

ESTIMACIÓN DE LOS PARÁMETROS DE RUPTURA DE LOS TERREMOTOS DE 1974 Y 1966 A PARTIR DEL MODELAMIENTO NUMÉRICO DE TSUNAMIS

Sheila Yauri y Hernando Tavera

Instituto Geofísico del Perú - sheila.yauri@igp.gob.pe, hernando.tavera@igp.gob.pe

INTRODUCCIÓN

Los tsunamis de origen sísmico se caracterizan por su gran poder destructivo capaz de devastar ciudades costeras en cuestión de minutos; más aún, mantener el peligro por horas y hasta días posteriores al evento. Los daños directos e indirectos, sumado a los previamente generados por el sismo, ha traído como consecuencia grandes pérdidas humanas, materiales y ambientales que en muchos casos ha provocado la interrupción del crecimiento económico de los países afectados (ejemplo; Sumatra 2004, Chile 2010 y Japón 2011). En este sentido, el estudio y caracterización de los sismos/tsunamis históricos y recientes constituye información importante que sirve de base para una buena gestión de riesgo de desastres en países altamente vulnerables.

En Perú, la historia sísmica y tsunamigénica evidencia la ocurrencia de tsunamis entre pequeños, moderados y catastróficos, siendo más recurrentes en las regiones Centro y Sur. Se estima que el tsunami más grande ocurrido en la región central fue producto del sismo de 1746 (~8.8Mw) con olas del orden de 15-20 metros en el Callao, seguido por un periodo de ausencia de sismos tsunamigénicos que se reinicia 194 años después con los sismos tsunamigénicos de 1940 (8.1Mw), 1966 (8.1Mw), 1974(8.0Mw) y 2007(8.0Mw) (Dorbath et al., 1990). De estos eventos únicamente los tres últimos cuentan con registros sísmicos y mareográficos. Haciendo uso de ésta información, el presente estudio tiene por objetivo realizar el modelamiento de los tsunamis generados en 1974 y 1966 y proponer los parámetros que definen su fuente sísmica. Esta cuantificación permitirá además: i) analizar las características de propagación de las olas y su interacción con la batimetría y topografía a una escala regional y local, ii) determinar el tiempo de arribo y altura de olas en zonas vulnerables y iii) ser usados como posibles escenarios en el futuro. La validación de los parámetros sísmicos se realiza mediante la comparación visual y estadística de los registros mareográficos sintéticos y observados (estaciones de Callao, San Juan y Chimbote).

DATOS Y METODOLOGÍA

Para lograr una buena caracterización sísmica de los eventos de 1974 y 1966, se cuenta con información sobre: 1) Data batimétrica a escala local proporcionada por la DHN (Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú) y a escala regional por el GEBCO (The General Bathymetric Chart of the Oceans). 2) Parámetros hipocentrales para estimar la geometría de la fuente sísmica utilizando la relación de Papazachos (2004). 3) Data mareográfica (serie temporal de la secuencia de olas registradas durante ambos tsunamis), necesario para validar los modelos de fuente propuestos para ambos eventos. Para el tsunami de 1966, se cuenta con los registros mareográficos de las estaciones Chimbote (09°14'S, 79°00'O), Callao (12°03'S, 77°09'O) y San Juan (15°21'S, 75°10'O); mientras que, para el tsunami de 1974 los registros de las estaciones Callao y San Juan, obtenidos de Kuroiwa (2004) y Murty & Wigen (1975), respectivamente. Con el propósito de estimar la altura y el tiempo de arribo que habría tenido estos tsunamis en otras zonas de la costa peruana, se genera mareogramas sintéticos en puntos donde se ubican las estaciones mareográficas de la DHN y/o en otros lugares importantes de la costa peruana (Figura 1). Para llevar a cabo el modelamiento de propagación de ambos tsunamis, se hace uso del código no lineal TUNAMI-N2 (Universidad de Tohoku, Japón). Se considera un área computacional desde los 84°O hasta 74°O y desde los 17°S hasta los 7°S, en total 1200 x 1200 nodos con resolución de 30 arco segundos (~900 m). Se considera un tiempo de propagación de 3 horas posteriores a los eventos de 1974 (14:21 GMT) y 1966 (21:41 GMT) y para evitar inestabilidades numéricas dentro del proceso computacional, se toma en cuenta el criterio CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) determinándose un intervalo óptimo computacional de 3 s.

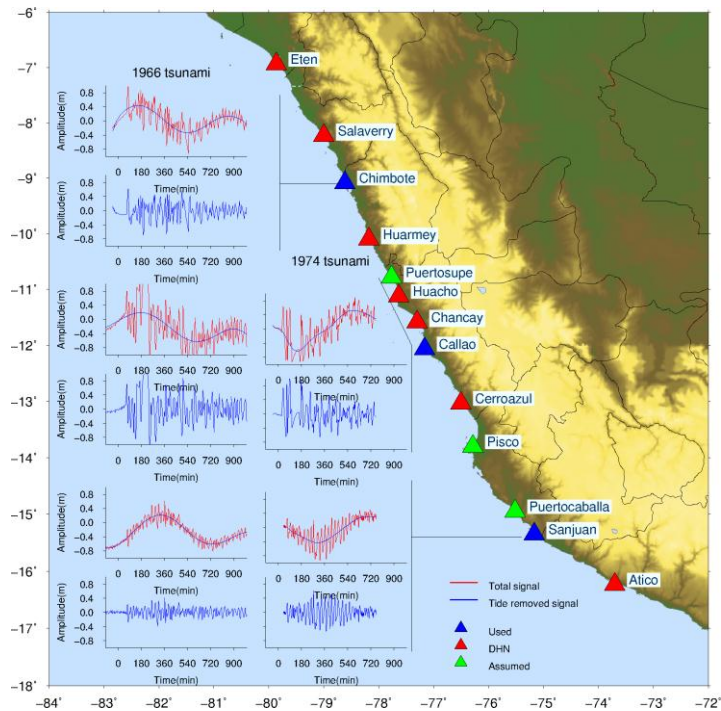


Figura 1: Mapa con la ubicación de los mareógrafos considerados en el presente estudio; así como, los registros mareográficos correspondiente a los tsunamis de 1974 (columna derecha) y 1966 (columna izquierda).

La deformación cosísmica, considerada como condición inicial para la generación de un tsunami, se calcula mediante el algoritmo de Okada (1985) a partir de la geometría y desplazamiento obtenidos mediante la relación de Papazachos (2004). Mediante un proceso de ensayo y error se obtiene el modelo de fuente que mejor reproduce la secuencia de olas para ambos eventos y por tanto los que mejor se ajustan a los mareogramas registrados.

RESULTADOS

A partir del modelamiento numérico de propagación se determina que el tsunami de 1974 se habría generado debido a la deformación abrupta del piso oceánico con un levantamiento de 0.92m y una subsidencia de 0.52m; mientras que, el tsunami de 1966 debido un levantamiento de 2.33m y una subsidencia de 0.42m. Los parámetros de ruptura de ambos eventos se presentan en la **Tabla 1**. En ambos casos, la geometría de cada fuente coincide con el área de réplicas y desplazamiento determinado por Langer y Spence(1995). Ver Figura 2.

Tabla 1: Parámetros de fuente sísmica propuestos para los terremotos de 1974 y 1966. (S: desplazamiento, L: largo, W: ancho, ST: rumbo; D: buzamiento, R: ángulo de desplazamiento y TD: profundidad superior de la fuente).

Año	Lat. (° S)	Long. (° W)	S (m)	L (km)	W (km)	ST (°)	D (°)	R (°)	TD (km)
1974	13.9	77.4	2.4	185	75	325	10	90	9
1966	11.0	79.0	4.9	70	130	330	20	90	7

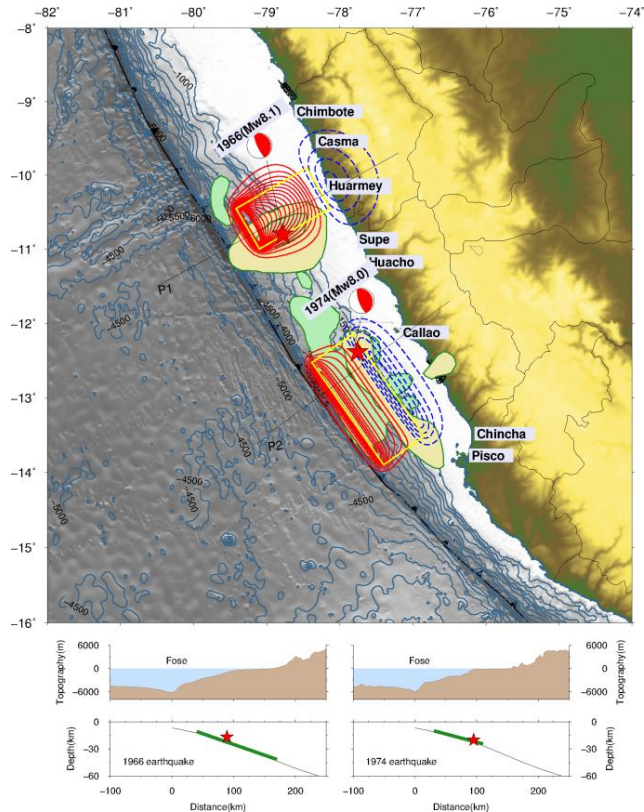


Figura 2: a) Modelo de fuente para los eventos de 1974 y 1966 proyectados en superficie (rectángulo amarillo). Localización epicentral según el USGS (estrella roja). Áreas con levantamiento (líneas rojas) y subsidencia (líneas discontinuas azules) con intervalos de 0.1 m. El área de réplicas (Dewey and Spence, 1979 y Abe, 1972, respectivamente) se muestra en polígonos de color amarillo; mientras que, las áreas de mayor desplazamiento en color verde (Beck and Ruff, 1989 y Hartzell and Langer, 1994). En la parte inferior se observa el emplazamiento del modelo de fuente a lo largo del perfil de subducción.

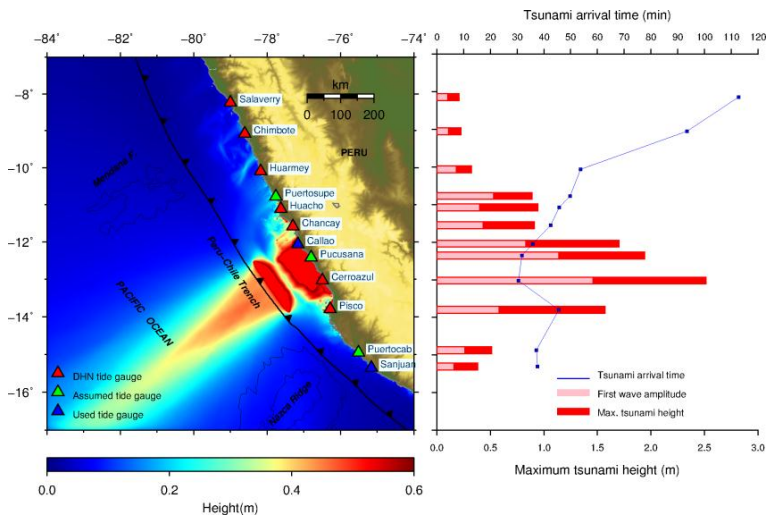


Figura 3: Izquierda: Mapa con las máximas alturas del tsunami y distribución de las estaciones mareográficas utilizadas. Derecha: Comparación entre la amplitud de la primera ola del tsunami (rojo claro), máxima altura del tsunami a lo largo de 3 horas de propagación (rojo oscuro) y tiempo de arribo de la primera ola a la costa (línea azul), para el tsunami ocurrido en 1974.

El tsunami de 1974 habría arribado inicialmente a la estación Cerro Azul 28 minutos después de producido el sismo, con una amplitud de 1.7 m y una altura máxima del tsunami (medido de cresta a valle) de 2.5 m. (Figura 3); mientras que, el tsunami de 1966 habría arribado primeramente a la estación Huarmey en 20 minutos posteriores a la ocurrencia del sismo, con una altura de 2.5 m. La máxima altura del tsunami de 1966, estimada a lo largo de tres horas de propagación se habría dado a lo largo de las estaciones de Casma y Puerto Supe con olas de 3.6 m y 3.3 m, respectivamente (Figura 4). Estas estimaciones muestran ser bastante coherentes con los reportes de daños generados por ambos eventos.

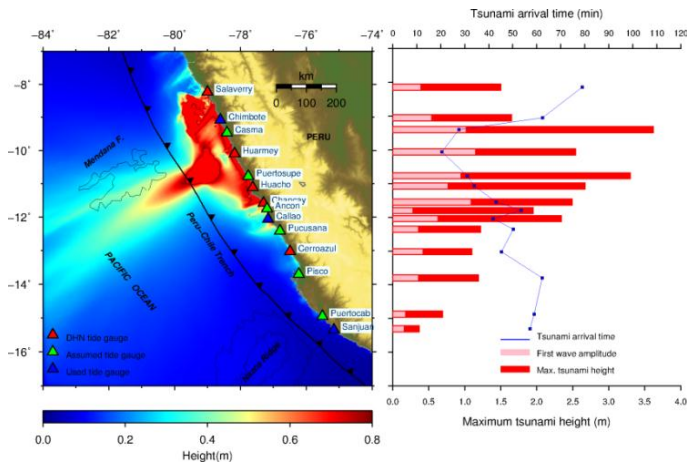


Figura 3: Izquierda: Mapa con las máximas alturas del tsunami y distribución de las estaciones mareográficas utilizadas. Derecha: Comparación entre la amplitud de la primera ola del tsunami (rojo claro), máxima altura del tsunami a lo largo de 3 horas de propagación (rojo oscuro) y tiempo de arribo de la primera ola a la costa (línea azul), para el tsunami ocurrido en 1966.

CONCLUSIONES

A partir del modelamiento numérico de los tsunamis generados por los sismos de 1974 (8.0Mw) y 1966 (8.1Mw) y de su validación mediante la comparación entre los mareogramas registrados y sintéticos, se propone los parámetros que caracterizan la fuente sísmica de ambos eventos. Asimismo, se determinó la altura y tiempo de arribo de las olas en otras zonas importantes de la costa peruana. Para el sismo de 1974 se propone un modelo de fuente homogéneo con longitud de 195 km de largo, 75 km de ancho, 2.4 m de desplazamiento y 330° de rumbo de la fuente. Para el evento de 1966 una fuente homogénea de 70 km de longitud, 130 km de ancho, 4.9 m de desplazamiento y 330° de rumbo; es decir, en dirección paralela a la fosa. El buzamiento y el ángulo de desplazamiento en ambos casos es de 17° y 90°, respectivamente (similar al propuesto por Beck and Ruff (1989). Adicionalmente, en ambos casos se encontró que las olas del tsunami viajan más rápido a la región sur de Perú con respecto de la región norte, esto debido a las condiciones batimétricas distintas y casi opuestas en ambas zonas.

REFERENCIAS

1. Abe, K. (1972). Mechanisms and tectonic implications of the 1966 and 1970 Peru earthquakes, *Phys. EarthPlanet. Inter.*, 5, 367-379.
2. Beck, S. and Ruff, L. (1989). Great earthquake and subduction along the Peru trench, *Phys. EarthPlanet. Inter.*, 57, 199-224.
3. Dewey, J.W. and Spence, W. (1979). Seismic gaps and source zones of recent large earthquakes in coastal Peru. *Pure Appl. Geophys.*, 117: 1148—1171.
4. Dorbath, L., Cisternas, A. and Dorbath, C. (1990). *Bull. seism. Soc. Am.*, 80, 551—576.
5. DHN, <https://www.dhn.mil.pe/>
6. GEBCO_08 Grid, version 20100927, <http://www.gebco.net>
7. Hartzell, H. and Langer, S., (1994). *JGR*, 98, B12, 22123-22134.
8. Kuroiwa J. (2004). *DISASTER REDUCTION, Living in Harmony with Nature*. 512 p Book, Editorial NSG S.A.C. (e-mail: editnsg@speedy.com.pe). Lima – PERU.
9. Langer, C. and Spence, W. (1995). A study of aftershocks of the October 3, 1974, Peru earthquake, *Earthquakes, notes*, 49 1, 54.
10. Murty, T.S., and Wigen, S. O. (1975). *Tsunami Newsletter*, Vol. 8, No. 1, pp 2- 17.
11. Okada, Y. (1985). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135—1154.
12. Papazachos, B. C., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, D. G. Papazachos, C.B. Karakaisis, G. F. (2004) Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. 10th cong. Hellenic Geol. Soc., Thessaloniki, Greece, 14-17, pp 539-540.