ascensos y descensos son tan importantes que pueden llegar a definirse tipo de playas de acuerdo a la amplitud de marea (diferencia entre la mara alta y baja). Las playas micromareales son aquellas en las que la amplitud no supera los 2 m. Playas mesomareales su rango de amplitud esta entre los 2 y 4 m. Por ultimo las playas macromareales presentan rangos mayores a los 4 m (**Davies, 1964**).

El rango de marea induce cambios en la morfología de la playa trasladando las zonas de asomeramiento, rompiente y lavado (*swash*) además de generar corrientes por marea. El traslado de estas zonas, induce movimientos en el fondo, provocando la migración de rasgos morfológicos como escalones, bermas y barras sumergidas (**Masselink y Buscombe, 2008**).

Las corrientes inducidas por la marea se encuentran normalmente atrás de la zona de surf y son consideradas corrientes de mesoescala. Sin embargo, en playas con alto rango mareal, las corrientes de marea son importantes, principalmente en la zona intermareal. Cuando la marea sube genera una corriente de 'flujo' o *flood* con dirección a la costa, y cuando baja la corriente generada se denomina 'reflujo' o *ebb* con dirección hacía el mar (**Figura 7**). Entre más rápido sea el rango de marea, más grande serán las magnitudes de las corrientes (**Masselink, 1993**).

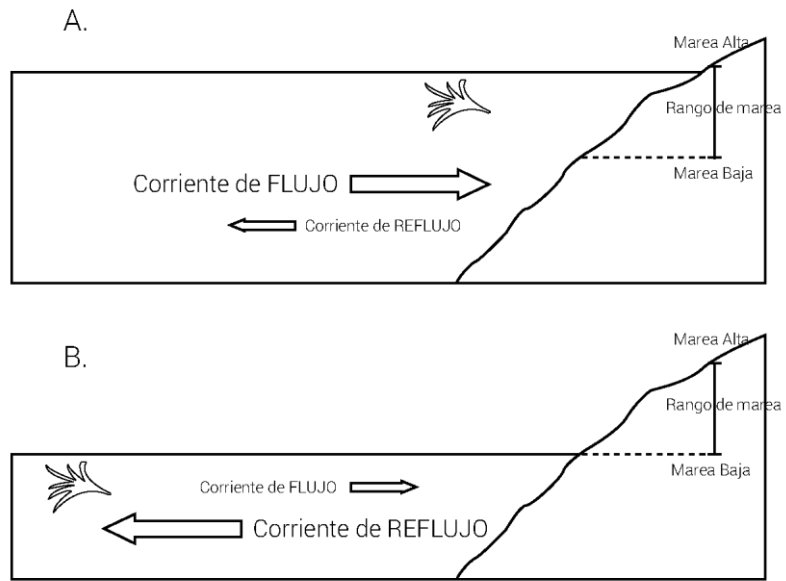


Figura 7.- Dirección de la corriente por marea. A) La corriente producida con la subida de la marea es con dirección a la costa; B) Cuando la marea baja esta produce una corriente con dirección a mar adentro (<http://oceanservice.noaa.gov>).

Existen tres tipos de corrientes inducidas por el oleaje en la zona de rompiente: corrientes longitudinales, de resaca y de retorno. Las corrientes longitudinales son paralelas a la costa, mientras que la resaca y corrientes de retorno, son perpendiculares a la costa.

Cuando el oleaje se aproxima a la costa con un ángulo de incidencia y este rompe, se genera un gradiente longitudinal, formando a su vez una corriente longitudinal la cual se mueve paralela a la costa y en dirección a la propagación del oleaje. La corriente más intensa suele estar ubicada en la parte media de la zona de rompiente lugar donde la mayor parte de las olas rompen e inducen la formación de corrientes energéticas de hasta 1 ms^{-1} (**Figura 8-A**).

La corriente de resaca o *undertow* es una combinación de dos patrones verticales de circulación, el primero con dirección hacia la costa en superficie provocado por el transporte de masa del oleaje; y el segundo hacia el mar en la zona cercana al fondo debido al tensor de radiación provocado por la ruptura del oleaje (**Svendsen, 1984**), para esta definición se asume que el fondo es plano y con una pendiente suave (Figura 8-B); el rango de velocidades para estas corrientes se encuentra entre 0.1 y 0.3 ms^{-1} (**Nielsen, 2009**).

Las corrientes de retorno o *rips* son un flujo intenso con dirección hacia el mar, estas son parte esencial del patrón de circulación costera (**Figura 8-C**); este patrón de circulación está controlado por la morfología de barras (**MacMahan et al., 2006**).

Munk (**1949**) definió por primera vez las corrientes de retorno, e indicó que el transporte de masa generado por el oleaje hacia la costa, a través y a lo largo de las barras de arena debe ser compensado por un flujo en dirección contraria, el cual es más eficiente a través de una incisión en la barra, generando así una corriente de retorno. A partir de este punto muchas teorías fueron propuestas (**Aagaard et al., 1997, Brander y Short, 2001**), las cuales convergen en que estas corrientes se generan debido a la diferencia longitudinal en la ruptura de la ola por arriba de la barra.

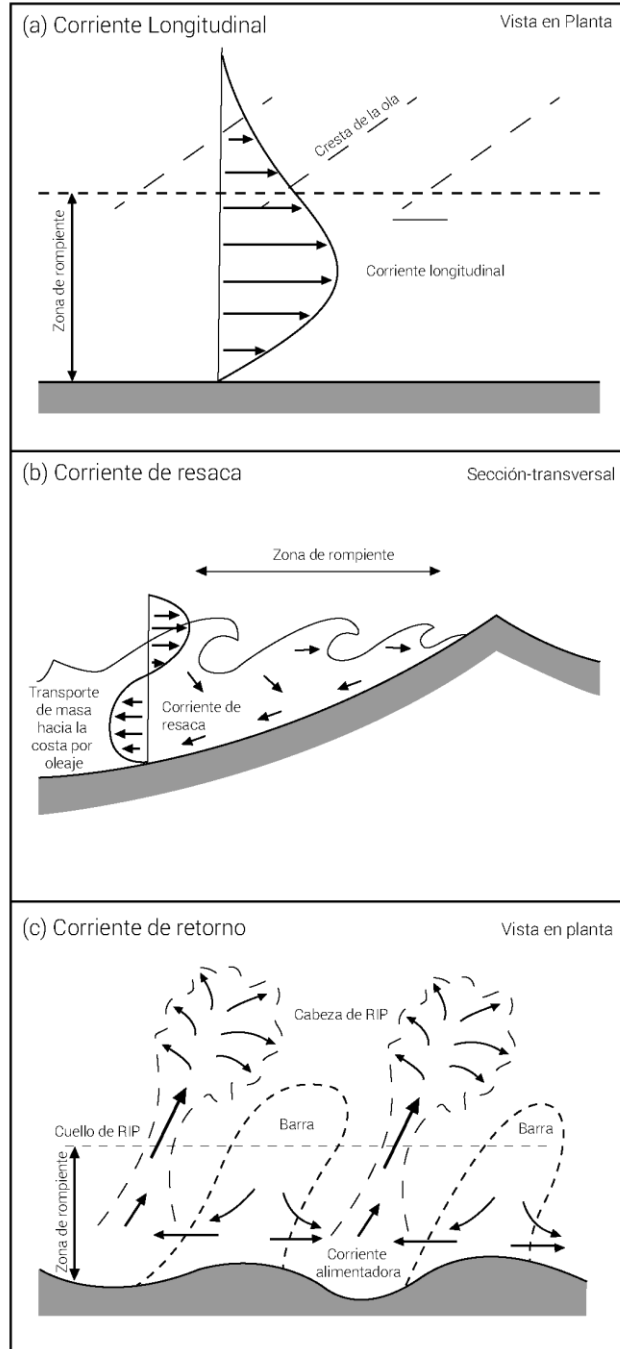


Figura 8.- Representación de corrientes cercanas a la costa. A).- Corriente longitudinal. B).- Corriente de resaca. C).- Corrientes de retorno (Masselink, 2003).

Bajo las condiciones *disipativas* en una playa, el perfil vertical de las corrientes se encuentra estratificado en la zona de rompiente, en el cual la corriente de resaca se encuentra cercana al fondo mientras que en la superficie la dirección de la corriente es hacia la costa debido al transporte de agua generado por acción del oleaje (**Wright et al., 1982**).

Por el contrario, cuando la playa se encuentra en un estado *reflectivo* la circulación promedio en el perfil vertical de corrientes consiste en una corriente de resaca débil compensando el flujo superficial ocasionado por el transporte de agua por oleaje.

En términos de hidrodinámica y morfología, las playas en estado intermedio presentan diferencias a lo largo de la costa. Cuando estas diferencias son pequeñas, la corriente dominante con dirección al mar es la corriente de resaca sin embargo, cuando existen diferencias marcadas a lo largo de la playa especialmente sobre la barra, el sistema de corrientes de retorno son las encargadas de balancear el flujo de agua hacia la costa (**Aagaard, 2013**).

El transporte de sedimento a través de la playa es el principal causante de que las playas en estado reflectivo, disipativas e intermedio difieran unas de otras debido a las diferentes características morfológicas en el perfil de playa junto a los paquetes resultantes de oleaje que crean diferentes patrones espaciales de transporte sedimentario.

I.1)

Objetivos de investigación.

Analizar los cambios morfológicos e hidrodinámicos que tuvo la playa durante el periodo de estudio.

Particularmente se pretende establecer la relación que existe entre la configuración morfológica y el oleaje en Playa Hermosa. De igual manera se pretende conocer la estructura vertical de las corrientes y la relación que estas guardan con la morfología de la playa.

I.2)

Zona de estudio.

Playa Hermosa (PH) tiene una longitud de 7 km y se encuentra localizada en la costa noroeste de la península de Baja California, México (**Figura 9**). En la Bahía de Ensenada, el oleaje con mayor energía es proveniente del Nor-Oeste (NO) con una altura significativa de 2.1 m y un periodo de 18 s, y es característico de los meses invernales mientras que el oleaje menos energético proviene del Sur-Oeste (SO) con una altura significativa de 0.4 m y un periodo de 5 s, el cual es característico de los meses de verano (**Martínez, 1993**). La playa presenta un régimen de marea mesomareal, siendo el rango promedio entre marea muerta y viva de 0.5 m y 2.25 m, respectivamente.

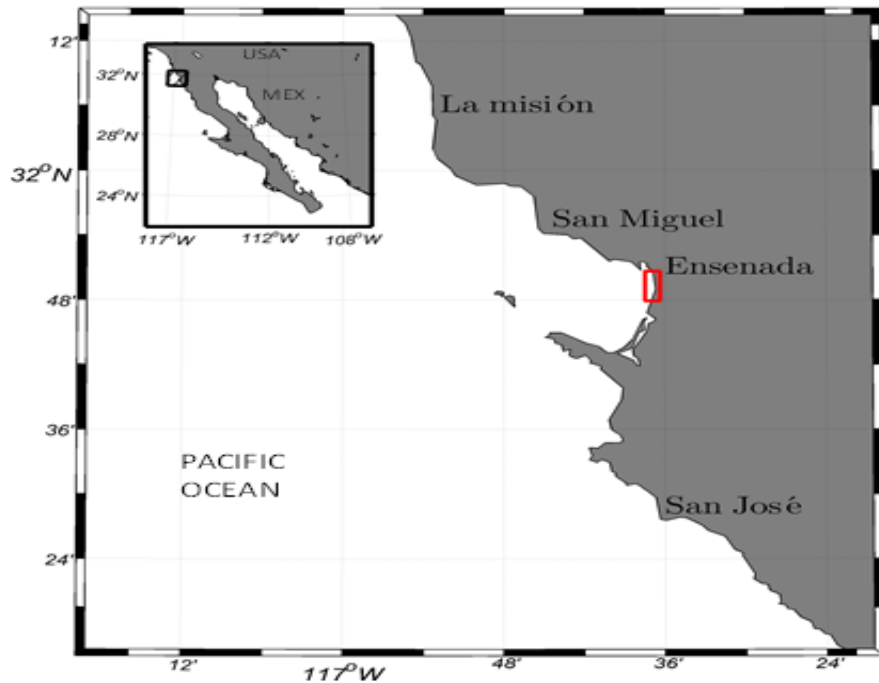


Figura 9.- Localización geográfica de la playa de estudio.

PH es considerada una playa intermedia según la clasificación de Wright and Short (1984) la cual se encuentra en el subestado de Barra longitudinal y a través, caracterizada por la presencia de barras cercanas a lo largo de la costa entra las profundidades de 2 y 3 m. Estudios topográficos y batimétricos previos indican que la pendiente de la cara de la playa (submareal) es de 0.015 m mientras que la de la sección subaérea es de 0.15 m. Se estima que la altura de ola significativa promedio en la rompiente es de ~1.3 m. Los valores de estos parámetros resultan en un valor de la escala de rompiente, ϵ de 2.8, parámetro Ω de 2.7 y un intervalo relativo de marea (RTR) de 1.5, siendo el RPMV de 1.8 m

y la H_b promedio de 1.2 m, lo que indica que el efecto de la marea es insignificante en relación al oleaje para la caracterización de la playa.

La Bahía de Ensenada presenta un sistema de brisas convencional, con vientos de mar a tierra durante el día, y vientos de tierra a mar durante la noche (**Álvarez-Sánchez 1977, Castro y Martínez 2010**). Entre los meses de octubre y marzo se presentan eventos provenientes de tierra y con dirección al mar, estos eventos se presentan de 2 a 3 días con baja humedad y alta temperatura denominados vientos Santa Ana (**Castro et al. 2006**).

I.III)

Antecedentes.

En 1971 Álvarez-Sánchez indicó que las mareas, el viento y las corrientes existentes en las costas de Baja California dominan sobre el comportamiento de las corrientes locales. Estudios posteriores mostraron que la batimetría puede modificar la dirección y magnitud de las corrientes por efectos friccionales del fondo y la costa.

De igual manera, este autor realizó mediciones superficiales de corrientes por medio de boyas de deriva en la Bahía de Todos Santos. Observó que la corriente producida por el viento solo se vio reflejada en la capa superficial y no afectó la corriente a 2 metros de profundidad. Vientos entre 4 y 6 m/s provenientes del Oeste (O) y NO produjeron una corriente neta al interior de la bahía, así como

hacia la costa debido a la configuración de la Bahía de Todos Santos, el autor indicó que este flujo debe ser compensado por un transporte hacia el exterior de la bahía, el cual falta por determinar.

Hernández-Walls (1986) observó que la corriente desde la superficie y hasta los 4 m de profundidad fue hacia el Este (E), mientras que desde los 9 m y hasta los 14 m, la corriente fue hacia el N.

Álvarez-Sánchez *et al.* (1988) encontraron mediante un modelo que la circulación promedio resultó en entrada de agua hacia la Bahía frente a las costas norte y sur, en forma de un flujo superficial con dirección a la costa.

En 1990 Argote *et al.* obtuvieron mediante un modelo numérico hidrodinámico que las máximas velocidades de las corrientes a lo largo de la costa fueron causadas por efectos topográficos.

Marco Larrañaga en el 2013 observó que la circulación superficial dentro de la bahía responde a las variaciones estacionales y diurnas del viento, con una mayor influencia durante el día cuando el viento sopla de mar a tierra. También indicó que la morfología de la bahía juega un papel importante en cuanto a modificaciones de la dirección y la magnitud de las corrientes superficiales.

A pesar de tener un gran número de investigaciones de corrientes en la bahía de Todos Santos, gran parte de estos estudios son a través de modelos numéricos. Todas las investigaciones se han centrado en el estudio de corrientes superficiales dentro de la bahía, este estudio a diferencia de los anteriores,

pretende ser el primero en analizar la estructura vertical de las corrientes costeras en 4 km de playa desde de 11 m y hasta 2 m de profundidad con datos tomados en campo, durante un periodo de 6 meses.

II. Metodología.

Con la finalidad de analizar la evolución espacio temporal de la zona de estudio se requirió de datos topográficos y batimétricos mensuales, los cuales se complementan para obtener elevaciones en toda la zona de estudio, sin embargo, tanto datos batimétricos como topográficos se realizaron con diferencia de un día. Así mismo los datos de corrientes se obtuvieron simultáneamente a la batimetría.

II.1) Topografía.

La obtención de los datos topográficos se realizó un día después de las mediciones de batimetría y de corrientes, durante la marea baja. Se realizaron 61 transectos, desde PH hasta la *Lagunita*, como se muestra en la **Figura 11**. Los datos topográficos fueron obtenidos por medio de un Sistema de Posicionamiento Global (GPS; *Global Positioning System*) diferencial marca Leica GS14 con precisión promedio de 1 a 2 cm en la vertical (**Figura 10-1**).

Para referenciar los datos obtenidos por el GPS se utiliza una base fija ubicada en la azotea de las instalaciones del Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO). El sistema para las mediciones en campo consistió en la implementación de un eje con dos ruedas al cual el GPS fue acoplado como se muestra en la **Figura 10-2**, las mediciones obtenidas por el GPS son de forma continua cada segundo. Al obtener los datos en bruto del GPS se utiliza un software para realizar el procesamiento de los datos como descartar mediciones erróneas o transectos repetidos.

Figura 10.- 1) GPS diferencial marca Leica. 2) Sistema de medición topográfica.

II.II)

Batimetría y corrientes.

Las mediciones batimétricas y del perfil de las corrientes costeras se realizaron de manera simultánea con un ADCP (Hydrosurveyor M9 de SONTEK) equipado con un GPS diferencial y montado en una plataforma flotante (**Figura 12**). Dichas plataforma se arrastró con una embarcación menor desde aguas intermedias de 10-12 m hasta 2-3 m de profundidad, lo más próximo a la línea de costa. Cada campaña de mediciones tuvo un periodo mensual en las cuales se comprendió la realización de 35 transectos, desde agosto del 2014 hasta abril del 2015, a lo largo de los mismos 4 km de playa cubiertos durante las mediciones topográficas (**Figura 11**).



Figura 11.- Transectos batimétricos (amarillo) y topográficos (rojos) realizado cada mes. Localización del ADCP tipo AWAC.

Los transectos fueron perpendiculares a la línea de costa con una longitud aproximada de 400 m, siendo la distancia entre cada transecto de 100 m.

El ADCP Hydrosurveyor M9 trabaja a tres frecuencias, a profundidades menores de 5m usa una frecuencia de 3 MHz, a profundidades entre 5 y 40 m utiliza una

frecuencia de 1 MHz y a profundidades de 40 a 80 m trabaja a 0.5 MHz; el cambio de frecuencias es automático. El haz central del ADCP con frecuencia de 0.5 MHz trabaja como una ecosonda, de la cual se obtienen las mediciones batimétricas. Las mediciones de velocidades se pueden obtener hasta los 40 m de profundidad, mientras que los datos de batimetría se pueden obtener hasta los 80 m. Este equipo tiene una capa de blanqueo de 0.2 m en la superficie. La posición es obtenida por medio de un GPS autónomo (**Figura 12-5**) el cual es usado para realizar las correcciones automáticas de velocidad de la embarcación y orientación por medio de una técnica llamada '*Bottomtrack*'. El tamaño de celdas es de hasta 2 cm, y su tamaño varía automáticamente dependiendo de la profundidad. Cabe mencionar que las mediciones del ADCP se transmiten en tiempo real por medio de un radio modem (**Figura 12-3**), almacenando los datos en una computadora.

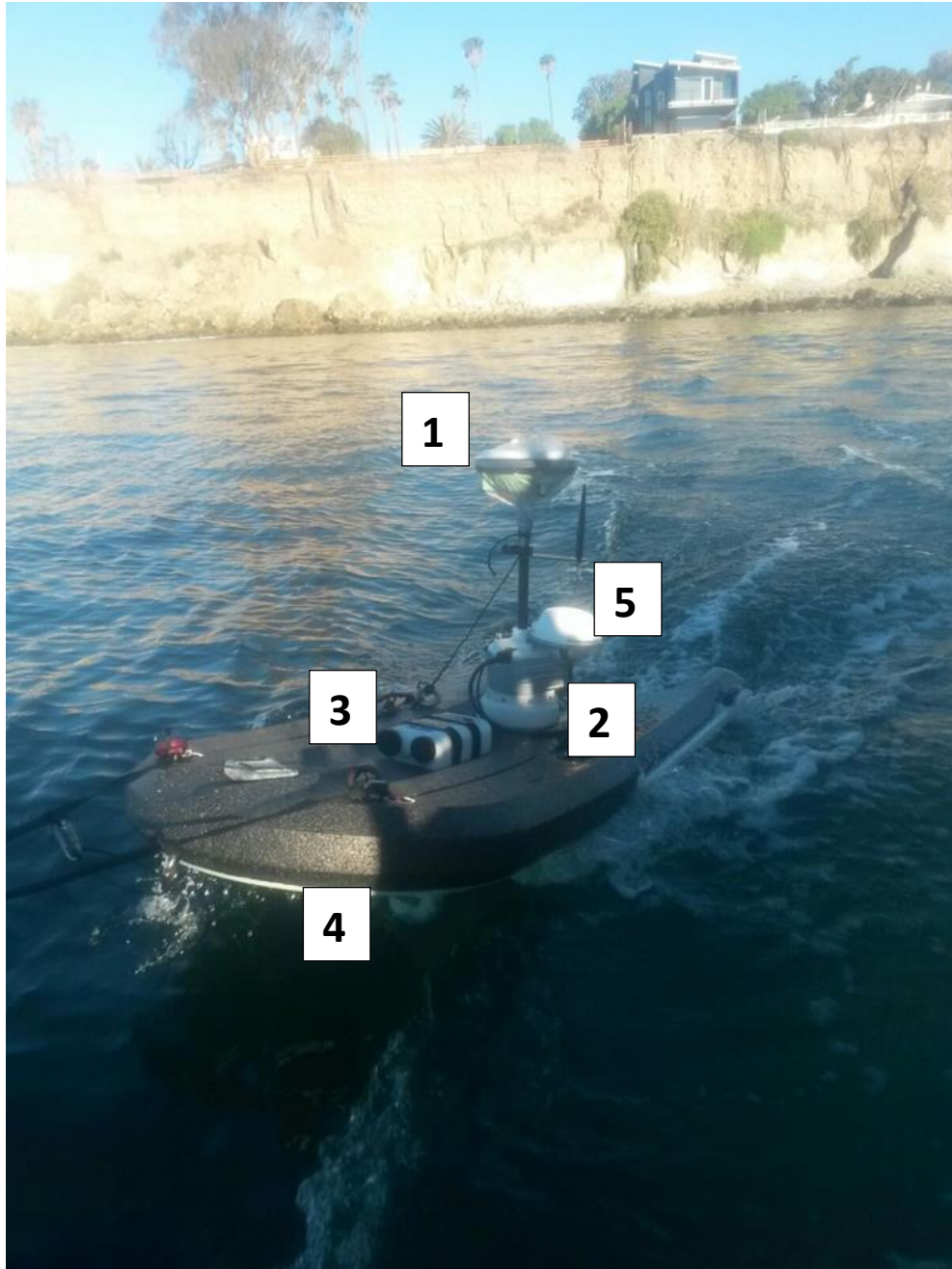


Figura 12.- Equipo Hydrosurveyor (ADCP). 1) Antena del GPS diferencial marca Leica. 2) ADCP con ecosonda integrada. 3) Unidad de alimentación y radiotransmisión. 4) Plataforma flotante. 5) GPS autónomo.

Los datos arrojados por el ADCP Hydrosurveyor deben ser tratados debido a que el este genera dos tipos de datos, los que tienen un tratamiento por el software del mismo ADCP y los datos crudos. Las variables utilizadas en este estudio fueron las siguientes:

UtmEasting_m y *UtmNorting_m*: Coordenadas en UTM,

CellSize (tamaño de celda): Este es el tamaño en el cual el ADCP toma los datos de las velocidades (verticalmente).

CellStart (Comienzo de la celda): esta variable indica el inicio desde que profundidad comienza la toma de datos, esto a partir de la superficie del agua.

HydroSurveyor_WaterVelocityXyz_m_s (Velocidad de la corriente): La velocidad de la corriente en sus tres componentes X, Y y Z (**figura 13**); U, V y W respectivamente. El ADCP debe tener la misma orientación que la embarcación.

VbDepth_m (Profundidad obtenida por la ecosonda): En esta variable se guarda la profundidad calculada por el ADP, a la cual posteriormente se corrige por medio del GPS diferencial antes mencionado, de esta manera se puede apreciar el fondo sin el efecto del oleaje.

DateTime (Tiempo): Al tiempo no se le hace ninguna conversión, ya que en este estudio los horarios se trabajan en formato GMT.

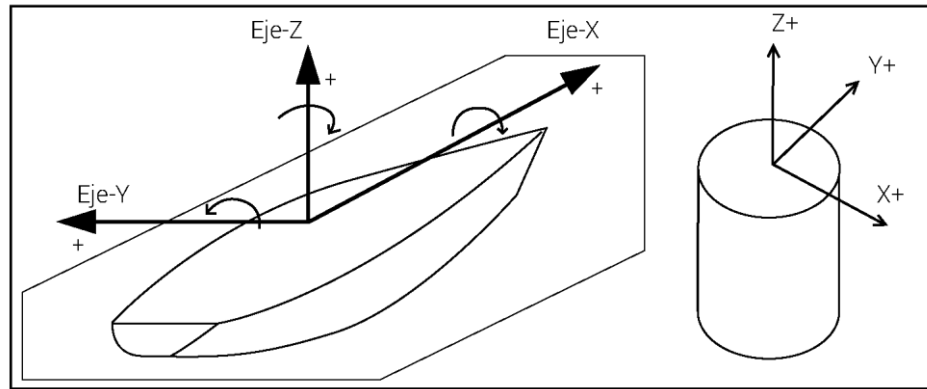


Figura 13.- Bote Hydrosurveyor con la dirección del sistema de coordenadas (Izquierda) y Sistema de coordenadas al cual esta referenciado el ADCP (Derecha).

Con la finalidad de corregir las fluctuaciones verticales causados por el oleaje y mareas sobre las mediciones de profundidad obtenidas con el ADCP (**Figura 14**, izquierda) se acopla al ADCP una antena de GPS diferencial Leica (**Figura 12**). Ambos instrumentos trabajan de forma independiente, por lo que se asegura que ambos instrumentos comiencen la toma de datos al mismo tiempo. La serie de tiempo de mediciones de GPS es acoplada a la del ADCP por medio de una interpolación lineal, y a los datos de profundidad obtenidos por el ADCP se le suman las variaciones en la altura obtenidas por el GPS para corregir el efecto del oleaje y mareas sobre la batimetría (**Figura 14**, derecha).

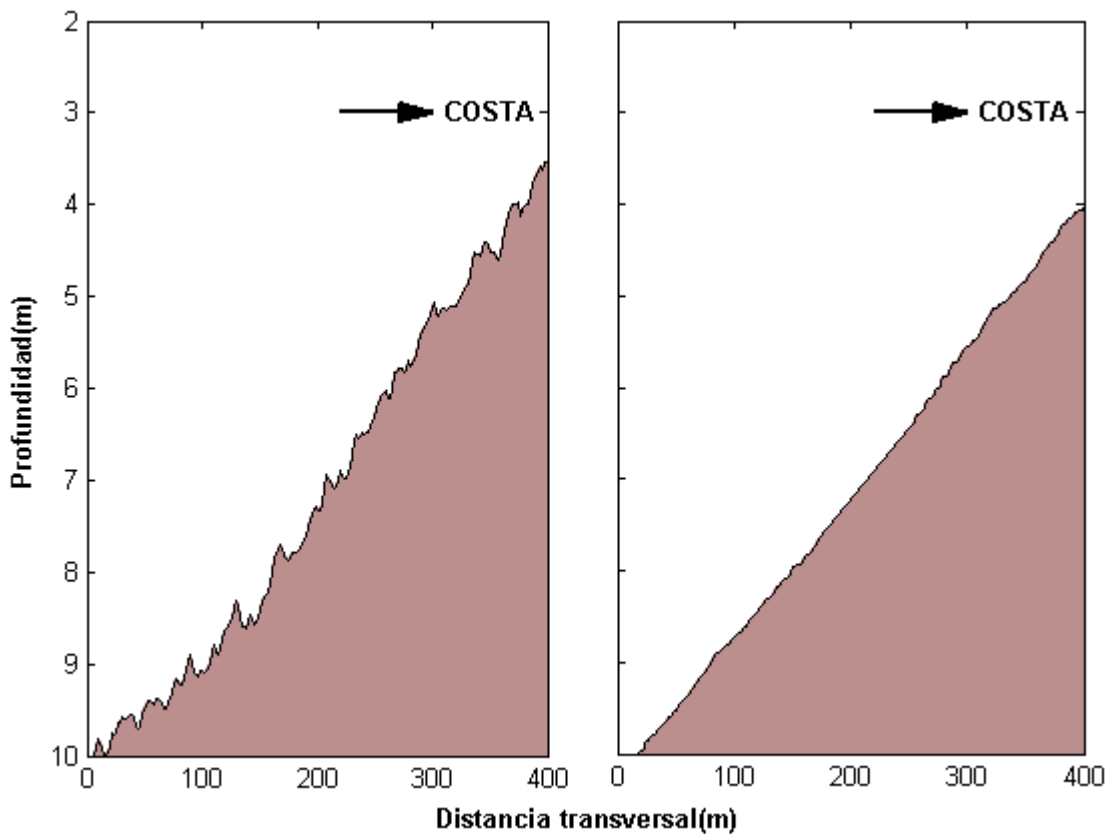


Figura 14.- Diferencias de la batimetría obtenida por el ADCP (derecha) y la corregida por el GPS diferencial (izquierda).

Para los perfiles de corrientes costeras el tratamiento consistió en una media corrida de 15 s a lo largo del transecto, esto con la finalidad de remover el efecto de las velocidades orbitales del oleaje como se observa en la **Figura 15**. Todos los transectos se homogenizaron en una malla de 0.02 m (tamaño mínimo de capa que puede tomar datos el ADCP) en la vertical, con el fin de tener un mismo tamaño de celda.

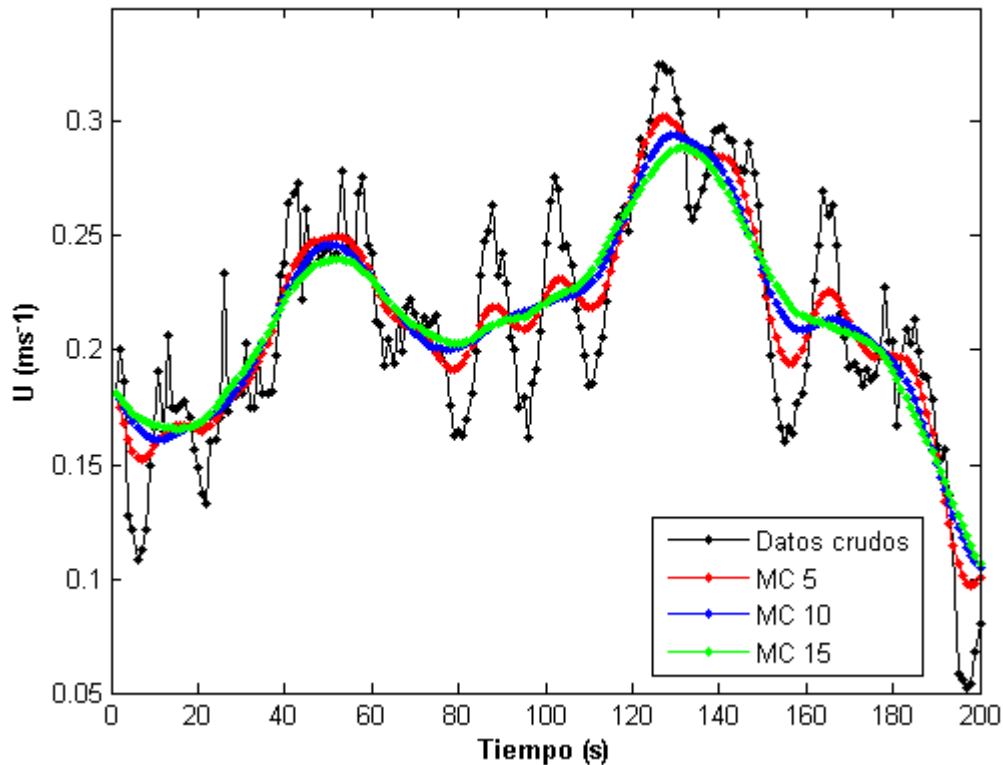


Figura 15.- Diferentes medias corridas (MC) para el promedio de las velocidades en un perfil de corrientes costeras.

Se descartaron los primeros 20 cm de datos en la superficie con el fin de disminuir el ruido que se pudo producir debido a la obstrucción de la embarcación.

Por medio de los 35 transectos de perfil de corrientes costeras se interpoló de forma lineal las velocidades de las corrientes para obtener mapas de velocidades para tres profundidades, superficial de 0 a 2 m, media de 2 a 5 m y fondo de 5 hasta 10 m.

La realización de modelos de elevación digital se obtuvo a partir de la interpolación lineal entre los datos batimétricos y topográficos, restringiéndose a un polígono homogéneo para todo los meses, en el cual los límites longitudinales son marcados por el inicio y final de los transectos topográfico, los cuales se referenciaron al nivel de baja mar media inferior.

El volumen de sedimento fue calculado hasta los 8 m de profundidad debido a que el sedimento a esta profundidad no presentó gran movilidad durante el periodo de estudio. Así mismo, para entender mejor el comportamiento de la playa en cuanto a ganancias y/o pérdidas en elevación, se dividió la playa en tres zonas regidas por el rango de marea. La playa subaérea entre las isobatas de 0 a 4 m, la playa submareal cercana entre 0 y -5 m, y la submareal lejana de -5 a -8 m, la cual se denominó como playa de fondo.

II.III)

Forzamientos hidrodinámicos y meteorológicos.

Oleaje.

Las condiciones de oleaje fueron obtenidas por medio de un perfilador acústico tipo AWAC (*Acoustic Doppler Current Profiler*, ADCP) anclado a 20 m de profundidad y a una distancia de 2.5 km mar adentro desde el extremo sur del área de estudio (**Figura 11**). El ADCP trabaja a una frecuencia de 1MHz colectando datos horarios de parámetros de oleaje promediados cada 17 min, y perfila las corrientes durante 20 min cada hora. El instrumento suele estar anclado durante un periodo de 4 meses, después del cual se saca del agua para extraer los datos y cambiarle las baterías. En este estudio se cuenta con mediciones continuas desde el octubre 2013, las cuales se analizaron para conocer las características del oleaje incidente en aguas intermedias durante los periodos de mediciones de corrientes costeras

Viento.

Los parámetros de dirección e intensidad de viento fueron obtenidos con una estación meteorológica automática marca Vaisala, instalada en la mitad del área de estudio sobre uno de los edificios del CONALEP a una elevación aproximada de 6 m sobre el nivel medio del mar. Las mediciones fueron tomadas cada segundo y promediadas en periodos de 10 min. La estación lleva trabajando

desde marzo del 2014 y proporcionó información de viento y otros parámetros meteorológicos como la presión atmosférica, humedad relativa, temperatura del aire y precipitaciones durante el periodo de muestreo.

V.III.III) Marea.

Los datos de predicciones de marea fueron obtenidos con el modelo MAR V1.0 del Centro de Investigaciones Científicas y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE), cuyos cálculos están basados en registros históricos de estaciones mareográficas de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), la Secretaria de Marina y CICESE (<http://predmar.cicese.mx/marques.html>). Con los datos del modelo se determinó el nivel de marea durante las mediciones del perfil de las corrientes costeras.

II. Resultados.

III.I) Hidrodinámica.

La **Figura 16** representa la serie de tiempo de las variables de oleaje, marea y viento medidas durante el periodo de estudio de agosto del 2014 a abril del 2015, las franjas rojas muestran los momentos en los que se realizaron las mediciones de las corrientes.

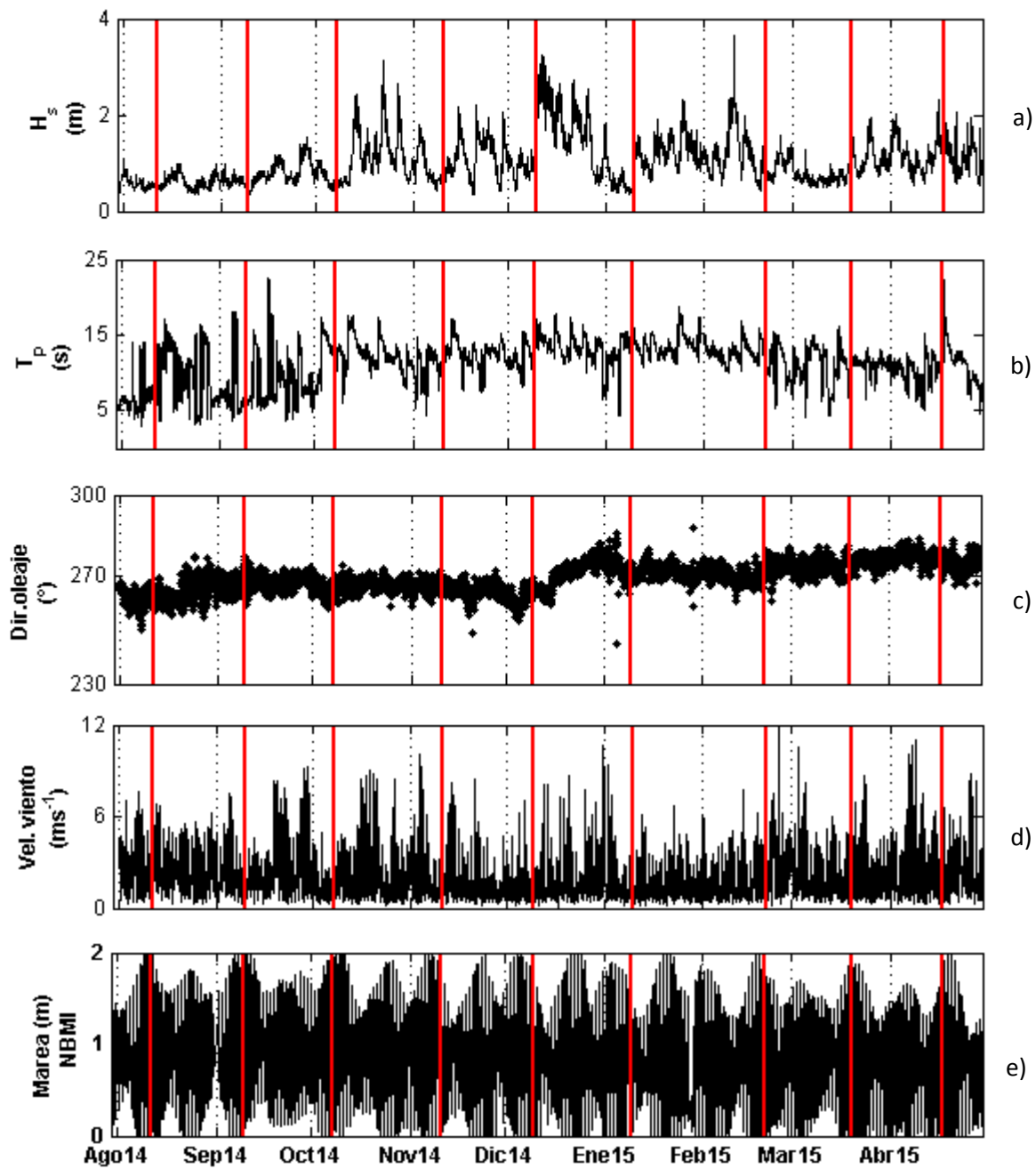


Figura 16.- Serie de tiempo para las variables: a) Altura de la ola. b) periodo del oleaje. c) dirección del oleaje. d) velocidad del viento. e) oscilaciones de la marea.

El oleaje de agosto y septiembre del 2014 fue representativo de las condiciones típicas de verano, y a partir de octubre la altura típica del oleaje aumenta considerablemente de 1 a 2 m, lo cual coincide con el aumento en la velocidad del viento para el mismo mes. El periodo de oleaje es muy variante en los meses de verano, y este se confina en un menor rango durante los meses invernales con una media de 14.4 s. En el mes de diciembre, después del día de muestreo, la altura del oleaje aumento considerablemente alcanzando hasta casi 4 m de altura. Desde principios de marzo del 2015 y hasta antes del muestreo de abril se presentaron características similares de oleaje a los meses de verano, dado que la altura de ola significativa (a) y el periodo del oleaje (b) es similar a la media de los meses de agosto y septiembre del 2015 (**Tabla II**). A partir del muestreo de diciembre la dirección del oleaje sobrepasó los 270°, siendo proveniente del noreste. Antes de este mes las direcciones del oleaje predominantes provenían del Suroeste (SO).

La magnitud del viento varió mucho durante el periodo de muestreo, siendo el viento más intenso y con mayor duración a mediados de octubre del 2014 con vientos máximos de hasta 8 ms^{-1} , aunque, la máxima magnitud de viento durante la medición de las corrientes fue de 3.4 ms^{-1} .

Las mediciones de corrientes se realizaron durante la pleamar en mareas vivas (**Figura 17**).

La **Figura 17** muestra el nivel de marea instantáneo en el transcurso de la toma de los datos, periodo delimitado por las dos barras azules, y las condiciones promedio de altura de ola significativa y periodo medido en aguas intermedias durante ese periodo.

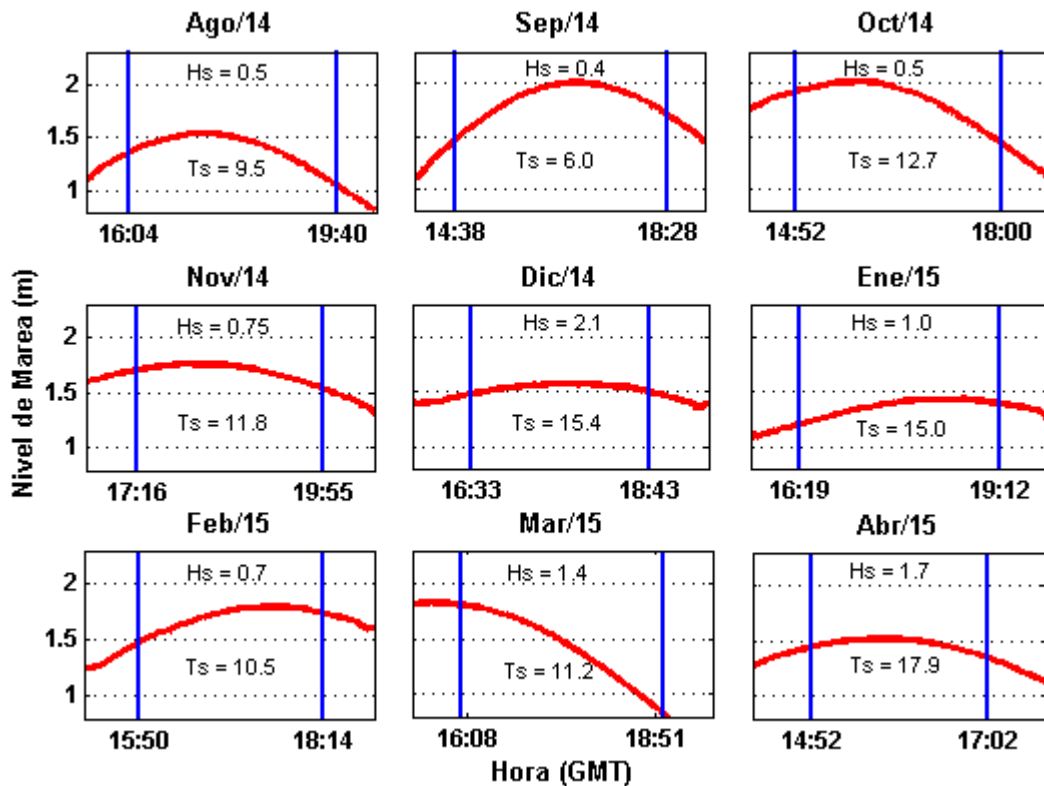


Figura 17.- Nivel de marea y condiciones promedio de oleaje durante cada periodo de muestreo.

La mayoría de los muestreos de corrientes se realizaron durante el periodo de subida de marea, a excepción de marzo del 2015, que se realizó cuando la marea se encontraba bajando. Los meses de agosto, septiembre, octubre y noviembre del 2014 presentaron valores de oleaje bajo con periodos relativamente cortos a excepción del mes de marzo donde el periodo promedio del oleaje fue de 12.7 s. En los meses de diciembre del 2014 y enero, marzo y abril del 2015 las alturas de ola sobrepasaron 1 m, y en diciembre la toma de datos se realizó durante las condiciones más altas de oleaje en este estudio. En febrero del 2015 el oleaje medio se encontraba similar al observado en noviembre del 2014 (**Figura 18**).

La **Figura 18** muestra las condiciones promedio del oleaje, viento y marea de tormenta durante el tiempo de muestreo para cada mes.

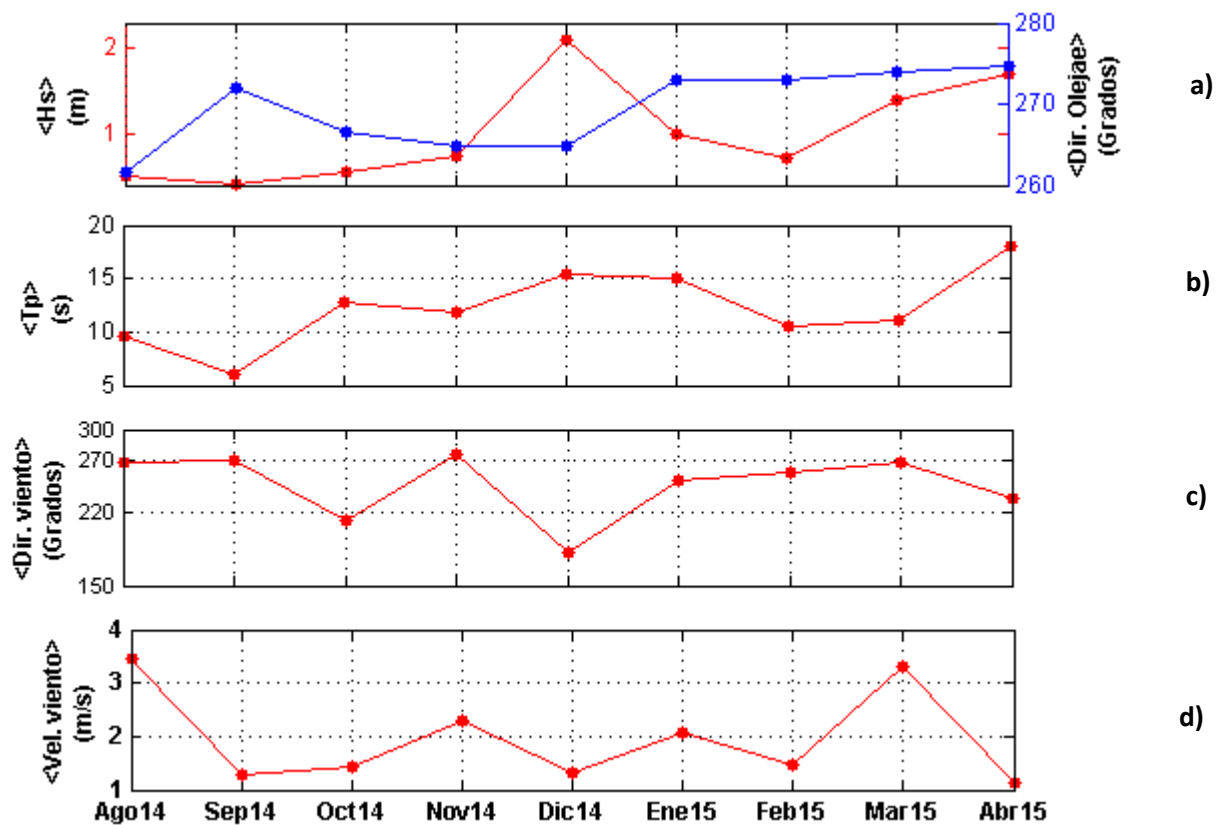


Figura 18.- Promedios durante los muestreos mensuales de: a) Altura y Dirección del oleaje. b) Periodo del oleaje. c) Dirección del viento. d) Velocidad del viento; durante el muestreo de cada mes.

Las mediciones con las alturas de ola (**Figura 18-a**) más grandes ocurrieron en diciembre del 2014, con poco más de 2 m, sin embargo, anterior a este mes, la altura se mantuvo por debajo de los 0.8 m. Durante el periodo de invierno la altura de la ola se mantuvo por arriba de 1 m pero menor a 2 m, excepto en el periodo de mediciones de febrero del 2015 cuando la altura de ola fue de 0.7 m, similar a la de noviembre del 2014.

El periodo del oleaje (**Figura 18-b**) se mantuvo en un rango entre 5 y 18 s durante los muestreos, mientras que las olas más largas ocurrieron en los meses de diciembre del 2014 así como en enero y abril del 2015, mientras que las más cortas se dieron en verano (agosto y septiembre del 2014).

Entre agosto y diciembre del 2014 la dirección del oleaje fue proveniente del Sur-Oeste (SO), con excepción de septiembre que fue del Nor-Oeste (NO). En los meses de invierno entre enero y abril del 2015, la dirección del oleaje fue de $\sim 275^\circ$, proveniente del NO. La dirección del viento (**Figura 18-c**) durante los periodos de muestreo se mantuvo dentro de un rango de 182° a 276° , indicando una proveniencia del SO y NO. A diferencia del oleaje, el viento no presenta un patrón distintivo entre los meses del muestreo. Las magnitudes más intensas del viento durante la medición de corrientes se observaron en los meses de agosto del 2014 y marzo del 2015 con velocidades de hasta 3.4 ms^{-1} (**Figura 18-d**).

En términos de intensidad del oleaje, el muestreo con mayor calma se realizó durante el mes de septiembre del 2014, y el nivel de marea fue el más alto (**Tabla I**) y la velocidad del viento la menos intensa (**Figura 18-d**). A diferencia de diciembre del 2014, caracterizado por oleaje de 2.1 m y 15 s y viento débil de poco más de 1 ms^{-1} . En el mes de abril de 2015 el oleaje fue largo, de 17 s y con una altura de ola de 1.8 m; sin embargo, la velocidad del viento resulto ser la menor de todo el rango de muestreo (1 ms^{-1}) (**Tabla I**).

Tabla I.- Condiciones de oleaje y marea promedio durante los muestreos. Hs = Altura promedio de la ola, Ts = Periodo promedio de la ola, NMA = Nivel de Marea Actual.

Oleaje.			
Mes.	Hs (m).	Ts (s).	NMA
11-ago-14	0.5	9.5	1.5
10-sep-14	0.4	6	2
07-oct-14	0.5	12.7	2
11-nov-14	0.75	11.8	1.7
09-dic-14	2.1	15.4	1.5
09-ene-15	1	15	1.5
20-feb-15	0.7	10.5	1.8
19-mar-15	1.4	11.2	1.5
17-abr-15	1.7	17.9	1.5

La **Figura 19** muestra las condiciones promedio de los parámetros de oleaje y viento antes de las mediciones morfológicas y de corrientes realizadas entre agosto 2014 y abril 2015.

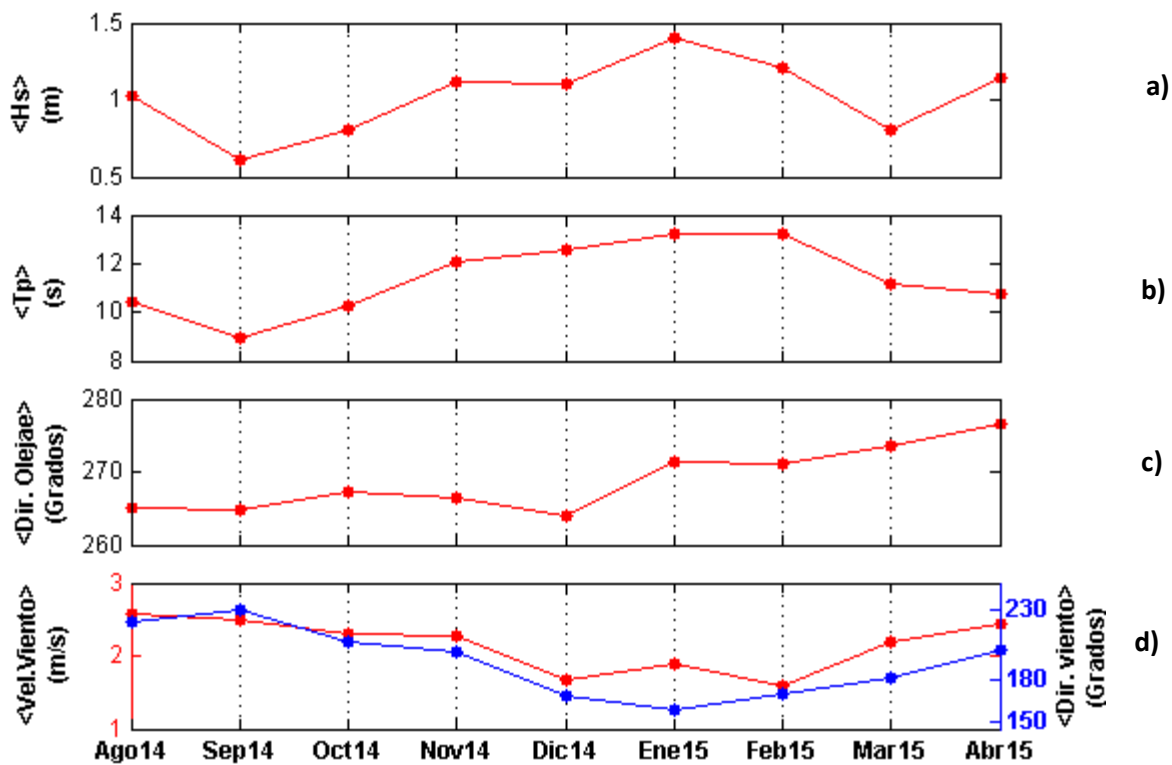


Figura 19.- Condiciones promedio del oleaje y viento, antes de cada muestreo. Altura del oleaje (a), periodo del oleaje (b), dirección del oleaje (c), magnitud y dirección del viento (d).

La altura de ola (**Figura 19-a**) disminuyó de 1 a 0.6 m de agosto a septiembre del 2014, y posteriormente comenzó a aumentar gradualmente hasta 1.4 m de diciembre a enero del 2015; de enero a marzo disminuyó a 0.8 m y en abril fue de poco más de 1 m (**Tabla II**).

El periodo del oleaje (**Figura 19-b**) tuvo el mismo comportamiento que la altura de ola, disminuyó de agosto a septiembre del 2014 de 10.4 a 9 s, después subió hasta alcanzar un máximo de 13 s en los meses enero y febrero del 2015, y volvió a disminuir hasta 10.7 s paraa abril del 2015.

La dirección del oleaje (**Figura 19-c**) se muestra con pocas variaciones (entre 264° y 267°) de agosto a diciembre del 2014 siendo proveniente del SO, y a partir de diciembre giró ligeramente del SO a NO, entre 271° y 276° . La diferencia en el ángulo de aproximación del oleaje se ve reflejado en el tipo de ola, Esto es consistente con la literatura ya que olas más cortas y pequeñas son provenientes del SO y son características de los meses de verano a diferencia de las olas más largas y altas, las cuales son provenientes del NO y son características de los meses invernales (**Martínez, 1993**).

Tabla II.- Climatología promedio del oleaje para antes cada muestreo. Hs = Altura promedio de la ola; Ts = Periodo promedio de la ola.

Oleaje.			
Mes.	Hs (m).	Ts (s).	Dirección (°)
ago-14	0.6	10.4	265
sep-14	0.61	8.9	264.8
oct-14	0.81	10.2	267.1
nov-14	0.9	11	266.5
dic-14	1.6	12.5	264
ene-15	1.4	13.2	271.4
feb-15	1.2	13.1	271
mar-15	0.8	11.3	273.6
abr-15	1.1	10.7	276.4

La magnitud y dirección del viento (**Figura 19-d**) muestran un comportamiento muy similar. De agosto a septiembre del 2014 se nota un ligero aumento en la dirección, de $\sim 220^\circ$ a 230° , desde agosto hasta noviembre la dirección del viento es SO, disminuyendo la orientación paulatinamente desde septiembre. De diciembre del 2014 a febrero del 2015 la dirección del viento es Sur-Este (SE),

aumentando cada mes hasta volver a cambiar la dirección completamente a SO en los meses de marzo y abril del 2015. Septiembre del 2014 y enero del 2015 fueron los meses en los que se presentaron las condiciones más extremas, de 230° (SO) a 160° (SE). La magnitud del viento disminuyó poco a poco desde agosto hasta diciembre del 2014, de 2.6 a 1.6 ms⁻¹. En enero del 2015 se observó un leve aumento de 0.3 ms⁻¹ y de febrero hasta abril aumenta de notablemente de 1.6 a 2.4 ms⁻¹.

III.II)

Batimetría.

La **Figura 20** representa las diferencias morfológicas (topo-batimétricas) entre meses contiguos durante el periodo de estudio. De agosto a septiembre se muestra un ligero aumento de ~0.25 m por arriba de la isobata de cero y una pérdida de elevación de ~0.3 m entre la isobata de 0 y -2 m, mientras que no se aprecian cambios entre -2 y -8 m de profundidad. Entre septiembre y octubre se observó un comportamiento similar al del mes anterior, a diferencia que hubo pérdida de elevación entre las isobatas de 0 a -8 m salvo en una zona del norte entre las isobatas de -5 y -8 m.

Las diferencias morfológicas entre octubre y noviembre muestran erosión entre las isobatas de 3 y 0 m y de -2 a -8 m, con excepción de una pequeña ganancia en la zona más al sur de la playa. La diferencia más resaltante se da a lo largo de toda la playa entre 0 y -2 m de profundidad donde se observa una ganancia de hasta 1 m en algunas zonas. De noviembre a diciembre la playa ganó sedimento entre -5 y -8 m de profundidad, de igual manera, entre las isobatas de 0 y 3 m hubo ganancia en el extremo sur y pérdidas en el extremo norte de la playa. Las ganancias y pérdidas fueron de igual magnitud promedio de ~0.25 m.

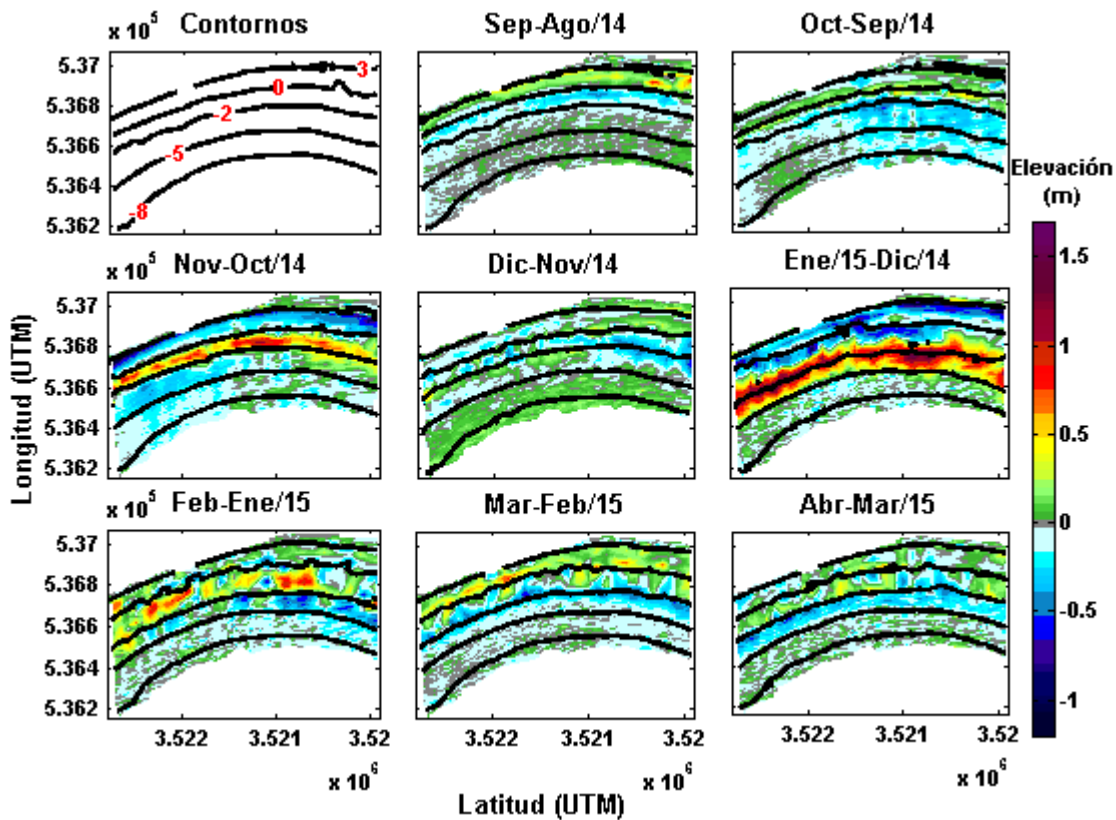


Figura 20.- Mapas de elevación digital que muestran las diferencias de elevación entre meses contiguos para el periodo de estudio. El panel superior izquierdo muestra las isobatas para agosto del 2014, referidas al nivel de bajamar media inferior; las mismas isobatas son representadas para el resto de meses. La barra de color indica la magnitud de las diferencias de elevación; los valores negativos y positivos representan erosión y acreción, respectivamente.

De diciembre del 2014 a enero del 2015 se presentó el cambio más notable en las elevaciones de todo el periodo de estudio. Ocurrió una pérdida de poco más de medio metro de sedimento a lo largo de toda la playa entre -1 y 3 m de elevación y ganancia significativa de sedimento de ~ 1 m a lo largo de toda la playa entre la isobata de -1 a -5 m, sin embargo las ganancias y pérdidas ocurrieron en igual medida entre la isobata de -5 y -8 m. Entre enero y febrero se observó ganancia entre -2 y 3 m de elevación, mientras que de -2 a -8 m la tendencia fue de pérdida. La diferencia en elevación de febrero a marzo es similar a la diferencia de marzo a abril. Ambos periodos se caracterizaron por tener pérdidas de elevación a lo largo de toda la playa entre las isobatas de -2 y -5 m, y ganancia general entre -2 y 3 m de elevación. Tanto las pérdidas como las ganancias de febrero hasta abril fueron del orden de 0.25 m.

Las diferencias morfológicas acumuladas entre los meses para el periodo de estudio son representadas en la **Figura 21**. Se observa que desde agosto hasta octubre, la ganancia de elevación se dio por arriba de la isobata de 0 m, mientras que por debajo de la misma isobata se perdió sedimento, lo cual es más evidente entre las isobatas de 0 y -2 m. En este periodo se dieron leves ganancias en ciertas zonas por debajo de la isobata de -2 m a diferencia que en octubre la ganancia se confinó en el extremo norte de la playa por debajo de la isóbata de -5 m. Entre noviembre y diciembre se observó una pérdida de elevación a lo largo de toda la playa entre 0 y 3 m y de -2 a -8 m por otra parte se evidencia ganancia entre 0 y -2 m de elevación.

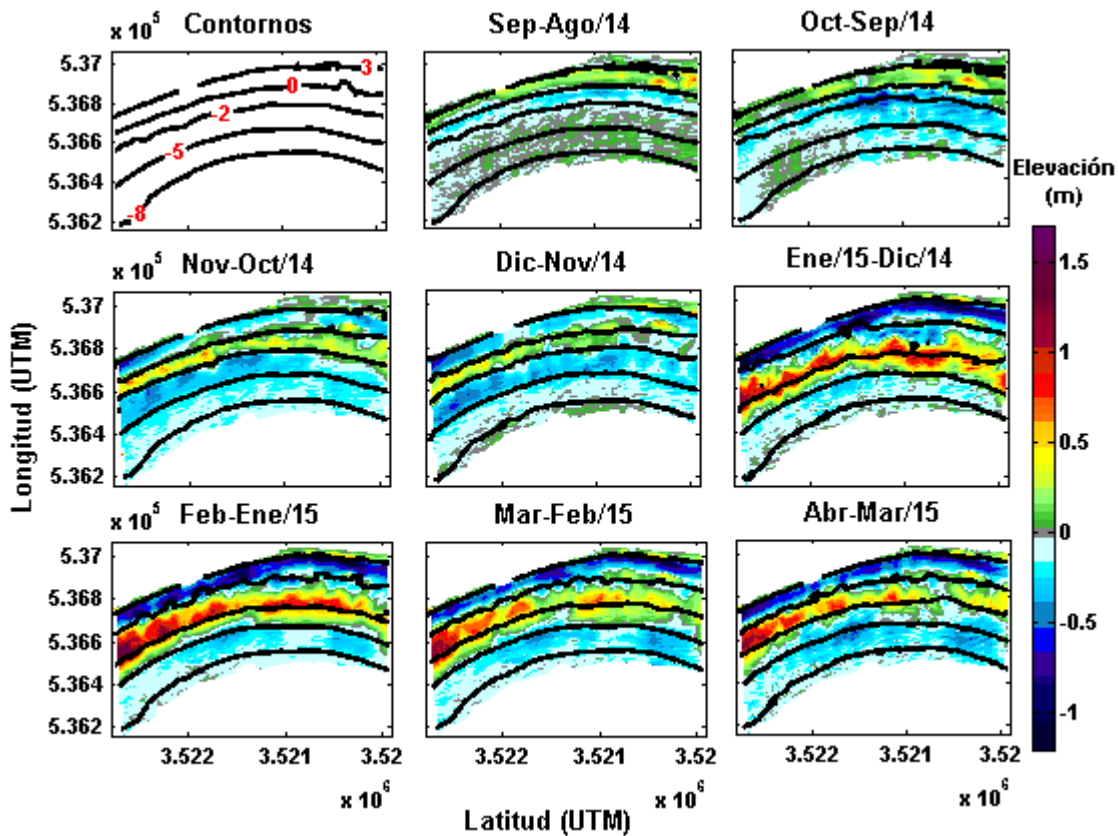


Figura 21.- Mapas de elevación digital que muestran las diferencias acumuladas en las elevaciones mes con mes para el periodo de estudio, mostrando así la evolución espacio-temporal de la playa.

Desde enero hasta marzo del 2015 se notó una ganancia significativa de hasta poco más de un metro a lo largo de toda la playa entre 0 y -5 m de elevación y pérdidas de hasta ~0.6 m entre las isobatas de 3 y 0 m. Desde agosto hasta diciembre del 2014 la distancia de separación entre las isobatas de 0 a -2 m fue de 82 m mientras que entre diciembre y enero del 2015 fue de 140 m, casi el doble, la cual disminuyó a 90 m en el mes de abril del 2015 (**Figura 21**).

Desde octubre de 2014 hasta enero de 2015 la ganancia en elevación ocurrió entre las isobatas de 0 y -2 m. sin embargo, esta aumentó en enero extendiéndose hasta la isobata de -5 m. Febrero fue el mes donde el incremento dentro de estas isobatas (de 0 a -5 m) alcanzó su máximo con elevaciones de hasta 1.5 m en el extremo norte de la playa, y la pérdida de elevación más notoria de hasta 0.7 m se dio entre 0 y 3 m. En marzo disminuyeron las ganancias entre las isobatas de 0 a -5 m excepto en el extremo norte de la playa. Para abril esta ganancia se confina entre las isobatas de 0 a -2 m, teniendo pérdidas similares a los meses de noviembre y diciembre (entre -2 y -8 m y por arriba de la isobata de 0 m) (**Figura 21**).

La playa fue dividida en tres zonas regidas por el rango de marea. La playa subaérea (PS), que abarca la zona intermareal y supramareal ubicadas entre las isóbatas de 0 a 4 m, la playa submareal cercana (PSC) entre 0 y -5 m, y la submareal lejana de -5 a -8 m, que la denominaremos playa de fondo (PF).

Con el fin de cuantificar el cambio morfológico ocurrido en las tres secciones de playa durante el periodo de estudio, se calculó el volumen de sedimento desde 4 a -8 m de elevación

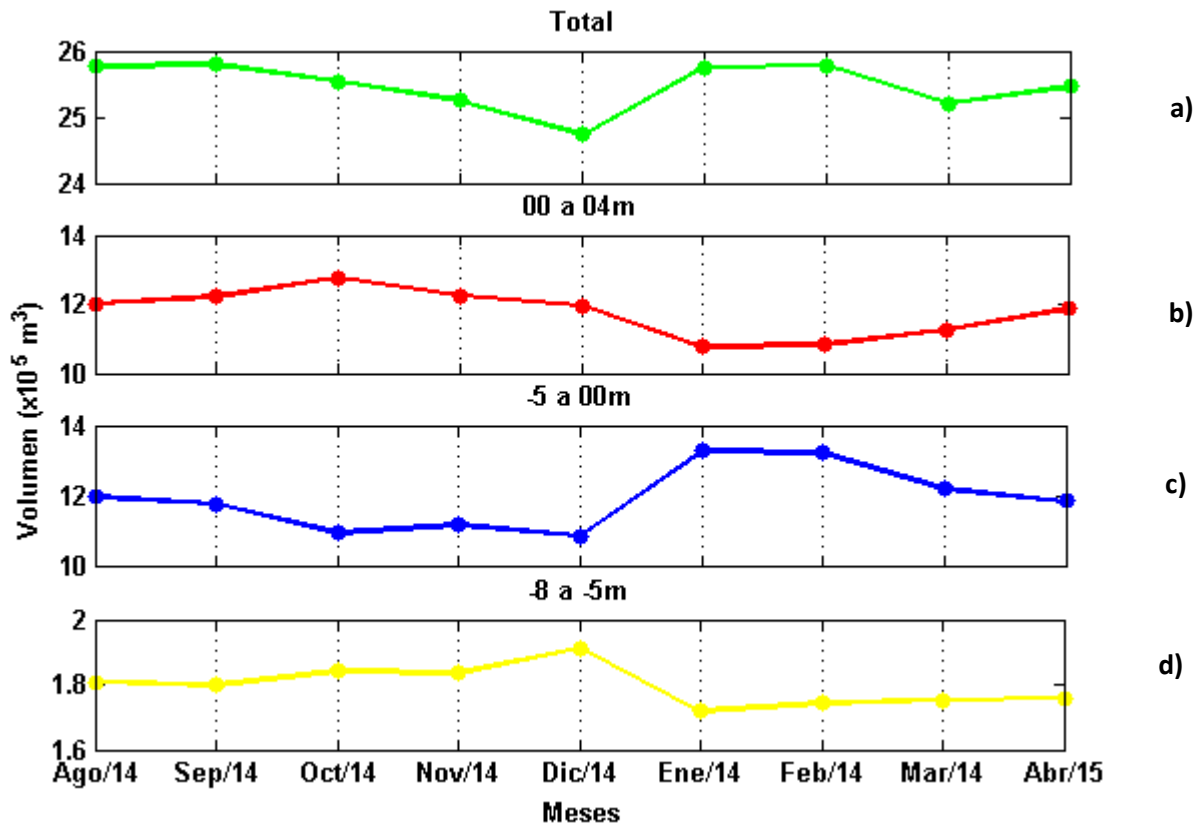


Figura 22.- Volumen total y parcial de la playa calculado hasta los 8m de profundidad durante el periodo de estudio. a) Volumen total de la playa. b) Volumen de la playa entre las isobatas de 0 y 4m. c) Volumen de la playa entre las isobatas de 0 y -5 m. d) Volumen de la playa entre las isobatas de -5 y -8 m.

En la **Figura 22-a** podemos observar el volumen total de la playa desde una elevación de 4 m hasta una profundidad de 8 m. Se observó que de agosto a septiembre del 2014 el volumen fue de cerca $26 \times 10^5 \text{ m}^3$, a partir de septiembre el volumen disminuyó hasta llegar a un mínimo en diciembre de $\sim 24.8 \times 10^5 \text{ m}^3$.

Para el mes de enero del 2015 el volumen total se recuperó llegando a tener el

mismo valor que en agosto del 2014, mientras que en febrero del 2015 el volumen se mantuvo igual, pero en marzo volvió a disminuir hasta $\sim 25.5 \times 10^5 \text{ m}^3$; finalmente en abril se observó un pequeño aumento de volumen respecto a marzo.

Analizando la PS, la cual se muestra en la **Figura 22-b**, se observó un aumento de volumen desde agosto hasta octubre, luego disminuye de forma constante llegando a un mínimo en enero del 2015, y de enero hasta abril va aumentando hasta llegar al mismo volumen que en agosto del 2014. Por el contrario, el volumen de la PSC (**Figura 22-c**) tiene un comportamiento opuesto al de la PS, cuando la playa subaérea aumenta el volumen, la sección sumergida disminuye el suyo y viceversa. Este patrón se ve interrumpido en el mes de diciembre, cuando tanto la PS como la PSC pierden volumen respecto al mes anterior.

En la PF **figura 22-d** las magnitudes volumétricas son menores que en las otras dos zonas, y se mantienen casi constante desde agosto hasta noviembre del 2014 (con variaciones muy pequeñas). En diciembre esta sección alcanzo su volumen máximo de $\sim 2 \times 10^5 \text{ m}^3$, el cual disminuye alcanzando $\sim 1.7 \times 10^5 \text{ m}^3$ en enero y posteriormente fue en aumento hasta llegar en abril del 2015 al mismo valor que en agosto del 2014 ($\sim 1.8 \times 10^5 \text{ m}^3$).

Con el fin de determinar periodos de pérdidas y ganancias de sedimento respecto al valor promedio para el periodo de estudio, se calcularon las anomalías de volumen para el total y las tres secciones de la playa (**Figura 23**).

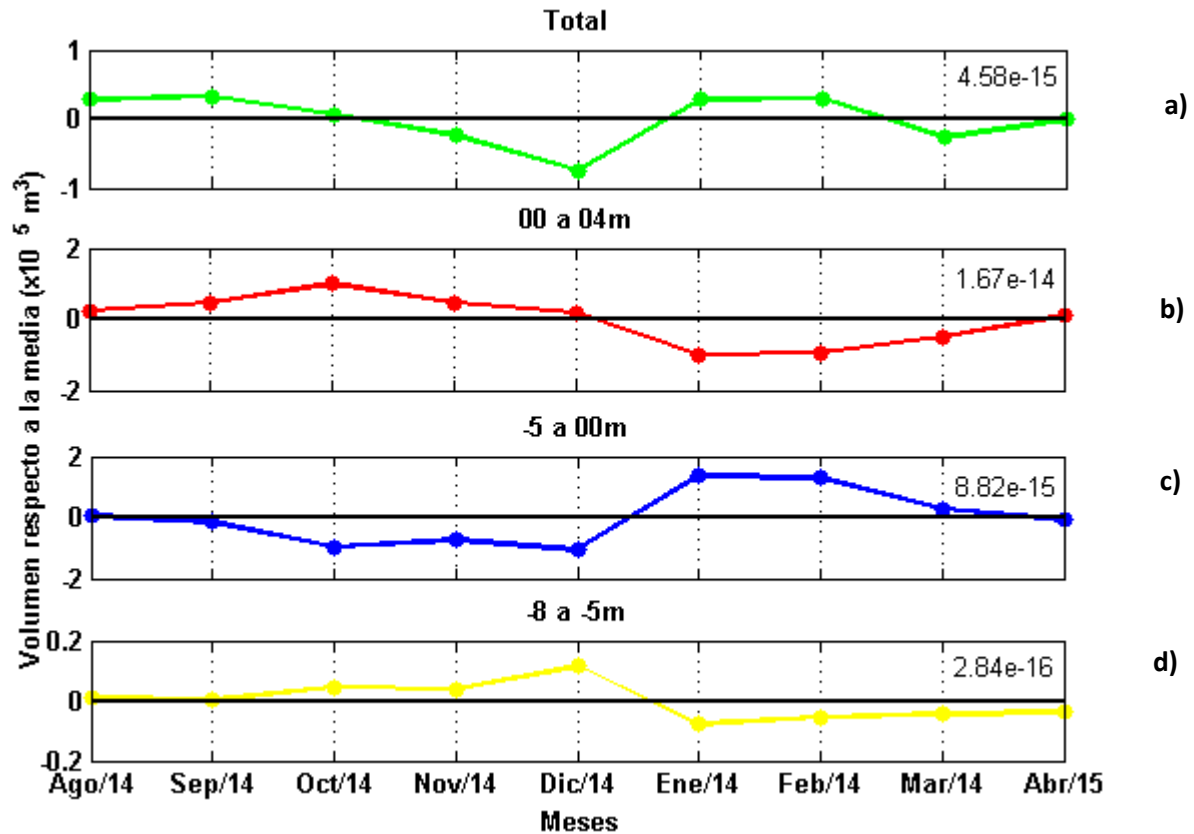


Figura 23.- Volumen total y parcial del sedimento respecto al promedio calculado para el periodo de estudio. Los números localizados en la esquina superior derecha de cada panel indican el cambio total neto entre pérdidas y ganancias. a) Volumen total de la playa. b) Volumen de la playa entre las isobatas de 0 y 4 m. c) Volumen de la playa entre las isobatas de 0 y -5 m. d) Volumen de la playa entre las isobatas de -5 y -8 m.

En términos de volumen total (**Figura 23-a**), la playa mostró estabilidad volumétrica de agosto a septiembre del 2014 con valores por encima de la media de $0.28 \times 10^5 \text{ m}^3$. A partir de septiembre el volumen comenzó a disminuir hasta llegar a $-0.7 \times 10^5 \text{ m}^3$ lo que se traduce como pérdida de sedimento dentro del sistema. De diciembre a enero del 2015 hubo un aumento de volumen llegando al mismo valor que había en agosto y septiembre del 2014; este volumen se mantuvo hasta febrero y volvió a ocurrir una ligera pérdida en el mes de marzo, y alcanzando la media en abril del 2015.

La PS (**Figura 23-b**) mostró ganancia de volumen por arriba de la media desde agosto hasta diciembre del 2014 siendo octubre el mes de mayor ganancia. En noviembre el volumen se mantuvo levemente por arriba de la media y entre enero y marzo del 2015 los valores fueron negativos, siendo enero el mes con mayor pérdida de volumen ($1 \times 10^5 \text{ m}^3$).

La PSC (**Figura 23-c**) comenzó (agosto, 2014) y terminó (abril, 2015) con valores iguales a la media, pero durante esos meses se da una pérdida de volumen desde septiembre hasta diciembre, siendo la pérdida más notable en octubre. De enero a marzo del 2015 se ganó sedimento con respecto a la media, siendo enero el mes con mayor ganancia ($1.36 \times 10^5 \text{ m}^3$).

En la PF (**Figura 23-d**) los valores se mantienen muy cercanos a la media pero, minuciosamente de agosto a diciembre se observaron ganancias, siendo diciembre el mes de mayor ganancia ($0.116 \times 10^5 \text{ m}^3$), mientras que de enero a febrero del 2015 hubo pérdida de volumen del orden de $0.7 \times 10^5 \text{ m}^3$.

Del volumen total de sedimento, se calculó el porcentaje correspondiente para cada zona en la que se divide la playa. Para la playa subaérea o PS (de 4 a 0 m) el porcentaje fue de 46.6%, para la playa sumergida o PSC (de 0 a -5 m) de 46.4% y para la playa de fondo o PF (de -5 a -8 m) de 7%. Por tanto, el 93% del volumen de la playa está confinado entre los 4 y -5 m de elevación, y su variabilidad volumétrica indica que estas zonas de la playa son muy dinámicas.

En la **Figura 24** se muestra la comparación entre el perfil típico de verano con el perfil típico de invierno, las elevaciones son con respecto al nivel de baja mar media inferior. El perfil de invierno a comparación con el de verano muestra la presencia de una barra sumergida entre la profundidad de 0 a -4 m, así como una disminución en la berma entre la elevación de 0 a 2 m. Estas diferencias son consistentes con los resultados de las **Figuras 22 y 23** las cuales muestran que a partir de enero la elevación aumenta entre las isobatas de 0 a -5 m y disminuye entre 0 y 4 m.

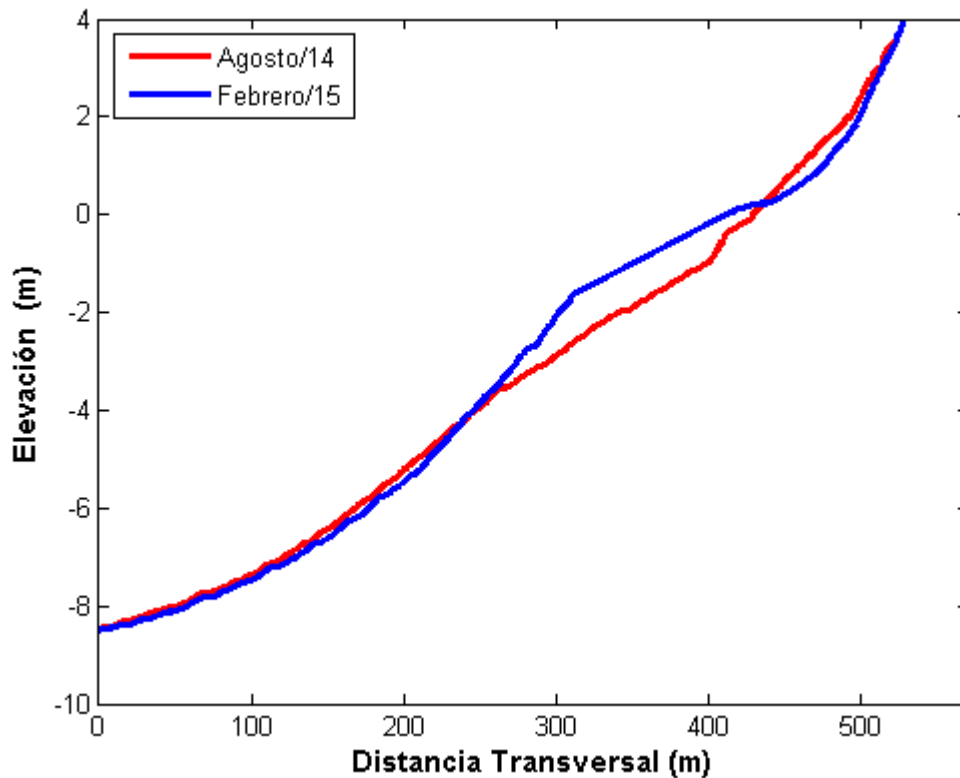


Figura 24.- Perfil de playa típico de verano (agosto 2014) y de invierno (febrero 2015).

La **Figura 25** muestra las diferencias de elevación entre los perfiles típicos de verano e invierno. Se observa que el perfil de playa tiene una ganancia de hasta 1 m en elevación entre los 250 y 400 m de distancia del verano al invierno. Las pérdidas más importantes en elevación ocurrieron entre 100 y 250 m; de distancia, y de los 400 hasta los 500 m ambas pérdidas ocurrieron antes y después de la barra.

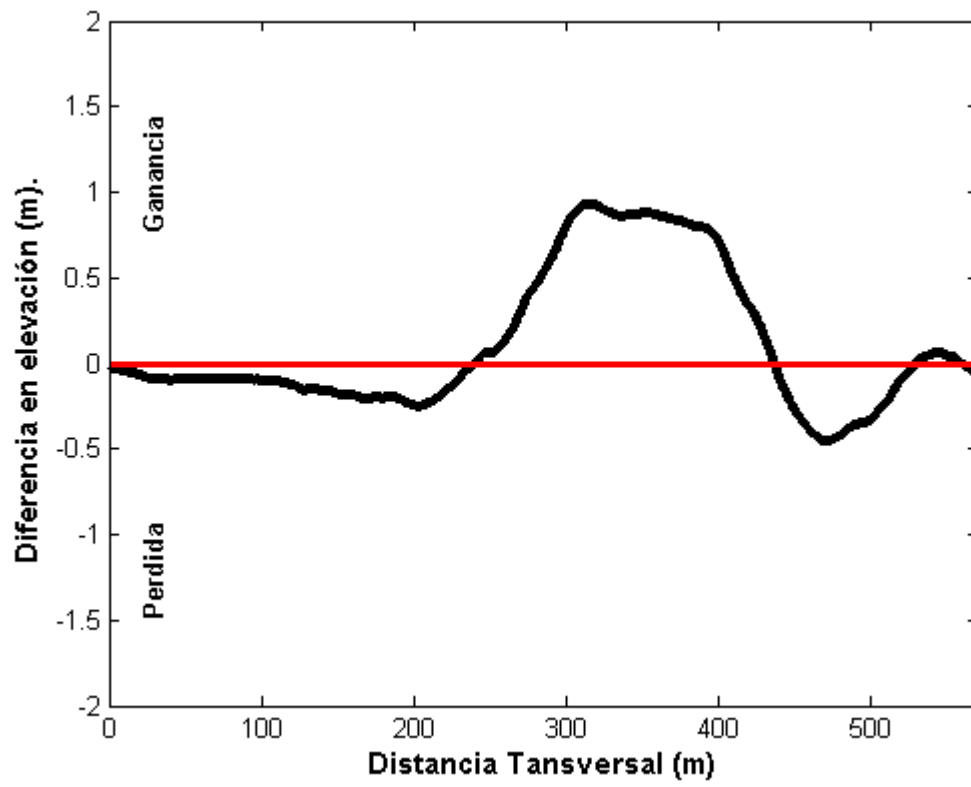


Figura 25.- Diferencia de elevación entre los perfiles típicos de invierno y verano a través del perfil de playa.

Con el fin de caracterizar las corrientes costeras en la playa, se analizaron las mediciones colectadas con el ADCP Hydrosurveyor para los días medidos entre agosto 2014 y abril 2015 (**Tabla I**). En particular, se analizaron las componentes U y V de la velocidad a diferentes profundidades y a lo largo de los transectos medidos desde 10 m de profundidad hasta lo más próximo a la cara de la playa. Se analizaron ambas componentes de la velocidad promediadas en la vertical, para determinar la relevancia de una componente sobre la otra. Para ello se eligieron las mediciones colectadas durante los meses de agosto y noviembre del 2014 así como febrero y marzo del 2015 dado que presentaron condiciones similares de oleaje y nivel de marea, a excepción de marzo, que presentó condiciones de oleaje más energéticas (**Tabla I**). A su vez, las fechas elegidas incluyen estados de playa típicos de verano e invierno. Sin embargo, debido a que el perfil de las corrientes no es homogéneo en toda la columna de agua, se decidió promediar las componentes de la velocidad en tres capas: la superficial que incluye los primeros dos metros de la superficie, la capa media entre 2 y 6 m de profundidad y la de fondo desde 6 hasta 10 m de profundidad.

La **Figura 26** representa los valores promedios de las componentes U y V para cada capa vertical (superficial, media y de fondo) y toda la playa, para los meses de agosto, noviembre, febrero y marzo. En términos generales se observa que la magnitud de la componente transversal U , es siempre superior a la de la componente longitudinal V . Existen diferencias muy notables entre los meses de verano e invierno. Por un lado, en agosto (**Figura 26-a**) la magnitud de la componente V fue insignificante en comparación con la de la U para las tres capas, siendo los valores mayores de U en la superficie, de 0.3 ms^{-1} , y después en el fondo con 0.2 ms^{-1} (**Tabla III**). Este patrón fue consistente en noviembre (**Figura 26-b**), a diferencia que la magnitud de U se intensificó (duplicó) en la capa media, y se obtuvieron valores, aunque muy débiles ($< 0.1 \text{ ms}^{-1}$) para la componente V .

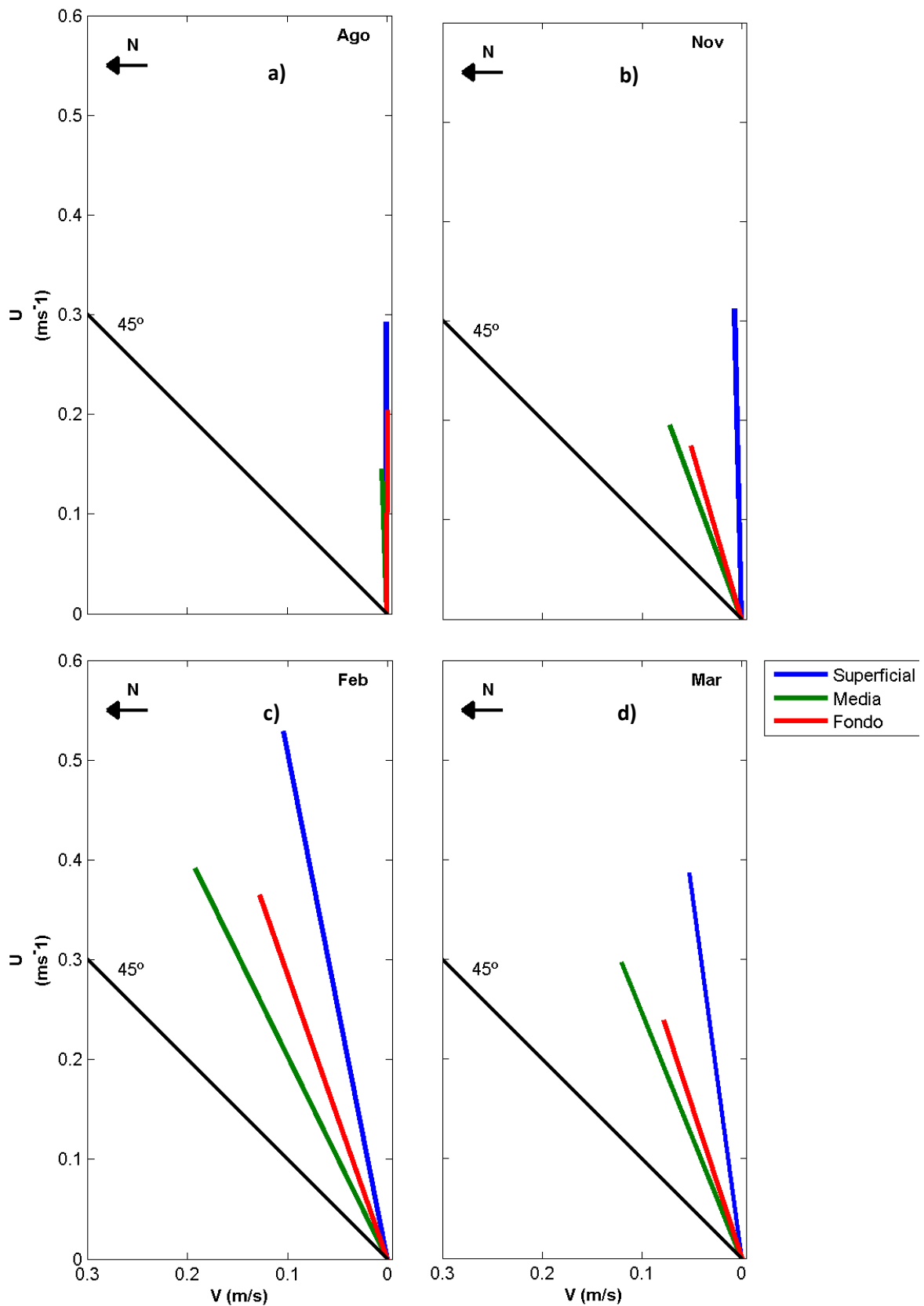


Figura 26.- Promedio por capas de las componentes U y V de la velocidad para toda la playa para los meses de agosto (a) y noviembre del 2014 (b), y febrero (c) y marzo del 2015 (d). En el eje “x” se presenta la componente V y en el eje “y” la componte U de la velocidad, y la línea negra indica los 45° de dirección entre ambas componentes.

En febrero (**Figura 26-c**) se observaron las magnitudes más intensas, disminuyendo desde la superficie hasta el fondo, y la componente longitudinal V fue más intensa en la capa media, de 0.2 ms^{-1} , que en la superficial y de fondo 0.1 ms^{-1} . En marzo (**Figura 26-d**) las componentes de la velocidad tienen un comportamiento muy similar a febrero, pero con menor magnitud. En todos los meses la dirección de la corriente nunca sobrepasó los 45° , lo que indica que la componente transversal de la velocidad es la más importante que la longitudinal durante el periodo de estudio.

Tabla III.- Velocidad promedio de la corriente por capas durante el periodo de muestreo.

Velocidad de las corrientes (ms^{-1})			
Mes	Superficial	Media	Fondo
ago-14	0.3	0.14	0.2
nov-14	0.3	0.2	0.18
feb-15	0.54	0.43	0.38
mar-15	0.46	0.2	0.25

Las **Figuras 27, 28, 29 y 30** son representaciones en planta de las componentes U y V de la velocidad (columnas de la derecha e izquierda) promediadas por capas (superficial, media y fondo de arriba abajo) para los meses de agosto y noviembre 2014 y febrero y marzo 2015, respectivamente.

En el mes de agosto (**Figura 27**) la componente longitudinal de la velocidad muestra magnitudes insignificantes, del orden de 0.05 ms^{-1} las cuales están dentro del rango de error del instrumento, por lo que se asume que dicha componente es prácticamente cero en toda la columna de agua. Por otra parte, la componente transversal (U) de la velocidad es más intensa en la superficie, poco menos en el fondo y más débil en la capa media. Los patrones de las corrientes son similares a través de la playa en ambos extremos (recuadros negros **Figura 27**), y se sigue el mismo patrón en las tres capas pero con magnitudes diferentes, siendo 0.6 , 0.3 y 0.4 ms^{-1} en la superficie, capa media y fondo respectivamente.

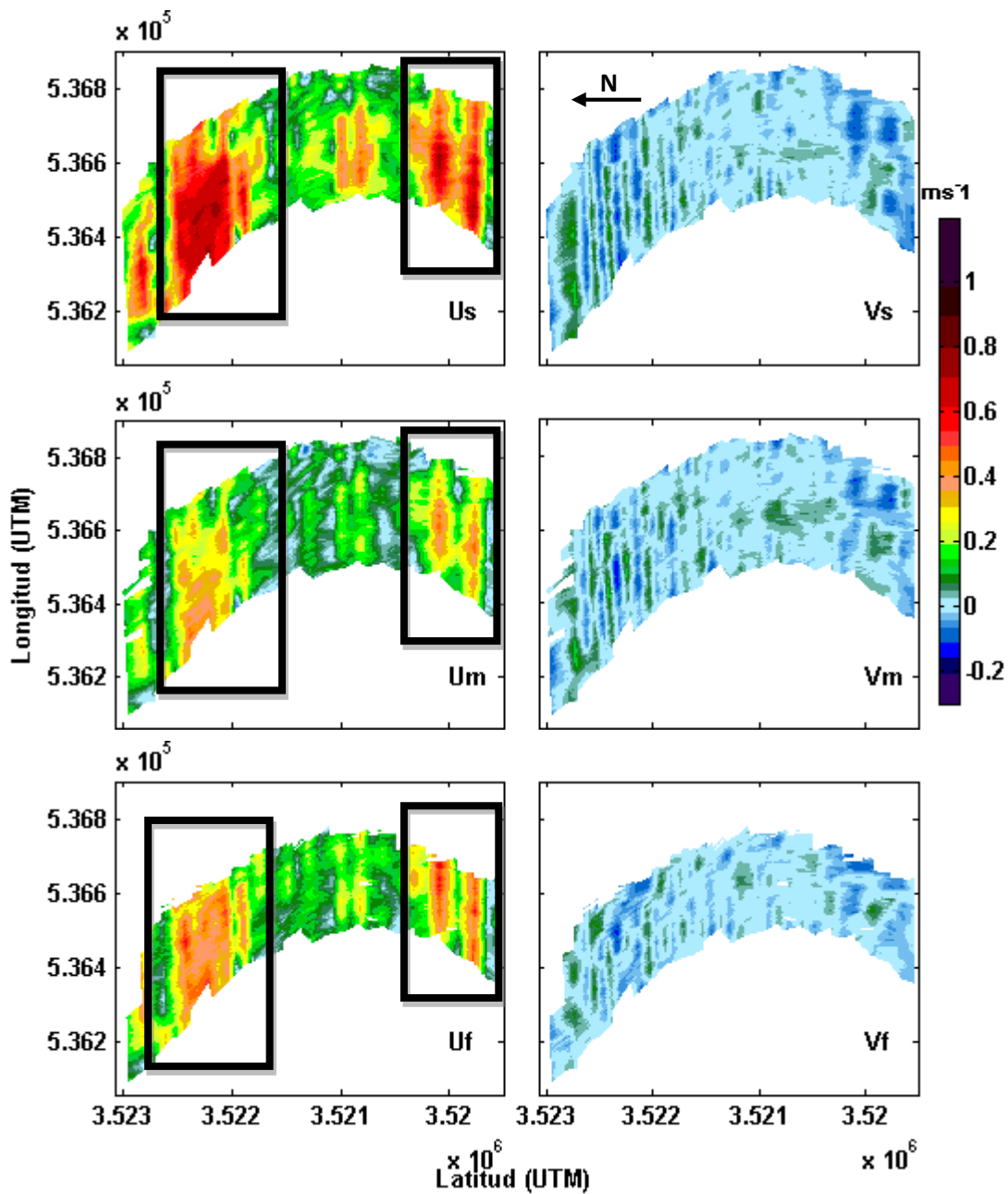


Figura 27.- Representación espacial en planta de las componentes de velocidad U (izquierda) y V (derecha) para el 11 de agosto del 2014. Los subíndices s , m y f se refieren a la capa superficial, media y de fondo respectivamente. La costa está ubicada en el este y el puerto en el norte. La barra de color representa la magnitud de la velocidad en ms^{-1} .

En noviembre (**Figura 28**) la componente transversal de la velocidad en la superficie es dominante sobre la componente longitudinal, ya que esta última es prácticamente cero, mientras que la primera es en promedio 0.3 ms^{-1} con máximas de hasta 0.6 ms^{-1} . La componente transversal disminuye en las capa media y de fondo, Sin embargo, permanece un patrón de corrientes similar al mes de agosto (Señaladas dentro del recuadro negro) a través de toda la playa. Otro patrón que se pudo identificar fue el que se encuentra dentro del recuadro azul. La velocidad longitudinal tiene mayor relevancia en la capa media disminuyendo su intensidad en el fondo, en donde se presentan valores cercanos a 0.2 ms^{-1} .

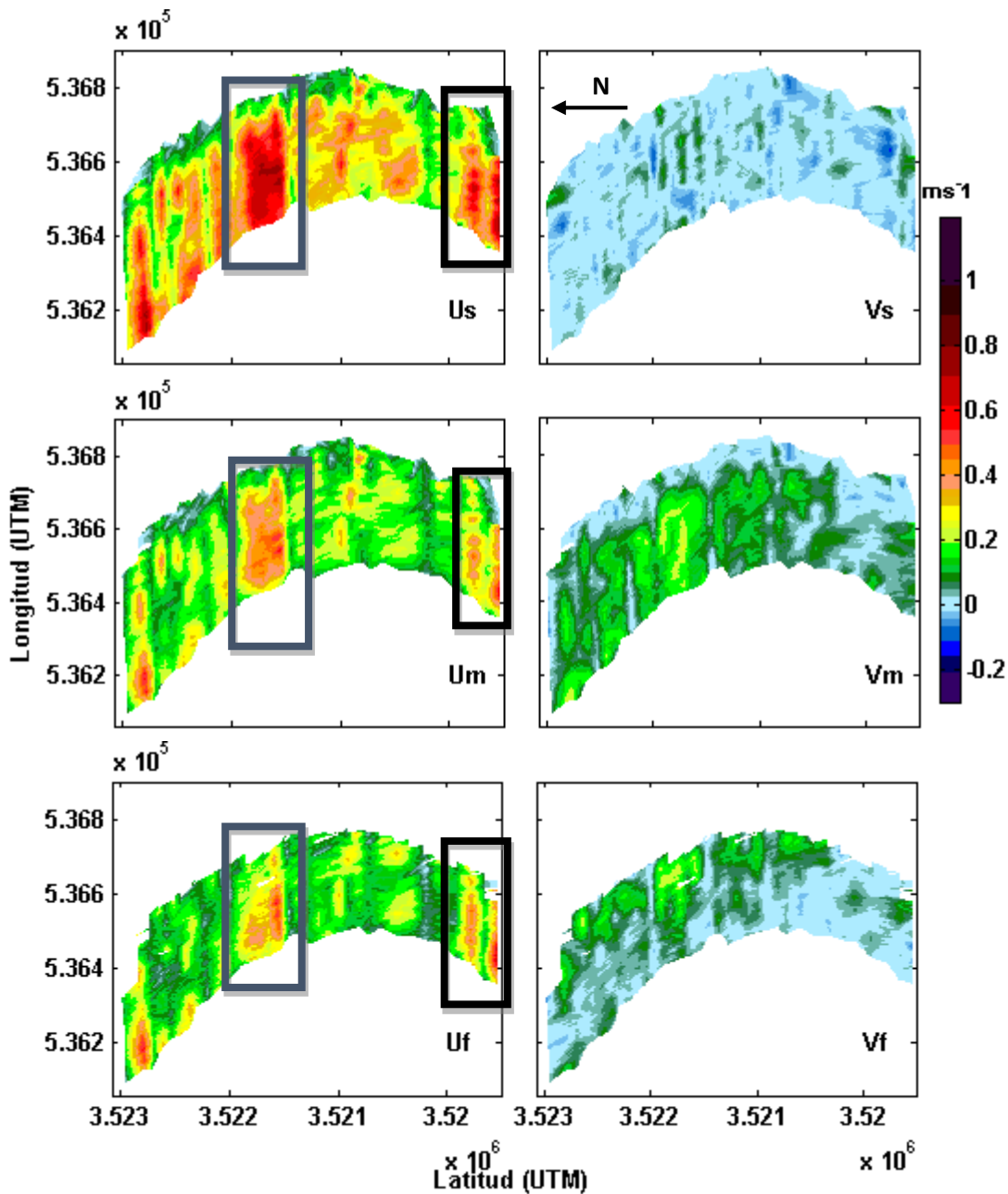


Figura 28.- Representación espacial en planta de las componentes de velocidad U (izquierda) y V (derecha) para el 11 de noviembre del 2014. Los subíndices s , m y f se refieren a la capa superficial, media y de fondo respectivamente. La costa está ubicada en el este y el puerto en el norte. La barra de color representa la magnitud de la velocidad en ms^{-1} .

En el mes de febrero ocurrieron las corrientes de mayor magnitud en toda la columna de agua, siendo de hasta 1 ms^{-1} en la superficie (**Figura 29**). La componente transversal de la velocidad disminuyó su intensidad con la profundidad, esta componente presenta un patrón similar al de los meses de agosto y noviembre (recuadros negros y azules en **Figura 29**). Por el contrario, la componente longitudinal fue más intensa en la capa media, 0.20 ms^{-1} en promedio que en las capas superficiales y de fondo, 0.10 y 0.13 ms^{-1} , respectivamente.

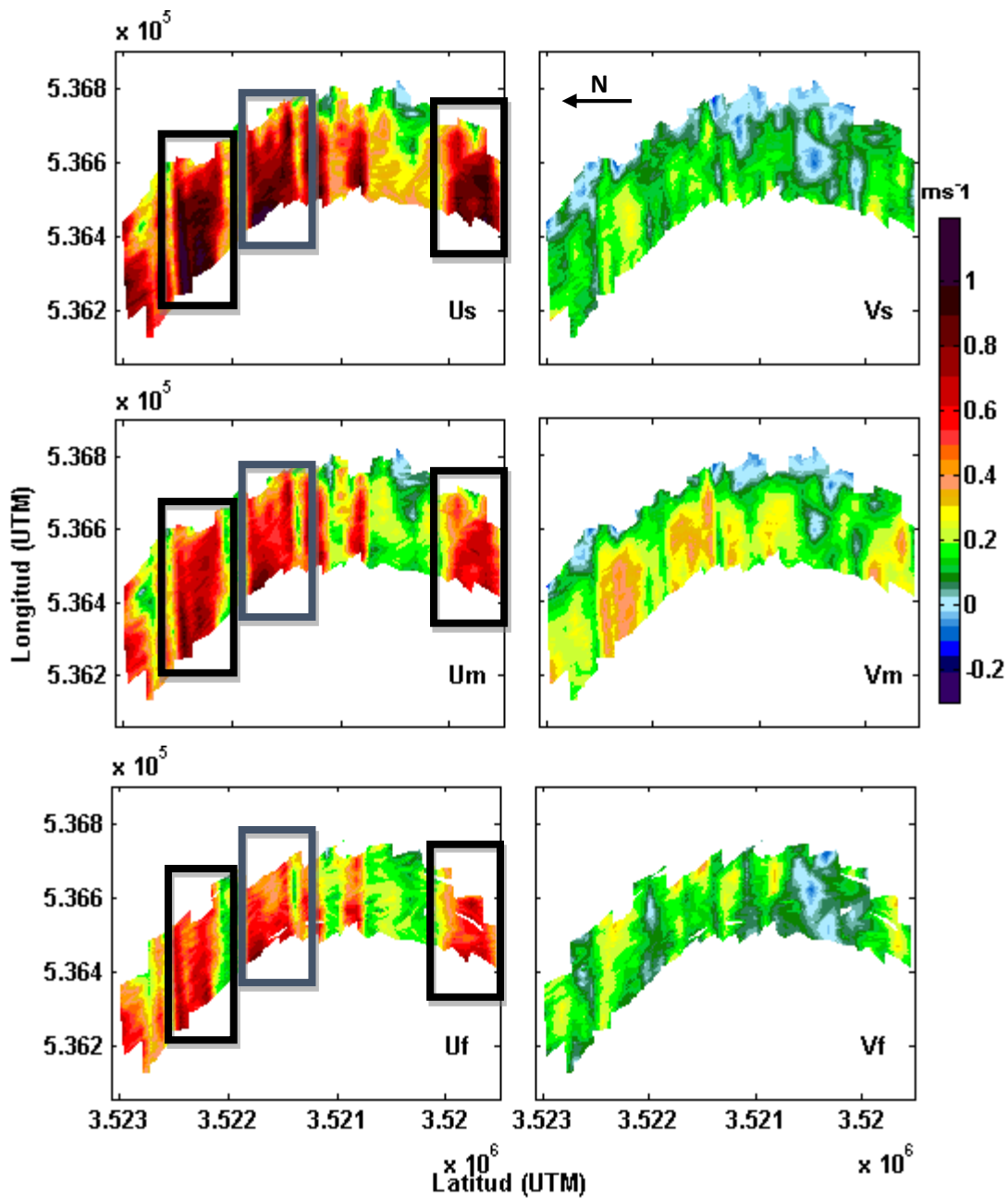


Figura 29.- Representación espacial en planta de las componentes de velocidad U (izquierda) y V (derecha) para el 20 de febrero del 2015. Los subíndices s , m y f se refieren a la capa superficial, media y de fondo respectivamente. La costa está ubicada en el este y el puerto en el norte. La barra de color representa la magnitud de la velocidad en ms^{-1} .

En marzo (**Figura 30**) la componente transversal de la velocidad es dominante en la capa superficial, la cual es similar en la capa media y de fondo con un promedio de 0.2 ms^{-1} . Durante el mismo mes, se presentaron patrones similares de corrientes determinados en dos zonas durante el mes de agosto (recuadros negros). Se destaca la presencia de un patrón similar para las tres capas, representado por los recuadros blancos en la **Figura 30**. Las velocidades longitudinales más intensas ocurrieron en la capa media con valores de $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$.

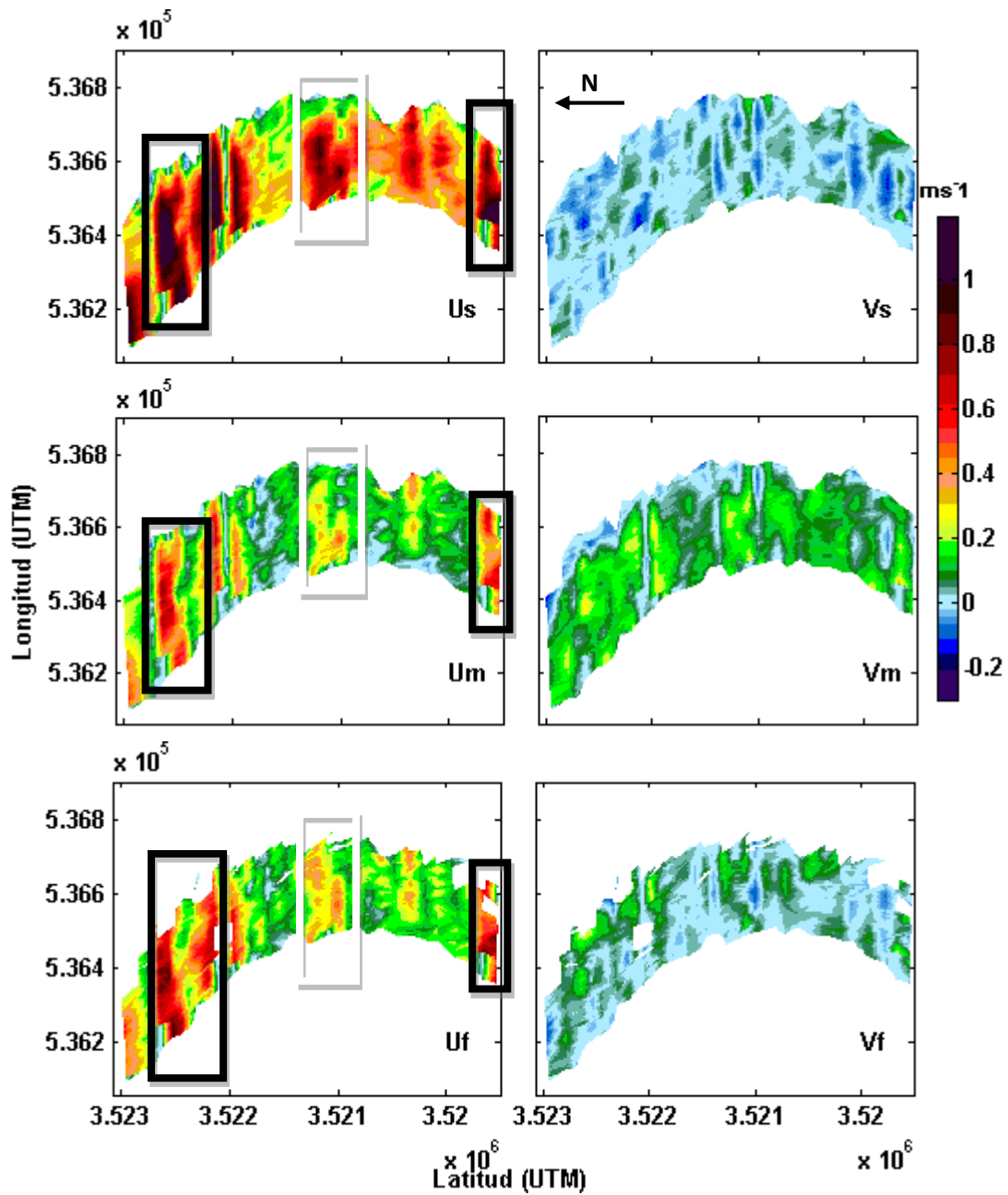


Figura 30.- Representación espacial en planta de las componentes de velocidad U (izquierda) y V (derecha) para el 19 de marzo del 2015. Los subíndices s , m y f se refieren a la capa superficial, media y de fondo respectivamente. La costa está ubicada en el este y el puerto en el norte. La barra de color representa la magnitud de la velocidad en ms^{-1} .

Dada la variabilidad morfológica estacional de la playa (ver **Figura 24**), se decidió analizar el efecto de los cambios morfológicos de la playa sobre el perfil vertical de las corrientes. Para ello, se compararon los perfiles de las corrientes a lo largo de la playa, para fechas con similares condiciones de oleaje, marea y viento, pero con diferentes características morfológicas, es decir, en presencia y ausencia de barras sumergidas. Para ello se seleccionaron las mediciones tomadas en los meses de noviembre del 2014 y febrero y marzo del 2015, dado que todos presentaron niveles de marea similares, y noviembre y febrero mismas condiciones de oleaje a diferencia de marzo que presentó oleaje de mayor intensidad (**Tabla I**). Febrero y marzo del 2015 se caracterizaron por presentar una barra sumergida mientras que esta estaba ausente en agosto del 2014. Las condiciones de viento fueron muy similares en estas fechas, por tanto, se espera que las diferencias en el perfil de las corrientes estén asociadas a los cambios morfológicos de la playa.

La **Figura 31** representa la distancia longitudinal de la playa en el eje 'x', la cual está medida de norte a sur (del puerto a la lagunita). En el eje 'y' se representa los valores de las velocidades transversales (U , paneles superiores) y longitudinales (V , paneles inferiores) de la velocidad. Entre líneas negras se encuentra el rango de error del ADCP ($\pm 0.05 \text{ ms}^{-1}$). Las líneas rojas, verdes y azules representan el promedio de las capas superficial, media y fondo respectivamente. En noviembre la componente V solo muestra valores en la capa media y de fondo; y en marzo solo en la capa media, ambos meses con magnitudes de $\sim 0.1 \text{ ms}^{-1}$. En febrero los valores de la componente V alcanzan magnitudes de hasta 0.3 ms^{-1} , siendo la capa media la más energética, seguida la capa de fondo y por último la superficial. Por otra parte la componente U siempre muestra valores en las tres capas para los meses analizados, de los cuales la capa superficial siempre fue la más dominante.

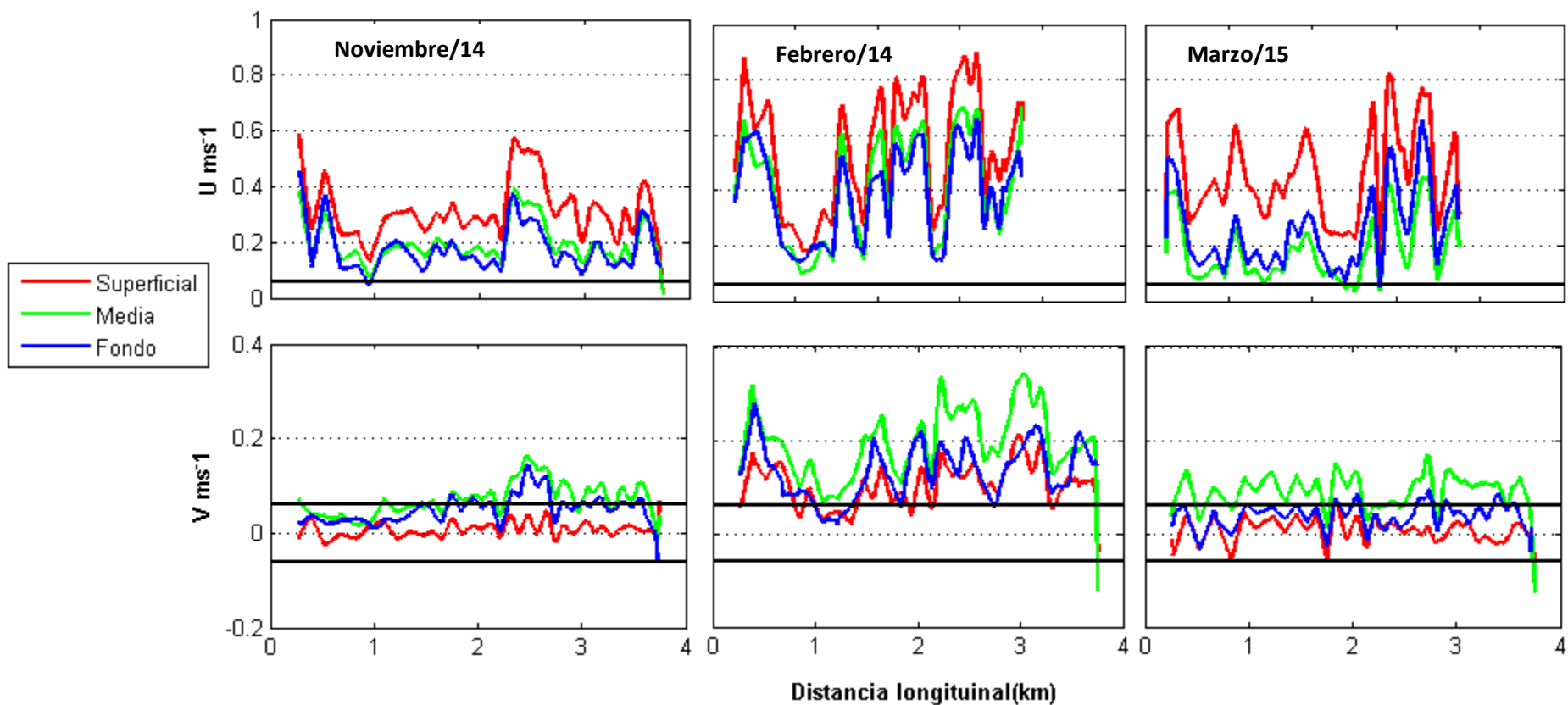


Figura 31.- Componentes transversales y longitudinales de la velocidad, U y V (paneles superiores e inferiores) promediadas en las tres capas verticales (superficial, media y fondo) y calculadas a lo largo de la playa, para los meses de agosto del 2014 y febrero y marzo del 2015.

Para delimitar el estudio de los perfiles de corrientes, se eligieron 9 transectos (**Figura 32**), de los 35 medidos a lo largo de la playa, solamente en estos 9 se analizó la distribución vertical de las corrientes de forma individual (**Figuras 33 a 41**).

La selección de estos 9 transectos se debe a los patrones de velocidades que se observaron durante los meses analizados (**Figuras 27-30**) los cuales se marcaron en recuadros negros, blancos y azules. Solo se eligió un transecto representativo dentro de cada recuadro. El resto de los transectos se encuentran distribuidas entre las zonas donde las corrientes se presentaron con menor intensidad.

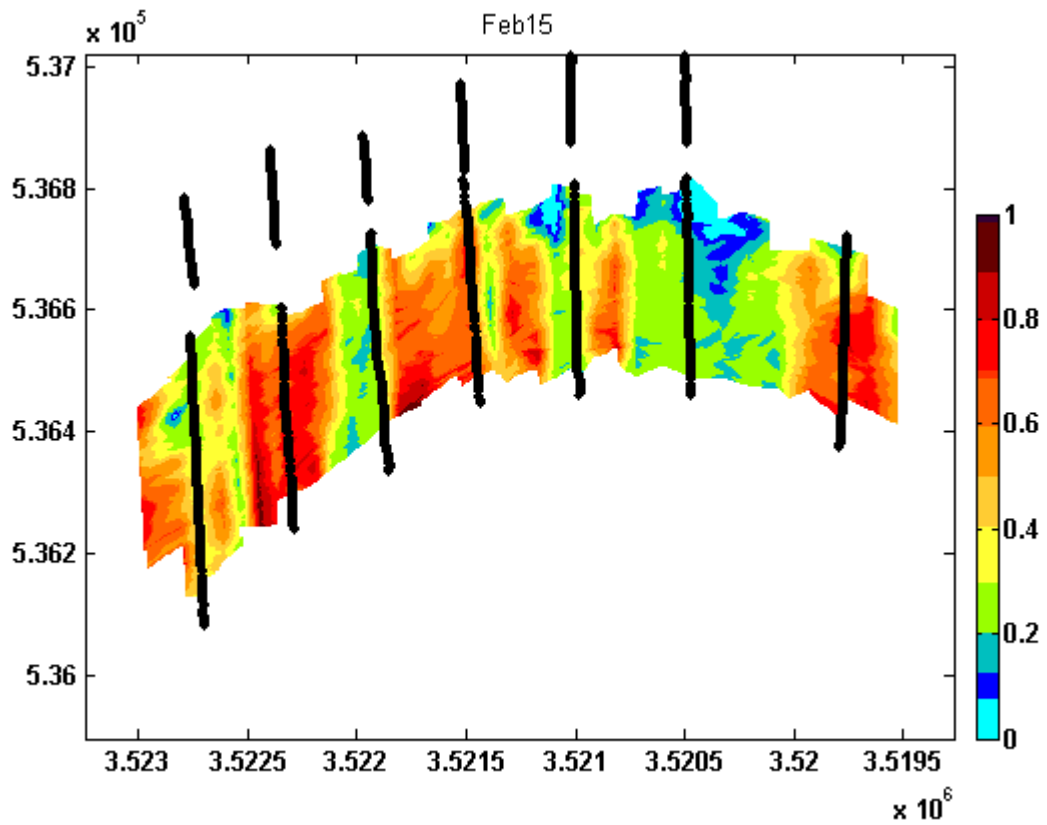


Figura 32.- Representación espacial de los transectos topo-batimétricos seleccionados (líneas negras) sobre la magnitud de la componente U de la corriente promediada en la vertical (barra de color) para el día medido en febrero.

Los resultados de las **Figuras 33** a la **41** representan en los paneles superiores la magnitud promedio de la componente transversal de la velocidad, U , para las tres capas analizadas previamente y calculado desde aguas profundas (coordenada transversal de 0 m de distancia) hacia aguas someras (eje x). Los paneles inferiores representan en color café el lecho marino para cada mes, y con la línea azul el del mes de noviembre para facilitar la comparación de los cambios morfológicos de la playa en el tiempo. Sobrepuesto al lecho marino (en café) se representan en vertical las magnitudes de U por capas de 0.2 m, indicando los valores positivos dirección hacia la costa y los negativos hacia el mar.

Los resultados para el Transecto 1 (extremo norte de la playa) están representados en la **Figura 33**. En noviembre no logra apreciar la presencia de una berma sin embargo, una pequeña barra se hace presente a los 450 m de distancia, en este mes la componente U muestra valores similares entre la capa superficial y de fondo ($\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$), solo al inicio del transecto en la capa superficial se logra observar magnitudes de hasta 0.4 ms^{-1} , la capa media no mostro valores entre la profundidad de 3 a 6 m. En febrero, se hace evidente el crecimiento de la barra desde los 200 a los 500 m de distancia con una elevación de 1 m respecto al mes de noviembre. las magnitudes de la componente U más intensas se observan en la capa superficial, seguida de la capa de fondo, estas magnitudes muestran una tendencia a disminuir hacia la costa, la capa media presento valores de $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$, a diferencia de noviembre en donde esta capa presenta valores menos a 0.05 ms^{-1} , en el mes de marzo la barra se ve disminuida, y el perfil de corrientes se ensancha en la capa media, en el fondo las velocidades son similares a las de superficie con magnitudes de hasta 0.3 ms^{-1} .

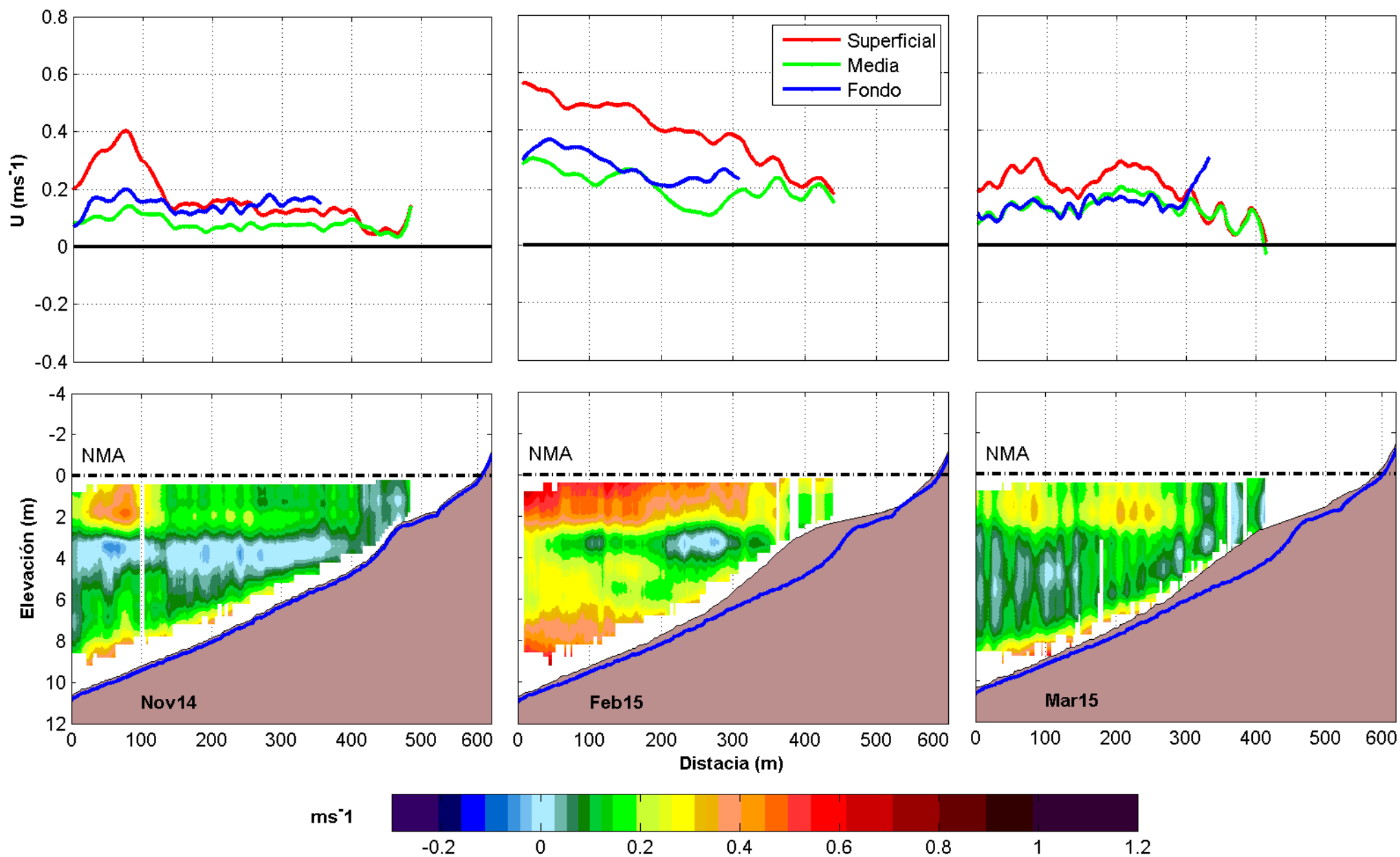


Figura 33.- Evolucion temporal del perfil topobatimetrico para el Transecto 1 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

La **Figura 34** muestra los resultados para el Transecto 5, el cual se encuentra dentro de una de las zonas con mayores velocidades (**Figura 27**). En noviembre se observa una berma a los -2 m de elevación así como la presencia de una pequeña barra a los 4 m de profundidad, la componente U es más intensa en la superficie y en el fondo, mientras que entre los 3 y 5 m de profundidad se observa una capa con valores cercanos a los 0.1 ms^{-1} . En febrero la barra se hace notable desde los 250 hasta los 450 m de distancia haciendo que la pendiente de la playa se vuelva abrupta en esta zona, se observa que en la berma y poco después de la barra hay erosión respecto al mes de noviembre. El perfil de velocidades es el más energético de los tres meses, con valores superficiales y de fondo de hasta 0.8 ms^{-1} . En marzo la barra disminuye, lo que ocasiona que la pendiente se suavice en esta zona, el perfil de la componente U es similar al de noviembre sin embargo en marzo las velocidades superficiales y de fondo son mayores.

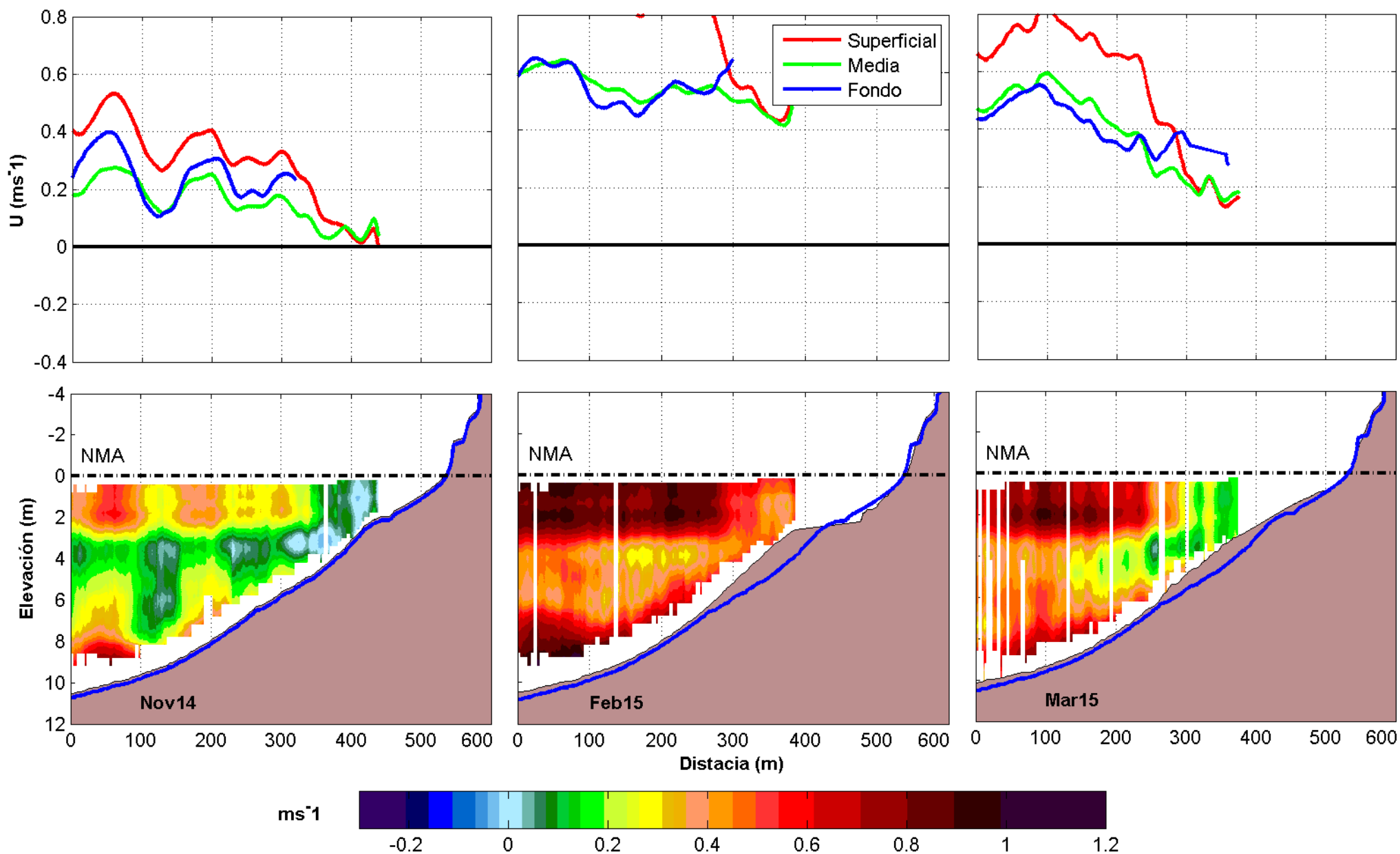


Figura 34.- Evolucion temporal del perfil topobatimetrico para el Transecto 5 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

Los resultados del Transecto 9 se observan en la **Figura 35**. Durante el mes de noviembre la barra apenas se observa, las magnitudes de la componente U son similares en los tres meses analizados; capa superficial y fondo con mayor intensidad que la capa media, sin embargo en el mes de marzo las magnitudes son las menores para este transecto y la capa media se extendió hasta los 6 m de profundidad, es en este mes cuando la barra se forma con mayor elevación, al final de la barra se logra observar erosión en el perfil con respecto al mes de noviembre. En marzo la barra sumergida disminuye de elevación pero gana terreno hacia partes más someras, cubriendo la zona en donde había ocurrido erosión.

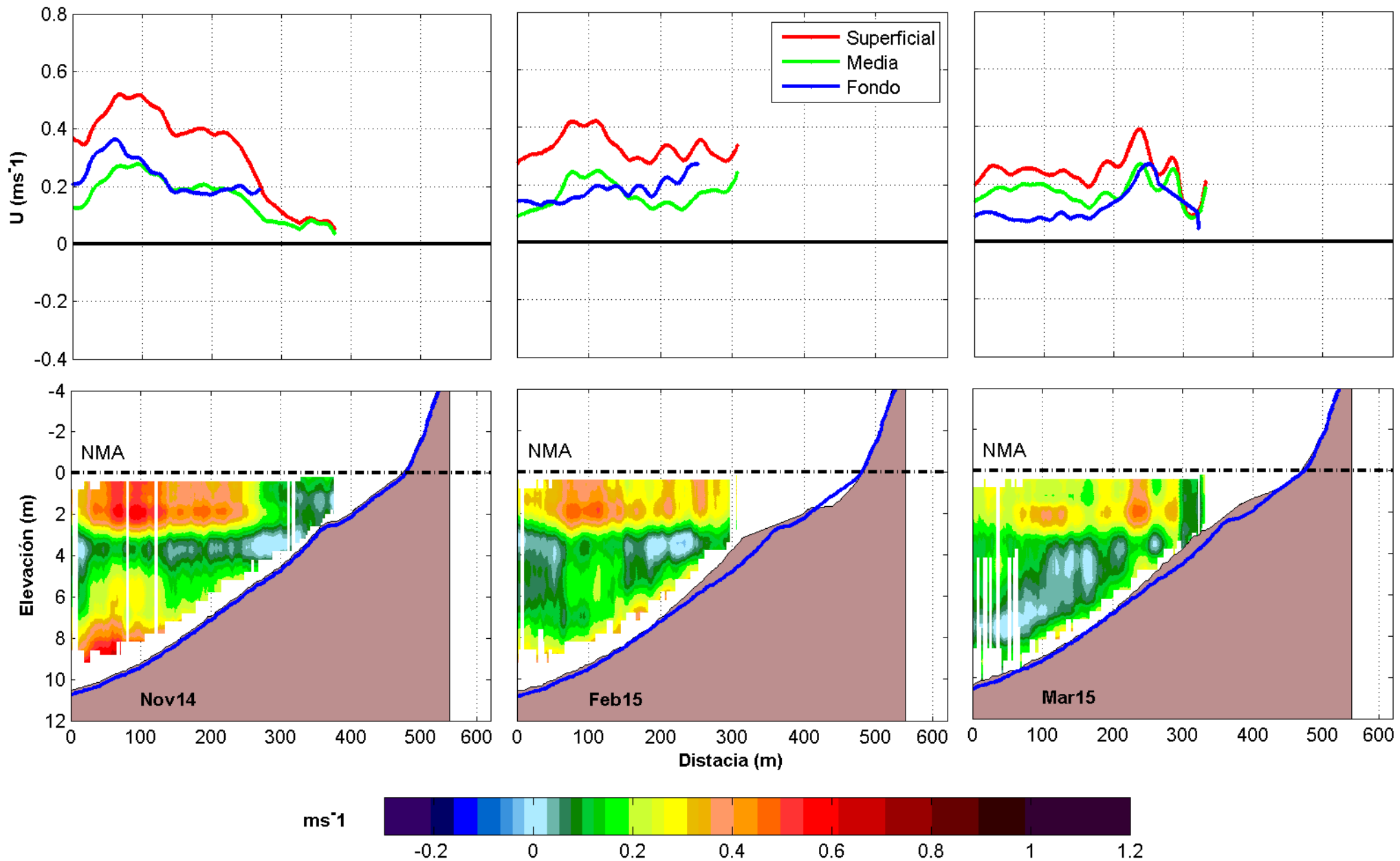


Figura 35.- Evolucion temporal del perfil topobatimetrico para el Transecto 9 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

En la **Figura 36** se muestran los resultados del Transecto 11, este transecto es similar al observado en la **Figura 35**, la presencia de la barra se hace notar en el mes de febrero con un escarpe al final de la barra y para el mes de marzo la elevación de la barra disminuye. En noviembre la componente U es más intensa en la capa superficial y de fondo con valores de hasta 0.5 ms^{-1} , en febrero las magnitudes fueron similares a las de noviembre en las capa media y de fondo, sin embargo la capa superficial es menor con valores de 0.3 ms^{-1} . En marzo la capa media se ve aumentada hasta poco antes del fondo, con valores menores a 0.05 ms^{-1} .

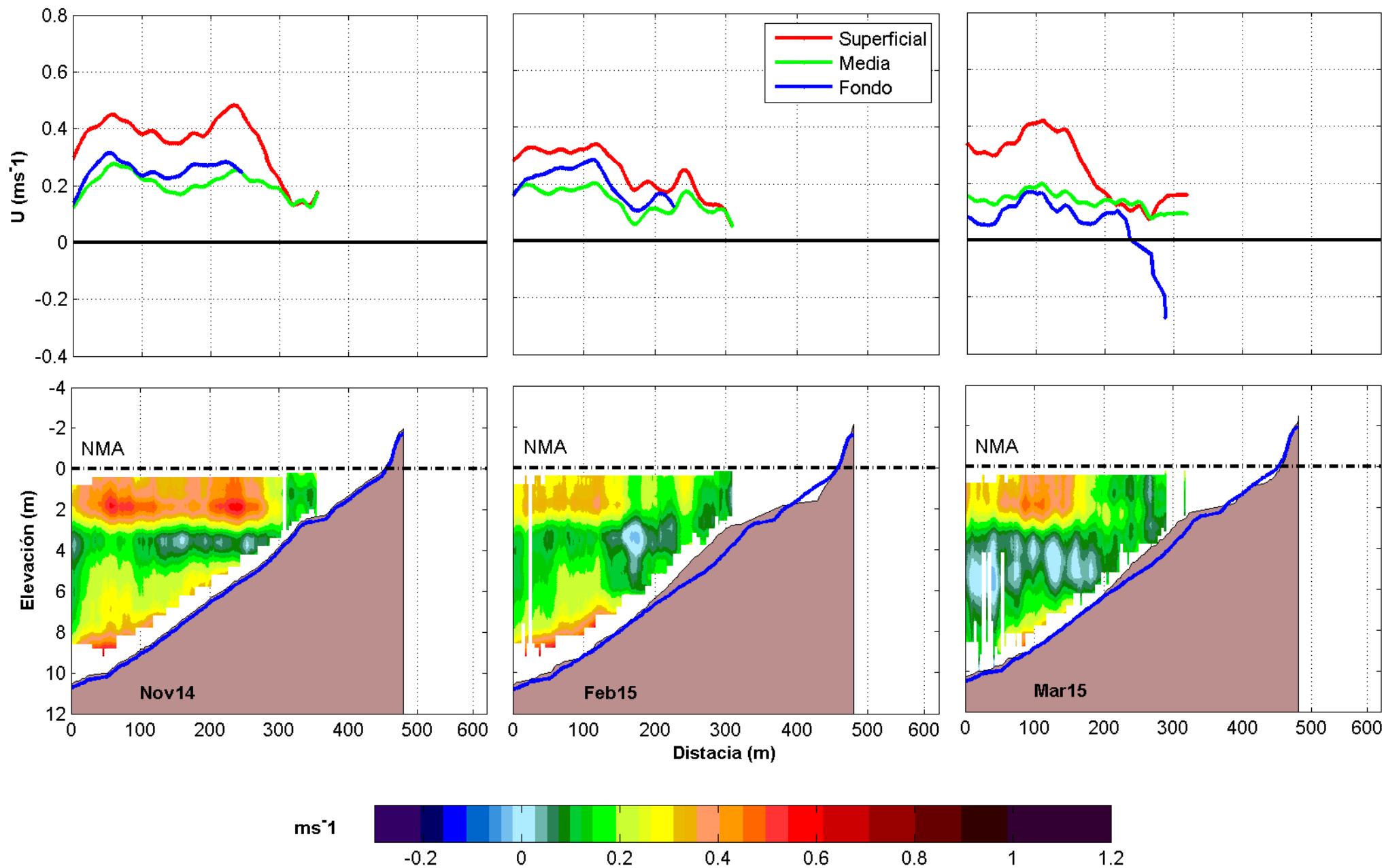


Figura 36.- Evolucion temporal del perfil topobatimetrico para el Transecto 11 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

Los resultados del Transecto 15 se muestran en la **Figura 37**, este transecto es otro de los representativos de las zonas con mayor intensidad de las corrientes. En noviembre no se alcanza a observar la presencia de barra o berma, el perfil de corrientes sin embargo es bastante energético en las tres capas analizadas siendo la capa media la más débil con valores de hasta 0.3 ms^{-1} . En febrero el perfil topobatimétrico es similar al del transecto 11 (**Figura 36**) a diferencia que las magnitudes de la componente U son más intensas ($> 0.8 \text{ ms}^{-1}$ en algunas partes del transecto) durante el mismo mes. A diferencia de los meses anteriores, en marzo la barra aun es evidente pero con una disminución notable haciendo que la pendiente se suavice respecto al mes de febrero, las magnitudes de la componente U son menores respecto a los meses anteriores, presentando valores no mayores a 0.4 ms^{-1} en toda la columna de agua.

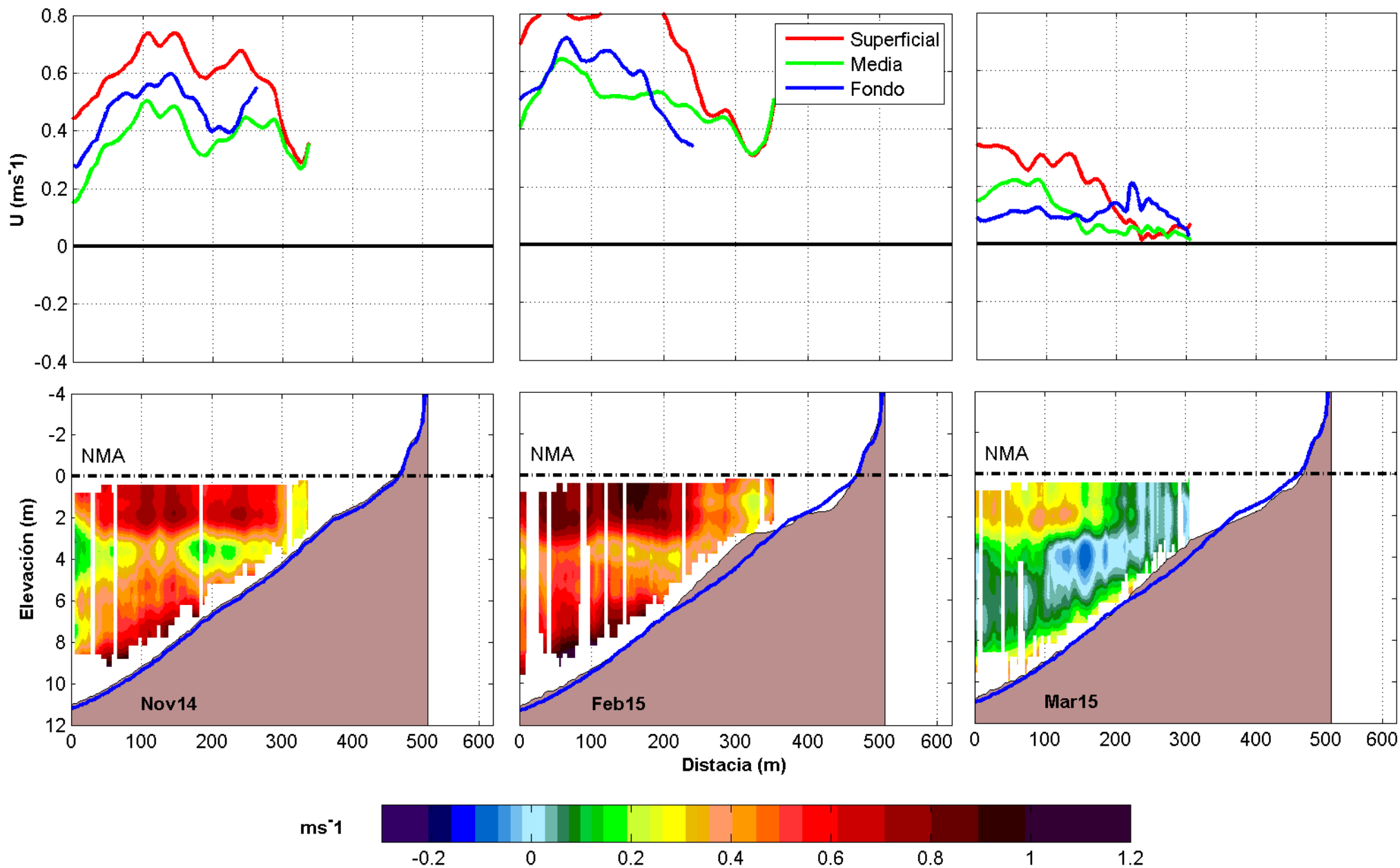


Figura 37.- Evolucion temporal del perfil topobatimetrico para el Transecto 15 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

El Transecto 19 es representado en la **Figura 38**, durante el mes de noviembre no existe la barra sumergida por lo que el perfil de playa tiene una pendiente suave, el perfil de velocidades (U) muestra similitud en la superficie y en el fondo, al igual que en febrero, la diferencia entre estos dos meses recae en las magnitudes (mayor en febrero que en noviembre) además de la aparición de la barra sumergida desde los 200 hasta los 350 m de distancia lo cual ocasiona que la pendiente de la playa sea abrupta; en este mes también se puede observar erosión en los 450 m de distancia. Por otra parte, en marzo la barra disminuye de elevación respecto al mes de febrero, las magnitudes de U son de menor intensidad en comparación a los meses de noviembre y febrero, a pesar de ser este mes el que presenta mayor energía de oleaje.

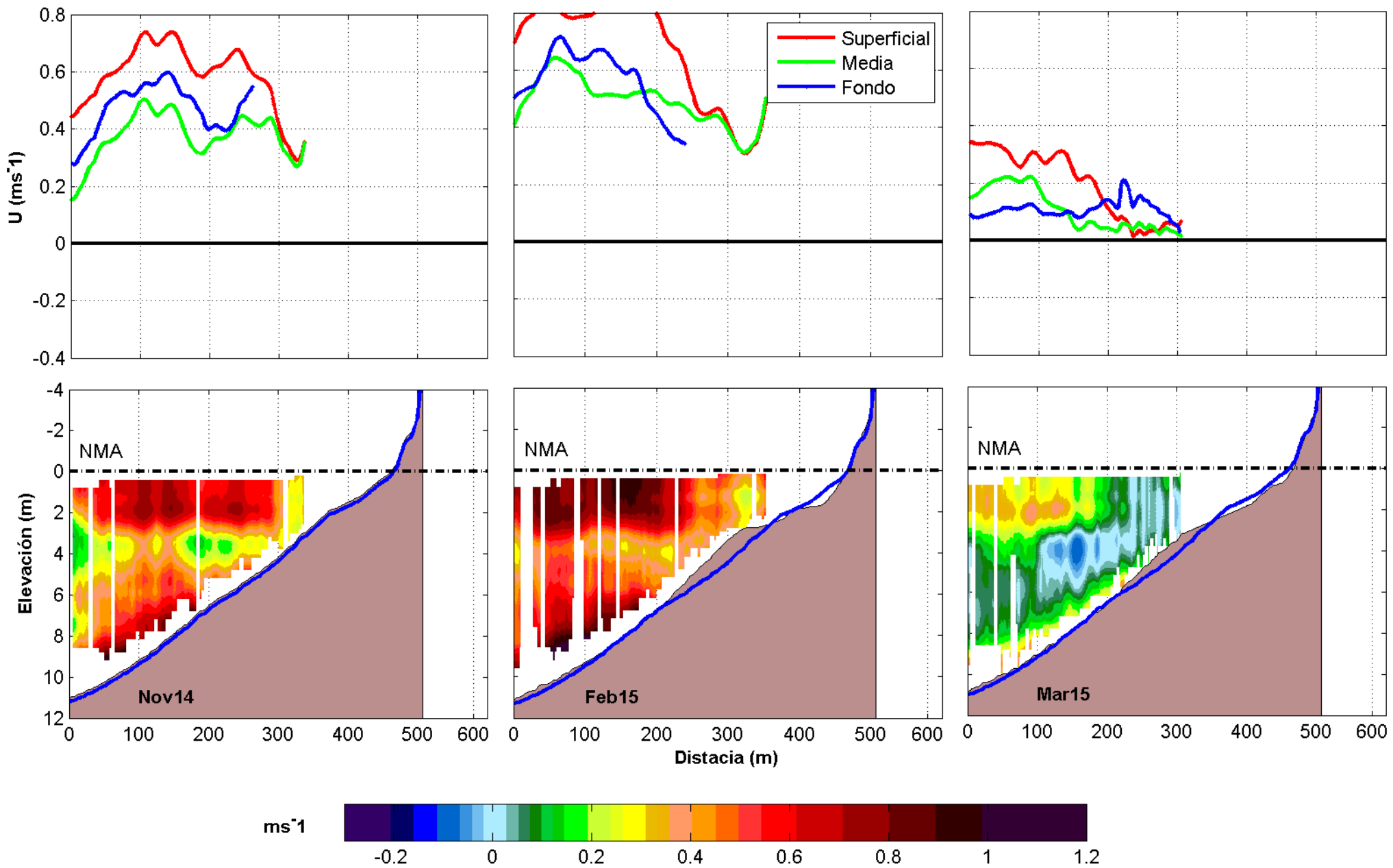


Figura 38.- Evolucion temporal del perfil topobatimetrico para el Transecto 19 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

En la **Figura 39** se muestran los resultados del Transecto 21, el perfil de playa en noviembre muestra la presencia de barra sumergida y berma a los 3 y -1 m de elevación respectivamente, de febrero y marzo. En los tres meses la corriente superficial siempre fue la más energética mientras que la capa media y de fondo presentan valores similares. En febrero la barra aumenta en tamaño y longitud, al mismo tiempo la berma se desplaza a -2 m de elevación. En marzo la barra pierde tamaño pero genera que la pendiente de la playa se vuelva abrupta, caso contrario a los primeros transectos, el perfil de las corrientes es el más débil durante este mes sin embargo la estructura se mantiene igual a los meses anteriores.

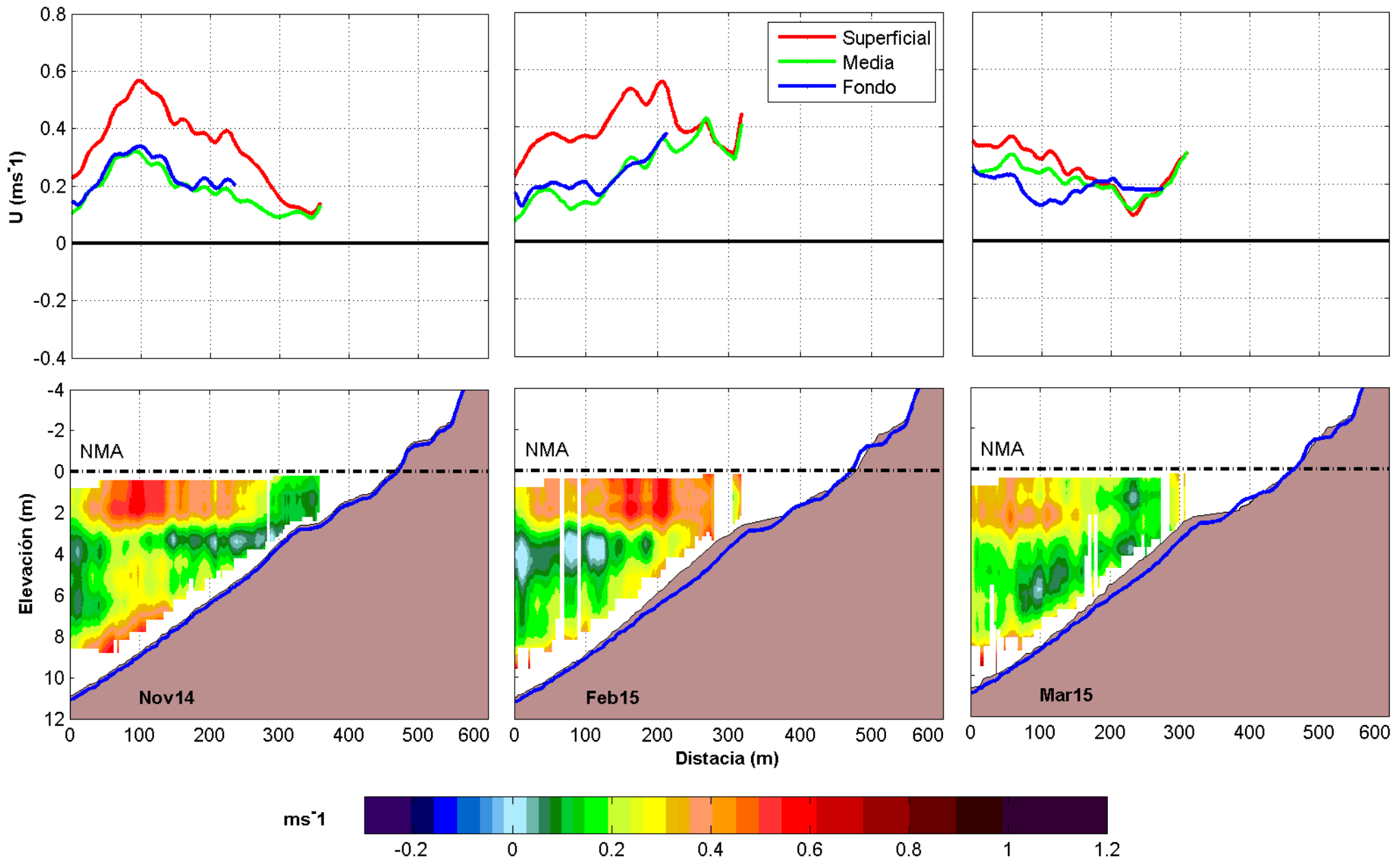


Figura 39.- Evolucion temporal del perfil topobatimetrico para el Transecto 19 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

La **Figura 40** representa los resultados para el Transecto 25. En noviembre se aprecian la berma y barra a los -2 y 2 m de elevación, U mostró valores superficiales y de fondo de $\sim 0.4 \text{ ms}^{-1}$ a través de todo el transecto, mientras que en la capa intermedia fueron de 0.1 ms^{-1} . En febrero desapareció la berma y se formó una barra más grande, la que hizo que el perfil aumentara abruptamente su pendiente a los 280 m de distancia. La capa superficial mantuvo un patrón similar al de noviembre, excepto que bajó hasta los 4 m de profundidad a partir de los 200 m de distancia, y se homogeneizó en toda la columna de agua a partir de los 250 m de distancia. La magnitud de U fue más intensa (0.2 ms^{-1}) que en noviembre en la capa media, al igual que la de fondo que fue de hasta 0.5 ms^{-1} en la parte más alejada de la costa. En marzo el perfil de playa no tiene ni berma ni barra y su pendiente está más suavizada. La magnitud de U en la capa superficial y de fondo fue de 0.6 ms^{-1} , estas magnitudes fueron disminuyendo hacia la costa en las tres capas, llegando a 0.2 ms^{-1} a partir de los 200 m de distancia.

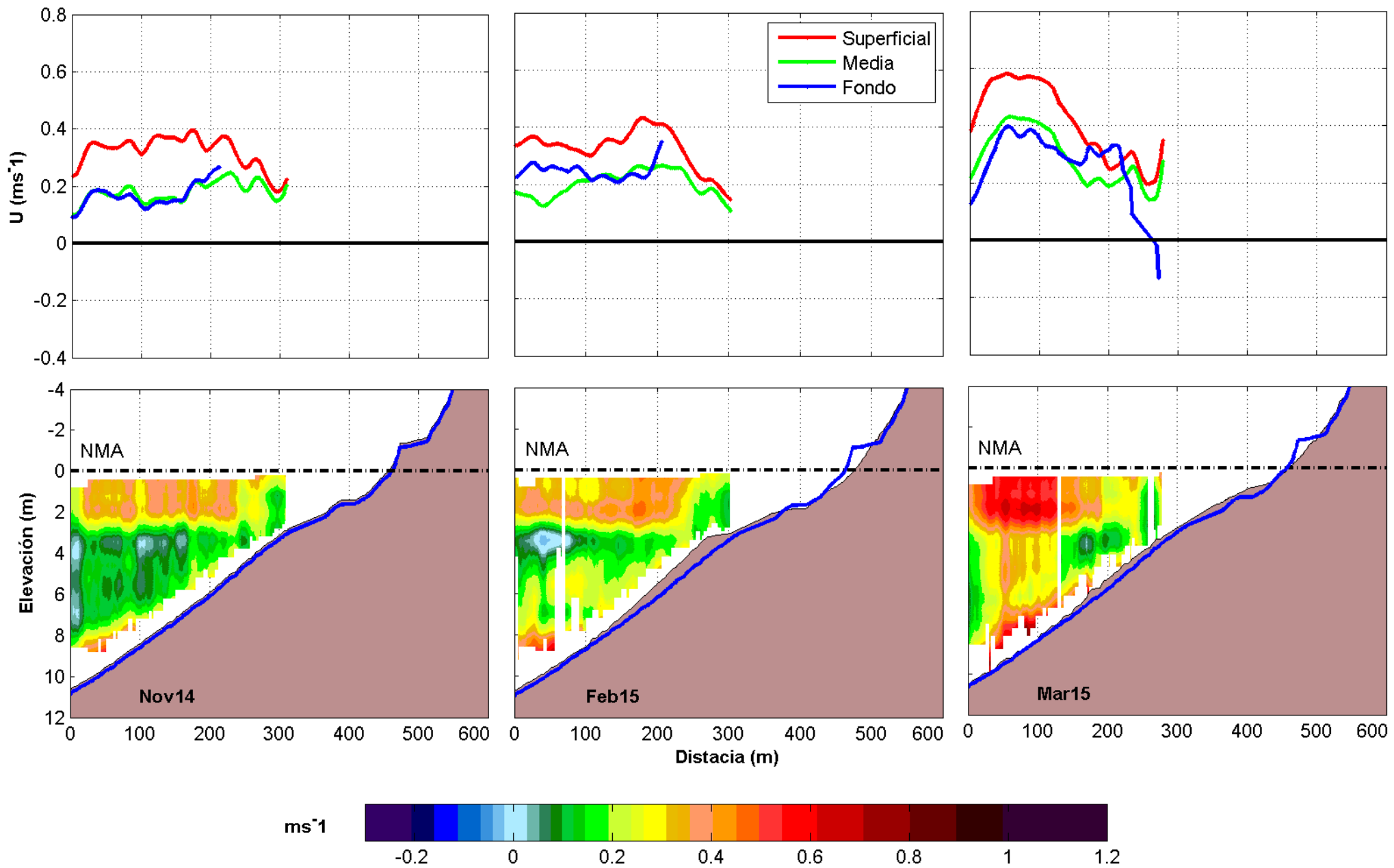


Figura 40.- Evolucion temporal del perfil topobatimetrico para el Transecto 25 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

La **Figura 41** muestra los resultados de U para el Transecto 29, el cual se encuentra en el extremo sur de la playa. En noviembre se aprecia la berma a una elevación de -1 m, la barra sumergida está ausente, pasando el perfil de ser cóncavo a convexo. Las magnitudes de U en la superficie, fondo y capa media fueron de 0.3, 0.2 y 0.1 ms^{-1} respectivamente. En febrero se aprecia la barra sumergida con mayor altura a los 250 m de distancia, y las magnitudes de U son similares a noviembre, aunque ligeramente más intensas en la superficie, la capa de fondo se intensifica alcanzando 0.3 ms^{-1} a los 150 m de distancia, antes de llegar a la barra. En marzo, la barra desapareció casi por completo, y la configuración del lecho marino fue similar al de noviembre; U tendió a disminuir en las tres capas en dirección hacia la costa, y se homogenizaron a partir de los 100 m de distancia excepto la de fondo que se mantuvo en 0.2 ms^{-1} .

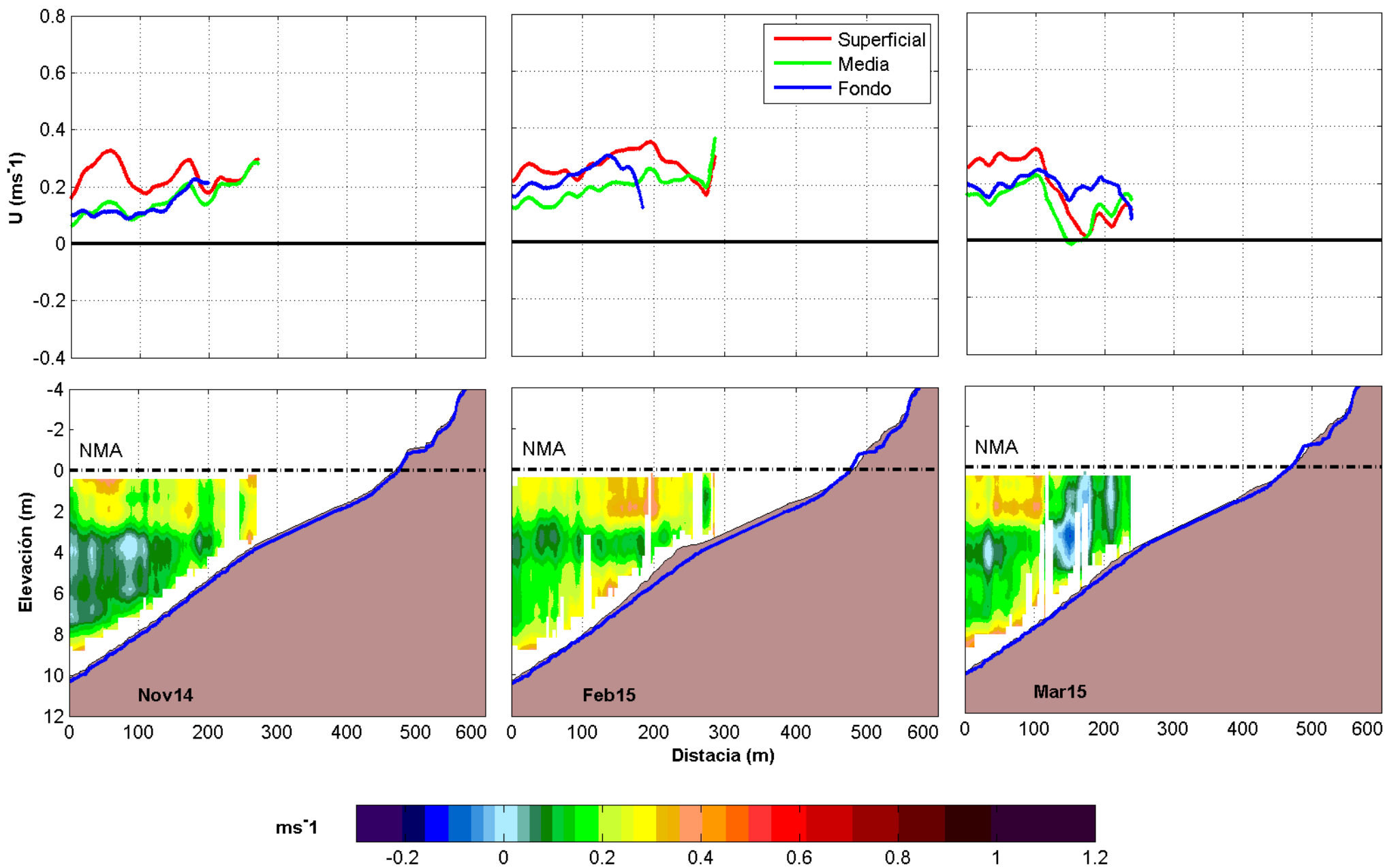


Figura 41.- Evolucion temporal del perfil topobatimetrico para el Transecto 29 (paneles inferiores) durante noviembre del 2014, febrero y marzo del 2015; Promedio de la corriente transversal para las tres capas analizadas del mismo transecto (paneles superiores).

III. Discusiones.

El rango de la altura de la ola se incrementó a partir de principios de octubre del 2014, donde la variación fue de 1 a 3.4 m por el contrario, El periodo a partir de este mes no presento variaciones en contraste a los meses anteriores. A pesar de que en octubre la altura de ola aumentó, estos eventos solo duraron poco menos de 24 horas como máximo, a diferencia de diciembre en donde los eventos de oleaje máximo duraron hasta poco más de 72 horas. En el mes de marzo del 2015 la marea se encontraba bajando, es en esta situación cuando autores como Short en 1999, indican que en presencia de barras y con marea baja, las corrientes se intensifican en la zona arriba de la barra, sin embargo, en el presente estudio no se logró ver ese efecto, probablemente a que en los últimos perfiles no se alcanzaron a medir las velocidades en la zona de barra (debido a la marea baja) sin embargo, se observó que las velocidades se homogenizaban a los 100 m de distancia en el perfil 29 (**Figura 41**), es decir cuando la marea fue la más baja en el periodo de muestreo de este mes. Por otra parte, el muestreo en el mes de agosto se realizó con un nivel de marea de 1.5 m y una altura de ola de 0.5 m a diferencia del mes de noviembre el cual se realizó con una altura de ola de 0.75 m y un nivel de marea de 1.7 m sin embargo, en el mes de agosto se observaron corrientes más intensas en las tres capas analizadas. Por otra parte, en agosto la componente V no es significativa mientras

que en noviembre esta componente es de $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$ a partir de los 2 m de profundidad. Las condiciones de oleaje y marea durante el muestreo (**Tabla I**) tienen relación directa con las corrientes que se observaron durante el muestreo por otra parte, las condiciones de oleaje a la cual estuvo sometida la playa antes de cada muestreo (**Tabla II**) explican los cambios batimétricos que ocurrieron en la playa.

De agosto a noviembre del 2014 las olas se mantuvieron por debajo de 1 m de altura con periodos relativamente cortos (máximo de 11 s), hasta el mes de diciembre estas olas provenían del SO, desde enero el oleaje cambia de dirección, altura y periodo (**Tabla II**) intensificándose hasta el mes de marzo donde las alturas y periodos bajan a 0.8 m y 11.3 s respectivamente. Esta asociación entre el cambio de dirección y el incremento del oleaje es congruente con la literatura, donde autores como Martínez en 1993 indican que el oleaje característico de los meses de verano es provenientes del sur y con menor energía que en los meses de invierno, las cuales provienen del norte.

Si bien en la tabla II no se muestran las alturas máximas de la ola a la cual estuvo sometida la playa, es indicador del oleaje promedio que modificó las características morfológicas de la playa. Hasta el mes de octubre el sedimento se depositaba entre la isobata de 0 y 3 m, y la erosión ocurrió en las isobatas menores a la de 0 m (**Figuras 20-23**). Debido a que la velocidad transversal es la predominante en el área de estudio tanto en el fondo como en la superficie (**Figura 26**), todo el sedimento que se pierde en unas zonas más profundas es

transportado transversalmente hacia zonas más someras y viceversa. En septiembre y octubre la pérdida de sedimento que se dio por debajo de la isobata de 0 m se vio reflejada en el aumento de sedimento sobre la playa subaérea (por arriba de la isobata de 0 m). En noviembre se erosionó la playa seca, depositando el sedimento entre la isobata de 0 y -2 m, es aquí donde comenzó a formarse la barra sin embargo, la deposición en este mes es menor a 0.2 m. La formación de la barra como tal se observó hasta el mes de enero, pero no fue sino hasta febrero donde la barra estuvo en su nivel máximo durante el periodo de muestreo con elevaciones de hasta 1.5 m (**Figura 24**) entre las isobatas de 0 a -5 m a lo largo de toda la playa. A partir de febrero, la barra comenzó a disminuir. En enero mayor erosión de la playa ocurrió por arriba de la isobata de 0 m con pérdidas de 1 m en elevación. Short en 1999 demuestra que olas altas y largas mueven el sedimento del fondo hacia mar adentro y olas cortas y pequeñas mueven el sedimento hacia la costa. Desde agosto y hasta octubre, el oleaje promedio fue menor a 0.8 m de altura y 10 s de periodo lo cual explica porque el sedimento se erosionó por debajo de la isobata de 0 m depositándose por arriba de la misma. Sin embargo, a partir de noviembre y hasta abril el oleaje promedio no bajo de 1 m de altura y 12 s de periodo (con excepción de marzo) lo que se puede interpretar como oleaje con mayor energía, esto explica la pérdida de sedimento por arriba de la isobata de 0 m y la depositación entre las isobatas de 0 y -5 m, caso contrario a los meses anteriores a noviembre.

La convergencia entre las corrientes hacia la costa con las corrientes en dirección al mar generan la formación de una barra sumergida (**Nielsen, 2009**). Estas corrientes están ligadas a la energía del oleaje. Esto es debido al incremento energético de las corrientes perpendiculares a la costa como son: las corrientes de retorno y la corriente de resaca, la cual Greenwood y Osborne (**1991**) sugieren que a medida que incrementa la altura del oleaje, la corriente de resaca también incrementa, esta corriente es semipermanente y puede llegar a mover grandes volúmenes de sedimento a través del fondo hacia atrás de la zona de surf (**Roelvink y Stive, 1989**). A pesar de que el volumen de la playa se movía transversalmente (**Figura 23**), a finales del periodo de estudio los volúmenes de sedimento se mantuvieron con valores similares a los de agosto del 2014. Por otra parte, se observaron variación en el volumen total, estas variaciones se pueden deber a dos cosas, la primera y más probable es a la falta de datos topobatimétricos en la zona donde se forma la barra sumergida, como en el mes de diciembre, el cual presentó los transectos más cortos debido al peligro que representa acercarse a la costa con oleaje alto; la otra causa puede deberse a salidas de sedimento por los límites de la zona de estudio, es decir: hacia mar adentro, hacia el norte y/o al sur de la playa. Esta última explicación es difícil de comprobar debido a que la componente longitudinal mostro ocasionalmente velocidades hacia el NE, si el sedimento es transportado por esta componente entonces iría con dirección al puerto, lo cual explicaría el constante azolvo que se hace en el mismo. Hay que tener en cuenta que en este estudio no se lograron observar la corriente longitudinal ya que no se obtuvieron mediciones después

de la rompiente. Los primeros transectos topobatimétricos, que son los transectos que se encuentran al norte de la playa, fueron los que presentaron una barra más alta que el resto de la playa (hasta 1.5 m).

Los cálculos de volumen mostraron que en la playa subaérea se encuentra el 47 % del volumen total, 46 % en la playa submareal cercana y el 7 % restante en la playa de fondo. Los volúmenes se calcularon hasta los 8 m de profundidad debido a que el sedimento en esta zona no presentó gran cambio. La importancia de que el ~50 % del sedimento se encuentre en la playa seca recae en la apreciación que tenemos sobre la misma, cuando esta se erosiona creemos que el sedimento se perdió sin embargo, como observamos este no se pierde sino que se mueve transversalmente hacia una profundidad mayor, Incluso hasta los -8 m pero en menor cantidad.

La diferencia entre noviembre y febrero únicamente se debe a las condiciones topobatimétricas ya que el oleaje, marea y viento son muy similares, por lo que las diferencias en cuanto a las velocidades y estructura de las corrientes se le adjudica en mayor parte al efecto que la batimetría pudiera tener sobre las mismas. Por otra parte marzo difiere en cuanto a condiciones de oleaje pero es similar a febrero en cuanto a la presencia de la barra sumergida, sin embargo, en marzo la marea se encontraba bajando, por esta razón las corrientes podrían ser menores con respecto a los meses donde la marea se encontraba en su máximo. Se observó que el perfil de las corrientes no es homogéneo en toda la columna de agua si no que se compone de tres estructuras identificables como son: una

corriente superficial con dirección a la costa, una corriente que viaje entre los 3 y 8 m de profundidad, y una corriente de fondo que viaja a través de todo el perfil de playa. La corriente superficial se localizó hasta los 2 m de profundidad, las velocidades encontradas en esta corriente son debidas al esfuerzo del viento sobre la superficie. Sin embargo es probable que hasta los 10 m de profundidad se observe el efecto de corrientes de meso escala, la cuales son producidas por la marea, en 2009 **Flores-Vidal** y colaboradores encontraron a partir de radares que el 20% de las corrientes para la parte más cercana a nuestra zona de estudio es influenciada por la marea, algunos de sus resultados muestran corrientes con dirección hacia la costa. Cabe mencionar que el análisis de corrientes con radares solo se pueden observar los primeros 100 centímetros de la superficie marina. La manera de separar la capa media por la profundidad no fue la más adecuada, ya que esta cambia su espesor debido a la morfo dinámica de la playa sin embargo, es un buen es un buen indicador para a diferentes profundidades. La capa media presenta valores más bajos a la capa superficial incluso, se logró observar la ausencia de movimiento a los 4m de profundidad, con excepción del mes de marzo en el cual, esta ausencia de velocidad aumento a casi todo la capa media, es por esta capa donde la corriente de resaca pudiera tomar importancia, cabe mencionar que en el mes de febrero la componente U es menor muy probablemente debido a que la componente V toma importancia con un valor promedio de 0.2 ms^{-1} , aun cuando la velocidad longitudinal tenga un efecto en la capa media, esta es de solo la mitad de la componente U . Debido a las similitudes de velocidades en la superficie como las encontradas en el fondo en aguas más

profundas, podemos inferir que en principio toda la columna de agua se encuentra homogénea, siendo cortada únicamente por la corriente que se evidencia a los 4 m de profundidad, aumentando su velocidad por arriba y por debajo de esta profundidad.

Gorr en el 2015 encontró que bajo condiciones de oleaje de baja energía, una estructura sumergida actúa como un intensificador en la energía del oleaje, por el contrario cuando el oleaje es más energético la estructura funciona como un disipador de energía. Esta podría ser una explicación al por que las corrientes son más intensas en el mes de febrero aun teniendo las mismas condiciones de oleaje que en noviembre (0.8 m de altura) aunado a esto el perfil de corrientes para el mes de marzo se vio debilitado aun cuando el oleaje fue intenso (1.4 m).

Al no haber la presencia de la barra, la capa media se confina solo entre los 3 y 5 m de profundidad. Por el contrario cuando la barra está formada esta corriente se extiende desde los 3 m y hasta el fondo, con excepción de la corriente observada en el fondo, la cual siempre mostro ser igual de energética que la superficial.

En este estudio encontramos algo similar a lo demostrado por **Bagnold** en **1947** lo cual fue un corriente que viaja por una profundidad media con dirección hacia el mar, en el fondo y la superficie existen corrientes en dirección hacia la costa. La diferencia con lo demostrado por **Bagnold** fue que en este estudio no se pudo observar la dirección hacia el mar de la corriente que viaja a una profundidad media (en este caso a los 4 m), esto se debe en parte a la forma en la cual

tomamos los datos ya que solo pasamos una vez por cada transecto y en condiciones de marea y oleaje específicas. Sin embargo al ser casi cero puede dar indicio a que el agua vaya mar adentro por esta zona por eso las velocidades se ven tan bajas.

Podría observarse la dirección hacia el mar al cambiar una forzante de corrientes como realizar un muestreo cuando la marea es baja y el oleaje es alto por ejemplo. Las corrientes dentro de la zona de surf no se alcanzaron a medir debido a la inseguridad que presenta adentrarse tanto a esta zona en una embarcación a motor. No obstante, en el perfil de corrientes se logró observar la homogenización de las velocidades en toda la columna de agua justo por arriba de la barra en meses como febrero y marzo, esta homogenización también se observó en el mes de noviembre para los transectos 9 y 5 a partir de los 400 m de distancia, mientras que para los transectos 11, 15, 19, 21, 25 y 29 esta característica se encontró después de los 300 m de distancia.

Si bien, la zona en la que se alcanzaron a observar velocidades similares en toda la columna no es la zona de surf donde se libera la mayor cantidad de energía, si es una parte de la rompiente.

IV. Conclusiones.

La zona de estudio se mantiene en equilibrio sedimentario durante el periodo de muestreo, las variaciones de volúmenes podrían deberse a la falta de datos en la zona de rompiente. De los volúmenes calculados, la playa subaérea y la playa submareal cercana conforman el 93 % del volumen total. El sedimento se deposita en la playa seca en meses con el oleaje de menor energía, los cuales comprende los meses de agosto, septiembre, octubre, noviembre del 2014 y marzo del 2015, erosionando la playa sumergida incluso hasta los 10 m de profundidad (esta representa el 7 % del volumen total). Por el contrario, cuando el oleaje es energético, como en los meses de diciembre, enero, febrero y abril la playa subaérea se erosiona, y se deposita en la playa submareal cercana, formando una barra entre los 5 y 2 m de profundidad, la cual llegó a tener una altura de hasta 1.5 m de elevación.

La barra sumergida se formó a lo largo de toda la playa debido al equilibrio de las corrientes que mueven el sedimento del fondo, la velocidad transversal fue la más dominante durante todos los muestreos, es por eso que el volumen de sedimento se mantiene en la playa moviéndose de manera transversal. Sin embargo, la escala de tiempo de muestreo no es la correcta para asegurar que siempre será esta velocidad la que domine el sistema.

Los perfiles de corrientes no fueron iguales aun cuando la condiciones de oleaje y marea eran similares, este perfil se vio afectado por la presencia y ausencia de la barra. El perfil de corrientes tampoco mostro ser similar en toda la columna de agua, de así ser la formación de la barra no se apreciaría.

En el mes de febrero, cuando la velocidad transversal superó los 0.8 ms^{-1} , la componente V tomó relevancia al presentar valores de hasta 0.4 ms^{-1} en algunos perfiles. La corriente resultante fue con dirección NE, lo cual explica porque en el mes de marzo la barra incremento a poco más de 1m de altura en la zona norte de la playa.

La componente U dominó la playa durante el periodo de muestreo, este tipo de corrientes pueden tener dirección hacia la costa o hacia el mar. De ser lo contrario la formación de la barra no sería completamente paralela a la costa. En todos los muestreos se observó una corriente de fondo con dirección hacia la costa, con una magnitud similar a la corriente superficial, la cual también se mueve con dirección a la costa.

La barra funcionó como un disipador de energía cuando se presentan condiciones de oleaje alto (1.4 m de altura), por el contrario, cuando el oleaje es bajo (0.7 m de altura) la magnitud de las corrientes se incrementó.

La barra también provocó la ruptura de la ola a distancias más alejadas de la orilla, es por eso que la homogenización de las corrientes en los meses de febrero y marzo se observó a una distancia menor en comparación con el mes de noviembre cuando la barra aún no se formaba.

Aunque el efecto de la marea no mostró ser significativo para la clasificación de la playa, la marea es el principal forzante de corrientes cuando se encuentra en su nivel máximo.

Sin lugar a duda hace falta la medición de corrientes y batimetría en la zona de rompiente con un periodo y frecuencia de muestreo mayor para poder entender lo que sucede en el perfil de corrientes dentro de esta zona. De igual manera, la comparación de las combinaciones faltantes entre oleaje y batimetría otorgarían una mejor comprensión de lo que sucede en la zona de estudio.

V. Referencias.

Álvarez-Sánchez, L. G., 1971. Medición de corrientes superficiales en la Bahía de Todos Santos, B. C. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California. 54 pp.

Álvarez-Sánchez, L. G., 1971. Vientos en la Bahía Todos Santos, Baja California. Ciencias Marinas. 4, 81-89.

Argote-Espinoza, M. L., F.J. Gavidia-Medina, A. Amador-Buenrostro, 1991. Wind induced circulation in Todos Santos Bay, B. C. Mexico. *Atmósfera*. 4, 101-115.

Aagaard, T., Greenwood, B., Nielsen, J., 1997. Mean currents and sediment transport in a rip channel. *Mar. Geol.* 140, 24– 45.

Aagaard, T., Greenwood, B., & Hughes, M. (2013). Sediment transport on dissipative, intermediate and reflective beaches. *Earth-Science Reviews*, 124, 32–50. doi:10.1016/j.earscirev.2013.05.002.

AdrianPedrozo Acuña, Procesos costeros y morfodinámica de playas. Apuntes de clase, 2011. México, UNAM, instituto de ingeniería.

Austin, M. J., Scott, T. M., Russell, P. E., & Masselink, G. (2013). Rip Current Prediction: Development, Validation, and Evaluation of an Operational Tool. *Journal of Coastal Research*, 287(2011), 283–300. doi:10.2112/JCOASTRES-D-12-00093.1.

Bowen, A.J., Inman, D.L., 1969. Rip currents: 2. Laboratory and field observations. *J.Geophys. Res.* 74, 5479– 5490.

Brander, R.W., Short, A.D., 2001. Flow kinematics of low-energy rip current systems. *J. Coast. Res.* 17 (2), 468– 481.

Cooke, D O (1970), The occurrence and geologic work of rip currents off southern California, *Mar Geol*, 9, 173-186.

Guza, R T, e Inman, D (1975), Edge waves and beach cusps, *Journal of Geophysical Research*, 80, 2997-3012.

Haller, M.C., Dalrymple, R.A., Svendsen, I.A., 1997. Rip channels and nearshore circulation. *Proc. Coast. Dyn.*, pp. 594–603.

Komar, P.D., 1971. Nearshore cell circulation of the formation of giant cusps. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 82, 2643–2650.

MacMahan, J. H., Thornton, E. B., & Reniers, A. J. H. M. (2006). Rip current review. *Coastal Engineering*, 53(2-3), 191–208. doi:10.1016/j.coastaleng.2005.10.009.

MacMahan, J., Reniers, A.J.H.M., Thornton, E.B., Stanton, T., 2004. Infragravity rip current pulsations. *J. Geophys. Res.* 109, C01033.

McCarroll, R. J., Brander, R. W., Turner, I. L., Power, H. E., & Mortlock, T. R. (2014). Lagrangian observations of circulation on an embayed beach with headland rip currents. *Marine Geology*, 355, 173–188. doi:10.1016/j.margeo.2014.05.020.

MacMahan, J.H., Ed B. Thorntona, Tim P. Stanton, Ad J.H.M. Reniers b (2005). RIPEX: Observations of a rip current system. *Marine Geology* 218, 113– 134.

MARTINEZ, D. DE L. P. C. M., 1993. Distribución de probabilidad de la altura del oleaje dentro de la bahía de Todos Santos, B. C., México. *Cienc. Mar.* 19 (2): 203-218.

Masselink, G., M. G. Hughes, 2003. *Introduction to coastal processes & geomorphology*. Hodder Education, Londres, Gran Bretaña. 354.

McKenzie, P., 1958. Rip-current systems. *J. Geol.* 66, 103– 113.

Munk, W.H., 1949. Surf beats. *Trans. Am. Geophys. Union* 30, 849– 854.

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

Noda, E.K., 1974. Wave induced nearshore circulation. *J. Geophys. Res.* 79, 4097–4106.

Petti, M, y Longo, S (2001), Hydrodynamics in the swash zone, *Int J Offshore Polar Eng (IJOPE)*, 11(3), 27-35.

Shepard, F.P., Emery, K.O., La Fond, E.C., 1941. Rip currents: a process of geological importance. *J. Geol.* 49, 337–369.

Shari L. Gallop., 2009. Rip current dynamics on an embayed beach. M. Sc., TheUniversity of WAIKATO.

Short, A.D., 1999. *Handbook of Beach and ShorefaceMorphodynamics*. John Willey and Sons, p. 379.

Short, A.D., Brander, R., 1999. Regional variations in rip density. *J. Coast. Res.* 15 (3), 813– 822.

Thornton, E B, MacMahan, J, y Sallenger, A H (2007), Rip currents, mega-cuss, and eroding dunes, *Marine Geology*, 240, 151-167.

Wright, L D, y Short, A D (1984), Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis, *Marine Geology*, 56, 93-118.

Kleihans, M.G. and Grasmeyer, B.T., 2006. 'Bed load transport on the shoreface by currents and waves. '*Coastal Engineering*, 53, 983-996.