

DETERMINACIÓN DE LAS COMPONENTES DE UNA ONDA DE MAREA Y APROXIMACIÓN DE LA ONDA EN UNA LÍNEA EXTERNA DE LA ENSENADA DE TUMACO

Igor Málikov Msc. en Ing.. Oceanológica CCCP

ABSTRACT

With the sea level observations of a monitoring point in the Cove of Tumaco, located over the Colombian Pacific Ocean, had been realized an harmonic analysis of the principal components that shape the oscillation of the sea level, with which can be done a sea level prediction. Received a theoretical approximation of the amplitude of the tide components in the opened border of the Cove of Tumaco needed in the dynamics studies of this region.

Key words: Tides, Amplitudes, Phases, Tumaco Bay.

RESUMEN

Por medio de las observaciones del nivel del mar en un punto de monitoreo dentro de la Ensenada de Tumaco, ubicada en el Pacífico Colombiano, se ha realizado el análisis armónico y obtenido las componentes principales que conforman la oscilación del nivel del mar, las cuales permiten hacer pronósticos del nivel. Se obtiene una aproximación

teórica de las amplitudes de las componentes de marea en la frontera abierta de la Ensenada de Tumaco necesarias para los estudios de la dinámica de esta región.

Palabras claves: Mareas, Amplitudes, Fases, Ensenada de Tumaco.

INTRODUCCIÓN

Los movimientos de mareas de las aguas de mares y océanos es uno de los grandes fenómenos naturales. Los estudios de las mareas se realizan desde hace mucho tiempo y con diferentes métodos. Estos estudios permiten conocer la acción de las mareas que afecta en los cambios de las características de las capas atmosféricas y las capas oceánicas, los cuales, a su vez afectan a otros procesos. También el conocimiento y predicción de las mareas ayuda a la seguridad de la navegación, ingeniería costera y otros campos.

Se llama marea a los movimientos complicados de ondas en la capa de agua, producidos por causa de fuerzas de atracción entre la Tierra, la Luna y el Sol. La forma, el tipo y el carácter de las mareas dependen de las condiciones físico geográficas del mar, así como la forma de la costa, el tamaño, la profundidad, presencia de islas, etc. Por eso, las características de las mareas se determinan por las observaciones en el lugar estudiado.

Cerca de la costa del océano mundial en el presente tiempo se ha realizado gran cantidad de observaciones de las mareas y se puede obtener la información y predicción de las mareas prácticamente para cualquier lugar del mundo. Esta información se puede encontrar en Internet, por ejemplo se puede recibir la información para los puertos principales de Colombia, como Buenaventura y Cartagena, pero para el puerto Tumaco esta información no existe (www.arachnoid.com, www.navilog.com, www.GeoCites.com, etc), por eso uno de los objetivos de este trabajo fue conocer las componentes principales de las mareas de la Ensenada de Tumaco, las cuales pueden servir para estudios y predicción de las mareas de esta región.

La observación de las mareas en el océano abierto prácticamente no se realiza, debido a su complejidad, pero se utilizan unas aproximaciones desde la costa

hacia el mar abierto necesarias para dichos estudios. El segundo objetivo del presente trabajo es realizar una aproximación de las características de las mareas desde el punto de observación del nivel del mar hacia la frontera abierta de la Ensenada, lo cual es necesario para la investigación y los cálculos de la dinámica de la Ensenada de Tumaco.

Metodología

Todos los métodos matemáticos conocidos sobre la determinación de las características de las mareas no se acercan en forma total al conocimiento de mareas, porque la distribución de las ondas de la marea depende de muchos factores diferentes los cuales son imposibles de describir con soluciones matemáticas.

Algunos de los métodos conocidos para la determinación de las mareas son el método de correcciones, el método de constantes armónicas, método de armónicos con correcciones, método de navegación, método de comparación, método no armónico. El método armónico es uno de los más importantes y es el que se utiliza más a menudo, el cual fue utilizado en el presente trabajo.

Por medio del análisis armónico se supone que los cambios complejos del nivel del mar bajo la acción de la marea, se presentan como la suma de curvas (ondas) regulares, cada una de las cuales tiene carácter de oscilaciones simples armónicas de la siguiente forma (Egorov, 1966):

$$R \cos(qt - \zeta) \quad 1$$

Donde R es la amplitud de onda; q es la velocidad angular de onda; t es el tiempo promedio del sol; ζ es la fase inicial de onda.

La amplitud de marea R se presenta como fH , donde H es una amplitud promedio de onda, la cual es constante para cada punto de observación y depende de las condiciones físico-geográficas del mismo; f es un multiplicador reductivo que depende de las condiciones astronómicas y se calcula por las leyes de movimiento de los astros.

La fase inicial ζ se presenta como $(v_0 + u) - g$, donde $(v_0 + u)$ es un argumento inicial astronómico; g es el ángulo de posición de onda, y depende de las condiciones físico-geográficas del lugar.

Los componentes H y g de cada onda se determinan por medio de las observaciones de oscilaciones de nivel del presente punto (lugar) y se denominan constantes armónicas.

Entonces la altura de onda sumatoria puede ser presentada de la siguiente forma:

$$h = \sum A_i \cos(q_i t - g_i), \quad 2$$

Donde A_i es la amplitud de una onda sumada; i es onda sumada, g_i es fase de una onda sumada.

De la fórmula 2 se deben encontrar las amplitudes (A_i) y fases iniciales (g_i) de cada onda. Así se determinan estos parámetros para 11 componentes principales de las ondas de marea, las cuales se dividen en ondas semidiurnas: Lunar principal (M_2), Solar principal (S_2), Lunar mayor elíptica (N_2), Lunar-solar declinacional (K_2); Ondas diurnas: Lunar principal diurna (O_1), Solar principal diurna (P_1), Lunar eclíptica mayor diurna (Q_1), Lunar-solar diurna de declinacional (K_1); Ondas de aguas muy poco profundas: $1/4$ diurna de luna (M_4), $1/6$ diurna de luna (M_6) y $1/4$ diurna de luna-sol (M_{S4}).

Los armónicos de las ondas principales se calculan por observaciones horarias de las oscilaciones del nivel del mar, en un período de 30 días. Para obtener las amplitudes y fases se utiliza el método de Darwin, el cual permite determinar las componentes de ondas en forma separada, a través de las alturas del nivel observado de la marea.

La esencia de este método es la siguiente: Supongamos, que la altura sumatoria de la marea h_t se determina solamente por dos componentes de ondas M_2 y S_2 , las cuales están cercanas por el período y tienen diferentes amplitudes A y fases g , es decir $h_t = h_t^{M_2} + h_t^{S_2} = A_{M_2} \cos(q_{M_2} t - g_{M_2}) + A_{S_2} \cos(q_{S_2} t - g_{S_2}) \quad 3$

Así como los períodos de ondas y sus velocidades angulares no son iguales, entonces el resto de las fases entre cualquier par de ondas va a aumentarse. Si en el primer día, el resto de fases entre las ondas seleccionadas M_2 y S_2 , es pequeño, va aumentando día a día, hasta llegar a 360° , se puede calcular la cantidad de estos días (períodos). Debido a que los períodos de ondas M_2 y S_2 son iguales a

$\tau_{M_2} = 360/q_{M_2}$ y $\tau_{S_2} = 360/q_{S_2}$, por uno de su periodo la onda M_2 pasará en valor $q_{M_2} \tau_{M_2} = q_{M_2} \cdot 360/q_{M_2}$, es decir a 360° . Al mismo tiempo la onda S_2 pasa en valor

$q_{S_2} \tau_{S_2} = q_{S_2} \cdot 360/q_{M_2}$, es decir un valor diferente a 360° . Entonces después de n períodos de la onda M_2 , este resto será igual a $(q_{M_2} - q_{S_2}) \frac{360 n}{q_{M_2}}$.

Se pone una condición, que el resto de fases sea igual a 360° , para poder determinar la cantidad de días de la onda M_2 , cuando eso pasara $(q_{M_2} - q_{S_2}) \frac{360}{q_{M_2}} n = 360$,

$$\text{entonces } n = \frac{q_{M_2}}{q_{M_2} - q_{S_2}} \quad 4$$

Para esto se suma los horarios de altura del nivel h_t , obtenidos a la misma hora de la onda M_2 , cada día. Se supone que el total de días es n , se determinará con la formula 4, entonces por este tiempo la onda S_2 pasará por la fase dependiendo de la onda M_2 en 360° y esto significa que la onda S_2 va a pasar por todas posibles posiciones dependiendo de la onda M_2 . Así la suma de las alturas de la onda S_2 para la misma hora de la onda M_2 , por n días es igual a cero.

Entonces para cualquier hora de la onda M_2 la igualdad

$$\sum_1^n h_t = \sum_1^n h_t^{M_2} + \sum_1^n h_t^{S_2} \quad \text{pasa a}$$

$$\sum_1^n h_t = \sum_1^n h_t^{M_2}, \quad \text{porque } \sum_1^n h_t^{S_2} = 0$$

Como en la hora t de la onda M_2 su altura se queda para día sin cambio, entonces se puede escribir

$$\sum_1^n h_t = n h_t^{M_2}, \quad \text{de donde } h_t^{M_2} = \frac{1}{n} \sum_1^n h_t$$

La fórmula obtenida servirá para cualquier hora de la onda M_2 , por eso, permite distinguir 24 ordenadas promedias de horarios de la onda M_2 , de horarios ordenados h_t , de donde se puede determinar la amplitud de la componente.

Entonces para cada onda se puede hacer 24 ecuaciones en forma $h_t^{M_2} = H_{M_2} \cos(q_{M_2} t - g_{M_2})$.

Abriendo el resto de \cos y cambiando $H_{M_2} \cos q_{M_2} t = A_{M_2}$ con $H_{M_2} \cos q_{M_2} t = B_{M_2}$, se recibe una formula para determinación alturas de la onda M_2 para cada hora: $h_t^{M_2} = A_{M_2} \cos q_{M_2} t + B_{M_2} \sin q_{M_2} t$. Estas ecuaciones se pueden conformar 24 para cada hora t de la onda M_2 dentro del período desde 0 hasta 23 horas. Dentro de estas ecuaciones serán dos coeficientes desconocidos

método de cuadrados mínimos. De esta teoría se sabe que si el argumento (t) se coge con distancias iguales, entonces los coeficientes A_{M_2} y B_{M_2} se determinan con las ecuaciones simples:

$$A_{M_2} = \frac{1}{12} \sum_0^{23} h_t^{M_2} \cos q_{M_2} t$$

$$B_{M_2} = \frac{1}{12} \sum_0^{23} h_t^{M_2} \sin q_{M_2} t \quad 5$$

Después de encontrar los coeficientes A_{M_2} y B_{M_2} se puede determinar la fase de esta componente:

$$g_{M_2} = \arctg \left(\frac{B_{M_2}}{A_{M_2}} \right)$$

Determinando la fase y la amplitud de la presente onda se elimina esta onda de la serie inicial en la siguiente forma: $h_t = h_t - H_{M_2} \cos(q_{M_2} t - g_{M_2})$, así determinando toda las componentes y restándolas de la serie inicial, finalmente se obtienen oscilaciones no periódicas del nivel, las cuales pueden formarse a causa de diferentes procesos hidrometeorológicos. Por ejemplo, por causa del cambio de la presión atmosférica, oscilaciones del nivel por la evaporación, precipitación, aporte de ríos, cambios del nivel por los cambios de la densidad de agua, las oscilaciones del nivel por intercambio de aguas por la circulación de las masas de aire, etc.

Resultados de Cálculo

Como resultado del presente trabajo se puede mostrar la tabla con las amplitudes y fases obtenidas por medio de los cálculos. En la Tabla 1 se presentan 11 componentes principales determinadas por medio del análisis armónico. Como se puede ver, las 4 componentes semidiurnas tienen las máximas amplitudes y, por eso, son el aporte principal en las oscilaciones del nivel del mar. Las 4 componentes diurnas tienen amplitudes no mayores a 10cm y las tres componentes de aguas someras tienen oscilaciones no mayores a 2cm. La comparación de las ondas obtenidas por 11 componentes con respecto a las obtenidas por 4 prácticamente no presenta diferencias significativas, por eso se analizará el nivel del mar obtenido con las 4 componentes.

Comparando la onda observada con la onda calculada (fig 1) se puede ver que las dos ondas presentan diferencias en los picos de oscilaciones, esta desigualdad demuestra con el resto entre estos dos.

La desigualdad más grande se ve donde las oscilaciones del nivel del mar cambian las fases Lunares, es decir, las amplitudes de la onda calculada (curva roja) tiene mayores diferencias con la onda observada (curva azul) cuando la Luna pasa de sicigia a cuadratura y, al contrario de cuadratura a sicigia. Pero el error de la onda calculada en las fases de sicigia, cuando las oscilaciones del nivel son más grandes, es decir la marea en esta fase tiene como nivel más alto, también y más bajo, es más pequeño. La fase de sicigia es muy importante para la navegación, porque produce las aguas más bajas en el mes, y teniendo para esta fase mínimos errores con el análisis armónico puede ser utilizado como pronóstico.

Las diferencias de oscilaciones también se pueden valorar en la relación de porcentajes. En la figura 2 muestra en porcentajes del error relativo entre las dos ondas para las diferentes amplitudes.

El error relativo fue calculado con la siguiente fórmula

$$ER_i = \left(\frac{A_{Ci}}{A_{Oi}} \right) * 100, \text{ donde } ER_i \text{ es el error}$$

relativo de i amplitud de la serie calculada A_{oi} es la amplitud i de la serie observada.

Como se puede ver el error relativo es mayor con las oscilaciones de amplitudes más pequeñas y con el aumento de amplitudes el error disminuye. Lo que muestra que cuando el mar tiene más influencia de la atracción de la Luna y el Sol, la onda calculada por medio del análisis armónico se acerca a la onda observada, y cuando la fuerza de atracción se debilita, en la onda real pueden afectar otros efectos que pueden deformar sus oscilaciones. Algunos saltos en la serie observada pueden ser errores de los registros, los cuales pueden dar un error relativo muy alto, también las oscilaciones no periódicas pueden ser un producto de diferentes procesos, que dan complicaciones en los cálculos. Los procesos que producen estas oscilaciones no periódicas son difíciles de predecir en un período largo.

Aproximación de las amplitudes de las componentes de marea de un punto costero a la zona abierta de la Ensenada

La aproximación de las amplitudes de las ondas de marea a línea abierta es necesaria para el estudio y el cálculo de la dinámica de la Ensenada, y obtener las observaciones en esta área es imposible por las complicaciones técnicas, por lo tanto la única posibilidad de obtener esta información es manera teórica.

Las fases y las amplitudes obtenidas por medio de los datos de una estación ubicada en la costa (estación de Tumaco) se pueden aproximar a la línea abierta de la Ensenada utilizando la siguiente metodología:

Cuando las ondas de marea conformadas en el océano se acercan a la costa, se obtienen algunos cambios con la disminución de la profundidad. Si se observa una onda que se distribuye a lo largo del eje X , la velocidad del paso de energía en un área de unidad mínima $\delta y \delta z$ en dimensión vertical con sentido perpendicular a la distribución de onda es igual a:

$p' u \delta y \delta z$ (Bouden, 1988). Aquí p' es la anomalía de presión relacionada con la presión hidrostática, la cual existe sin movimiento de ondas y u es la velocidad de una partícula de onda. Para una onda larga la expresión sería $p' = g p \zeta$ y no depende de la profundidad z .

La onda a lo largo del eje X , se describe como:

$$\zeta = A \cos (X_x - \sigma t), \quad 8$$

$$u = U \cos (X_x - \sigma t), \quad 9$$

Donde A y U son amplitudes de las oscilaciones del nivel del mar y de la velocidad de la corriente respectivamente.

Entonces la velocidad de la energía que pasa desde la superficie hasta el fondo por un área vertical del tamaño de una unidad mínima utilizando la expresión $U = (c/h)A = \sqrt{g/h}A$ será igual a

$$g p h A U \cos^2 (X_x - \sigma t). \quad 10$$

Haciendo el promedio por un período de marea, obtenemos, que la velocidad promedio del transporte de energía por un área vertical y perpendicular es igual a

$$E = \frac{1}{2} g p h A U \quad \text{ó}$$

$$E = \frac{1}{2} g^{\frac{3}{2}} p h^{\frac{1}{2}} A^2 \quad 11$$

Al analizar una onda que llega desde el océano con una profundidad h_1 a la zona costera con una profundidad h_2 , se observa que se transporta con una velocidad que según la relación:

$$\frac{C_2}{C_1} = \sqrt{\frac{h_2}{h_1}}$$

Para determinar aproximadamente los cambios de amplitud de las oscilaciones del nivel del mar y la velocidad de las corrientes, se supone, que las ondas al acercarse a la costa, la velocidad del transporte de energía no cambia.

Entonces de la expresión 11 se obtiene:

$$\frac{A_2}{A_1} = \left(\frac{h_1}{h_2}\right)^{\frac{1}{4}} \quad \text{y} \quad \frac{U_2}{U_1} = \left(\frac{h_1}{h_2}\right)^{\frac{3}{4}}$$

De estas fórmulas se puede encontrar una aproximación de las amplitudes del punto de Tumaco con las observaciones del nivel del mar a la zona abierta de la Ensenada:

$$A_{Mz}^{10..50} = A_{Mz}^5 \left(\frac{h_5}{h_{10..50}}\right)^{\frac{1}{4}}; A_{S2}^{10..50} = A_{S2}^5 \left(\frac{h_5}{h_{10..50}}\right)^{\frac{1}{4}} \dots \dots \dots A_{M6}^{10..50} = A_{M6}^5 \left(\frac{h_5}{h_{10..50}}\right)^{\frac{1}{4}}$$

Como resultado de esta aproximación se muestran dos ondas, la primera onda (azul) fue obtenida por medio de las observaciones de un mareógrafo, ubicado en la isla El Morro de Tumaco y la segunda (roja) obtenida como la aproximación para un punto abierto de la Ensenada de Tumaco con la profundidad de 50 metros, figura 3.

Como se puede ver las oscilaciones del nivel del mar en el punto costero son más intensos, por la llegada de las aguas oceánicas en aguas someras aumentan altura de las olas, y en la parte abierta la amplitud de ondas es mas corta.

Conclusiones

- En la ensenada de Tumaco el mayor aporte en las mareas lo dan las ondas semidiurnas.
- Los componentes armónicos obtenidos en el presente trabajo se pueden utilizar para las predicciones de la marea, permitirán asegurar la navegación y calcular la dinámica de la Ensenada.
- Se aplicó una aproximación de las amplitudes del punto de Tumaco con las observaciones del nivel del mar a la zona abierta de la Ensenada.
- La presente metodología puede ser utilizada para el estudio de las mareas en otras partes locales del Pacífico Colombiano.

BIBLIOGRAFÍA

BOUDEN, K. Oceanografía física de las aguas costeras. Mir, Moscou, 1988.

DORONIN, Y.P. Dinámica del Océano. Gidrometeoizdat, Leningrado, 1980.

DORONIN, Y.P. Oceanología Regional. Gidrometeoizdat, Leningrado, 1986.

EGOROV, N.I. Oceanografía Física. Gidrometeoizdat, Leningrado, 1966.

KAGAN, B.A. Interacción Océano Atmósfera. Gidrometeoizdat, San Petersburgo, 1992.

KAGAN, B.A. Y SMIRNOV A.N. Las mareas del Océano del Sur. Trabajos científicos. Gidrometeoizdat, Leningrado, 1990.

KRAUS, E.B. And BUSINGER, J.A. Atmosphere Ocean Interaction. Oxford University Press, New York, 1994.

NEUMANN, G. And PIERSON, W.J. Principles Of Physical Oceanography. Prentice - Hall, Inc. New York, 1966.

NESHYBA, S. y FONSECA, T. Corrientes costeras. Manual de predicciones y análisis, Chile, 1979.

PERESIPKIN V. I. Los métodos analíticos del recuento de las oscilaciones del nivel del mar. Gidrometeoizdat, Leningrado, 1982.

Las componentes de 11 ondas*

Las componentes determinadas	Las amplitudes en metros	Las fases en grados
M6	0.0038	127.48
MS4	0.012705	176.64
M4	0.014955	34.89
K2*	0.31764	166.5
S2*	0.11513	147.94
M2*	1.19863	21.37
N2*	0.32732	159.45
K1	0.104175	68.98
P1	0.090295	174.92
O1	0.04493	49.68
Q1	0.03222	106.34

Tabla 1

* muestra 4 ondas semidiurnas principales para la marea de la Ensenada de Tumaco

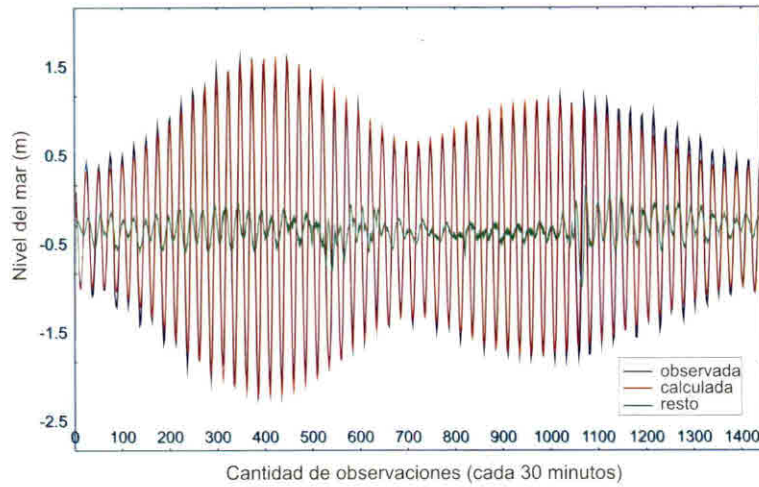


Figura 1

Oscilaciones del nivel del mar

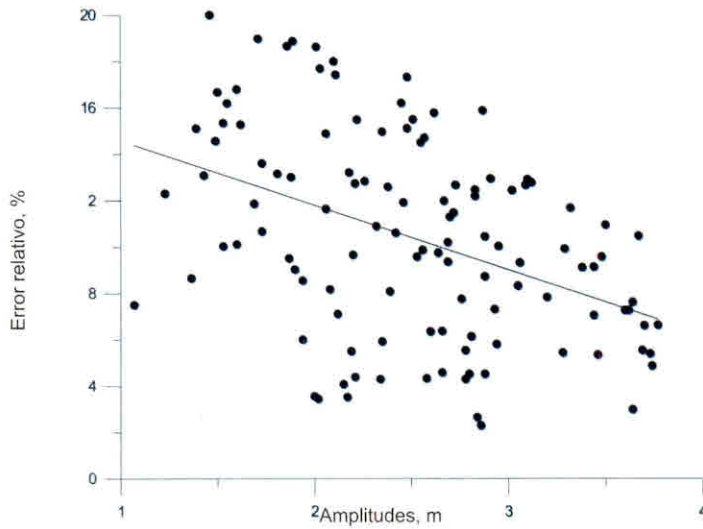


Figura 2

Error relativo

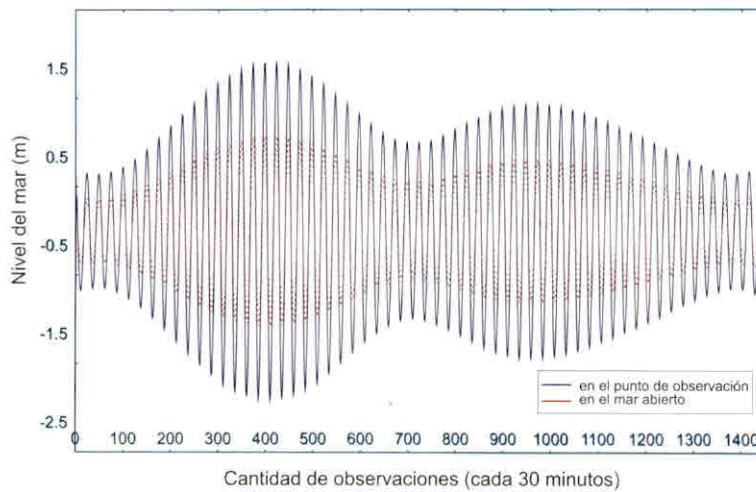


Figura 3

Oscilaciones del nivel del mar