



MINISTERIO DE  
MEDIO AMBIENTE  
Y RECURSOS  
NATURALES

# Variabilidad del nivel del mar en la costa de El Salvador

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales

**Contenido**

<b>Resumen .....</b>	<b>3</b>
<b>Introducción.....</b>	<b>5</b>
<b>Metodología.....</b>	<b>6</b>
<b>Resultados .....</b>	<b>13</b>
<b>Discusión.....</b>	<b>14</b>
<b>Referencias .....</b>	<b>15</b>
<b>Anexos .....</b>	<b>16</b>
Figuras.....	16
Tablas.....	22

## Resumen

Las variaciones en el tiempo en la altura del nivel del mar, deben estar referidas a un nivel de referencia. Este nivel de referencia es necesario, en el diseño de obras como canales de navegación e infraestructura de protección, porque las variaciones en la altura del nivel del mar, nos indican cuál es la profundidad mínima para la navegación o la elevación máxima para una infraestructura. Además el nivel de referencia permite comparar las variaciones en el tiempo del nivel del mar, entre diferentes localizaciones. Debido a que la altura de los niveles de referencia que se calculan a partir de las mediciones de altura del nivel del mar solo se puede calcular en aquellas localizaciones que cuentan con mareógrafos y dado que estas no están correlacionadas entre sí, se definieron como referencia los niveles geodésicos verticales. En las localizaciones donde se tienen mareógrafos se definió como el cero del nivel geodésico vertical el Nivel Medio del Mar. Por ejemplo en Acajutla el nodo de la red geodésica tiene una altura de 6 m sobre el Nivel Medio del Mar el cual está a 2 m sobre el fondo del mar. En un estudio sobre las variaciones del Nivel Medio del Mar y sus implicaciones para infraestructura costera en Estados Unidos [CCCMSL, 1987], se señala que las variaciones de la altura del nivel del mar están asociadas principalmente a la marea astronómica, el oleaje, al viento y presión atmosférica. Además se menciona que existen variaciones de largo período que pueden estar asociados al calentamiento global, la subsidencia debida a la compactación de los estratos y la subducción debida a la deriva de placas tectónicas. La principal conclusión del estudio en mención es que el nivel del mar en la costa de Estados Unidos se ha incrementado en los últimos 100 años a razón de 30 cm en la costa este, 11 cm en la costa oeste y en la costa del Golfo de México entre 20 cm (oeste de la península de Florida) y 100 cm (planicie del delta del río Misisipi).

Para estudiar las variaciones del nivel del mar en la costa de El Salvador se procesaron series de mediciones de la altura del nivel del mar de los mareógrafos en Acajutla (1962 – 2001) y La Unión (1954 – 1986). Las series temporales se descargaron del servidor del Centro del Nivel del Mar de la Universidad de Hawái. La hipótesis de trabajo que se consideró es que, la altura del nivel del mar es una superposición de señales asociadas a diferentes agentes causales, algunos permanentes (marea astronómica, sobreelevación por oleaje, señal asociada al calentamiento global) y otros ocasionales (apilamiento por tormenta, tsunamis, señal asociada a la variabilidad climática). La propagación de la onda de marea en los océanos genera un constante vaivén en la altura del nivel del mar y alternancia en el sentido de su corriente. La marea es generada por las fuerza de atracción de los astros sobre la Tierra, principalmente la Luna por su cercanía y el Sol por su tamaño. Este constante vaivén en la altura del nivel del mar provoca que su corriente alterne su sentido bombeando agua desde los océanos hacia las costas y viceversa, generando intercambio y mezcla de agua salada y dulce, en el interior de las lagunas costeras (golfos, bahías, esteros). Cuando las olas se aproximan a la línea de costa su pendiente aumenta a medida que la profundidad disminuye.

Cuando la pendiente alcanza un valor límite las olas rompen generando las corrientes costeras y la sobreelevación del nivel del mar. Cuanto mayor es la altura de las olas, mayor es la profundidad de la zona de rompiente. Cuando las olas rompen ponen en suspensión el sedimento el cual es transportado por las corrientes, modificando la batimetría del fondo del mar y morfología de la línea de costa. La hidrodinámica en la zona de espuma, permite estudiar las transformaciones de las olas cuando estas rompen, las variaciones del nivel del mar y los gradientes de las corrientes. Para descomponer las series temporales de las mediciones de la altura del nivel del mar en las señales asociadas a diferentes agentes causales se emplea el análisis espectral. El objetivo de este método es describir la distribución de la energía en función de la frecuencia de un conjunto finito de datos. Una aplicación del análisis espectral es identificar los períodos de las señales que conforman un conjunto finito de datos.

A las series temporales de mediciones de la altura del nivel del mar en los puertos de Acajutla y La Unión, se les resta la marea astronómica para obtener la residual de marea. La marea astronómica se obtuvo mediante modelo numérico de las Ecuaciones para Ondas en Aguas Someras (SWE por sus siglas en inglés), utilizando la suite de programas desarrollados en la Universidad de Oregon (OTIS por sus siglas en inglés) que resuelven la marea barotrópica mediante el método Generalizado Inverso [Egbert and Eroffeva. 2002]. Se les ajustó un polinomio de primer orden [Turner, 1966] para obtener la tendencia del Nivel Medio del Mar (NMM) como estimador de variación de largo período (+2.6 mm/año en Acajutla y +3.9 mm/año en La Unión), es decir dentro de 100 años el NMM en Acajutla será 26 cm y en La Unión 39 cm mayor que el actual. Se les calculó el Rango Intercuartil como estimador del Nivel Medio del Mar (1.0 m en Acajutla y 1.5 m en La Unión) y el Rango total como estimador del Rango del Nivel del Mar (3.1 m en Acajutla y 4.4 m en La Unión). Se les aplicó análisis espectral [Thomas, John and Abe. 2015], para obtener la Densidad Espectral de Energía (PSD por sus siglas en inglés) para identificar los períodos de las señales de mayor energía. En la PSD de las mediciones, las señales de mayor energía ( $m^2/cph$ ) son las semidiurna (77 en Acajutla y 181 en La Unión) y diurna (1.9 en Acajutla y 2.3 en La Unión). La señal semidiurna es uno o dos órdenes de magnitud mayor que la señal diurna porque la marea en El Salvador es del tipo semidiurna. Se les aplicó un filtro de promedio móvil anual [Achelis, 1995] para obtener la componente de estacionalidad del Nivel del Mar. La variabilidad interanual está asociada principalmente a la ocurrencia del fenómeno ENOS (El Niño/Oscilación del Sur) dado que la mayoría de valores extremos (máximos y mínimos) se observan en años de sus fases (cálida y fría). En años El Niño (1982/83, 1991/92, 1997/98), el Nivel Medio del Mar aumentó entre 8 – 17 cm en Acajutla y entre 4 – 8 cm en La Unión, mientras que en años La Niña (1973/74, 1984/85), disminuyó entre 6 – 11 cm en Acajutla y entre 4 – 6 cm en La Unión.

## Introducción

Las variaciones en el tiempo en la altura del nivel del mar, deben estar referidas a un nivel de referencia. Este nivel de referencia es necesario, en el diseño de obras como canales de navegación e infraestructura de protección, porque las variaciones en la altura del nivel del mar, nos indican cuál es la profundidad mínima para la navegación o la elevación máxima para una infraestructura. Además el nivel de referencia permite comparar las variaciones en el tiempo del nivel del mar, entre diferentes localizaciones.

Una forma de calcular la altura de niveles de referencia, es a partir de las mediciones de altura del nivel del mar en una localización y por lo tanto es específico para esa localización. Un nivel de referencia ampliamente usado es el Nivel Medio del Mar el cual es el promedio de mediciones horarias de la altura del nivel del mar sobre un intervalo de tiempo que permita resolver los armónicos de largo período de la marea astronómica y filtrar el apilamiento por tormenta y la sobrelevación por oleaje. El intervalo de tiempo que se recomienda es de 18.6 años, cuando los planos de rotación de la Luna alrededor de la Tierra y de esta alrededor del Sol coinciden.

Si el intervalo de tiempo de las mediciones de la altura del nivel del mar es menor que 18.6 años, o si el Nivel Medio del Mar se estima a partir de las predicciones horarias de la marea astronómica, se recomienda promediar un número entero de ciclos de mareas (días), mareas vivas (meses) o mareas equinocciales (años). En el caso de solo estimar a partir de las predicciones horarias de la marea astronómica, se puede calcular el Nivel Medio de Marea el cual es el promedio del Nivel Medio de Pleamar y el Nivel Medio de Bajamar.

El Nivel Medio del Mar es el nivel de referencia para las elevaciones del terreno, mientras que el Nivel Medio de Bajamar Inferior es el nivel de referencia para las profundidades del fondo del mar. Debido a que los planos de rotación de la Tierra y la Luna forman un ángulo, sus ejes de rotación no son paralelos, existe una pleamar superior, la mayor pleamar del día, y una bajamar inferior, la menor bajamar del día, lo que se conoce como desigualdad diurna. El Nivel Medio de Bajamar Inferior es el promedio de las mediciones o predicciones horarias de las bajamares inferiores sobre un intervalo de tiempo largo o un número entero de ciclos de marea.

Debido a que la altura de los niveles de referencia que se calculan a partir de las mediciones de altura del nivel del mar solo se puede calcular en aquellas localizaciones que cuentan con mareógrafos y dado que estas no están correlacionadas entre sí, se definieron los niveles de referencia verticales geodésicos. En las localizaciones donde se tienen mareógrafos se definió como el cero del nivel geodésico el Nivel Medio del Mar. Por ejemplo en Acajutla el nodo de la red geodésica tiene una altura de 6 m sobre el Nivel Medio del Mar el cual está a 2 m sobre el fondo del mar (Figura 1).

En un estudio sobre las variaciones del Nivel Medio del Mar y sus implicaciones para infraestructura costera en Estados Unidos [CCCMSL, 1987], se señala que las variaciones de la altura del nivel del mar están asociadas principalmente a la marea astronómica, el oleaje y al viento y presión atmosférica de las tormentas. Además se menciona que existen variaciones de largo período que pueden estar asociados al calentamiento global, la subsidencia debida a la compactación de los estratos y la subducción debida a la deriva de placas tectónicas.

El promedio de la altura del nivel del mar, Nivel Medio del Mar, se está incrementando en la mayoría de estaciones mareográficas del mundo con algunas excepciones localizadas en áreas que anteriormente estuvieron congeladas: Alaska, Canadá, Suecia, Noruega, Finlandia, Escocia. Estas excepciones son interpretadas como levantamiento de la corteza terrestre por la pérdida de peso.

Variaciones en el nivel del mar que se extienden por todo un océano, como el Pacífico, y con intervalo de ocurrencia entre 2 y 7 años, son atribuidos a fenómenos como El Niño / Oscilación del Sur, a los que están asociados anomalías en la temperatura y presión atmosférica en la superficie del mar que pueden ocasionar incrementos y decrementos en el Nivel Medio del Mar entre 15 y 30 cm.

La principal conclusión del estudio en mención es que el nivel del mar en la costa de Estados Unidos se ha incrementado en los últimos 100 años a razón de 30 cm en la costa este, 11 cm en la costa oeste y en la costa del Golfo de México entre 20 cm (oeste de la península de Florida) y 100 cm (planicie del delta del río Misisipi).

En el diseño de infraestructura costera se debe tomar en cuenta las variaciones del nivel del mar aquí descritas. Por ejemplo si la altura de diseño de un muelle es 5 m sobre el Nivel Medio del Mar y mediante el ajuste de un polinomio de primer orden a mediciones de la altura del nivel del mar se ha estimado que el gradiente del Nivel Medio del Mar es +5 mm/año, la altura de diseño para una vida útil de 50 años debería ser 5.25 m y de 100 años 5.5 m, es decir el margen de seguridad para evitar que el nivel del agua sobrepase el nivel del muelle es entre 5% y 10%.

## Metodología

Para estudiar las variaciones del nivel del mar en la costa de El Salvador se procesaron series temporales de mediciones de la altura del nivel del mar de los mareógrafos en Acajutla (1962 – 2001) y La Unión (1954 – 1986). Las series temporales se descargaron del servidor del Centro del Nivel del Mar de la Universidad de Hawái. La hipótesis de trabajo que se consideró es que, la altura del nivel del mar es una superposición de señales asociadas a diferentes agentes causales, algunos permanentes (marea astronómica, sobreelevación por

oleaje, señal asociada al calentamiento global) y otros ocasionales (apilamiento por tormenta, tsunamis, señal asociada a la variabilidad climática).

La propagación de la onda de marea en los océanos genera un constante vaivén en la altura del nivel del mar y alternancia en el sentido de su corriente. La marea es generada por las fuerza de atracción de los astros sobre la Tierra, principalmente la Luna por su cercanía y el Sol por su tamaño. Este constante vaivén en la altura del nivel del mar provoca que su corriente alterne su sentido bombeando agua desde los océanos hacia las costas y viceversa, generando intercambio y mezcla de agua salada y dulce, en el interior de las lagunas costeras (golfos, bahías, esteros).

El rango de marea, diferencia de la altura del nivel del mar entre marea alta y baja, es función de la posición relativa de la Luna y el Sol con respecto a la Tierra y varía de localización a localización. Los períodos principales de la marea están asociados al paso de la Luna y el Sol por el zenit lo cual ocurre cada 12 horas con 25 minutos y cada 24 horas. Debido a lo anterior la marea cada día se retrasa 50 minutos.

El tipo de marea (semidiurna, diurna o mixta) en una localización, depende de los períodos principales de la marea y de las interacciones de la onda de marea con la batimetría del fondo del mar y morfología de la línea de costa, cuando esta se propaga. La deducción de la fuerza de marea, está basada en la Ley de la Gravitación Universal que establece que, la fuerza con que se atraen dos cuerpos es directamente proporcional al producto de sus masas, e inversamente proporcional a la distancia entre ellos al cuadrado:

$$F_g = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

Donde  $F_g$  es la fuerza de gravitación,  $G$  es la constante de gravitación,  $m_1$  y  $m_2$  son las masas de los cuerpos y  $r$  es la distancia entre ellos. El valor de la constante de gravitación se puede obtener de la fuerza de gravitación que ejerce la Tierra sobre una masa unitaria en su superficie:

$$G = g \frac{a^2}{E}$$

Donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $a$  es el radio y  $E$  es la masa de la Tierra. Sustituyendo las variables por sus valores se obtiene:

$$G = 9.81 \frac{(6.37 \times 10^6)^2}{5.97 \times 10^{24}} = 6.68 \times 10^{-11} m^3 \cdot kg^{-1} \cdot s^{-2}$$

La fuerza de marea es el gradiente del potencial de marea que la Luna y el Sol ejercen sobre la Tierra. El potencial de marea es ligeramente mayor en la superficie que en el centro de la Tierra. El potencial de marea en la superficie de la Tierra se define como:

$$V_M = -\frac{GM}{R_{MX}} \quad V_S = -\frac{GS}{R_{SX}}$$

Donde  $M$  y  $S$  son las masas de la Luna y el Sol y  $R_{MX}$  y  $R_{SX}$  son las distancias de la Luna y el Sol hasta el punto  $X(x, y, z)$  en la superficie de la Tierra.

Al aplicar el operador nabra ( $\nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$ ) al potencial de marea se obtiene la fuerza de marea:

$$F_X = -\nabla[V_M + V_S]$$

En la Figura 2 se presenta un esquema que incluye un triángulo cuyos lados son la distancia del Astro (Luna o Sol) a la superficie de la Tierra ( $R_{AS}$ ), la distancia del Astro al centro de la Tierra ( $R_{AC}$ ), el radio promedio de la Tierra ( $a$ ) y el ángulo ( $\varphi$ ) que se forma entre  $R_{AC}$  y  $a$ .

Utilizando la ley de los cosenos, la distancia del Astro a la Tierra se puede escribir como:

$$R_{MX}^2 = a^2 + R_{ME}^2 - 2aR_{ME} \cos \varphi \quad R_{SX}^2 = a^2 + R_{SE}^2 - 2aR_{SE} \cos \varphi$$

Por lo que el potencial de marea en la superficie de la Tierra se puede describir como:

$$V_M = -\frac{GM}{R_{MX}} \left\{ 1 - 2 \cos \varphi \frac{a}{R_{MX}} + \frac{a^2}{R_{MX}^2} \right\}^{-1/2} \quad V_S = -\frac{GS}{R_{SX}} \left\{ 1 - 2 \cos \varphi \frac{a}{R_{SX}} + \frac{a^2}{R_{SX}^2} \right\}^{-1/2}$$

Que pueden ser expandidos en una serie de polinomios de Legendre:

$$V_M = -\frac{GM}{R_{MX}} \left\{ 1 + \frac{a}{R_{MX}} P_1 + \frac{a^2}{R_{MX}^2} P_2 + \frac{a^3}{R_{MX}^3} P_3 + \dots \right\}$$

$$V_S = -\frac{GS}{R_{SX}} \left\{ 1 + \frac{a}{R_{SX}} P_1 + \frac{a^2}{R_{SX}^2} P_2 + \frac{a^3}{R_{SX}^3} P_3 + \dots \right\}$$

Donde  $P$  son los polinomios de Legendre:

$$P_1 = \cos \varphi; P_2 = \frac{1}{2}(3\cos^2 \varphi - 1); P_3 = \frac{1}{2}(5\cos^3 \varphi - 3\cos \varphi); \dots$$

Al aplicar el operador nabra al potencial para obtener la fuerza de marea, el primer término (1) es cero por ser una constante, el segundo término ( $\frac{a}{R_{AX}} P_1$ ) es una fuerza que está en



balance con la fuerza centrífuga y el tercer término ( $\frac{a^2}{R_{AX}^2} P_2$ ) es la fuerza de marea. Los otros términos ( $\frac{a^n}{R_{AX}^n} P_n$ ) de la expansión en serie de polinomios de Legendre, son despreciables porque  $\frac{a}{R_{AX}} \approx \frac{1}{60}$ .

En las mediciones de la altura del nivel del mar en cualquier localidad se puede observar: tipo de marea; desigualdad diurna; mareas vivas; mareas equinocciales. La marea es semidiurna sí cada día hay dos mareas altas y dos mareas bajas. Este tipo de marea se observa en gran parte de las costas de América (costa este de Norteamérica, costa oeste de Centroamérica, costa oeste y este del norte de Suramérica). La marea es diurna sí cada día hay una marea alta y una marea baja. Este tipo de marea se observa en el Golfo de México y Alaska. La marea es mixta si cada día hay 4 mareas pero 2 son cercanas al Nivel Medio del Mar. Este tipo de marea se observa en la costa Oeste de Canadá y Estados Unidos, el Mar Caribe y algunas secciones de la línea de costa de Suramérica (Chile, Uruguay y sur de Brasil).

La desigualdad diurna de la marea se debe a que los ejes de rotación de la Tierra y la Luna no son paralelos. La altura del nivel del mar en la marea alta que se observa cuando la Luna está en el zenit de una cierta localidad es mayor que la que se observa aproximadamente 12 horas después cuando la Luna está en el horizonte.

Las mareas vivas se deben a la alternancia en el alineamiento Tierra, Luna y Sol. Cuando la Tierra está alineada con la Luna y el Sol (luna nueva o luna llena), lo cual ocurre aproximadamente cada 15 días, las fuerzas de atracción de los astros se suman por lo que la altura del nivel del mar en marea alta es mayor que el promedio y en marea baja es menor que el promedio. Por otro lado cuando la Tierra está en cuadratura con la Luna el Sol (cuarto creciente, cuarto menguante), lo cual ocurre aproximadamente cada 15 días, las fuerzas de atracción de los astros se descomponen en dos componentes por lo que la altura del nivel del mar en marea alta es menor que el promedio y en marea baja es mayor que el promedio.

Las mareas equinocciales se deben a que los planos de traslación de la Tierra y la Luna no son paralelos al plano de rotación del Sol en la Bóveda Celeste (eclíptica). El rango de marea, diferencia en la altura del nivel del mar en marea alta y marea baja, es mayor alrededor de los equinoccios porque es cuando el plano de traslación de la Tierra es paralelo a la eclíptica.

Cuando las olas se aproximan a la línea de costa su pendiente aumenta a medida que la profundidad disminuye. Cuando la pendiente alcanza un valor límite las olas rompen generando las corrientes costeras y la sobre elevación del nivel del mar. Cuanto mayor es la altura de las olas, mayor es la profundidad de la zona de rompiente.

Cuando las olas rompen se forma la zona de espuma entre la zona de rompimiento y la línea de costa. La hidrodinámica en la zona de espuma, controlada por el rompimiento de las olas, describe las corrientes paralelas y perpendiculares a la línea de costa, la sobre elevación del nivel del mar en la zona de espuma y la inundación por oleaje en la playa.

Cuando las olas rompen ponen en suspensión el sedimento el cual es transportado por las corrientes, modificando la batimetría del fondo del mar y morfología de la línea de costa. La hidrodinámica en la zona de espuma, permite estudiar las transformaciones de las olas cuando estas rompen, las variaciones del nivel del mar y los gradientes de las corrientes.

Esta caracterización es necesaria para estimar las afectaciones de las tormentas (daños en infraestructura e inundación costera), cuantificar cambios en la planta y perfil de playas, diseñar infraestructuras marítimas y de protección e implementar la restauración de playas.

A medida que las olas se aproximan a las playas en la línea de costa su longitud ( $L$ ) disminuye y su altura ( $H$ ) aumenta y por consiguiente su pendiente ( $H/L$ ) aumenta. Las olas rompen cuando la pendiente alcanza un valor límite el cual es función de la profundidad relativa ( $d/L$ ) y de la pendiente de la playa ( $\tan\beta$ ).

La zona de rompimiento se define como la zona donde la altura ( $H$ ) tiende a su valor máximo ( $H_b$ ). En la zona de rompimiento la pendiente de las olas ( $H_b/L$ ) tiende a ser igual a la profundidad relativa ( $d_b/L$ ).

Dos índices que se utilizan para definir la zona de rompimiento son el índice de la profundidad de rompimiento y el índice de la altura de rompimiento:

$$\gamma_b = \frac{H_b}{d_b} \quad \Omega_b = \frac{H_b}{H_o}$$

Para ondas solitarias propagándose sobre fondo plano el valor estimado de  $\gamma_b$  es 0.78 [McCowan, 1891].

Para oleaje regular, olas de igual altura y período, el valor estimado de  $\Omega_b$  se puede calcular con las siguientes relaciones:

$$\Omega_b = 0.3 \left( \frac{H_o}{L_o} \right)^{-1/3} \quad (Munk, 1949) \quad \Omega_b = 0.56 \left( \frac{H_o}{L_o} \right)^{-1/5} \quad [Komar \text{ and } Gauhan, 1973]$$

Donde el subíndice  $o$  representa aguas profundas.

En la zona de espuma las olas avanzan hacia la playa como una pared de agua cuya altura se puede estimar con el método de similitud que supone que el índice de la profundidad de rompimiento se conserva (la altura es directamente proporcional a la profundidad):

$$H_b = \gamma_b d_b$$

A partir de esta relación es posible calcular la sobreelevación por oleaje en la altura del nivel del mar y las corrientes paralelas a la línea de costa. El método de la similitud es aplicable para fondos planos con pendiente de playa de  $1/30$  ( $\tan\beta = 0.03$ ). Sí la pendiente de la playa es mayor la altura de las olas es subestimada y por el contrario sí la pendiente de la playa es menor la altura de las olas es sobreestimada.

La ecuación hidrodinámica que describe la sobreelevación por oleaje en la altura del nivel del mar ( $\bar{\eta}$ ) es la siguiente:

$$\frac{d\bar{\eta}}{dx} = -\frac{1}{\rho g d} \frac{dS_{xx}}{dx}$$

Donde  $\rho$  es la densidad del agua de mar,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $d$  es la profundidad total ( $d = \text{Nivel Medio del Mar} + \bar{\eta}$ ) y  $S_{xx}$  es la componente del esfuerzo de radiación perpendicular en la dirección perpendicular a la costa.

Longuet-Higgins y Stewart (1963), bajo los supuestos de la teoría lineal de ondas de amplitud pequeña, integran la ecuación hidrodinámica para obtener una expresión para la sobreelevación por oleaje:

$$\bar{\eta} = -\frac{1}{8} \frac{H^2 k}{\sinh 2 kd}$$

Donde  $k = 2\pi/L$  es el número de onda.

El máximo valor negativo de la sobreelevación por oleaje ocurre en la zona de rompiente:

$$\bar{\eta}_b = -\frac{1}{16} \gamma_b^2 d_b$$

Substituyendo en la ecuación hidrodinámica, la expresión del esfuerzo de radiación ( $S_{xx} = \frac{3}{16} \rho g H^2$ ) y aplicando el método de similitud ( $H_b = \gamma_b d_b$ ), se obtiene una expresión para el gradiente de la sobreelevación por oleaje en la zona de espuma (Figura 3):

$$\frac{d\bar{\eta}}{dx} = \frac{1}{1 + \frac{8}{3\gamma_b^2}} \tan\beta$$

Combinando ambas expresiones ( $\bar{\eta}_b$  y  $\frac{d\bar{\eta}}{dx}$ ) se obtiene una expresión para la sobreelevación por oleaje en la intersección del Nivel Medio del Mar y la costa:

$$\bar{\eta}_s = \bar{\eta}_b + \left[ \frac{1}{1 + \frac{8}{3\gamma_b^2}} \right] H_b$$

Donde el segundo término es la sobreelevación en la zona de espuma.

La sobreelevación por oleaje máxima en la costa se puede estimar con las expresiones:

$$\begin{cases} \bar{\eta}_{max} = \bar{\eta}_s + \frac{d\bar{\eta}}{dx} \Delta x \\ \Delta x = \frac{\bar{\eta}_s}{\tan \beta - \frac{d\bar{\eta}}{dx}} \end{cases}$$

Conocida también como inundación por oleaje.

Para descomponer las series temporales de las mediciones de la altura del nivel del mar en las señales asociadas a diferentes agentes causales se emplea el análisis espectral. El objetivo de este método es describir la distribución de la energía en función de la frecuencia de un conjunto finito de datos. Una aplicación del análisis espectral es identificar las frecuencias, los períodos, de las señales que conforman un conjunto finito de datos.

La distribución de la energía en función de la frecuencia, de un proceso aleatorio estacionario ( $X_n$ ), que se conoce como Densidad Espectral de Energía (PSD por sus siglas en inglés), está relacionada matemáticamente a la auto-correlación por la transformada discreta de Fourier:

$$P_{xx}(f) = \frac{1}{f_s} \sum_{m=-\infty}^{\infty} R_{xx}(m) e^{-jm2\pi f/f_s}$$

Donde  $f_s = \frac{2\pi}{w} f$  es la frecuencia de muestreo.

La auto-correlación ( $R_{xx}(m)$ ) se puede obtener de la Densidad Espectral de Energía ( $P_{xx}(f)$ ) por medio de la transformada continua inversa de Fourier:

$$R_{xx}(m) = \int_{-f_s/2}^{f_s/2} P_{xx}(f) e^{jm2\pi f/f_s} df$$

La energía promedio ( $R_{xx}(0)$ ) del proceso aleatorio estacionario ( $X_n$ ) hasta la frecuencia de Nyquist<sup>1</sup> es representada por:

---

<sup>1</sup> Frecuencia de Nyquist. Es el recíproco del doble del intervalo de muestreo ( $\frac{1}{2\Delta t}$ ) del proceso aleatorio ( $X_n$ ).

$$R_{xx}(0) = \int_{-f/2}^{f/2} P_{xx}(f)df$$

Existen al menos tres tipos de métodos para estimar la Densidad Espectral de Energía ( $P_{xx}(f)$ ): no paramétricos; paramétricos; sub-espaciales.

En los métodos no paramétricos la estimación se hace por medio de la transformada discreta de Fourier de  $L$  muestras del proceso aleatorio:

$$P_{xx}(f) = \frac{1}{Lf_s} \left| \sum_{n=0}^{L-1} X_L(n)e^{-jn2\pi f_n/f_s} \right|^2$$

## Resultados

A las series temporales de mediciones de la altura del nivel del mar en los puertos de Acajutla y La Unión, se les resta la marea astronómica para obtener la residual de marea (Figura 4). La marea astronómica se obtuvo mediante modelo numérico de las Ecuaciones para Ondas en Aguas Someras (SWE por sus siglas en inglés), utilizando la suite de programas desarrollados en la Universidad de Oregon (OTIS por sus siglas en inglés) que resuelven la marea barotrópica mediante el método Generalizado Inverso [Egbert and Eroffeva. 2002].

Basados en la hipótesis de trabajo que las mediciones de la altura del nivel del mar es una superposición de señales asociadas a diferentes agentes causales y en el supuesto de que la varianza estadística es una medida de la energía que cada una de estas representa, se calculó el porcentaje de la varianza de la marea astronómica con respecto a la varianza total (95% en Acajutla y 72% en La Unión).

A las series temporales de las mediciones de la altura del nivel del mar en los puertos de Acajutla y La Unión, se les calculó el Rango Intercuartil como estimador del Nivel Medio del Mar (1.0 m en Acajutla y 1.5 m en La Unión) y el Rango total como estimador del Rango del Nivel del Mar (3.1 m en Acajutla y 4.4 m en La Unión).

A las series temporales de las mediciones de la altura del nivel del mar se les ajustó un polinomio de primer orden [Turner, 1966] para obtener la tendencia del Nivel Medio del Mar (NMM) como estimador de variación de largo período (+2.6 mm/año en Acajutla y +3.9 mm/año en La Unión), es decir dentro de 100 años el NMM será mayor que el actual: 26 cm en Acajutla y 39 cm en La Unión (Tabla 1).

A las series temporales de mediciones, predicciones y residuales de la altura del nivel del mar en los puertos de Acajutla y La Unión se les aplicó análisis espectral [Thomas, John and Abe. 2015], para obtener la Densidad Espectral de Energía (PSD) para identificar los

períodos de las señales de mayor energía (Figura 5). En la PSD de las mediciones, las señales de mayor energía ( $m^2/cph$ ) son las semidiurna (77 en Acajutla y 181 en La Unión) y diurna (1.9 en Acajutla y 2.3 en La Unión). La señal semidiurna es uno o dos órdenes de magnitud mayor que la señal diurna porque la marea en El Salvador es del tipo semidiurna (Tabla 2). En la PSD de las predicciones, las señales de mayor energía ( $m^2/cph$ ) son las semidiurna (76 en Acajutla y 122 en La Unión) y diurna (1.9 en Acajutla y 1.9 en La Unión). En la Bahía de La Unión la energía de la señal semidiurna medida es mayor que la predicha (48%), debido probablemente a que al ser un cuerpo de agua rodeado de tierra la brisa marina contribuye significativamente en dicha energía. La señal quincenal, responsable de las mareas vivas, en ambos puertos tiene una energía de 0.02. En la PSD de las residuales, mediciones menos predicciones, las señales de mayor energía ( $m^2/cph$ ) son las semidiurna (0.2 en Acajutla y 12.3 en La Unión) y diurna (0.02 en Acajutla y 0.18 en La Unión). En la Bahía de La Unión la señal de período de 6 horas está amplificadas por un factor de 2.7 (medición 0.6 y residual 1.6), debido probablemente a que la frecuencia principal de resonancia, dada su geometría (15 km x 5 km x 5 m), es cercana a ese período. En ambos puertos se observan señales de energía mayor que el nivel de ruido ( $P_{xx}(f) > O[10^{-3}]$ ), que probablemente están asociados a otros agentes causales como las interacciones de las señales de la brisa marina y marea astronómica con el fondo marino y línea de costa (períodos de 8, 5, 4 y 3 horas).

A las series temporales de las mediciones se les aplico un filtro de promedio móvil anual [Achelis, 1995] para obtener la componente de estacionalidad del Nivel del Mar. La variabilidad interanual está asociada principalmente a la ocurrencia del fenómeno ENOS (El Niño/Oscilación del Sur) dado que la mayoría de valores extremos (máximos y mínimos) se observan en años de sus fases (cálida y fría). En años El Niño (1982/83, 1991/92, 1997/98), el Nivel Medio del Mar aumentó entre 8 – 17 cm en Acajutla y entre 4 – 8 cm en La Unión, mientras que en años La Niña (1973/74, 1984/85), disminuyo entre 6 – 11 cm en Acajutla y entre 4 – 6 cm en La Unión (Tabla 3).

A las series temporales de residuales se les aplicado un filtro pasa-baja con ventana Kaiser de 24 horas [Parks and Burrus, 1987] para obtener la Densidad Espectral de Energía (PSD) de la componente estocástica. Las señales de mayor energía ( $m^2/cpd$ ) son las de 2 meses (0.05 en Acajutla y 0.03 en La Unión) y 9 meses (0.43 en Acajutla y 0.23 en La Unión).

## Discusión

Un estimador de la energía es la varianza. La variabilidad en la altura del nivel del mar en la costa de El Salvador, está dominada por la marea astronómica, que representa el 95% en Acajutla y el 72% en La Unión de la varianza total. El Nivel Medio del Mar es 1 m en Acajutla y 1.5 m en La Unión. La tendencia es a incrementar 2.6 mm.año<sup>-1</sup> en Acajutla y 3.9 mm.año<sup>-1</sup> en La Unión. En años de fase cálida (fría) del El Niño/Oscilación del Sur, ha

aumentado (disminuido) entre 8 – 17 cm (6 – 11 cm) en Acajutla y entre 4 – 8 cm (4 – 6 cm) en La Unión.

Estos hallazgos muestran que la variabilidad en la altura del nivel del mar en la Costa de El Salvador, debe ser considerada en acciones de un Plan de Gestión de la Zona Costera Marina como la planificación e implementación de proyectos de construcción, mantenimiento, modernización de canales e infraestructura, porque determina la profundidad mínima y altura máxima para la navegación y operación portuaria segura.

## Referencias

- Achelis, S. B. 1995. Thecnical Analysis from A to Z. Second printing. McGraw-Hill. Pp. 184-192.
- Airy, G. B. 1845. Tides and Waves, Encyc. Metrop., Article 192, pp 241-396.
- CCCMSL 1987. Committee on Engineering Implications of Changes in Relative Mean Sea Level. 1987. Responding to Changes in Sea Level Engineering Implications. Marine Board. Commission on Engineering and Technical Systems, National Research Council. National Academy Press, Washington, DC, 148 p.
- Caldwell, P. C., M. A. Merrifield, P. R. Thompson. 2015. Sea level measured by tide gauges from global oceans — the Joint Archive for Sea Level holdings (NCEI Accession 0019568), Version 5.5, NOAA National Centers for Environmental Information, Dataset.
- Egbert, G.D., and Erofeeva, S.Y. 2002. Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. American Meteorological Society. Vol 19, pp 183-204.
- Komar, P.D., and Gaughan, M. K. 1973. Airy wave theory and breaker height prediction, Proceedings of the 13<sup>th</sup> Coastal Engineering Conference, American Society of Civil Engineers, pp 405-418.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart. R. W. 1963. A note on wave setup. Journal of Marine Research. Vol 21, No 1, pp 4-10.
- McCowan, J. 1891. On the solitary wave, Philosophical Magazine, 5<sup>th</sup> Series, Vol 36, pp 430-437.
- 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.
- Parks, T. W. and Burrus, C. S. 1987. Digital Filter Design. John Willey & Sons. Pp. 256 – 266.
- Savage A. C. et al. 2017. Frequency content of sea surface height variability from internal gravity waves to mesoscale eddies. J. Geophys. Res.

Thomas, B. E., John, S. K., Abe, S. Power Spectral Density Computation using modified Welch method. International Journal of Science Technology & Engineering. Volume 2. Issue 4.

Turner, L. R. 1966. Inverse of the Vandermonde matrix with applications. Lewis Research Center. NASA Technical Note. D-3547.

## Anexos

### Figuras

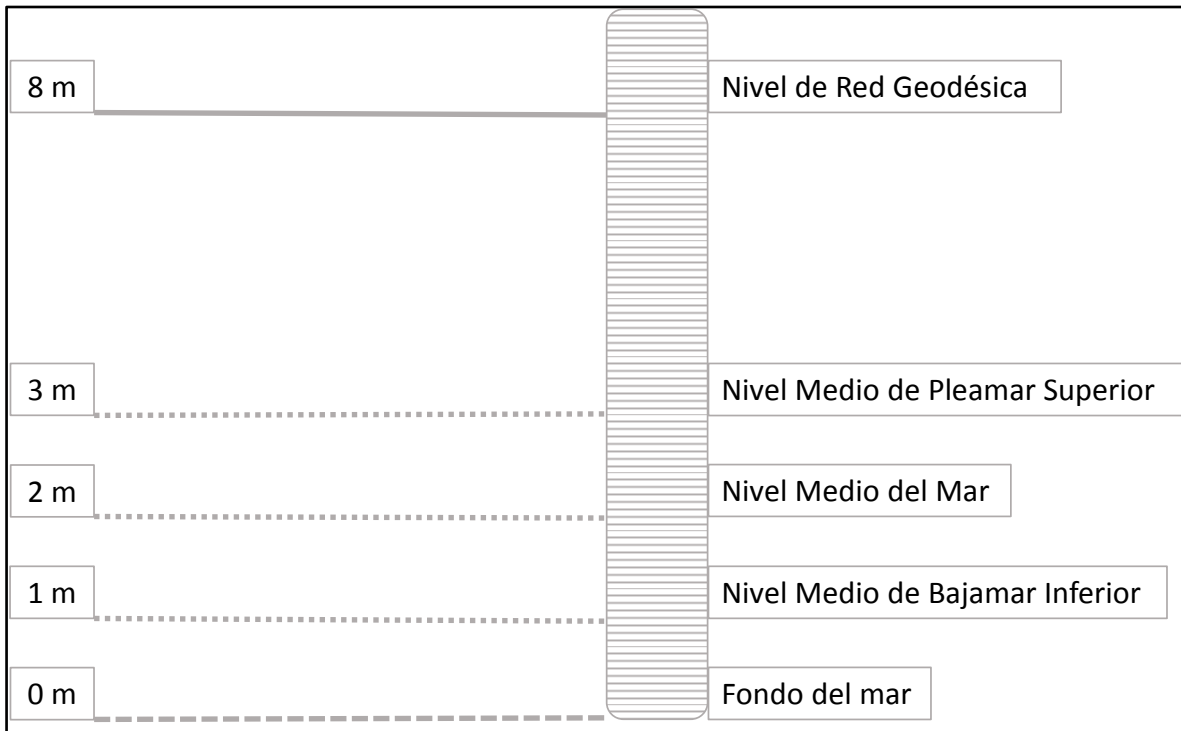


Figura 1. Alturas de los niveles de referencia en el puerto de Acajutla. El sensor de radar del mareógrafo está instalado a la altura del plafón de los muelles del puerto, 6 m sobre el Nivel Medio del Mar y 8 m sobre el fondo del mar. Las mediciones de la altura del nivel del mar oscilan entre 5.5 y 7.5 m.



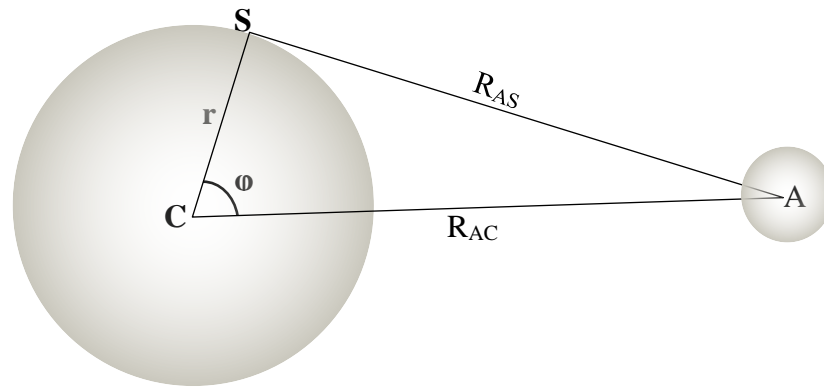


Figura 2. Fuerza de marea. La fuerza de marea es el gradiente (diferencia) del potencial de marea que ejerce el Astro (Luna o Sol) sobre el centro y la superficie de la Tierra.

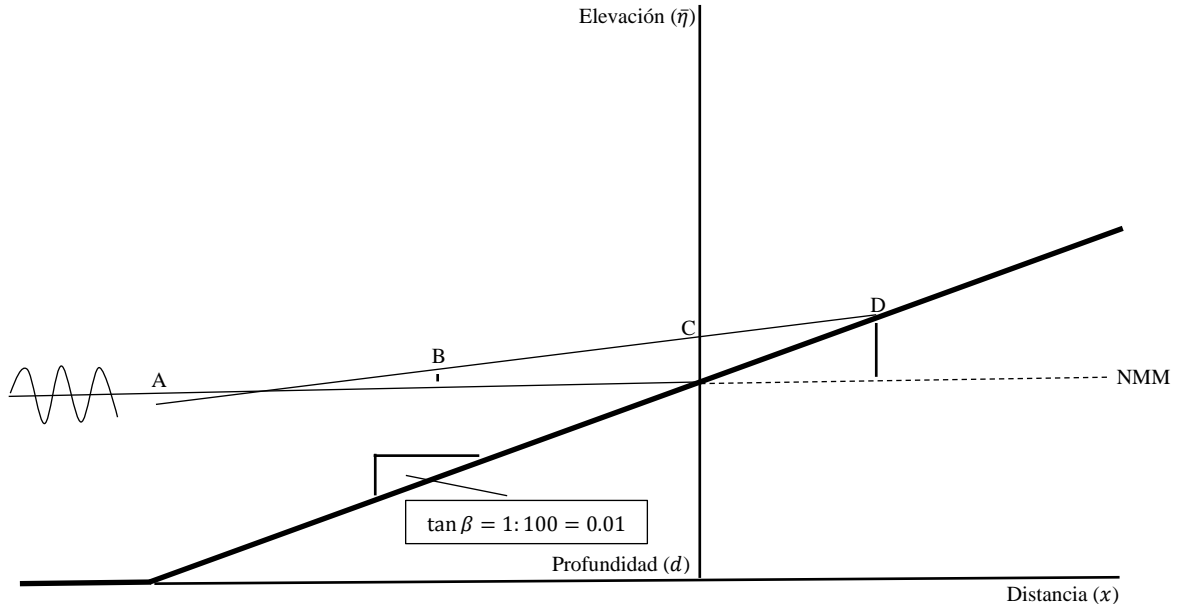


Figura 3. Esquema de la sobrelevación e inundación por oleaje. Sobre el Nivel Medio del Mar (NMM) se propagan las olas. En la zona de rompiente el valor de la sobrelevación por oleaje es mínimo y negativo ( $A < 0$ ). En la zona de espuma la sobrelevación por oleaje aumenta y es positiva ( $0 < B < C$ ). En la playa alcanza su valor máximo ( $C < D$ ) denominado inundación por oleaje.

Si aplicamos la siguiente relación:

$$\frac{d\bar{\eta}}{dx} \approx \frac{\Delta\bar{\eta}}{\Delta x} \equiv \frac{\bar{\eta}_b - \bar{\eta}}{(x_b - x)}$$

Se obtiene:

	x (m)	d (m)	$\eta$ (m)
A	334.0	3.3	-0.14
B	167.0	1.7	0.21
C	0.0	0.0	0.56
D	-71.0	-0.7	0.71

Variabilidad del nivel del mar en la costa de El Salvador

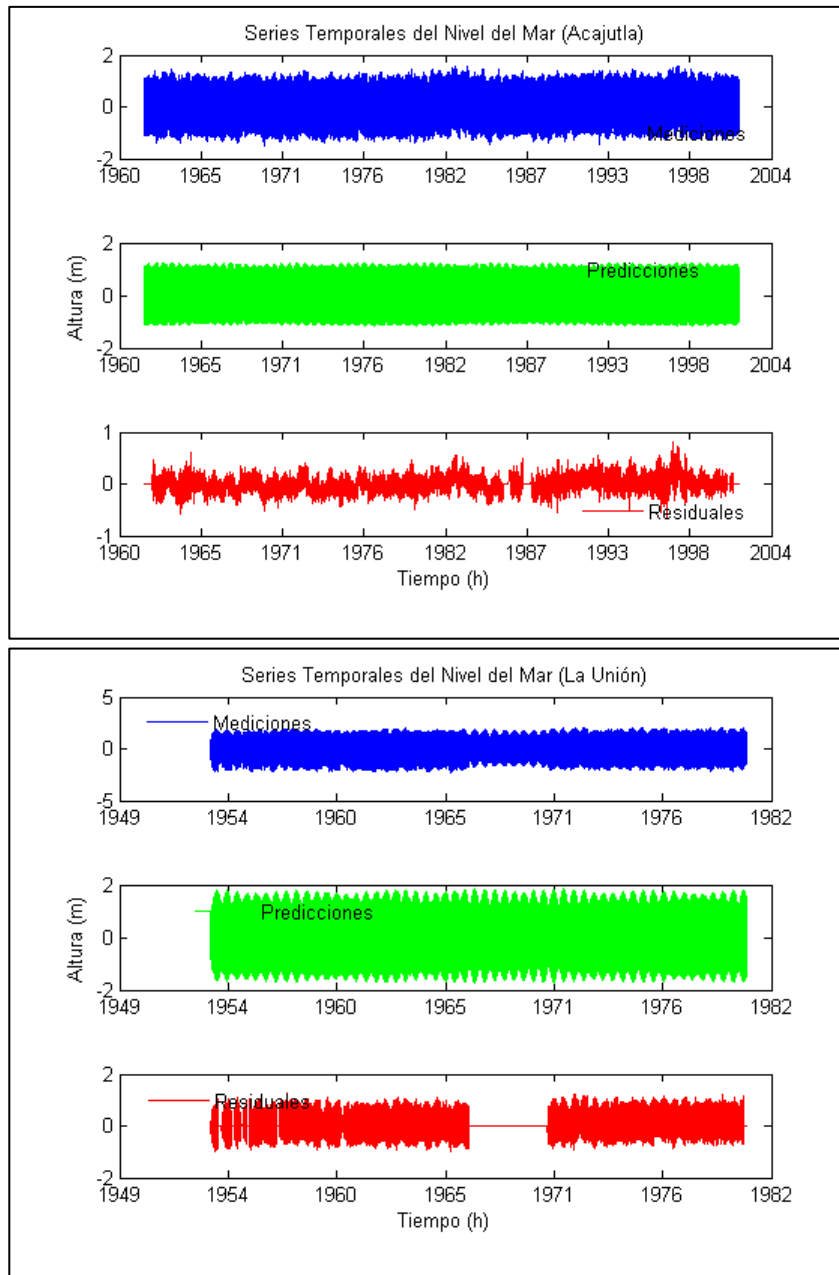


Figura 4. Series temporales de Acajutla y La Unión: mediciones de la altura del nivel del mar (azul); predicciones de marea (verde); residuales de marea (rojo).

Variabilidad del nivel del mar en la costa de El Salvador

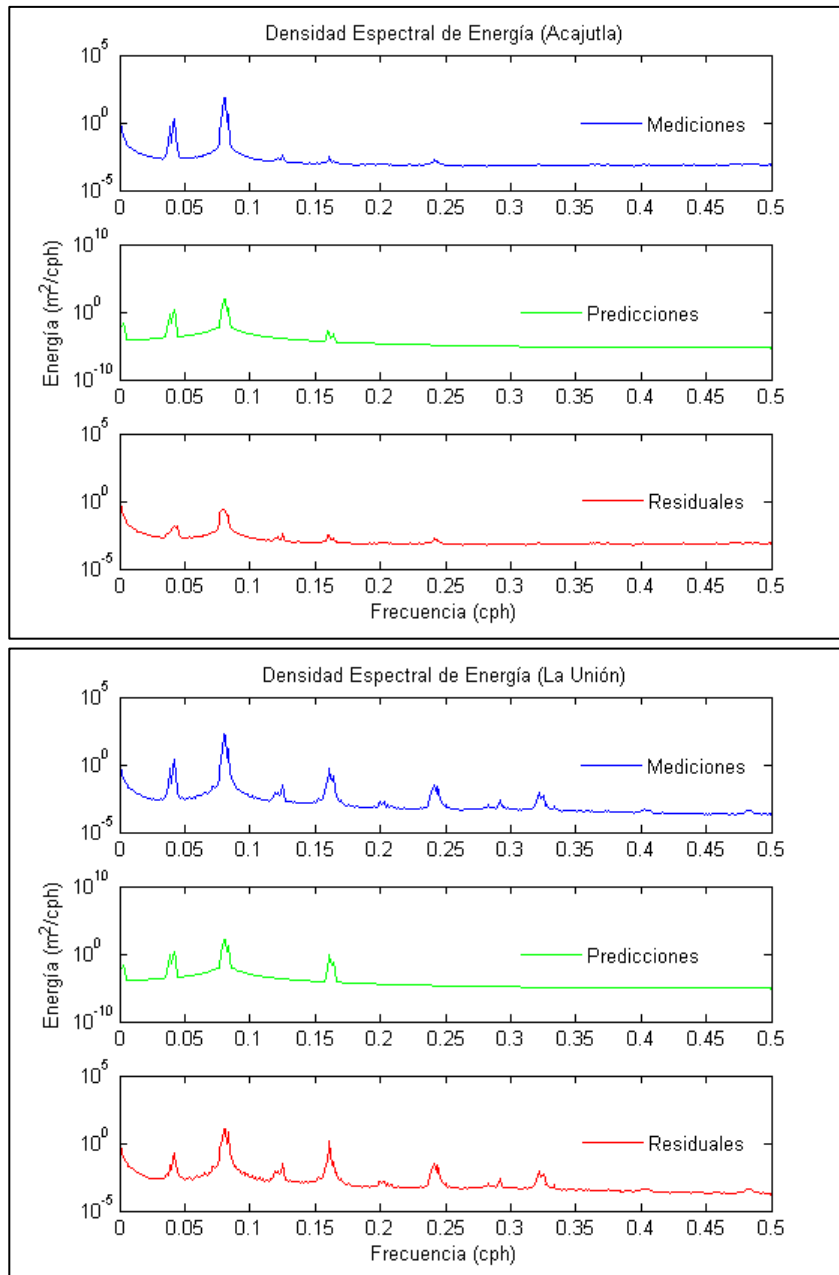


Figura 5. Densidad Espectral de Energía en Acajutla y La Unión. Distribución de la energía en función de frecuencia: mediciones de la altura del nivel del mar (azul); predicciones de marea (verde); residuales de marea (rojo).

Variabilidad del nivel del mar en la costa de El Salvador

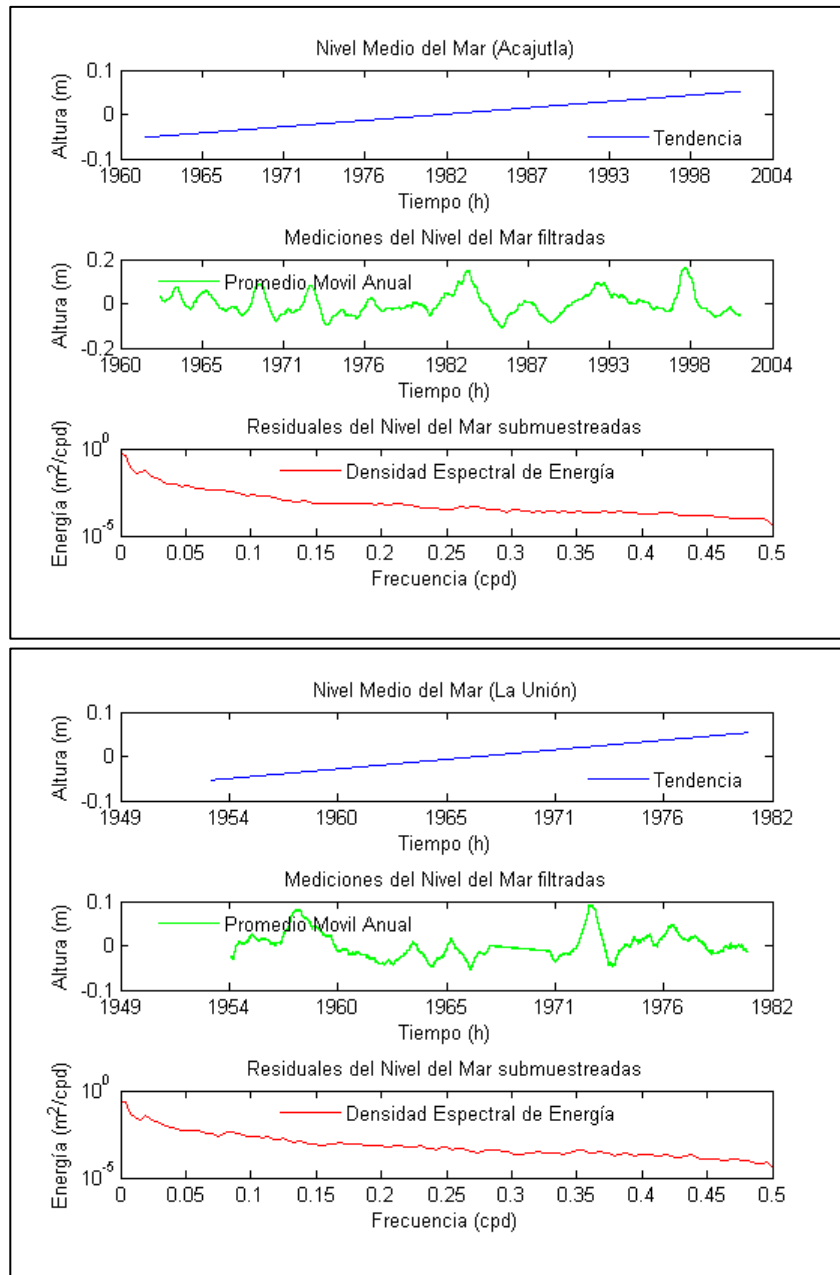


Figura 6. Tendencia del Nivel Medio del Mar (azul), variabilidad interanual del Nivel del Mar (verde) y Densidad Espectral de Energía con intervalo de muestreo de 1 día (rojo).

## Tablas

Parámetros	Acajutla	La Unión
Porcentaje de Varianza de Marea Astronómica (%)	95	72
Nivel Medio del Mar (m)	1.0	1.5
Rango del Nivel del Mar (m)	3.1	4.4
Tendencia del Nivel Medio del Mar (mm/año)	+2.6	+3.9

Tabla 1. Parámetros que se obtienen de las series temporales de mediciones de la altura del nivel del mar, en los puertos de Acajutla y La Unión.

Acajutla		La Unión	
Período (h)	Energía (m <sup>2</sup> /cph)	Período (h)	Energía (m <sup>2</sup> /cph)
23.8	1.9	23.8	2.3
12.5	77	12.5	181
8.0	0.004	8.0	0.03
6.2	0.003	6.2	0.6
		5.0	0.002
4.2	0.002	4.2	0.03
		3.4	0.002
		3.1	0.009

Tabla 2. Energía de los períodos principales de las series temporales de las mediciones del nivel del mar, en los puertos de Acajutla y La Unión.

Acajutla		La Unión	
Fechas	Altura (cm)	Fechas	Altura (cm)
Máximos		Máximos	
21/02/1964	+8	26/03/1958	+8
30/08/1969	+9	28/03/1959	+4
08/02/1973	+8	20/02/1973	+9
12/09/1983	+15	24/03/1977	+5
13/05/1992	+10		
26/04/1998	+17		
Mínimos		Mínimos	
12/10/1970	-8	11/09/1962	-4
10/04/1974	-10	16/02/1965	-5
25/02/1976	-7	03/01/1967	-6
31/12/1985	-11	30/04/1971	-4
01/04/1989	-9	05/03/1974	-5
02/05/2000	-6		

Tabla 3. Fechas y alturas de los valores extremos (máximos y mínimos) de las mediciones del Nivel del Mar filtradas con un filtro Promedio Móvil Anual, en los puertos de Acajutla y La Unión.