



MINISTERIO DE
MEDIO AMBIENTE
Y RECURSOS
NATURALES

Metodología para cálculo de sobreelevación por oleaje (set-up) en zonas costeras

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales

Contenido

| | |
|--------------------------|-----------|
| Resumen | 3 |
| Introducción..... | 4 |
| Metodología..... | 11 |
| Resultados | 15 |
| Discusión..... | 16 |
| Referencias | 17 |
| Figuras | 19 |
| Tablas | 29 |

Resumen

La variabilidad del nivel medio del mar puede estar asociada a varios factores tales como calentamiento global, sismos, marea astronómica, presión atmosférica, viento y oleaje. La transformación del oleaje en aguas someras genera cambios en el nivel medio del mar que se conoce como sobreelevación por oleaje. Los cambios en el nivel medio del mar están relacionados al esfuerzo de radiación del oleaje el cual se define como el flujo de momento asociado al movimiento orbital de las partículas de agua. Cuando el oleaje se propaga en aguas someras la longitud disminuye y la altura aumenta. Estos cambios generan gradientes del esfuerzo de radiación los cuales inducen la transferencia de momento del oleaje al movimiento de la columna de agua. Al disminuir la longitud y aumentar la altura del oleaje, aumenta su inclinación rompiendo en la zona de rompiente, disminuyendo el nivel medio del mar. En la zona de espuma el nivel medio del mar tiende a aumentar hasta alcanzar un máximo en la zona de lavado. En el presente trabajo para estudiar la variabilidad del nivel medio del mar generado por el oleaje, se procesaron mediciones de altura del nivel del mar de un mareógrafo instalado en el muelle de La Libertad, El Salvador, Centroamérica. El mareógrafo fue instalado en el 2014 por la agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA) en el marco de un proyecto para la reducción del riesgo por tsunamis. El sensor ultrasónico está instalado al final del muelle a una distancia de 200 m del malecón y donde la profundidad del nivel medio del mar es 5 m. Los sensores para medir la altura del nivel del mar, conocidos genéricamente como mareógrafos, se instalan usualmente en los puertos para medir la marea pero si a la serie temporal de las mediciones le restamos la señal de la marea astronómica, se obtiene una serie temporal que contiene información de la variabilidad del nivel medio del mar, comúnmente denominada como residual de marea. Los sensores miden de forma continua la altura del nivel del mar pero dependiendo del uso de las mediciones son almacenados en diferentes intervalos de tiempo. Por ejemplo si el interés es medir la marea astronómica, las mediciones se pueden promediar y guardar cada hora. Si por otro lado el interés es medir la variabilidad del nivel medio del mar, las mediciones se pueden promediar y guardar cada minuto. La serie temporal de las mediciones de altura del nivel del mar que se procesaron fue de octubre del 2014 a junio del 2021. En ese intervalo de tiempo se identificaron 6 eventos de oleaje extremo que sobrepasaron el umbral de alerta (potencia del oleaje mayor que $50 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-1}$). Con base a la caracterización del campo medio del oleaje frente a la costa de El Salvador (DOA-MARN, 2017), el oleaje que arriba a la costa de El Salvador es predominantemente mar de fondo (período entre 15 y 25 s), de altura pequeña (altura entre 1.5 y 2.5 m), generado por las tormentas extra-tropicales del Hemisferio Sur que se desplazan frente a la Antártida, durante todo el año, de Oeste a Este. Ocasionalmente se puede generar oleaje del tipo mar local (período entre 5 – 10 s) de altura pequeña (altura entre 1.5 y 2.5 m), generado por el flujo del Norte asociado a los frentes fríos o por circulaciones ciclónicas que se desprenden de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). El rango de valores de la sobreelevación por oleaje que se obtiene del procesamiento de las mediciones

de altura del nivel del mar (0.1 – 0.3 m), es menor que el que se obtiene con la Relación 1 (0.9 -1.1 m), probablemente porque una de las suposiciones para su formulación es que la disipación de momento por fricción con el fondo del mar es considerado despreciable. El rango de valores de la constante de proporcionalidad que se obtiene del procesamiento de las mediciones de altura del nivel del mar (0.1 – 0.2), es ligeramente menor que el considerado en la Relación 2 (0.2 – 0.4), probablemente porque una de las suposiciones para su formulación es que las variaciones en la batimetría en la zona de espuma son considerados despreciables.

Introducción

La variabilidad del nivel medio del mar puede estar asociada a varios factores tales como calentamiento global, sismos, marea astronómica, presión atmosférica, viento y oleaje.

La transformación del oleaje en aguas someras genera cambios en el nivel medio del mar que se conoce como sobreelevación por oleaje. Los cambios en el nivel medio del mar están relacionados al esfuerzo de radiación del oleaje el cual se define como el flujo de momento asociado al movimiento orbital de las partículas de agua.

Cuando el oleaje se propaga en aguas someras la longitud disminuye y la altura aumenta. Estos cambios generan gradientes del esfuerzo de radiación los cuales inducen la transferencia de momento del oleaje al movimiento de la columna de agua.

Al disminuir la longitud y aumentar la altura del oleaje, aumenta su inclinación rompiendo en la zona de rompiente, disminuyendo el nivel medio del mar. En la zona de espuma el nivel medio del mar tiende a aumentar hasta alcanzar un máximo en la zona de lavado.

De la teoría lineal del oleaje se pueden derivar expresiones para calcular la sobreelevación por oleaje en la zona de rompiente (η_{sd}) y en la zona de lavado (η_{su}):

$$\left\{ \begin{array}{l} \eta_{sd} \approx -\frac{1}{16}\gamma H_b \\ \eta_{su} \approx \eta_{sd} + \frac{6}{16}\gamma H_b \approx \frac{5}{16}\gamma H_b \end{array} \right. \dots \dots (1)$$

Donde $\gamma = H_b/h_b$ es el Índice de Profundidad de Rompiente: razón entre altura (H_b) y profundidad (h_b) en la zona de rompiente (Figura 1). Los valores de sobreelevación por oleaje que se han obtenido en varias campañas de mediciones, son comparables a los que se obtienen con estas expresiones (Guza y Thornton, 1981; Rubenheimer, Guza y Elgar, 2001).

Para obtener estas expresiones se han hecho varias suposiciones, siendo las principales las siguientes:

- Pendiente del fondo constante ($h(x) = mx; m = \tan \beta$);
- Aguas someras ($h/L < 1/20; L = \frac{g}{2\pi} T^2$);
- Índice de profundidad de rompiente constante en la zona de espuma ($\gamma = H/h$).

Otra de las suposiciones que se considera es que a medida que el oleaje avanza hacia la línea de costa sobre aguas someras, no hay pérdida de momento por disipación con el fondo. La modelación numérica de los flujos asociados al oleaje, muestran que la sobreelevación calculada con estas expresiones puede estar sobreestimada (Apotsos, Rubenheimer, Elgar, Guza y Smith, 2007).

De campañas de mediciones y experimentos en laboratorios (Holman y Sallenger, 1985; Stockdon, Holman, Howd y Sallenger, 2006; Medellín, Brinkkemper, Torres-Freyermuth, Appendini, Mendoza y Salles, 2016), se han obtenido fórmulas empíricas para determinar la sobreelevación por oleaje en la zona de espuma, relacionándola con la altura significativa (H) y longitud de onda (L) del oleaje en aguas profundas, así como con la pendiente promedio del fondo ($\tan \beta$).

Una de las más utilizadas es:

$$\eta_{s_u} \approx C\xi H \dots \dots \dots (2)$$

Donde la constante C puede tomar valores entre 0.15 y 0.4, $\xi = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H}{L}}}$ es el parámetro de similitud o número de Iribarren, para la zona de espuma y H es la altura significativa en aguas profundas.

Por las limitaciones en la parametrización del fondo marino, existe una gran variedad de fórmulas empíricas para estimar la sobreelevación por oleaje. La batimetría en las inmediaciones de la línea de costa puede diferir entre sitios colindantes por la presencia de rasgos en el fondo como canales, barras, terrazas, arrecifes, etc.

Para obtener estimaciones confiables de la sobreelevación por oleaje se requiere mediciones in situ o simulaciones en mallas computacionales de alta resolución. A continuación se detallan tres trabajos previos sobre la variabilidad del nivel medio del mar generado por el oleaje.

El primer trabajo es sobre mediciones de la sobreelevación por oleaje en una playa natural (Guza y Thornton, 1981). La sobreelevación por oleaje es generada por la transformación del oleaje cuando se propaga sobre aguas someras y rompe. Las características del oleaje incidente se midieron con un arreglo de sensores de presión instalados mar afuera. Se encontró que la sobreelevación por oleaje en la línea de costa es aproximadamente igual que:

$$\eta_{su} \approx 0.17H_{s,o} \dots \dots \dots (3)$$

Donde $H_{s,o}$ es la altura significativa en aguas profundas.

Durante un huracán que impacto la costa Este de USA en 1938, mediciones del nivel del mar en un área relativamente expuesta (Narragansett), fueron hasta 1 m mayor que las que se observaron en un área protegida (Newport). Esta variabilidad en el nivel medio del mar se pueden deber al efecto del viento sobre la línea de costa (apilamiento por tormenta) o a la transformación del oleaje cuando se propaga sobre aguas someras y rompe (sobre elevación por oleaje).

Una serie de pruebas con modelos matemáticos mostraban que la sobre elevación por oleaje en la línea de costa era una fracción de la altura significativa del oleaje. Poco después se demostró teóricamente que la sobre elevación por oleaje se debía a cambios en el flujo de momento del oleaje cuando este se propagaba en aguas someras hacia la línea de costa.

La sobre elevación por oleaje se caracteriza por variaciones en el nivel medio del mar: ligera disminución en la zona de rompiente; un aumento en la zona de espuma; máximo en la línea de costa. Demostraciones teóricas como experimentos realizados en laboratorio, muestran que la sobre elevación máxima (η_{max}), ocurre en la línea de costa y se puede calcular con la siguiente relación:

$$\frac{\eta_{max}}{H_b} = 0.3\gamma \dots \dots \dots (4)$$

Donde $\gamma = H_b/h_b$ es el Índice de Profundidad de Rompiente o razón entre la altura (H_b) y profundidad (h_b) en la zona de rompiente. Los experimentos realizados en laboratorio muestran que γ toma valores entre 0.8 y 1.3, por lo que la razón entre la sobre elevación máxima y la altura de rompiente varía entre:

$$0.24 < \eta_{max}/H_b < 0.39 \dots \dots \dots (5)$$

Para extender este resultado y considerar el espectro (distribución de energía en función de la frecuencia) del oleaje en aguas profundas, se deben hacer varias suposiciones con relación a la transformación de energía del oleaje al romper en la zona de rompiente y a la distribución de la altura del oleaje en la zona de espuma. Demostraciones teóricas como experimentos realizados en laboratorio, muestran que la razón entre la sobre elevación máxima y la altura significativa en aguas profundas varía entre:

$$0.14 < \eta_{max}/H_{s,o} < 0.21 \dots \dots \dots (6)$$

Para una altura significativa en aguas profundas ($H_{s,o}$) se puede calcular cual es la penetración del mar en la playa para la sobreelevación máxima (η_{max}), cuando la pendiente de la playa ($\tan \beta$) se aproxima a un valor constante.

Si la altura significativa en aguas profundas es 2 m, por la relación anterior la sobreelevación máxima en promedio es 0.36 m y como la pendiente de la playa es la razón entre la altura y la distancia, si la pendiente de la playa es 0.03 la penetración del mar en la playa es 12 m.

La campaña de mediciones se realizó en una playa (Torrey Pines Beach), San Diego California durante noviembre de 1978. La playa es de pendiente suave (0.02) y de arena fina (diámetro promedio: 0.1 mm). Los perfiles de playa no mostraban rasgos batimétricos significativos como barras o canales que se extendieran a lo largo de la playa.

El oleaje predominante fue perpendicular a la playa y con parámetro de similitud menor que 0.5. El arreglo de cinco sensores de presión fue instalado a una profundidad entre 7 y 10 m cubriendo un arco de 15° de dirección. El espectro del oleaje incidente mostraba máximo de mar de fondo (entre 0.1 y 0.065 Hz) y ocasionalmente de mar local (0.14 Hz). La altura significativa del oleaje incidente vario entre 0.60 y 1.60 m.

El segundo trabajo es sobre la comparación de mediciones de la sobreelevación por oleaje realizadas en una playa con barras de arena a lo largo de un transecto perpendicular a la línea de costa desde una profundidad de 5 m y durante 3 meses, con la que se obtiene del balance entre el gradiente del esfuerzo de radiación y el gradiente del nivel medio del mar (Raubenheimer, Guza y Elgar, 2001).

La sobreelevación por oleaje consiste en una disminución en la zona de rompiente y en un aumento del nivel medio del mar en la zona de espuma alcanzando un máximo en la línea de costa. Las predicciones que se obtienen del balance de los gradientes de la teoría lineal coinciden con las mediciones en la zona de rompiente y en la zona de espuma pero subestiman el máximo del nivel medio del mar en la línea de costa.

Las mediciones también reflejan que la sobreelevación por oleaje aumenta cuando la altura significativa del oleaje en aguas profundas y la altura de la marea aumentan. Las simulaciones obtenidas con modelos numéricos sugieren que la sobreelevación por oleaje cerca de la línea de costa depende de la batimetría de la zona de espuma y aumenta en la zona de espuma cuando disminuye su pendiente, definida por la razón entre el promedio de la profundidad y el ancho.

La sobreelevación por oleaje son cambios en el nivel medio del mar generados por la disminución de la profundidad y posterior rompimiento del oleaje cuando este se aproxima a la línea de costa. Considerando que las variaciones del oleaje y la batimetría a lo largo de la

línea de costa y los esfuerzos del viento en la superficie y de la corriente en el fondo son despreciables, el gradiente del esfuerzo de radiación (S_{xx}) está en balance con el gradiente de presión asociado a la sobreelevación por oleaje (η):

$$\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} = -\rho g(\eta + h) \frac{\partial \eta}{\partial x} \dots \dots \dots (7)$$

Donde x es la coordenada perpendicular a la línea de costa, h es la profundidad del nivel medio del mar, ρ es la densidad del agua de mar y g es la aceleración gravitacional y para el caso lineal de la propagación hacia la línea de costa de un oleaje monocromático, el gradiente del esfuerzo de radiación es:

$$S_{xx} = E \left\{ [\cos^2(\theta) - 1] \frac{C_g}{C} - \frac{1}{2} \right\} \dots \dots \dots (8)$$

Donde E es la energía, θ es la dirección, C es la velocidad de fase y C_g es la velocidad de grupo del oleaje.

El balance teórico entre los gradientes (Relación 7) calculando el esfuerzo de radiación con la Relación 8 es consistente con campañas de mediciones en el campo y resultados de experimentos en laboratorio, para oleaje perpendicular a la línea de costa ($\theta \approx 0$) propagándose sobre fondos impermeables y de pendiente suave ($\tan \beta \leq 0.1$).

Las predicciones de la sobreelevación por oleaje en la línea de costa que se obtiene de la Relación 7, pueden diferir sí se utilizan relaciones para calcular el esfuerzo de radiación diferentes a la Relación 8 y sí se usan diferentes formulaciones que representen el oleaje rompiendo.

Se han realizado pocas campañas de mediciones del esfuerzo de radiación y la sobreelevación por oleaje en la zona de espuma para comprobar el balance teórico. Utilizando mediciones del oleaje en 8 y 2 m de profundidad para calcular el esfuerzo de radiación, se encontró que la sobreelevación por oleaje medida durante 3.5 años en 2 m de profundidad, satisface el balance teórico.

La predicción de la sobreelevación por oleaje que se obtiene del balance teórico mejora sensiblemente, si la profundidad del nivel medio del mar, que interviene en el balance teórico, y el oleaje para calcular el esfuerzo de radiación, es medida a lo largo de un transecto perpendicular a la línea de costa.

Mediciones de la sobreelevación por oleaje en la zona de espuma muestran que depende de la profundidad del nivel medio del mar y de la altura significativa del oleaje en aguas

profundas. Mediciones de la sobreelevación por oleaje en la línea de costa sugieren que satisface la siguiente relación:

$$\eta_{su} = cH_{s,o} \dots \dots \dots (9)$$

Donde $H_{s,o}$ es la altura significativa en aguas profundas y c es una constante entre 0.2 y 0.3. Esta relación es consistente con el balance teórico, calculando el esfuerzo de radiación a partir de las características del oleaje en aguas profundas.

La campaña de mediciones se realizó en una playa cerca de Duck, Carolina del Norte durante septiembre – noviembre de 1997. Se midió la presión en el fondo del mar con 12 sensores enterrados entre la línea de costa y los 5 m de profundidad. Se midió la conductividad (salinidad) y temperatura de la columna de agua con 1 sensor localizado a 5 m de profundidad. Luego de corregir las mediciones de presión por variaciones temporales en la densidad del agua, se calculó el nivel medio del mar en cada uno de los sensores promediando 512 s (8.5 minutos) de mediciones.

La sobreelevación en la zona de espuma se definió como la diferencia del nivel medio del mar en cada uno de los sensores de presión con respecto al obtenido con el sensor de presión a 5 m de profundidad. La sobreelevación en la línea de costa se definió como el nivel medio del mar en los sensores de presión con profundidad menor que 0.1 m. Los rangos de altura, dirección y frecuencia del oleaje a 5 m de profundidad fueron: 0.20 – 2.85 m; $-35^\circ - 35^\circ$; 0.09 – 0.20 Hz. La sobreelevación por oleaje máximo (0.547 m) se observó donde la profundidad total fue entre 0.0 y 0.2 m y la mínima se observó donde la profundidad total fue entre 1.5 y 3.0 m.

El tercer trabajo es sobre cientos de simulaciones realizadas con el modelo XBeach-NH, para obtener nuevas formulaciones empíricas de la sobreelevación e inundación por oleaje, considerando un amplio rango de oleaje incidente (altura: 1 – 12 m, período: 6 – 16 s), tipos de playa (parámetro de Dean: 0.05 – 0.30) y geometría de playa (pendiente: 0.01 – 0.5) (Ormond, Roelvink, Dongeren, 2021).

El oleaje incidente es perpendicular a la playa pero en el modelo se incluyeron coeficientes de reducción, para considerar el efecto de dispersión en la dirección del oleaje. A diferencia de otras relaciones empíricas estas consideran la variabilidad en la pendiente de las playas.

Las playas en la línea de costa son inundadas, erosionadas y acrecentadas por efecto de las corrientes asociadas a la marea, oleaje y viento afectando a la población, millones de personas, que habita las zonas costeras en el mundo. La tendencia es que estos impactos sean cada vez mayores debido a que el cambio climático está incrementando el nivel medio del mar y la intensidad y frecuencia de las tormentas.

Para contribuir a la reducción del riesgo de estos impactos es importante estudiar el apilamiento por tormenta y la sobreelevación e inundación por oleaje. El apilamiento por tormenta es generado por el efecto combinado del barómetro invertido que aumenta el nivel medio del mar debajo del centro de baja presión de la tormenta y por el balance entre el esfuerzo cortante del viento sobre la superficie del mar y el gradiente perpendicular a la línea de costa del nivel medio del mar.

La sobreelevación por oleaje es generada por el balance entre el esfuerzo de radiación del oleaje, mecanismo por el cual el oleaje transfiere momento a la columna de agua, y el gradiente perpendicular a la línea de costa del nivel medio del mar. Una vez que el oleaje rompe en la zona de rompiente, este se propaga como una pared de agua en la zona de espuma e inunda la playa en la zona de lavado. La inundación por oleaje es un movimiento oscilatorio con frecuencias infra – gravitatoria (0.003 – 0.02 Hz), mar de fondo (0.03 – 0.1 Hz) y mar local (0.1 – 1.0 Hz).

Para la caracterización de la sobreelevación e inundación por oleaje se acostumbra utilizar fórmulas empíricas basadas en campañas de mediciones y experimentos de laboratorios (Holman. 1986, Stockdon et al. 2006), las cuales se han procurado mejorar mediante simulaciones con modelos numéricos (Stockdon et al. 2014, Roelvink et al. 2017).

Utilizando el modelo Xbeach-NH se obtuvieron nuevas formulaciones empíricas de la sobreelevación e inundación por oleaje. El modelo es de dos capas, dispersivo, que resuelve desde una profundidad relativa de 4, en un rango de frecuencias entre infra-gravitatoria e incidente (mar de fondo, mar local). La profundidad relativa se define como:

$$\text{profundidad relativa} = kd \dots \dots \dots (10)$$

Donde k es el número de onda y d es la profundidad.

El modelo Xbeach-NH ha mostrado buen desempeño para simular la hidrodinámica del oleaje incidente en la zona de rompiente, la sobreelevación en la zona de espuma y la inundación en la zona de lavado. Este modelo puede ser aplicado para representar un amplio rango de tipos de playas (geomorfología) y variaciones en la dirección del oleaje incidente (dispersión). Las nuevas formulaciones empíricas fueron derivadas de cientos de simulaciones obtenidas con el modelo Xbeach-NH, considerando un amplio rango de condiciones de frontera (oleaje incidente), geometrías (pendiente) y tipos de playa (parámetro de Dean). Procesando las simulaciones se puede obtener la distribución del oleaje incidente en el espacio (perfiles) y su evolución en el tiempo (series).

De las series temporales (z_t) se obtiene la sobreelevación por oleaje (S_{up}), inundación por oleaje infra-gravitatorio (R_{ig}), inundación por oleaje incidente ($R_{up_{inc}}$) e inundación total ($R_{up_{2\%}}$).

Para cada simulación la sobreelevación por oleaje se calculó con la siguiente relación:

$$S_{up} = \langle z_t \rangle \dots \dots \dots (11)$$

Donde $\langle z_t \rangle$ representa el promedio temporal de la serie temporal.

Para cada simulación las inundaciones por oleaje infra-gravitatorio e incidente se calcularon a partir de la altura de inundación significativa (Stockdon et al. 2006):

$$R_{up_{sig}} = 4 \sqrt{\sum PSD(f)df} \dots \dots \dots (12)$$

Donde PSD es la Densidad Espectral de Potencia de la serie temporal (z_t).

La primera se calculó con la suma de la altura de inundación significativa para frecuencias menores que la frecuencia de corte y la segunda se calculó con la suma de la altura de inundación significativa para frecuencias mayores que la frecuencia de corte.

La frecuencia de corte (f_c) se calculó con la siguiente relación:

$$f_c = \frac{1}{2T_p} \dots \dots \dots (13)$$

Donde T_p es el período de la componente más energética.

Para cada simulación la inundación total se calculó con el percentil 98 de la serie temporal (z_t).

Metodología

En el presente trabajo para estudiar la variabilidad del nivel medio del mar generado por el oleaje, se procesaron mediciones de altura del nivel del mar de un mareógrafo instalado en el muelle de La Libertad, El Salvador, Centroamérica. El mareógrafo fue instalado en el 2014 por la agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA) en el marco de un proyecto para la reducción del riesgo por tsunamis. El sensor ultrasónico está instalado al final del muelle a una distancia de 200 m de la línea de costa y donde la profundidad del nivel medio del mar es 5 m (Figura 2).

Los sensores para medir la altura del nivel del mar, conocidos genéricamente como mareógrafos, se instalan usualmente en los puertos para medir la marea pero si a la serie temporal de las mediciones le restamos la señal de la marea astronómica, se obtiene una serie temporal que contiene información de la variabilidad del nivel medio del mar, comúnmente denominada como residual de marea.

Los sensores miden de forma continua la altura del nivel del mar pero dependiendo del uso de las mediciones son almacenados en diferentes intervalos de tiempo. Por ejemplo si el interés es medir la marea astronómica, las mediciones se pueden promediar y guardar cada hora. Si por otro lado el interés es medir la variabilidad del nivel medio del mar, las mediciones se pueden promediar y guardar cada minuto.

El pre-procesamiento de las mediciones de la altura del nivel de mar consistió en sustituir los valores atípicos por la mediana, posteriormente restar la mediana para referirlos al nivel medio del mar y finalmente dividir entre 100 para pasarlos de centímetros a metros.

El procesamiento de las mediciones de la altura del nivel del mar consistió en generar una serie temporal en un intervalo de tiempo de las mediciones de la altura del nivel del mar, utilizar un filtro digital pasa alta del tipo Respuesta de Impulso Finito (FIR) para obtener la serie temporal de la residual de marea, identificar mínimos y máximos locales en la serie temporal de la residual de marea, restar la media de los mínimos de la media de los máximos en un intervalo de tiempo para obtener la sobreelevación por oleaje, dividir la sobreelevación por oleaje entre el parámetro de similitud o número de Iribarren multiplicado por la altura significativa del oleaje en aguas profundas, para obtener la constante de proporcionalidad.

Los resultados que se obtuvieron se compararon con los que se obtienen aplicando las relaciones de la hidrodinámica en la zona de espuma (Smith, 2002). Cuando el oleaje se aproxima a la línea de costa y la profundidad disminuye la pendiente (*altura/longitud*) del oleaje aumenta. Cuando la pendiente alcanza un valor límite el oleaje se rompe induciendo corrientes y variaciones en el nivel medio del mar en las inmediaciones de la línea de costa. El oleaje rompe donde la profundidad es aproximadamente igual a su altura.

La hidrodinámica en la zona de espuma, la zona entre la zona de rompiente y la zona de lavado, es dominada por la energía del oleaje que se libera en el rompimiento. La zona de espuma es la más dinámica en cuanto al transporte de sedimentos que generan cambios batimétricos. En la zona de rompiente los sedimentos son puestos en suspensión. En la zona de espuma los sedimentos son transportados por la corriente paralela y perpendicular a la línea de costa. En la zona de lavado los sedimentos son reincorporados a la zona de espuma por gravedad.

Las corrientes y variaciones en el nivel medio del mar en las inmediaciones de la línea de costa, son los responsables de posibles impactos como inundación de infraestructura costera, erosión o acreción de playas y daños en infraestructura marítima, por lo que su cálculo es necesario para compensación de daños, restauración de playas y diseño de infraestructura portuaria o de protección. Al aproximarse el oleaje a la línea de costa y disminuir la profundidad aumenta la pendiente de las olas y rompen en la zona de rompiente.

Existen varios tipos de rompimientos que dependen de la razón entre la pendiente de la playa ($\tan \beta$) y la pendiente del oleaje ($\sqrt{\frac{H_o}{L_o}}$):

$$\xi_o = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_o}{L_o}}} \dots \dots \dots (14)$$

El subíndice o indica aguas profundas. Esta relación se conoce como parámetro de similitud o número de Iribarren.

La longitud del oleaje en aguas profundas se puede calcular con la relación:

$$L_o = \frac{g}{2\pi} T^2 \dots \dots \dots (15)$$

Cuando la pendiente de la playa es menor que la mitad de la raíz cuadrada de la pendiente del oleaje ($\tan \beta < \frac{1}{2} * \sqrt{\frac{H_o}{L_o}}$), la cresta de la ola tiende a derramarse por lo que a este tipo de rompimiento se le denomina derramamiento.

Cuando la pendiente del oleaje es mayor que tres veces la raíz cuadrada de la pendiente del oleaje ($\tan \beta > 3 * \sqrt{\frac{H_o}{L_o}}$), la ola tiende a apilarse en la cara de la playa por lo que a este tipo de rompimiento se le denomina apilamiento.

La altura del oleaje y la profundidad en la zona de rompiente son condiciones iniciales de la hidrodinámica del oleaje en la zona de espuma.

Para determinarlas se pueden utilizar las relaciones del índice de altura de rompiente:

$$\Omega_b = \frac{H_b}{H_o} \dots \dots \dots (16)$$

Y del índice de profundidad de rompiente:

$$\gamma_b = \frac{H_b}{d_b} \dots \dots \dots (17)$$

Aplicando teoría de ondas solitarias se derivó que el índice de altura de rompiente se puede calcular con la siguiente relación (Munk, 1949):

$$\Omega_b = 0.3 \frac{1}{\sqrt[3]{\frac{H_o}{L_o}}} \dots \dots \dots (18)$$

Y que el índice de profundidad de rompiente es (McCowan, 1891):

$$\gamma_b = 0.78 \dots \dots \dots (19)$$

De mediciones de campo y experimentos de laboratorio se ha derivado la siguiente relación para el índice de altura de rompiente (Komar y Gaughan, 1973):

$$\Omega_b = 0.56 \frac{1}{\sqrt[5]{\frac{H_o}{L_o}}} \dots \dots \dots (20)$$

Y la siguiente relación para el índice de profundidad de rompiente (Weggel, 1972):

$$\gamma_b = b - a \frac{H_b}{gT^2} \dots \dots \dots (21)$$

Donde:

$$\begin{cases} a = 43.8(1 - e^{-19 \tan \beta}) \\ b = \frac{1.56}{(1 + e^{-19.5 \tan \beta})} \end{cases} \dots \dots \dots (22)$$

Para $\tan \beta \leq 0.1$ y $\frac{H_o}{L_o} \leq 0.06$, lo cual corresponde al tipo de rompimiento de derramamiento ($\xi_o \leq \frac{1}{2}$).

Una vez que las olas rompen en la zona de rompiente avanzan en la zona de espuma como una pared de agua definiendo un perfil de dientes de sierra. Se requiere conocer la altura del oleaje en la zona de espuma para calcular la sobreelevación e inundación por oleaje y el transporte de sedimentos paralelo y perpendicular a la línea de costa.

La forma más simple de calcular la altura del oleaje en la zona de espuma es el método de similitud el cual considera que la razón entre la altura y la profundidad en la zona de espuma es constante y viene dado por el índice de profundidad de rompiente:

$$h = \gamma_b d \dots \dots \dots (23)$$

El método de similitud es aplicable en playas donde la profundidad en la zona de espuma decrece gradualmente y se obtienen mejores resultados en playas con pendiente intermedia ($0.03 \leq \tan \beta \leq 0.05$), sobreestimando con pendientes menores y subestimando con pendientes mayores.

Resultados

La serie temporal de las mediciones de altura del nivel del mar que se procesaron fue de octubre del 2014 a junio del 2021. En ese intervalo de tiempo se identificaron 6 eventos de oleaje extremo que sobrepasaron el umbral de alerta (potencia del oleaje mayor que $50 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-1}$).

En la Tabla 1 se tabula la altura significativa en aguas profundas y el período de la componente más energética del oleaje que se obtuvieron con el modelo de la NOAA durante intervalos de tiempo de 7 días durante eventos de oleaje extremo. El rango de la altura significativa en aguas profundas fue entre 1.3 y 2.9 m y el rango del período de la componente pico fue entre 9 y 23 s. Aplicando la Relación 15 el rango de longitud del oleaje fue entre 123 y 819 m y aplicando la Relación 14 el rango del parámetro de similitud o número de Iribarren fue entre 0.3 y 0.6.

En la Tabla 2 se tabula la sobreelevación por oleaje y la constante de proporcionalidad (Relación 2) que se obtuvieron de procesar las mediciones de la altura del nivel del mar durante intervalos de tiempo de 7 días durante eventos de oleaje extremo. El rango de la sobreelevación por oleaje fue entre 0.1 y 0.3 y el rango de la constante de proporcionalidad fue entre 0.1 y 0.2.

En las Figuras 3 – 8 (a) se presentan las series temporales de las mediciones de la altura del nivel del mar y de la residual de marea en intervalos de tiempo de 7 días durante eventos de oleaje extremo. La sobreelevación por oleaje es la señal de alta frecuencia cuya amplitud se incrementa durante eventos de oleaje extremo.

En las Figuras 3 – 8 (b) se presentan las series temporales de la residual de marea (línea negra) en intervalos de tiempo de 1 día en eventos de oleaje extremo, resaltando sus máximos (asterisco rojo) y sus mínimos (asterisco azul). La amplitud de la sobreelevación por oleaje es igual a la mediana de los mínimos menos la mediana de los máximos. La mediana se calcula para 6 horas, porque las salidas del modelo de la NOAA son promediadas en un intervalo de tiempo de 6 horas.

Discusión

Con base a la caracterización del campo medio del oleaje frente a la costa de El Salvador (DOA-MARN, 2017), el oleaje que arriba a la costa de El Salvador es predominantemente mar de fondo (período entre 15 y 25 s), de altura pequeña (altura entre 1.5 y 2.5 m), generado por las tormentas extra-tropicales del Hemisferio Sur que se desplazan frente a la Antártida, durante todo el año, de Oeste a Este. Ocasionalmente se puede generar oleaje del tipo mar local (período entre 5 – 10 s) de altura pequeña (altura entre 1.5 y 2.5 m), generado por el flujo del Norte asociado a los frentes fríos o por circulaciones ciclónicas que se desprenden de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

Si aplicamos las relaciones de la hidrodinámica en la zona de espuma (Smith, 2002) se puede obtener la sobreelevación por oleaje, como función del Índice de Profundidad de Rompiente (γ) y la pendiente de la playa ($\tan \beta$), así como la inundación por oleaje, como función del parámetro de similitud o número de Iribarren (ξ) y de la altura en aguas profundas (H).

El diagrama de caja de la sobreelevación por oleaje se presenta en la Figura 9 (zona de rompiente, línea de costa, zona de lavado) y el diagrama de caja de la inundación por oleaje se presenta en la Figura 10 (altura media de las olas, 1/3 de las olas más altas, 1/10 de las olas más altas, 2% de las olas más altas, altura máxima de las olas).

El nivel medio del mar aumenta desde la zona de rompiente (-0.2 m) hasta la zona de lavado (1.1 m), con un valor de 0.8 m en la línea de costa. El oleaje inunda la playa desde 1.5 m de altura (1/3 de las olas más altas) hasta 2.5 m de altura (ola más alta), con valores de 1.9 m de altura (1/10 de las olas más altas) y 2.1 m de altura (2% de las olas más altas).

Si aplicamos la expresión matemática de la teoría lineal del oleaje (Relación 1), la sobreelevación por oleaje en la zona de lavado (η_{su}) varía entre 0.9 y 1.1 m y si aplicamos la formula empírica de campañas de mediciones y experimentos en laboratorios (Relación 2), la sobreelevación por oleaje en la zona de espuma (η_{su}) varía entre 0.2 y 0.3 m, para un rango de la constante de proporcionalidad entre 0.2 y 0.4.

El rango de valores de la sobreelevación por oleaje que se obtiene del procesamiento de las mediciones de altura del nivel del mar (0.1 – 0.3 m), es menor que el que se obtiene con la Relación 1 (0.9 -1.1 m), probablemente porque una de las suposiciones para su formulación es que la disipación de momento por fricción con el fondo del mar es considerado despreciable. El rango de valores de la constante de proporcionalidad que se obtiene del procesamiento de las mediciones de altura del nivel del mar (0.1 – 0.2), es ligeramente menor que el considerado en la Relación 2 (0.2 – 0.4), probablemente porque una de las suposiciones para su formulación es que las variaciones en la batimetría en la zona de espuma son considerados despreciables.

Referencias

- Apotsos, A., Raubenheimer, B., Elgar, S., Guza, R.T. and Smith, J.A. 2007. Effects of wave rollers and bottom stress on wave setup. *J. Geophysical Research* 112, C02003.
- Didier, D., Caulet, C., Bandet, M., Bernatchez, P., Dumont, D., Augereau, E., Floc'h, F. and Delacourt, C. 2020. Wave runup parameterization for sandy, gravel and platform beaches in a fetch-limited, large estuarine system. *Continental Shelf Research* 192: 104024.
- Gomes da Silva, P., Coco, G., Garnier, R. and Klein, A.H.F. 2020. On the prediction of runup, setup and swash on beaches. *Earth-Science Reviews* 204, 103148.
- Guza, R.T. and Thornton, E.B. 1981. Wave set-up on a natural beach. *J. Geophys. Res.* 86: 4133–4137.
- Hanslow, D.J. and Nielsen, P. 1992. Wave setup on beaches and in river entrances. In: *Proc. of the 23rd International Conference on Coastal Engineering*. Venice, Italy, pp. 240–252.
- Holman, R.A. and Sallenger, A.H. 1985. Setup and swash on a natural beach. *J. Geophys. Res.* 90: 945–953.
- Holman, R.A. 1986. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coast. Eng.* 9, 527–544.
- DOA-MARN. 2017. Variabilidad del campo medio del oleaje frente a la costa de El Salvador. <http://www.snet.gob.sv/ver/oceanografia/estudios/variabilidad+del+campo+medio+del+oleaje+frente+a+la+costa+de+el+salvador/>
- McCowan, J. 1891. On the solitary wave. *Philosophical Magazine*. 5th Series. Vol 36. Pp 430 – 437.
- Medellín, G., Brinkkemper, J.A., Torres-Freyermuth, A., Appendini, C.M., Mendoza, E.T. and Salles, P. 2016. Run-up parameterization and beach vulnerability assessment on a barrier island: a downscaling approach. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 16: 167–180.
- Munk, W. H. 1949. The solitary wave theory and its applications to surf problems. *Annals of the New York Academy of Sciences*. Vol 51. Pp 376 – 462.
- Raubenheimer, B., Guza, R.T. and Elgar, S. 2001. Field observations of wave-driven setdown and setup. *J. Geophys. Res.* 106: 4629–4638.

- Roelvink, D.; McCall, R.; Mehvar, S.; Nederhoff, K.; Dastgheib, A. 2018. Improving predictions of swash dynamics in XBeach: The role of groupiness and incident-band runup. *Coast. Eng.* 134, 103–123.
- Smith J. M. 2002. *Coastal Engineering Manual. Part II. Chapter IV. Surf Zone Hydrodynamics*
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A. and Sallenger, A.H. 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coast. Eng.* 53: 573–588.
- Stockdon, H.F.; Thompson, D.M.; Plant, N.G.; Long, W.J. 2014. Evaluation of wave runup predictions from numerical and parametric models. *Coast. Eng.* 92, 1–11.
- Van Ormondt, M.; Roelvink, D.; van Dongeren, A. A. 2021. Model-Derived Empirical Formulation for Wave Run-Up on Naturally Sloping Beaches. *J. Mar. Sci. Eng.* 9, 1185.

Figuras

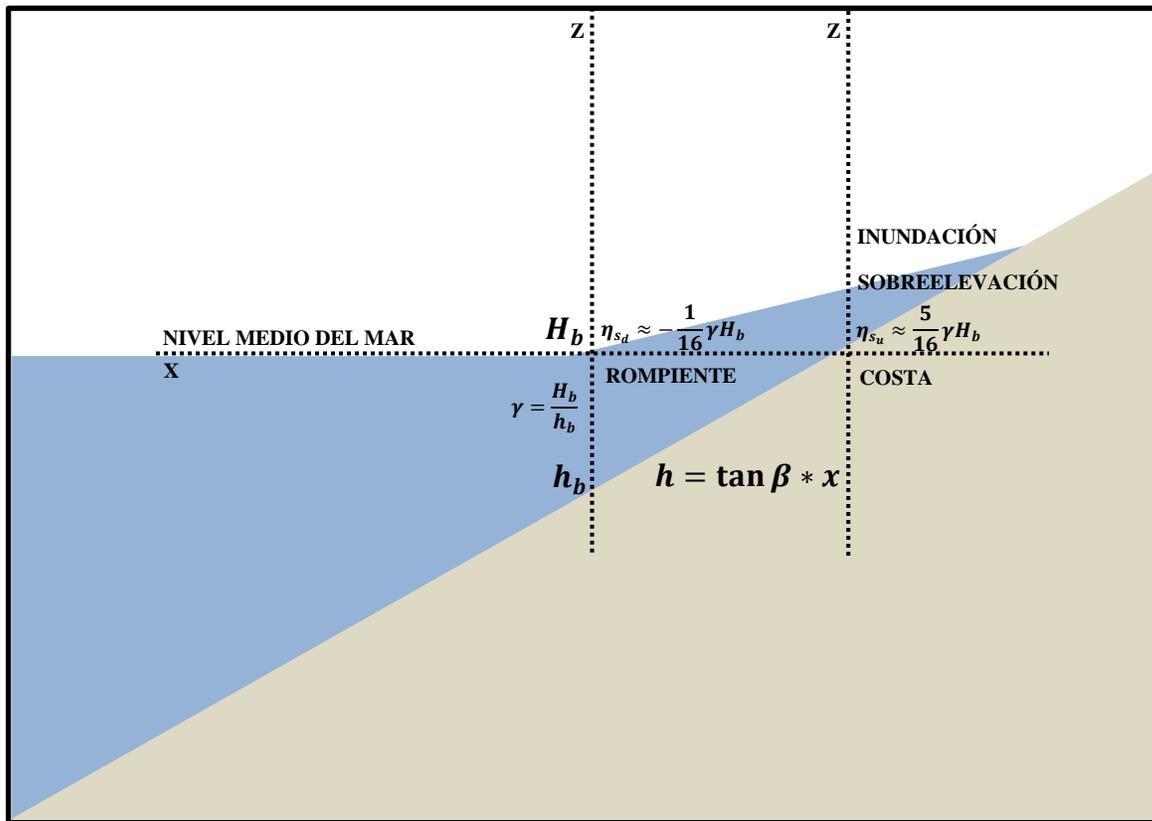


Figura 1. Esquema de la sobreelevación por oleaje. En la zona de rompiente es negativa ($\eta_{sd} \approx -\frac{1}{16} \gamma H_b$) y en la zona de espuma es positiva hasta alcanzar un valor máximo en la zona de lavado ($\eta_{su} \approx \frac{5}{16} \gamma H_b$).



Figura 2. Mareógrafo con sensor ultrasónico instalado al final del muelle en La Libertad. La longitud del muelle es 200 m y la profundidad del nivel medio del mar al final del muelle es de 5 m, por lo que la pendiente promedio de la playa es 1:40.

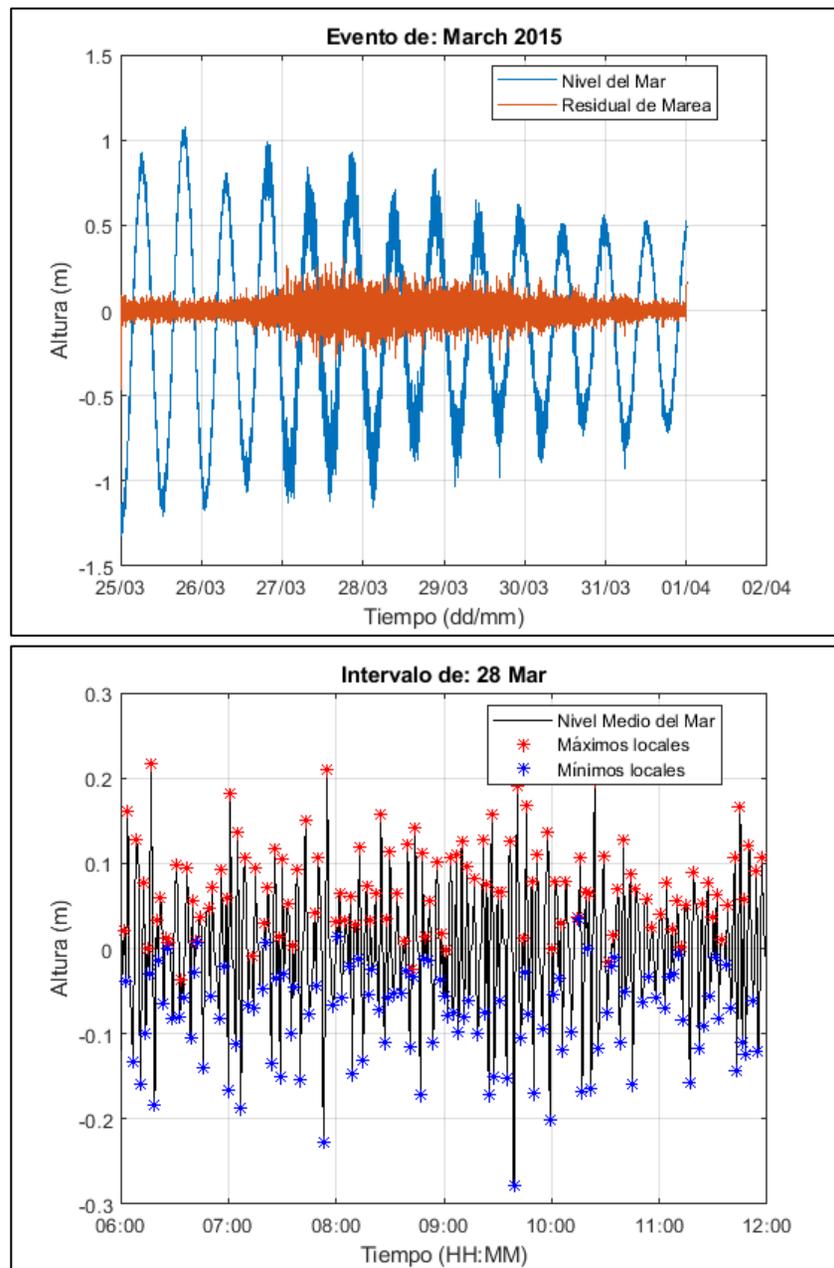


Figura 3. (a). Mediciones de altura del nivel del mar y residual de marea del evento de oleaje extremo en marzo del 2015. (b) Máximos y mínimos de la residual de marea en un intervalo de tiempo de 6 horas el 28 de marzo del 2015.

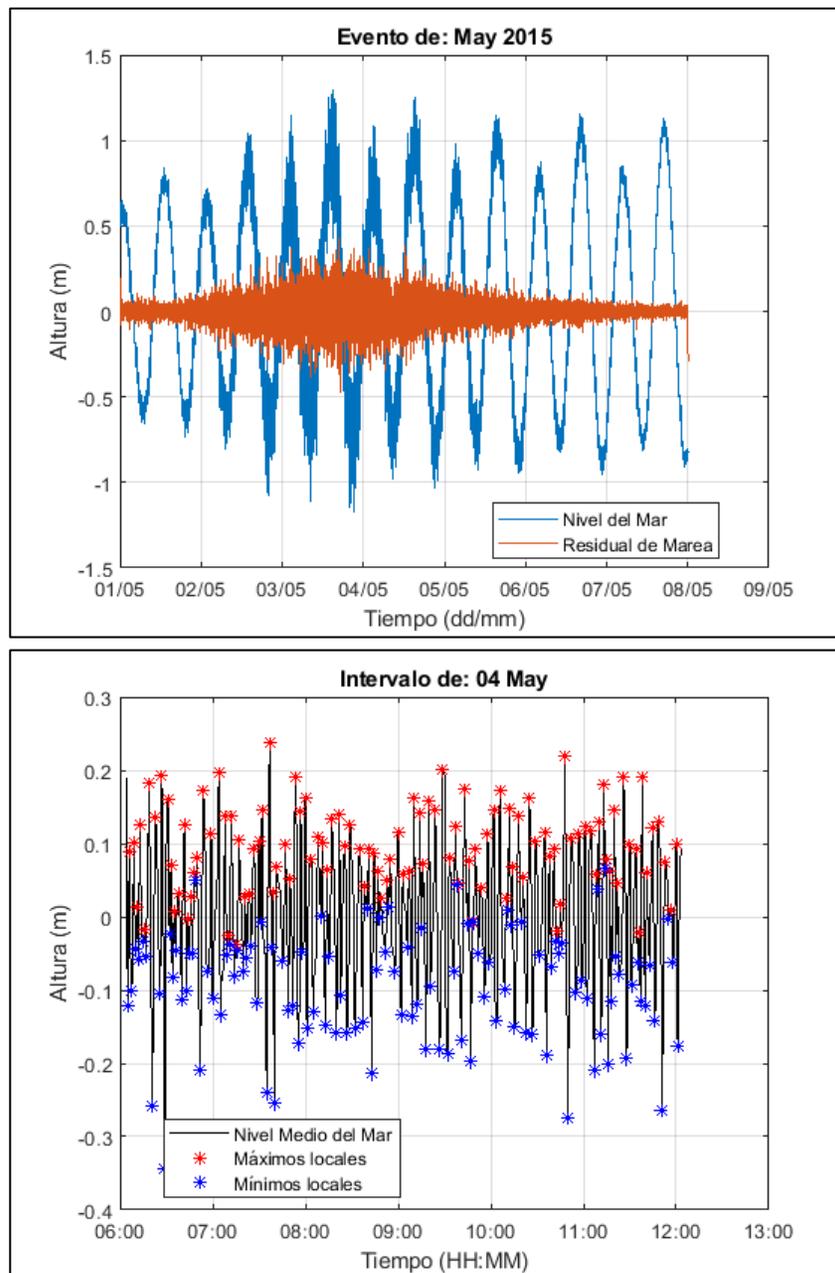


Figura 4. (a). Mediciones de altura del nivel del mar y residual de marea del evento de oleaje extremo en mayo del 2015. (b) Máximos y mínimos de la residual de marea en un intervalo de tiempo de 6 horas el 4 de mayo del 2015.

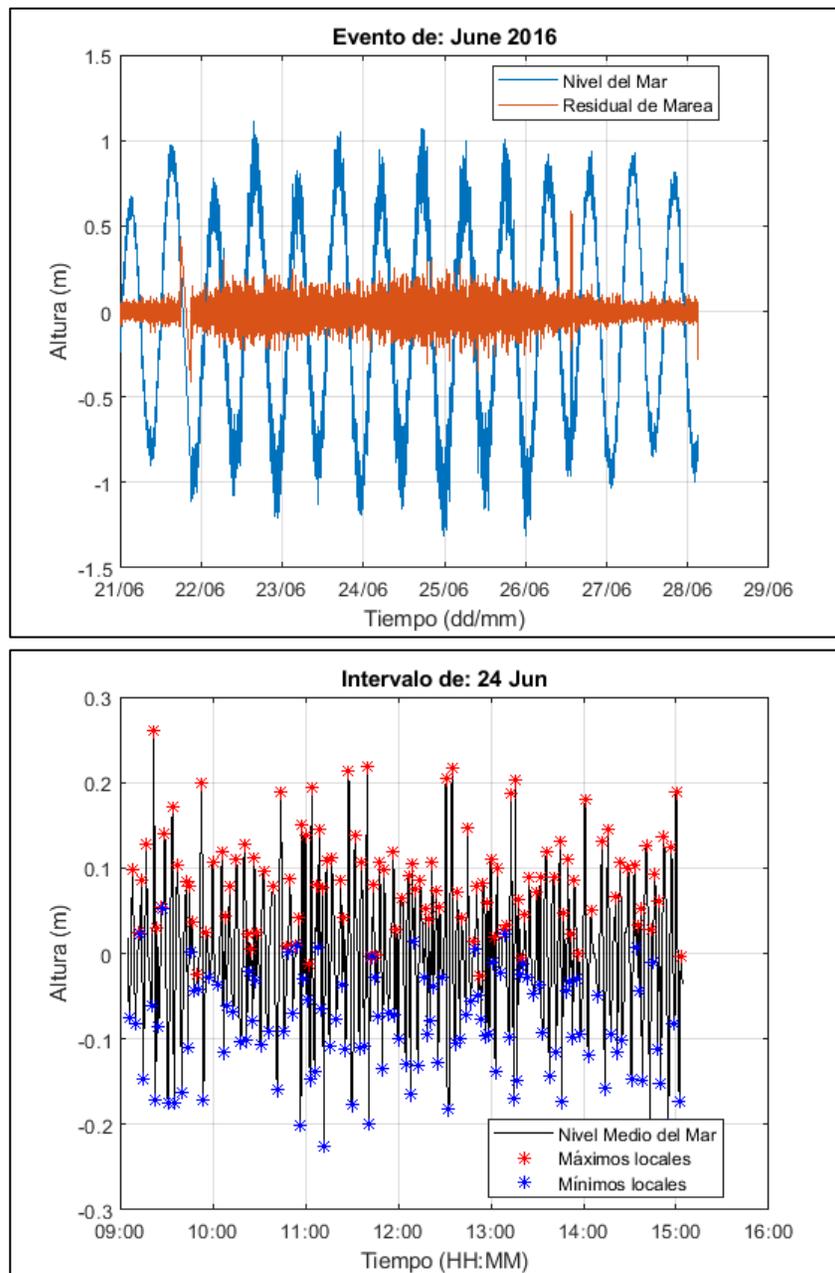


Figura 5. (a). Mediciones de altura del nivel del mar y residual de marea del evento de oleaje extremo en junio del 2016. (b) Máximos y mínimos de la residual de marea en un intervalo de tiempo de 6 horas el 24 de junio del 2016.

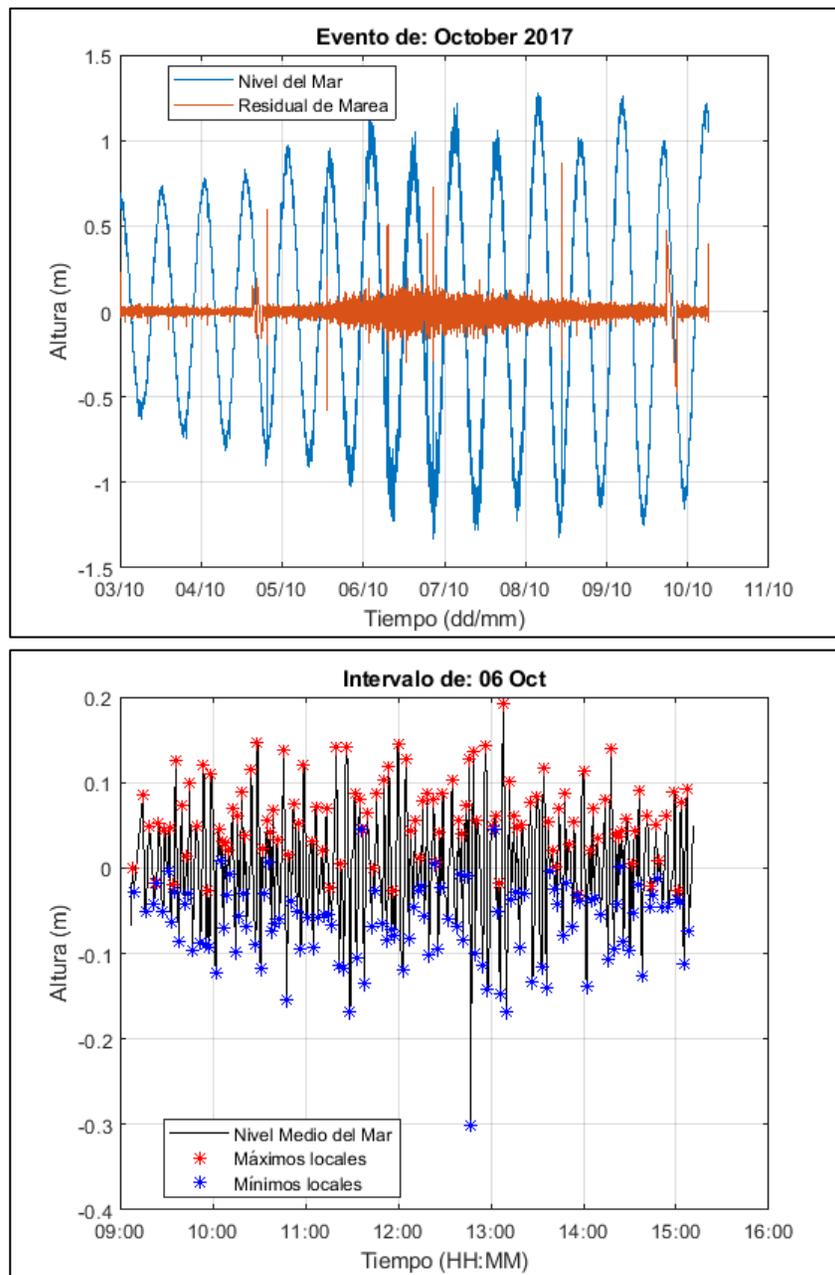


Figura 6. (a). Mediciones de altura del nivel del mar y residual de marea del evento de oleaje extremo en octubre del 2017. (b) Máximos y mínimos de la residual de marea en un intervalo de tiempo de 6 horas el 6 de octubre del 2017.

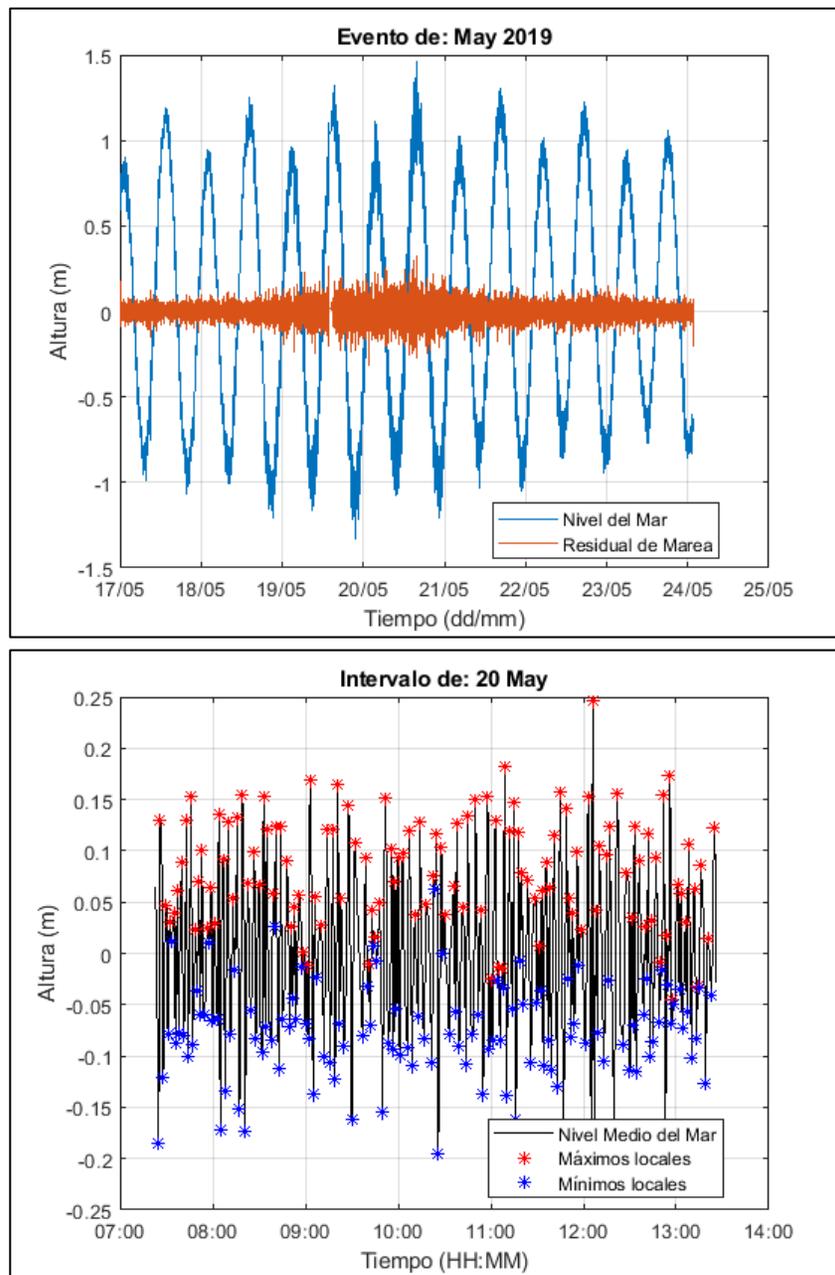


Figura 7. (a). Mediciones de altura del nivel del mar y residual de marea del evento de oleaje extremo en mayo del 2019. (b) Máximos y mínimos de la residual de marea en un intervalo de tiempo de 6 horas el 20 de mayo del 2019.

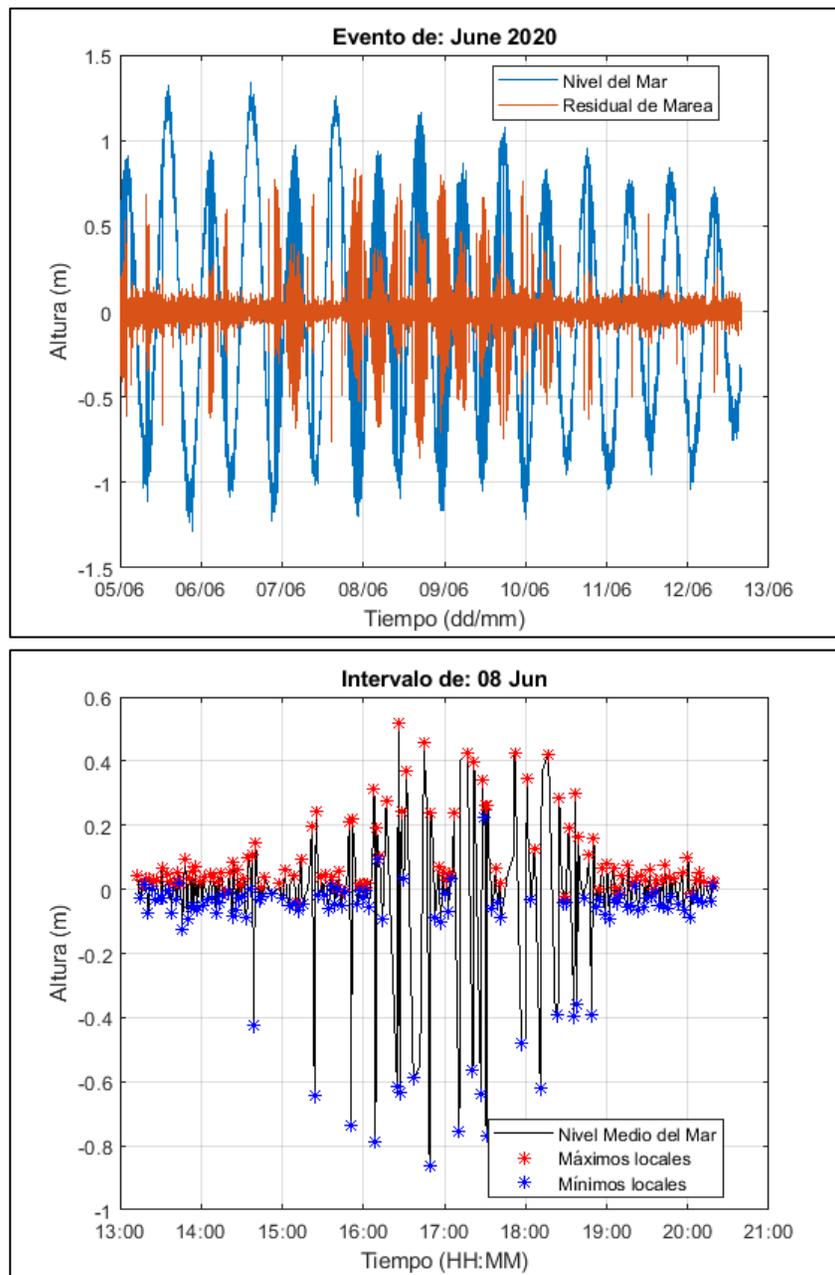


Figura 8. (a). Mediciones de altura del nivel del mar y residual de marea del evento de oleaje extremo en junio del 2020. (b) Máximos y mínimos de la residual de marea en un intervalo de tiempo de 6 horas el 8 de junio del 2020.

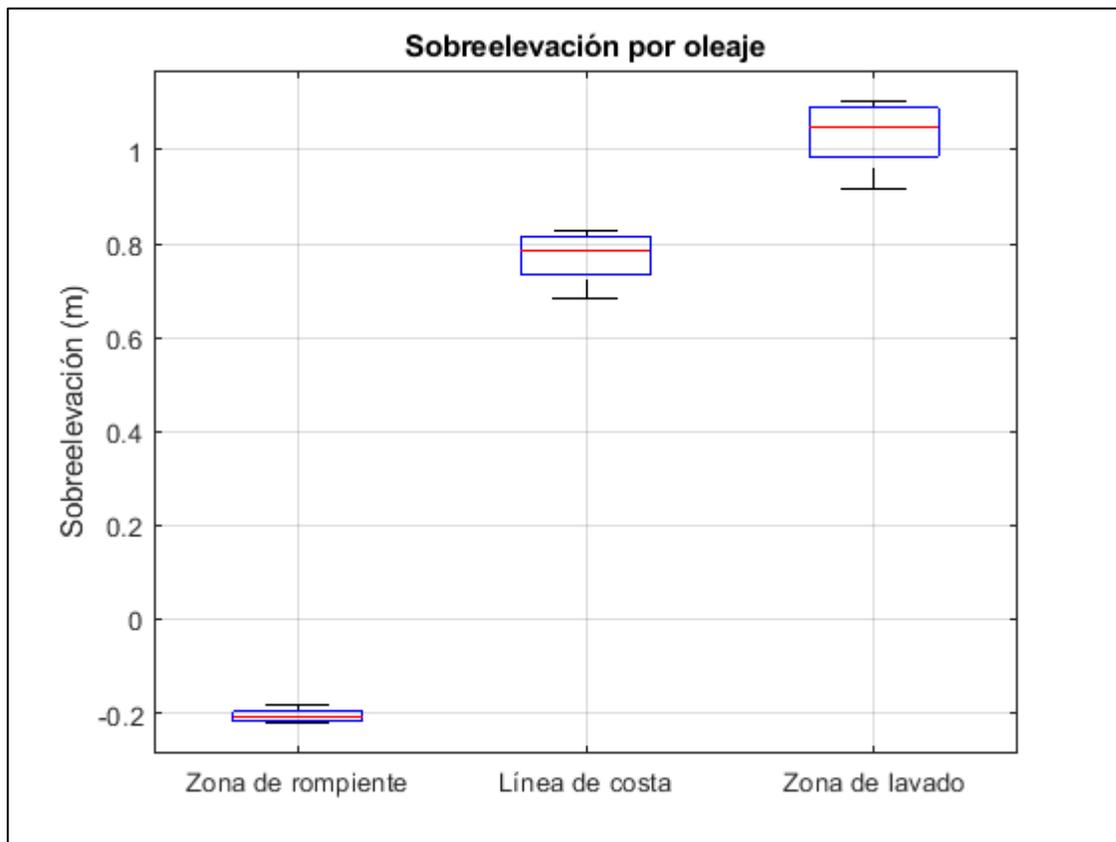


Figura 9. Diagrama de caja de la sobreelevación por oleaje. Considerando que la pendiente promedio de la playa en La Libertad es 0.025 y que el oleaje que arriba a El Salvador es de altura entre 1.5 y 2.5 m y período entre 15 y 25 s, la mediana de la sobreelevación por oleaje en la zona de rompiente es -0.2 m, en la línea de costa es 0.8 m y en la zona de lavado 1.1 m.

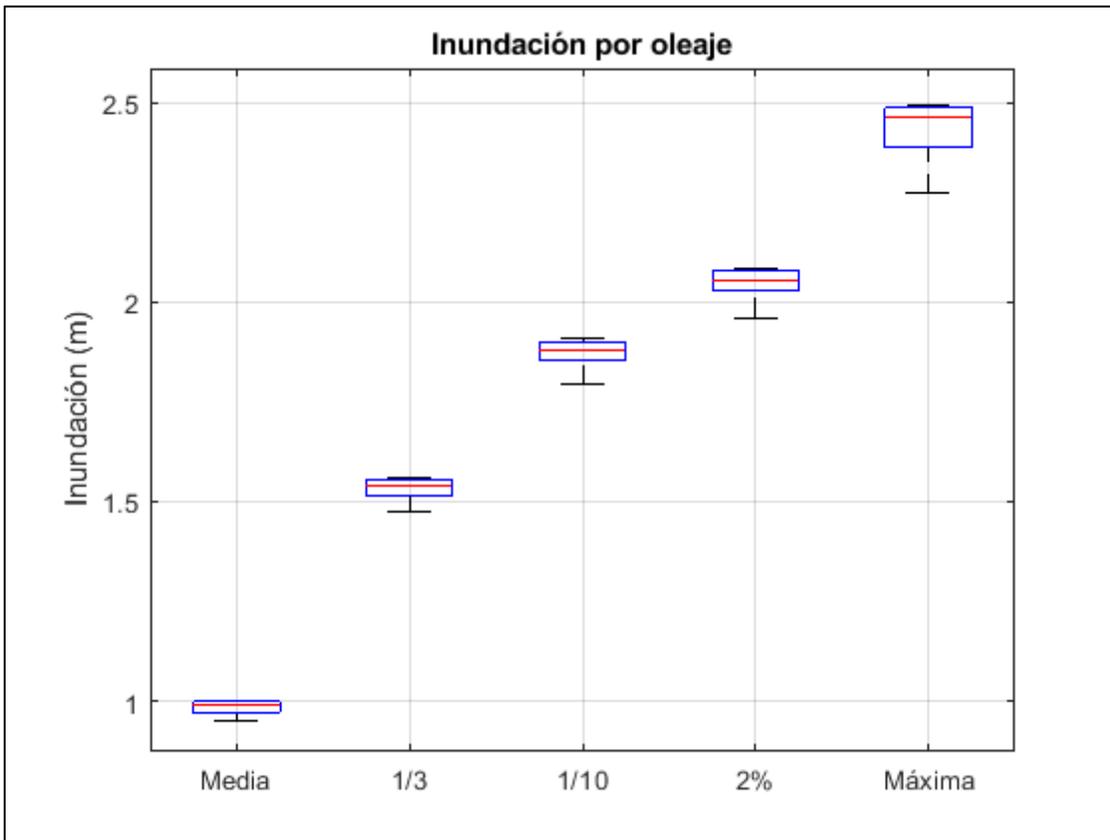


Figura 10. Diagrama de caja de la inundación por oleaje. Considerando que la pendiente promedio de la playa en La Libertad es 0.025 y que el oleaje que arriba a El Salvador es de altura entre 1.5 y 2.5 m y período entre 15 y 25 s, la mediana de la inundación por oleaje para la altura media de las olas es 1.0 m, para la altura 1/3 de las olas más altas es 1.5 m, para la altura 1/10 de las olas más altas es 1.9 m, para la altura 2% de las olas más altas es 2.1 m y de la altura máxima de las olas es 2.5 m.

Tablas

| Mes | Año |
|--------------|------------|--------------|------------|--------------|------------|--------------|------------|--------------|------------|--------------|------------|
| 03 | 2015 | 05 | 2015 | 06 | 2016 | 10 | 2017 | 05 | 2019 | 06 | 2020 |
| H_o (m) | T (s) |
| 1.4 | 13 | 1.6 | 15 | 1.4 | 16 | 2.2 | 9 | 1.6 | 15 | 2.0 | 16 |
| 1.5 | 16 | 1.6 | 15 | 1.5 | 16 | 2.0 | 9 | 1.7 | 14 | 1.9 | 15 |
| 1.5 | 16 | 1.7 | 18 | 1.7 | 15 | 1.9 | 9 | 1.7 | 18 | 1.9 | 15 |
| 1.5 | 15 | 1.9 | 17 | 1.7 | 15 | 1.8 | 9 | 1.8 | 18 | 1.8 | 15 |
| 1.5 | 15 | 2.1 | 16 | 1.8 | 21 | 1.9 | 9 | 1.9 | 18 | 1.9 | 14 |
| 1.5 | 15 | 2.2 | 23 | 2.0 | 21 | 1.9 | 9 | 1.9 | 17 | 1.8 | 14 |
| 1.7 | 20 | 2.4 | 22 | 2.1 | 20 | 2.1 | 22 | 2.0 | 16 | 1.7 | 18 |
| 1.7 | 22 | 2.6 | 21 | 2.2 | 19 | 2.4 | 21 | 2.0 | 16 | 1.8 | 18 |
| 1.8 | 20 | 2.7 | 20 | 2.3 | 19 | 2.5 | 20 | 1.9 | 15 | 1.9 | 17 |
| 1.9 | 20 | 2.7 | 19 | 2.3 | 18 | 2.5 | 19 | 1.9 | 15 | 2.0 | 17 |
| 2.1 | 19 | 2.7 | 19 | 2.4 | 18 | 2.6 | 19 | 1.9 | 15 | 2.2 | 17 |
| 2.2 | 18 | 2.6 | 18 | 2.4 | 18 | 2.8 | 18 | 1.8 | 15 | 2.4 | 16 |
| 2.2 | 18 | 2.4 | 18 | 2.4 | 17 | 2.8 | 18 | 1.7 | 14 | 2.2 | 17 |
| 2.2 | 17 | 2.3 | 17 | 2.4 | 17 | 2.9 | 17 | 1.7 | 14 | 2.2 | 16 |
| 2.2 | 17 | 2.2 | 17 | 2.5 | 17 | 2.9 | 17 | 1.7 | 19 | 2.2 | 16 |
| 2.1 | 16 | 2.1 | 16 | 2.6 | 17 | 2.8 | 16 | 1.8 | 19 | 2.1 | 16 |
| 2.1 | 16 | 2.0 | 16 | 2.7 | 20 | 2.8 | 16 | 1.8 | 18 | 2.1 | 16 |
| 2.0 | 16 | 1.9 | 16 | 2.7 | 20 | 2.8 | 15 | 1.9 | 18 | 2.0 | 15 |
| 2.0 | 16 | 1.8 | 15 | 2.7 | 19 | 2.6 | 15 | 2.0 | 17 | 1.9 | 15 |
| 1.9 | 16 | 1.8 | 15 | 2.6 | 19 | 2.4 | 15 | 2.1 | 17 | 1.8 | 15 |
| 1.8 | 15 | 1.7 | 15 | 2.5 | 18 | 2.2 | 14 | 2.2 | 17 | 1.8 | 22 |
| 1.8 | 15 | 1.6 | 14 | 2.4 | 18 | 2.1 | 14 | 2.3 | 16 | 1.8 | 21 |
| 1.7 | 15 | 1.5 | 14 | 2.2 | 17 | 2.0 | 14 | 2.5 | 16 | 1.8 | 20 |
| 1.6 | 14 | 1.5 | 14 | 2.0 | 17 | 1.9 | 14 | 2.8 | 16 | 2.0 | 19 |
| 1.5 | 14 | 1.4 | 14 | 1.9 | 16 | 1.7 | 13 | 2.6 | 16 | 2.0 | 19 |
| 1.4 | 14 | 1.3 | 13 | 1.8 | 16 | 1.6 | 13 | 2.4 | 16 | 2.0 | 18 |
| 1.4 | 14 | 1.3 | 13 | 1.7 | 16 | 1.5 | 13 | 2.5 | 15 | 2.0 | 18 |
| 1.3 | 14 | 1.3 | 20 | 1.7 | 15 | 1.5 | 12 | 4.2 | 9 | 2.0 | 17 |

Tabla 1. Altura significativa y período de la componente pico del oleaje en aguas profundas de 6 eventos extremos de oleaje. Las características del oleaje (altura y período) se obtuvieron con el modelo de la NOAA (antes WW3, ahora GFS-Wave). Los 6 eventos de oleaje extremo superaron el umbral de alerta ($50 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-1}$).

Metodología para cálculo de sobreelevación por oleaje (set-up) en zonas costeras

| Mes | Año |
|--------------------|--------------|--------------------|--------------|--------------------|--------------|--------------------|--------------|--------------------|--------------|--------------------|--------------|
| 03 | 2015 | 05 | 2015 | 06 | 2016 | 10 | 2017 | 05 | 2019 | 06 | 2020 |
| η_{su} (m) | C (s/u) |
| 0.05 | 0.11 | 0.06 | 0.10 | 0.05 | 0.09 | 0.02 | 0.06 | 0.05 | 0.09 | 0.10 | 0.15 |
| 0.06 | 0.11 | 0.06 | 0.11 | 0.06 | 0.10 | 0.03 | 0.07 | 0.06 | 0.10 | 0.09 | 0.14 |
| 0.05 | 0.09 | 0.05 | 0.06 | 0.07 | 0.11 | 0.03 | 0.07 | 0.05 | 0.07 | 0.08 | 0.13 |
| 0.05 | 0.08 | 0.07 | 0.10 | 0.09 | 0.15 | 0.02 | 0.05 | 0.06 | 0.08 | 0.09 | 0.14 |
| 0.05 | 0.09 | 0.10 | 0.13 | 0.13 | 0.15 | 0.02 | 0.05 | 0.06 | 0.07 | 0.09 | 0.14 |
| 0.05 | 0.10 | 0.13 | 0.13 | 0.15 | 0.17 | 0.02 | 0.05 | 0.07 | 0.10 | 0.08 | 0.14 |
| 0.07 | 0.08 | 0.13 | 0.13 | 0.15 | 0.17 | 0.03 | 0.03 | 0.07 | 0.09 | 0.06 | 0.08 |
| 0.09 | 0.10 | 0.18 | 0.17 | 0.14 | 0.15 | 0.03 | 0.03 | 0.08 | 0.11 | 0.07 | 0.09 |
| 0.12 | 0.15 | 0.26 | 0.26 | 0.14 | 0.16 | 0.03 | 0.03 | 0.10 | 0.15 | 0.06 | 0.09 |
| 0.16 | 0.18 | 0.25 | 0.26 | 0.12 | 0.14 | 0.04 | 0.04 | 0.12 | 0.19 | 0.05 | 0.06 |
| 0.19 | 0.22 | 0.29 | 0.31 | 0.12 | 0.14 | 0.06 | 0.07 | 0.13 | 0.20 | 0.06 | 0.08 |
| 0.17 | 0.20 | 0.21 | 0.23 | 0.11 | 0.13 | 0.08 | 0.09 | 0.15 | 0.24 | 0.08 | 0.10 |
| 0.14 | 0.17 | 0.23 | 0.27 | 0.15 | 0.19 | 0.12 | 0.13 | 0.12 | 0.21 | 0.08 | 0.09 |
| 0.14 | 0.18 | 0.19 | 0.23 | 0.18 | 0.21 | 0.12 | 0.13 | 0.17 | 0.29 | 0.10 | 0.13 |
| 0.14 | 0.18 | 0.18 | 0.23 | 0.19 | 0.22 | 0.11 | 0.12 | 0.16 | 0.21 | 0.14 | 0.19 |
| 0.14 | 0.18 | 0.15 | 0.20 | 0.17 | 0.20 | 0.11 | 0.13 | 0.15 | 0.19 | 0.13 | 0.18 |
| 0.13 | 0.17 | 0.13 | 0.18 | 0.15 | 0.15 | 0.10 | 0.12 | 0.11 | 0.14 | 0.10 | 0.14 |
| 0.12 | 0.17 | 0.11 | 0.16 | 0.16 | 0.15 | 0.09 | 0.11 | 0.09 | 0.12 | 0.09 | 0.14 |
| 0.12 | 0.18 | 0.09 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.08 | 0.10 | 0.09 | 0.11 | 0.08 | 0.12 |
| 0.11 | 0.16 | 0.09 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.07 | 0.10 | 0.08 | 0.11 | 0.07 | 0.11 |
| 0.10 | 0.16 | 0.08 | 0.14 | 0.10 | 0.11 | 0.06 | 0.09 | 0.08 | 0.10 | 0.06 | 0.07 |
| 0.08 | 0.12 | 0.07 | 0.13 | 0.10 | 0.12 | 0.06 | 0.10 | 0.08 | 0.10 | 0.07 | 0.08 |
| 0.09 | 0.15 | 0.07 | 0.12 | 0.08 | 0.10 | 0.05 | 0.08 | 0.08 | 0.11 | 0.09 | 0.10 |
| 0.06 | 0.10 | 0.05 | 0.10 | 0.07 | 0.09 | 0.04 | 0.08 | 0.08 | 0.10 | 0.10 | 0.11 |
| 0.07 | 0.12 | 0.05 | 0.10 | 0.05 | 0.08 | 0.04 | 0.07 | 0.07 | 0.09 | 0.07 | 0.09 |
| 0.06 | 0.11 | 0.04 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 0.04 | 0.07 | 0.07 | 0.09 | 0.08 | 0.10 |
| 0.04 | 0.08 | 0.04 | 0.08 | 0.06 | 0.09 | 0.03 | 0.07 | 0.06 | 0.09 | 0.07 | 0.08 |
| 0.04 | 0.08 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.09 | 0.03 | 0.05 | 0.06 | 0.11 | 0.08 | 0.11 |

Tabla 2. Sobreelevación por oleaje y constante de proporcionalidad de esta con la estimada con una fórmula empírica. La sobreelevación por oleaje se obtuvo procesando mediciones de la altura del nivel de mar del mareógrafo en La Libertad. La fórmula empírica la estima como el producto del parámetro de similitud o número de Iribarren por la altura significativa en aguas profundas.