

Estimación de la fuente sísmica del terremoto y tsunami de Arica de 1868

Angel Cobeñas *¹

¹ *Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú*

Recibido 13 Feb 2024 – Aceptado 01 Abr 2024 – Publicado 20 Abr 2024

Resumen

La finalidad de este trabajo es estimar los parámetros de la fuente sísmica que generó el terremoto histórico de Arica en 1868 (9.0 Mw) y modelar los efectos cosísmicos. Se evaluó la sismicidad, los gap sísmicos y se identificó las barreras físicas de propagación de los eventos sísmicos (10° - 25° S y 62° - 84° W). Además, se calculó la deformación de la superficie del fondo marino empleando la deformación de Okada en la misma región, para determinar el levantamiento y hundimiento producido por el sismo en la fase de generación de maremoto. Incluyendo a esto, se empleó el modelo TUNAMI-F1 el cual utiliza como base las ecuaciones de aguas someras que representan la propagación del maremoto. Se recolectó reportes de daños e intensidad que dejó este sismo y maremoto en Arica (Sur de Perú y Norte de Chile) y Nueva Zelanda y Antártida, con la finalidad de correlacionar los efectos del maremoto simulado y lo reportado por la literatura citada. Se logró determinar que la fuente sísmica tuvo una dislocación de 12.5 m, 570 km largo, 140 km de ancho con ángulos de dislocación (90°), azimut (309°) y buzamiento (16°); se ingresó los parámetros estimados al modelo TUNAMI-F1 generando el maremoto en Arica con altura máxima de 16 m de ola que destruyó el puerto de dicha ciudad en 1868, además, su propagación en el Océano Pacífico en dirección a Nueva Zelanda y Antártida.

Palabras clave: Terremoto, tsunami, Arica, 1868, elevación, hundimiento.

Estimation of the seismic source for the 1868 Arica earthquake and tsunami

Abstract

The purpose of this work is to estimate the seismic source parameters which result in the Arica's earthquake in 1868 (9.0 Mw) and to simulate the coseismic effects. Seismicity, seismic gaps are assessed to identify borders which not allow the earthquakes propagation (10° - 25° S y 62° - 84° W). Besides, the deformation is calculated by Okada deformation in the same region to determine the uplift and subsidence produced by the earthquake at the tsunami generation stage. The TUNAMI-F1 model is used which use the shallow water equations that describe the tsunami propagation. It is important to gather and review some reports, which give in very detail the severe damages in Arica (south of Peru and north of Chile), and New Zealand and Antarctica to correlate what was simulated and reported. As a result, it is obtained that the seismic source had a 12.5 m of slip, 570 km of length and 140 km of wide with angles of rake (90°), strike (309°) and dip (16°); these parameters are introduced in TUNAMI-F1 model which reproduce the tsunami in Arica with the maximum height of wave (16 m) that destroyed the Arica port and its propagation in the Pacific with direction of New Zealand and Antarctica.

Keywords: Earthquake, tsunami, Arica, 1868, up-lift, subsidence.

1. Introducción

El sur de Perú y el norte de Chile a lo largo de la historia ha sufrido duros golpes de la naturaleza, es decir,

de los movimientos sísmicos, éstos suceden porque tanto Chile como Perú se encuentra en el cinturón sísmico del Pacífico. Aquí ocurren la mayoría de sismos superficiales y maremotogénicos, entre ellos tenemos los siguientes

* angel.cobenas@unmsm.edu.pe

© Los autores. Este es un artículo de acceso abierto, distribuido bajo los términos de la licencia Creative Commons Atribución 4.0 Internacional (CC BY 4.0) que permite el uso, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada de su fuente original.



sismos de Camana (8.2 Mw) en el 2001 [1], Pisco (8.0 Mw) en el 2007 [2], Iquique (8.1 Mw) en el 2014 [3] en el presente siglo. Esto se debe al choque de los casquetes litosféricos de Nazca y Sudamericano, dónde el casquete litosférico de Nazca subduce al Sudamericano a una razón promedio de 7 cm/año [4] [5] creando fricción, acumulación de esfuerzos y deformación. Debido a la interacción, se acumula energía potencial elástica en el tiempo para luego liberarla en formas de ondas en el momento que ocurre el sismo; es similar a un resorte que vuelve a su estado natural y posteriormente continua el mismo ciclo de acumulación de la energía [6], que como consecuencia genera sismos maremotogénicos que superan la magnitud 8.0 Mw [7].

La simulación numérica de los parámetros y efectos de sismos históricos es importante ya que permite conocer la historia sísmica de cada lugar, así como también, los posibles lugares a ser afectados por cualquier evento similar; por ejemplo: 1746 (Callao, Lima). En este caso el evento a estudiarse tiene gran relevancia debido a que muchos reportes [8] [9] [10] [11] [12] mencionan que fue devastador para Arica (1868) y sus efectos se visualizaron alrededor del océano Pacífico. Por ende, conocer la zona sísmica y efectos de tanto del terremoto y maremoto permite crear un plan que ayude a mitigar los efectos de cualquier evento sísmico de similar magnitud [19].

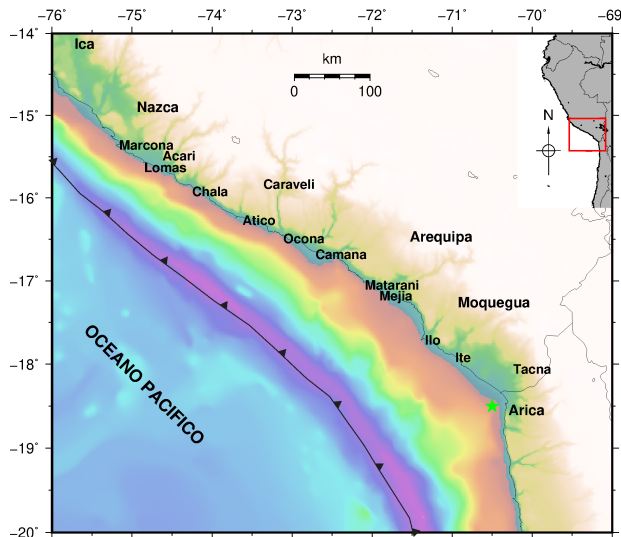


Figura 1: Área de estudio del terremoto de 1868 e influencia de los efectos macrosísmicos. La estrella representa la ubicación del epicentro del terremoto.

Área de estudio

El área de estudio abarca la zona de Arica que fue parte de Perú en el siglo XIX, luego paso a ser parte de Chile. En esta zona de estudio, Arica, ocurrió el gran y

devastador sismo maremotogénico de 1868 [13] [14]. Arica situada cerca a la fosa marina Perú-Chile que es una zona altamente sísmica debido a la convergencia de la placa de Nazca y Sudamericana; además, es una zona en la cual falta que se libere energía debido a los gaps sísmicos que se encuentran dentro de los límites creados por las barreras físicas de propagación, en este caso el cambio de dirección de la línea costera del continente Sudamericano [15].

Para estudiar el sismo de Arica de 1868 se considera el área de entre la latitud 14° - 20° S y longitud 69° - 76° W (Figura 1) y toda la costa del Océano Pacífico (Figura 2).

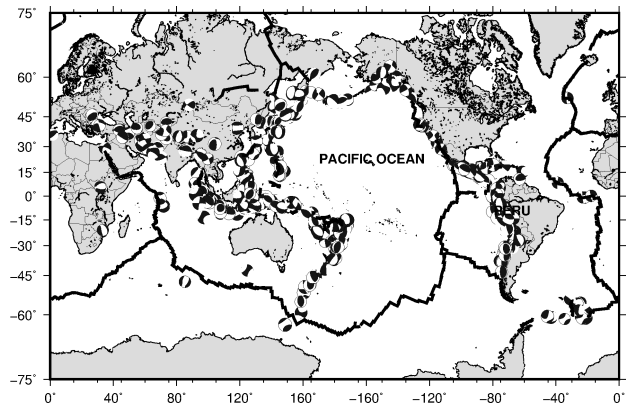


Figura 2: Mapa de sismicidad de la Tierra, indicando los casquetes litosféricos y los mecanismos focales de sismos mayores 7.0 Mw desde 1976 hasta la actualidad, con datos de Global CMT [31].

Antecedentes

Para los sismos históricos que no han sido registrados instrumentalmente, no es fácil determinar sus parámetros mediante datos instrumentales; en aquellos tiempos (Siglo XVII-XIX) no habían los equipos sofisticados que tenemos ahora (mareógrafos, estaciones GPS, etc). Sin embargo, para aquellos sismos, determinar sus parámetros se logra empleando el método inverso (a partir de observaciones se obtienen los parámetros que generó el resultado) [13] [15] [16] [17] [18] [19] [20] [21] [22] [23].

La determinación de los parámetros de la fuente sísmica y los efectos que se observaron durante los sismos de Lisboa 1755 y Cascadia 1700 se pueden reproducir mediante la simulación al emplear los modelos numéricos, tales como el modelo de simulación numérica de tsunamis TUNAMI F-1 [24]; un ejemplo de esto es el terremoto de 1940 (Lima) [18]. Para tal fin, es importante conocer los efectos alrededor de la zona de estudios, así como también, alrededor del mundo y/o alrededor del océano correspondiente; esto es importante ya que permite la modificación de los parámetros ingresados

(ensayo, prueba y error) dependiendo del modelo y esquema de solución de ecuaciones diferenciales.

Configuración sismotectónica

La convergencia de la placa de Nazca (70 mm/a) [4] produce la ocurrencia de sismos de magnitudes leves y considerables a lo largo de la fosa peruano - chilena. Las heterogeneidades tanto en la placa de Nazca y Sudamericana permite la no propagación de los sismos en ciertos tramos del continente como por ejemplo: La fractura de Mendaña, la dorsal de Nazca y la contorsión del continente en Arica.

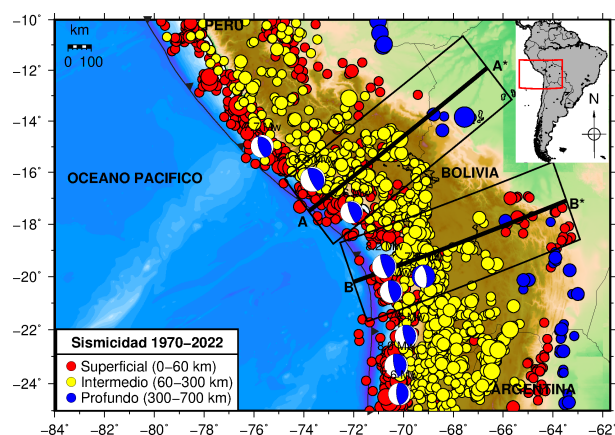


Figura 3: Distribución espacial de sismos en el sur Perú y norte de Chile, con data de USGS [2]. Los diagramas (8 de 9) focales muestran la tendencia de fallas inversas en las proximidades de línea de fosa marina para zonas de compresión

Debido a estos límites fijos, cada segmento presenta un modo particular de ruptura. Norte (asísmico), Centro (complejo, en pequeños segmentos), y Sur (regular, presentando sismos considerables cada siglo) [13]. Para sismos históricos, se tiene que la longitud de ruptura se encuentra dentro de la isosista de intensidad VIII MM, en donde se logra observar la mayor cantidad del efecto sísmico, como destrucciones, colapsos de viviendas y en caso evidencias de maremoto. Para el sismo de 1868 Silgado [11] reporta aproximadamente una longitud de ruptura de 500 km debido a las sacudidas por los impulsos que generaron las olas de maremoto desde Chala hasta Arica (Figura 5).

La distribución espacial de los sismos en la costa peruana y la costa norte chilena se visualiza en la Figura 3. Aquí se observa que los sismos superficiales se localizan entre de la fosa marina y la línea de costa, y también en los Andes con menor cantidad. Los sismos de profundidad intermedia se localizan en el continente y se extienden hasta los Andes. Los sismos profundos se localizan pasando la cordillera de los Andes, hacia la Amazonía. Se observa que los sismos superficiales e intermedios se

presentan en el segmento norte y sur con mayor cantidad. Para el segmento sur, la Figura 3 muestra rectángulos de perfiles verticales para determinar el comportamiento de los sismos a medida que aumenta la profundidad.

El perfil de subducción muestra la generación de sismos y su comportamiento a medida que aumentan de profundidad. Por tanto, la Figura 4 muestra como es el patrón de sismos tanto en el eje horizontal y vertical (profundidad) para la zona de estudio entre las fronteras de Perú y Chile.

En el sur de Perú (A-A*), los sismos superficiales se encuentran caracterizados, desde 0 - 60 km de profundidad y en la horizontal dentro de 0 - 500 km en el continente. Los sismos intermedios se muestran desde los 60 km hasta los 300 km de profundidad tal como se han caracterizado y hasta aproximadamente 550 km en la horizontal hacia dentro del continente. Los sismos profundos se localizan entre los 300 km hasta los 700 km en profundidad; estos sismos se producen pasando la zona de la cordillera de los Andes cerca de la amazonía de Brazil, Bolivia y Argentina.

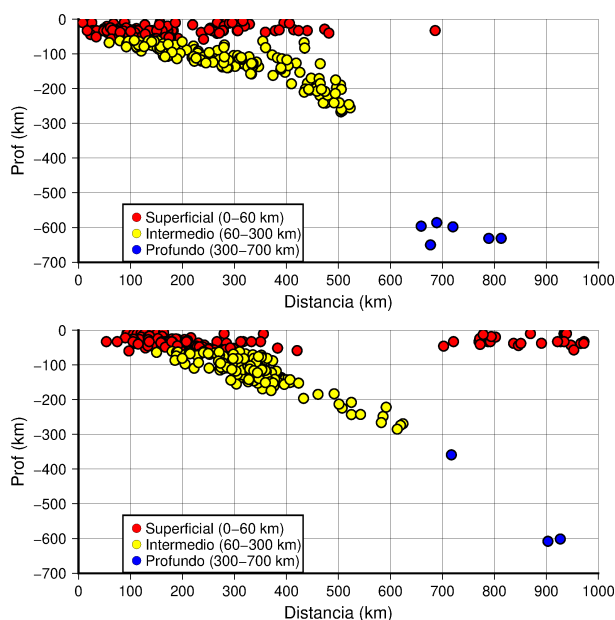


Figura 4: Distribución de sismos en profundidad (1970 hasta 2022); A-A* y B-B* en el orden respectivo, con data de USGS [2].

En la frontera de Perú y Chile, donde se observa la contorsión del cambio de dirección del continente (B-B*), también tiene el mismo patrón que el segmento (A-A*); dónde los sismos superficiales están en la horizontal hasta los 500 km con profundidad hasta los 60 km, además, vuelven a estar presentes a partir de los 700 km en la horizontal. Los sismos intermedios están dentro del rango caracterizado en la profundidad (60 km - 300 km);

sin embargo, se desplazan más en la horizontal llegando hasta los 650 km. Los sismos profundos se presentan en el intervalo desde los 300-700 km de profundidad.

Por tanto, los perfiles en profundidad de los sismos en esta región (10°S - 22°S y 84°W - 62°W) del área de estudio muestra que: los sismos superficiales están presentes dentro de la línea de costa y dentro de las profundidades caracterizadas (0 - 60 km), los sismos intermedios a medida que se va de sur de Perú a norte de Chile aumenta su densidad en el rango igualmente caracterizado (60 - 300 km) con ángulo casi constante que hace una pendiente homogénea. Los sismos profundos se presentan en la Amazonía y dentro de el rango caracterizado 300 - 700 km de profundidad.

Gaps sísmico

El gap sísmico viene a ser el área en el cual la actividad sísmica no es constante y no se ha producido un gran terremoto recientemente, y es más probable que sea la localización de que ocurra [25]. Para ello, se tiene en cuenta la historia sísmica del lugar y se puede inferir que los lugares que han presentado una relativa calma de actividad sísmica son más propensos a liberar gran cantidad de energía y por ende un gran terremoto, tales como el de 1746 (Perú), 1868 (Perú) y 1877 (Chile).

Tavera y Bernal [26], después del análisis espacial de la longitud de rupturas de eventos sísmicos, muestran las lagunas sísmicas que se presentan en el Perú a lo largo de la línea de costa para diferentes siglos desde el siglo XVI. Además, conociendo las características elásticas de los casquetes litosféricos de Nazca y Sudamericano en zona de convergencia, se deduce que a lo largo de más de 150 años se ha acumulado gran cantidad de energía la cual puede ser liberada en un terremoto de gran magnitud. [26].

Teniendo en cuenta las liberaciones parciales de energía del 2001 (23 de junio y 07 de julio), 2013 y 2018 (Acarí), se considera que se ha liberado parte de la energía acumulada desde 1868 (Perú) y 1877 (Chile), tomando en cuenta a Jiménez et al. [1], Lay et al. [3] y Tavera y Bernal [26]. En la zona de estudio se identifica un gap sísmico que a corto plazo generará un gran sismo maremotogénico de gran magnitud. El cual liberará gran cantidad de energía que producirá grandes desastres debido a la extrema aceleración y el evento cosísmico generado.

2. Datos

Los datos que se recolectan para el presente trabajo de investigación se refieren a lo siguiente.

Resumen de los efectos macrosísmicos

Los reportes de la bibliografía [8] [9] [10] [11] [12] indican que el evento sísmico sucedió el día 13 de agosto de 1868 en Arica. Este terremoto duró alrededor de 10 minutos,

que como resultado trajo derrumbes, agrietamiento de los cuales brotó agua pestilente; el aire se electrificó y hubo mucha confusión. El desastre fue total; los tripulantes, en las embarcaciones ancladas, solo observaban como las laderas se desmoronaban, la gente se desesperaba por ponerse a buen resguardo. No hubo tregua para descanso ya que luego del sismo, el mar comenzó a agitarse y con el tiempo (1 y 2 horas aproximadamente) llegaron las olas del tsunami que terminaron por destruir completamente la próspera ciudad de Arica [10]. Los efectos se muestran en la línea de costa desde Acari hasta Arica (derrumbes, inundaciones, etc.), y alrededor algunos efectos en las costas oceano Pacifico. A continuación se muestra un resumen de lo que aconteció en Arica.

La duración del terremoto fue de 8-10 minutos [9]. Después del terremoto, se produjo el maremoto con olas de 12 m (primera ola) y 16 m de altura en tiempo de 52 minutos y 2 horas respectivamente, en el puerto de Arica [10] con dirección SO [12], generando máxima altura de inundación de 14 m [12] y máxima distancia de inundación de 0.4 km (desde la línea del tren [10]) y 3.5 km (desde la línea de la costa [12]). Además, se visualizó desastre extremo debido al terremoto desde Atico hasta Arica [11] [13] (resquebrajamiento en suelo y paredes, brotes de agua [9]).

Ubicación y Parámetros

Las coordenadas del sismo se ubican en la latitud sur, en el margen de la línea de costa en Arica (cuadro 1). Además, se muestra los parámetros de la fuente sísmica (cuadro 1) y focales en el cuadro 2 con magnitud estimada de 9.0 Mw.

Parámetros de la fuente sísmica y momento sísmico	
Longitud (L)	570 km
Ancho (W)	140 km
Dislocación (Slip)	12.5 m
Momento Sísmico (M_o)	4.49×10^{22} Nm

Tabla 1: Parámetros de la fuente sísmica determinados mediante las ecuaciones de escalamiento Papazachos [27] y momento sísmico para el terremoto de Arica de 1868.

Ubicación y parámetros focales	
Fecha	13/08/1868
Hora	16:45 aprox.
Ubicación	70.5 W 18.5 S
Profundidad	41.6 km
Strike (Azimut)	309°
Dip (Buzamiento)	16°
Rake (dislocación)	90°

Tabla 2: Parámetros focales del terremoto de Arica de 1868

Los efectos macrosísmicos son recopilados de la literatura como Fernández [9], Silgado [10], Soloviev [12]. Los cuales reportan lo que sucedió aquel fatídico día (13-08-1868); compartiendo cartas enviadas de personas extranjeras enviadas a sus respectivos países; por ejemplo, el reporte que hizo el Wateree a Estados Unidos. Los efectos se muestran el resumen en la sección 2.

Topografía y Batimetría

La batimetría y topografía para el océano y el continente se obtuvieron del portal GEBCO [28] que proporciona un historial de data respecto al tiempo y respecto a medidas (1 min de arco y 15 segundos arco). Esta data es fundamental ya que permite tener el espacio de trabajo donde se obtiene la solución en el tiempo y espacio del modelo TUNAMI-F1 como se visualiza en la Figura 7, para este caso se trabaja con una grilla computacional que coincide con los límites de propagación local (fuente sísmica) y una que coincide con la propagación en el Océano Pacífico (Figura 9).

Mareógrafos virtuales

Los mareógrafos son instrumentos que permiten visualizar el comportamiento oscilatorio del nivel medio del mar. Los mareógrafos virtuales son localizados a lo largo de la costa de la zona de estudio. Teniendo en cuenta puertos y pueblos en los cuales es posible que un maremoto afecte con el nivel de oleaje que tenga. La ubicación de las estaciones mareográficas esta basada en la Dirección de Hidrografía y Navegación [29] en las siguientes coordenadas del cuadro 3.

Estación	Lat (°)	Lon (°)	H_{max}	t (min)
Chala	-15.862	-74.253	10 m	40
Camaná	-16.655	-72.711	17 m	63
Matarani	-17.017	-72.099	7 m	225
Ilo	-17.634	-71.349	10 m	75
Arica	-18.476	-70.328	16 m	125

Tabla 3: Ubicación geográfica de mareógrafos virtuales y máxima altura del maremoto. H_{max} es la altura máxima.

3. Metodología

Las zonas más propensas de sismos son las zonas de convergencia de superficies rígidas (placas tectónicas, figura 2) que se mueven sobre la astenósfera y que en sus límites acumulan gran cantidad de energía debido a su interacción y cuando la liberan generan deformación en la corteza terrestre.

La metodología empleada en este trabajo de investigación es la siguiente: Primero, analizar la configuración sismotectónica del área de estudio; segundo, emplear el modelo numérico de Okada [30] con iteración de ensayo

y error para determinar los parámetros físicos y focales que generen la deformación del fondo marino. Para finalizar con la deformación que es el instrumento que inicia la generación de ondas de maremoto. Consecuentemente, se emplea el modelo numérico TUNAMI-F1 que permite simular la propagación de las ondas de maremoto, y la dirección en que la energía maremotogénica viaja.

Según el USGS [2], un sismo es el movimiento brusco que se genera debido al deslizamiento de una falla. Además, libera energía y genera cambios en la superficie de la Tierra. Para determinar si un sismo es maremotogénico se tiene en cuenta el valor del momento sísmico (ecuación 1; [24]).

$$M_o = \mu DS \quad (1)$$

Donde, $\mu = 4.5 \times 10^{10}$ N/m² es el módulo de rigidez del medio elástico, S es el área de la superficie de ruptura y D es la dislocación. Teniendo en cuenta la caracterización basada en la energía liberada (momento sísmico) en el momento por el sismo, para valores mayores a 10^{20} Nm es probable que sea un sismo maremotogénico, por el contrario, cuando este valor supera 2×10^{20} Nm el sismo genera un maremoto que es destructivo [32]. Para que este tipo de sismo ocurra la magnitud momento tiene que superar los 8.0 Mw [7], lo cual se puede determinar con la expresión 2:

$$\log(M_o) = 1.5Mw + 9.1 \quad (2)$$

La escala de magnitud de momento no se satura, por lo cual, está relacionada con la energía sísmica liberada [33]. Para sismos similares a 9.0 Mw alcanza aproximadamente $2 \times 10^{18} J$ que es equivalente a 37 bombas nucleares (Ecuación 3; [19]).

$$\log(E) = 1.5Mw + 4.8 \quad (3)$$

Además, la magnitud momento se relaciona con la longitud de ruptura mediante las ecuaciones empíricas de escalamiento de Papazachos [27], con desviación estándar de $\sigma = 0.18$, para sismos en zonas de subducción entre los intervalos ($6.7 \leq Mw \leq 9.3$).

$$\log(L) = 0.55Mw - 2.19 \quad (4)$$

$$\log(W) = 0.31Mw - 0.63 \quad (5)$$

Las ecuaciones 4 y 5 para sismos maremotogénicos (Mw=9.0) tienden a generar una longitud de ruptura de $L > 500$ km y $W \approx 140$ km. Esto genera una gran deformación sea dentro en el mar o cerca a la línea de la costa; la elevación o subsidencia generada se determina mediante el modelo de deformación de Okada [30] con la siguiente expresión 6 que como resultado proporciona la deformación en cada componente. Teniendo en cuenta los parámetros angulares de la falla.

$$u_i = \frac{1}{F} \int \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] \nu_k d\Sigma \quad (6)$$

dónde; δ_{jk} , es el delta de kronecker; λ y μ son constantes de Lamé; y ν_k es el coseno director de la normal al elemento de superficie $d\Sigma$

La deformación generada por el sismo es el agente principal para el desplazamiento de la gran cantidad de masa de agua en el oceano. Por ende la generación de ondas, constituye un gran peligro, donde la ola de maremoto al acercarse a la costa reduce la velocidad de propagación y longitud de onda, y como resultado de la conservación de la energía de la onda se visualiza en la amplitud de la ola debido a la poca profundidad [34]; [35]. Para la propagación de las ondas generadas en el mar, se tiene en cuenta la teoría de aguas someras [36] [37].

Delimitación de la geometría de ruptura

El área de estudio efectiva se corrobora mediante la siguiente metodología: Teniendo en cuenta los efectos macrosísmicos observados y reportados; en este caso, estos efectos fueron observados desde Arica hasta Acari. Además, siguiendo el trabajo de Dorbath [13], los efectos de gran magnitud del terremoto de Tacna 1868 se visualizan dentro de la isosista de intensidad VIII MM (Figura 5) que coinciden con las barreras físicas que evitan la propagación de la ruptura sísmica (Dorsal de Nazca y la contorsión o cambio de dirección del continente en el sur de Perú y norte de Chile). Por otro lado, para ver los efectos del maremoto alrededor del Pacífico se complementa con los reportes de observaciones [8] [10] [11] [12].

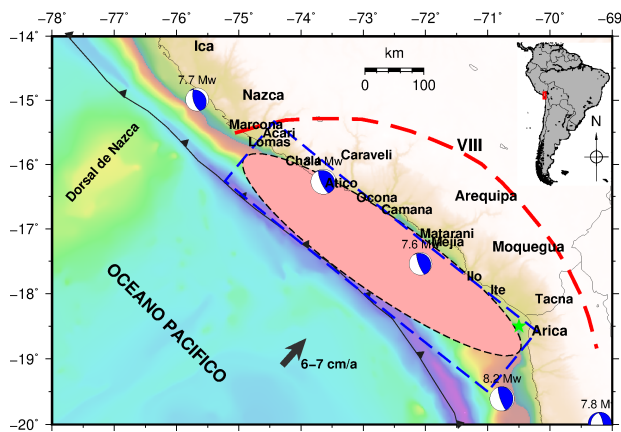


Figura 5: Geometría de ruptura de la fuente sísmica y efectos macrosísmicos coincidente con lo reportado por Dorbath et al. [13], en la zona de estudio

La elección de la resolución de la batimetría y topografía se basa en la disponibilidad de dichos datos; esto debido a que permite en un tiempo prudente la obtención de los resultados. Se eligió emplear la batimetría interpolada de 27 segundos de arco que equivale a 833.9 metros y 4 minutos de arco que equivale 7400 metros [28]; dicha data fue interpolada con el progama

Surfer 13 empleando método Krigging que permite obtener valores de batimetría en base a la muestra dada (1 min de arco) con varianza mínima y empleando códigos en MATLAB los cuales permitieron delimitar los límites de interpolación. Esto redujo el tiempo de ejecución de los scripts con buena aproximación de lo observado con los resultados simulados.

La referencia del epicentro del terremoto de 1868 es frente a la costa de Arica, para ello, se aproxima la ubicación dada por Bonny y Algermissen [14] que marca como coordenadas de 70.5° W y 18.5° S. Para determinar los parámetros físicos de la zona de ruptura se emplean las ecuaciones empíricas de escalamiento propuestas por Papazachos [27] las cuales se aplican para zonas de subducción. En este caso, para un evento de magnitud 9.0 Mw se calculó la longitud de 575 km y ancho de 145 km; $M_0 = 3.98 \times 10^{22}$ Nm; dislocación de 11.49 m.

Por otro lado, los parámetros focales se determinaron de la siguiente manera: El ángulo azimutal 309° paralelo a la línea de costa, el ángulo de buzamiento 16° analizando los sismos más cercanos a Arica, el ángulo de dislocación de 90° teniendo en cuenta una deformación vertical para obtener el máximo valor de deformación. Además, se hizo la aproximación de la longitud y el ancho de ruptura, y el momento sísmico se calculó mediante la ecuación 1. Esto se visualiza en los cuadros 1 y 2.

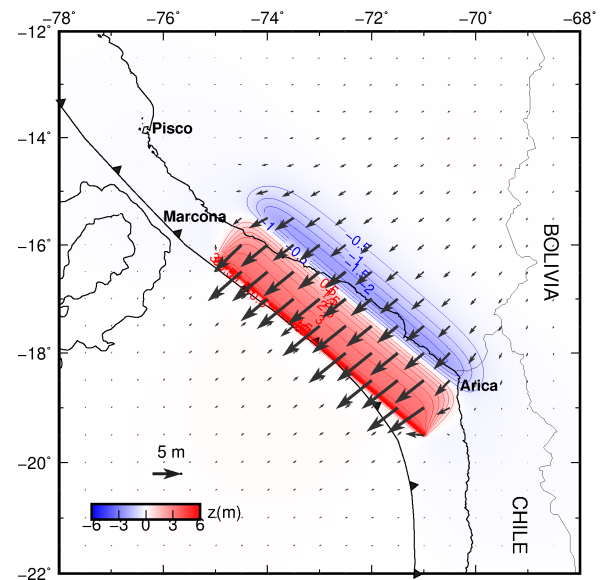


Figura 6: Deformación vertical del sismo de Arica 1868, las curvas representan el levantamiento (rojo) y hundimiento (azul) en rango de 0.5 m. Las flechas representan los vectores de desplazamiento horizontal cosísmico.

4. Resultados y Discusión

Los parámetros del cuadro 2 y la magnitud de 9.0 Mw en la zona afectada por el evento sísmico de 1868, indican que la longitud de ruptura es de 570 km a lo largo de la costa de Arica hacia Acari y de 140 km de ancho desde la fosa marina, como se visualiza en el cuadro 1. Coincidiendo con lo demostrado por Dorbath et al. [13] dentro de la ubicación de la isosista de intensidad VIII MM (Figura 5) que esta ubicada dentro de las barreras físicas (Dorsal de Nazca y contorsión del continente en Arica), es el resultado del modelamiento de la deformación mediante la formulación de Okada [30].

El patrón de elevación y la subsidencia que se logra obtener mediante el modelamiento de la fuente sísmica se muestra en la Figura 6. El máximo levantamiento simulado fue aproximadamente de 6 m cerca a la fosa marina mientras que el hundimiento o subsidencia es de 2 m cerca a la línea de costa, además, los vectores de desplazamiento muestran una dirección hacia el mar, lo que indica que la costa en la zona de ruptura sísmica se movió hacia el mar.

La deformación vertical de la superficie oceánica desplaza una gran cantidad de masa de agua. Asumiendo el medio acuático incompresible se produce el efecto pistón para que se inicie la propagación de las ondas de maremoto. Las intensidades de energía con las que se propagan las ondas de maremoto hacia el sur y norte son bajas, mientras que hacia el oeste los frentes de ondas viajan a gran velocidad llevando consigo gran cantidad de energía para intervalos de propagación de 0, 30, y 60 minutos (Figura 7).

La Figura 8 muestra las formas de onda del maremoto para 5 localidades costeras. Para la estación virtual de Chala, la máxima altura de ola es de 10 m a los 40 minutos. Respecto a lo reportado por Silgado [11] en el momento inicial que el mar se retiró inmediatamente, el modelo de propagación muestra que el mar tuvo 1.8 metros de altura sobre el nivel medio del mar. En Camaná, se presenta un ligero retiro del mar para alcanzar olas de 10 y 17 m consecutivamente en los minutos 28 y 60 minutos.

No hay reportes respecto a esta localidad, se asume que en la época era menos comercial. El puerto de Matarani, dentro de la provincia de Islay, como resultado tiene una elevación de ola de 7 m, esto es muy contrario a lo reportado por Silgado [11] que menciona que la altura de ola fue de 12 m (40 pies). Sin embargo, la altura que ha sido determinada puede asemejarse a lo presentado por Soloviev y Go [12] que hubo oscilaciones del mar que hicieron varar a embarcaciones con graves daños en el puerto.

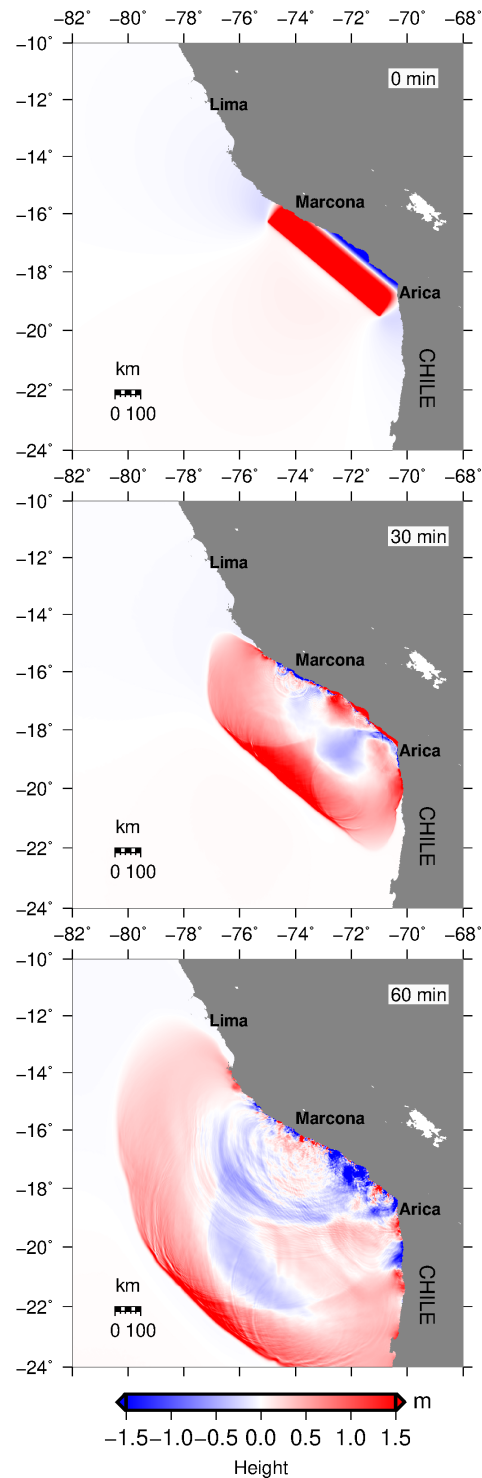


Figura 7: Propagación del maremoto de Arica 1868 en la zona de estudio en diferentes intervalos de tiempo, 0 min (imagen superior) a 30 min (imagen media) y 60 min (imagen inferior) después del terremoto.

En el puerto de Ilo, el mar evidencia un ligero retiro, con olas de 10 m de altura promedio que llegaron y arrasaron con todo a su paso, lo que concuerda con Soloviev y Go [12], asumiendo que la fuerte intensidad de las olas es por estar cerca a la ciudad de Arica. Arica, considerado por los reportes como posible lugar del epicentro, quedó muy dañado por este evento sísmico, hubieron dos olas debido al maremoto de alturas de 12 y 16 m, lo que coincide con lo reportado por Silgado [10]; pero, en relación al tiempo hay una diferencia de 13 y 1 minuto para cada ola obtenida mediante el modelo respecto de la hora en que ocurrió el sismo.

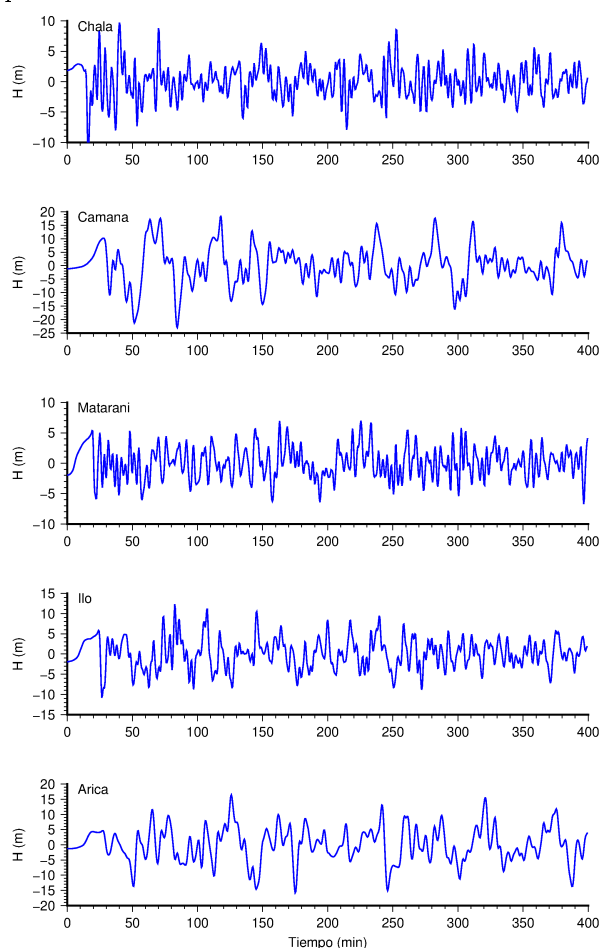


Figura 8: Formas de ondas de maremoto registradas por los mareógrafos virtuales en las localidades correspondientes al área de estudio debido al terremoto de Arica 1868 de magnitud 9.0 Mw.

Por otro lado, las evidencias del sismo del 13 de agosto de 1868 se pudo visualizar alrededor del Océano Pacífico debido a la energía propagada por las ondas. Como lo reportaron los investigadores: Lockridge [8] junto a Fernández [9] sostienen que los frentes de ondas están dirigidos hacia Nueva Zelanda y Antártida (Figura 9).

5. Conclusiones

La determinación de los parámetros de la fuente sísmica del terremoto de 1868 de Arica se basan en reportes que documentan los efectos macrosísmicos. La geometría de ruptura del terremoto de 1868 se encuentra dentro de la isosista VIII MM y dentro de las barreras físicas entre la Dorsal de Nazca y la contorsión del continente en Arica [13] y lo reportado por Silgado [11]. La magnitud del terremoto de Arica de 1868 se estima en 9.0 Mw que genera los parámetros mostrados en los cuadros 1 y 2 para la longitud (570 km) y ancho (140 km) de ruptura y momento sísmico de 4.49×10^{22} Nm (ecuación 1). La deformación estimada fue de aproximadamente 6 metros de elevación y 2 metros de hundimiento cerca a la línea de la fosa marina y a la línea de costa, respectivamente. Además, los vectores de desplazamiento tienden a la zona de mayor deformación (Figura 6) cerca a la línea de la fosa marina.

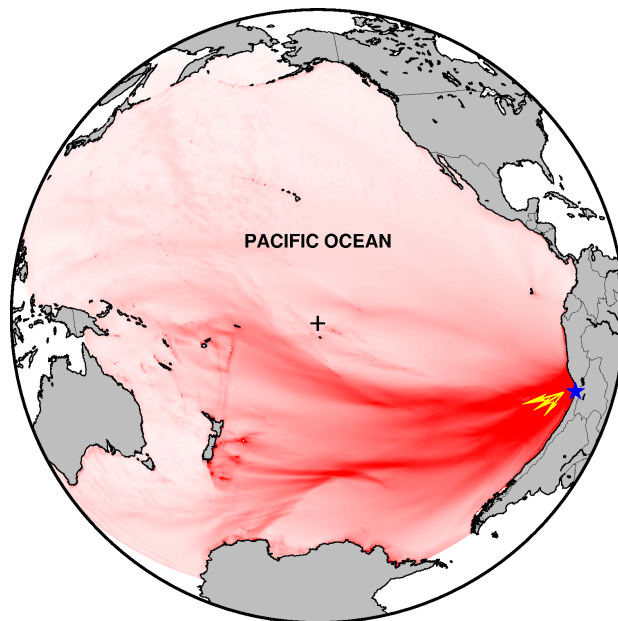


Figura 9: Propagación de las ondas de maremoto debido al terremoto de Arica de 1868 en el Océano Pacífico. La estrella representa el epicentro en Arica y las flechas indican la dirección de las ondas de maremoto

Debido al momento sísmico determinado para el terremoto de Arica de 1868 que supera el rango de 2×10^{20} Nm, este es un terremoto maremotogénico. Los efectos de las ondas de maremoto se visualizaron en Arica y en otras partes del Océano Pacífico ([8] [9] [11] [12], Figura 9). Mediante la simulación y el análisis de los parámetros que se asignaron a la fuente sísmica, se logró determinar olas de altura de 12 y 16 m en el puerto de Arica y en un tiempo similar con lo reportado, teniendo en cuenta que la hora del sismo es 20:45 UTC [10]. Además, la pro-

pagación de las ondas de maremoto se hace visible hacia Nueva Zelanda y la Antártida, teniendo en cuenta la batimetría y los efectos físicos de la reflexión, refracción y difracción de las ondas (Figura 9) y que tiene similitud con lo reportado por Satake [38], el cual encontró que la dirección del maremoto generado por sismos en la zona de subducción de Perú tienen fuertes señales en dirección de Nueva Zelanda empleando la batimetría actual.

El análisis sismotectónico permite inferir que aún existe un gap sísmico en la parte sur de Perú y norte de Chile que está por liberar la energía acumulada, teniendo en cuenta que los terremotos de Camana (2001) [6] e Iquique (2014) [6] [3] no han liberado la energía sísmica

acumulada desde 1868 y 1877 considerando su periodo de recurrencia de un siglo [13]. Esta liberación de energía sísmica podría generar destrucción debido a un movimiento sísmico de magnitud entre 8.0 y 9.0 Mw, así como, la posibilidad de un maremoto que podría tener impacto en áreas circundantes del Océano Pacífico.

Agradecimientos

Un agradecimiento a las personas que dieron soporte moral durante el desarrollo de esta investigación: Rosa A. Cobeñas, Javier Rinza, Vladimir Tuñoque y Juan Rivera.

Referencias

- [1] C. Jiménez; C. Carbonel; J. Villegas-Lanza. Seismic Source of the Earthquake of Camana Peru 2001 (Mw 8.2) from Joint Inversion of Geodetic and Tsunami Data. Pure and Applied Geophysics. Vol 178, 1-13 (2021).
- [2] USGS. Natural Hazards: Latest earthquakes. <https://earthquake.usgs.gov>. Accedido 15-05-2022.
- [3] T. Lay; Y. Han; E. Brodsky; C. An. The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence. Geophysical Research Letters. Vol 41 (11), 3818-3825 (2014). Doi: <http://doi.org/10.1007/s00024-020-02616-8>.
- [4] E. Norabuena; T. Dixon; S. Stein; C. Harrison. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. Geophysical Research Letters. Vol 26 (22), 3405-34085 (1999).
- [5] C. DeMets; R. Gordon; D. Argus; S. Stein. Current plate motions. Geophysical Journal International. Vol 101(2), 425-478 (1990).
- [6] C. Jiménez. *Generación y propagación de maremoto producido por una distribución de fuente sísmica*. Tesis doctoral: UNMSM (2019).
- [7] E. Mas; B. Adriano; N. Pulido; C. Jiménez; S. Koshimura. Simulation of Tsunami Inundation in Central Peru from Future Megathrust Earthquake Scenarios. Journal of Disaster Research. Vol 9(6), 961-967 (2014).
- [8] P. Lockridge. *Report SE-39: Tsunamis in Peru-Chile*. Boletín 3, Serie C. Editorial World Data Center A for Solid Earth Geophysics, USA (1985).
- [9] M. Fernández. *Arica 1868: Un tsunami y un terremoto*. Boletín 3, Serie C: Universidad de Tarapacá (2007).
- [10] E. Silgado. *Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974)*. Boletín 3, Serie C: Instituto de Geología y Minería, Lima (1978).
- [11] E. Silgado. *Terremotos Destructivos en América del Sur 1513-1974*. CERESIS. Vol 10. Lima (1985).
- [12] S. Soloviev; Ch. Go. *A catalogue of tsunamis on the eastern shore of the Pacific Ocean (1513-1968)*. Boletín 3, Serie C: Nauka Publishing House, Moscow (1975).
- [13] L. Dorbath; A. Cisternas; C. Dorbath. Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol 80(3), 551-576 (1990).
- [14] L. Bonny; S. Algermissen. *Catálogo de terremotos para América del sur: Datos de hipocentros e intensidades - Chile*. CERESIS. Vol 5. Lima (1985).
- [15] D. Comte; M. Pardo. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. Natural hazards. Vol 4(1), 23-44 (1991).
- [16] C. Jiménez; N. Moggiano; E. Mas; B. Adriano; S. Koshimura; Y. Fujii; H. Yanagisawa. Seismic Source of 1746 Callao Earthquake from Tsunami Numerical Modeling. Journal of Disaster Research. Vol 8(2), 266-273 (2013).
- [17] M. Baptista; P. Miranda; J. Miranda; V. Mendes. Constrains on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. Journal of Geodynamics. Vol 25, 159-174 (1998).

- [18] C. Jiménez; N. Moggiano . Numerical Simulation of the 1940 Lima-Peru Earthquake and Tsunami (Mw 8.0). *Journal of Seismology*. Vol 24, 89-99 (2020).
- [19] C. Jiménez. *El Maremoto Notable de 1746*. Tesis de maestría: UNMSM (2015).
- [20] K. Satake; K. Wang; B. Atwater. Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions. *Journal of Geophysical Research*. Vol 108(B11), 2535 ESE1-ESE17 (2003).
- [21] M. Gutscher; J. Roger; M. Baptista; J. Miranda; S. Tinti. Source of the 1693 Catania earthquake and tsunami (Southern Italy): New evidence from tsunami modeling of a locked subduction fault plane. *Geophysical Research Letters*. Vol 33(8), 1-4 (2006).
- [22] A. Santos; S. Koshimura; F. Imamura. The 1755 Lisbon tsunami: Tsunami source determination and its validation. *Journal of Disaster Research*. Vol 4(1), 41-52 (2009).
- [23] D. Sugawara; F. Imamura; H. Matsumoto; K. Goto; K. Minoura. Reconstruction of the AD 869 Jogan earthquake induced tsunami by using the geological data. *Journal of Japanese Society of Natural Disaster Science*. Vol 29(4), 501-516 (2011).
- [24] M. Nosov; A. Bolshakova; S. Kolesov. RDisplaced water volume, potential energy of initial elevation, and tsunami intensity: Analysis of recent tsunami events. *Pure and Applied Geophysics*. Vol 171(12), 3515-3525 (2014).
- [25] C.M.R. Fowler. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press, EE.UU (2005).
- [26] H. Tavera; I. Bernal. Distribucion espacial de áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde oeste del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. Vol 6, 89-102 (2005).
- [27] B. Papazachos; E. Scordilis; D. Panagiotopoulos; C. Papazachos; G. Karakaisis. Global Relations Between Seismic Fault Parameters and Moment Magnitude of Earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece*. Vol 36(3), 1482-1489 (2004).
- [28] GEBCO. General Bathymetry Chart of the Oceans. <https://www.gebco.net/>. **Accedido 03-01-2021**.
- [29] DHN. *Manual de procedimientos para el estudio de mareas*: DNH (2013).
- [30] Y. Okada. Surface Deformation due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space. *Bulletin of Seismological Society of America*. Vol 75(4), 1135 - 1154 (1985).
- [31] GMCT. Global Centroid-Moment-Tensor. <https://www.globalcmt.org/>. **Accedido 03-01-2021**.
- [32] J. Avalos. *El Efecto Coriolis en la Propagación del Maremoto de Chile del 2010*. Tesis de grado: UNMSM (2019).
- [33] H. Kanamori. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*. Vol 82(20), 2981-2987 (1977).
- [34] R. Davidson-Arnott. *An Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press, EE.UU (2010).
- [35] R. Salmon. *Introduction to Ocean Wave*. Institution of Oceanography University of California, EE.UU (2016).
- [36] Dimar-CCCP. *Estudio de la amenaza por Tsunami y gestión del riesgo en el litoral pacífico Colombiano*. Dirección General Marítima, Colombia (2013).
- [37] S. Koshimura. *TUNAMI-CODE: Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of Tsunami*. Tohoku University, Japón (2009).
- [38] K. Satake; M. Mohammad; M. Quiroz; R. Cienfuegos . History and features of trans-oceanic tsunamis and implications for paleo-tsunami studies. *Earth-Science Reviews*. Vol 202, 103112 (2020).