UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



DETECCIÓN, LOCALIZACIÓN Y ANÁLISIS DE SISMOS TSUNAMIGÉNICOS: SISTEMA DE ALERTA DE TSUNAMIS TREMORS

Tesis Presentada por la Bachiller en Ciencias Geofísicas:

Sheila Alodia Yauri Condo

Para optar el Título Profesional de INGENIERO GEOFÍSICO

AREQUIPA – PERÚ

2008

A Dios, mi protección y fortaleza

A mis padres Alodia y Santos, mi fuente de inspiración

A mis hermanos: Rita, Carmen, Sandro, Milagros y Sugey, mi apoyo incondicional.

…los Amo

Tsunami

Hermosa mujer de pelo negro y mirada perdida
El peñasco posada te brindaba
Mirando al mar preguntabas
¿Por qué en tsunami te trasformas..?
¿Por qué causas dolor en nuestros corazones..?
La mar al oírla retrocede y con ojos tristes responde
Yo vivo en paz y brindo mis aguas a tu piel
Es el terremoto quien me daña y cambia
Mis susurros y melodías te entrego mujer…

Si el terremoto nos castiga, dice la mujer
¿Por qué también tus aguas agitas….?
Nuestro dolor es grande ya
La culpa es de ustedes mujer, se oye al mar decir
Destruyen a la Tierra con sus guerras
Heridas profundas causan las minas y petroleras
La Tierra sangrando sufre su transformación
Sus gritos de dolor lo expresa con cada terremoto
Dañando a quienes les hieren sin piedad

La Tierra me cobija mujer, dice la mar
Su dolor es mi dolor y hace que mi cuerpo se agite
Mis aguas se tiñen de negro y con la fuerza de Poseidón
Llegan a vuestras costas en forma de un Tsunami
Lo siento mujer, os pido vuestra comprensión
Si el dolor de quien me cobija es grande
Tendrán de mi, olas tras ola hasta que deje de sufrir

Oh.. i Mar temor me causas y paz no encuentro
Grita la mujer al ponerse de pie y ver soledad
Todo esta destruido, solo se oye gritos de dolor
Niños, mujeres, ancianos perdidos unos a otros
Es vuestra culpa mujer, dice la mar alejándose
Si destruyen a la Tierra día a día
Terremotos y tsunamis tendréis por doquier
Si amor sin mesura la Tierra recibe
Armonía y paz será nuestra vivencia

Tierra y mar, venid hacia mi, grita la mujer
Os cobijare, os abrigare, os amare
Venid hacia mi……..i

HT

RESUMEN

La alta actividad sísmica evidenciada por el constante movimiento de las placas de Nazca y Sudamericana a una velocidad relativa de 8 cm/año, cataloga al Perú como un país potencialmente sísmico. Así, a lo largo de la historia, se han generado innumerables sismos de diversas magnitudes y a diferentes niveles de profundidad, distribuidos principalmente en el borde oeste del territorio peruano, produciendo daños materiales; así como, pérdidas de vidas humanas. No obstante, esta demostrado que después de la ocurrencia de sismos con magnitudes superiores a 6.5 Ms, con epicentros en el mar y profundidades focales menores a 60 Km producen como fenómenos secundarios los ***"tsunamis"***, los cuales, en ciertas ocasiones son mucho más destructivos que los sismos que lo generan.

A lo largo de la historia, el Perú ha soportado y seguirá soportando la ocurrencia de importantes sismos acompañados de tsunamis como los ocurridos en 1582, 1586, 1604, 1644, 1687, 1806, 1868, 1966, entre otros; más aún, en los últimos 12 años las costas peruanas han sido escenarios de 4 importantes tsunamis ocurridos en 1996 (Chimbote y Nazca), 2001 (Camaná) y 2007 (Pisco). Por lo expuesto y teniendo en cuenta que este fenómeno es recurrente en el espacio y tiempo, resulta de vital importancia realizar estudios sobre la dinámica de los procesos de formación de tsunamis, así como las diferentes herramientas para su alerta.

En el presente estudio, se desarrollan los conceptos relacionados a la dinámica de generación, propagación e inundación de los Tsunamis. Asimismo, se discuten las bases físico-matemáticas en la que se sustenta el algoritmo del sistema de alerta temprana de tsunamis denominado TREMORS (Tsunami Risk Evaluation Trough Seismic MOment from a Real-Time System) el cual forma parte del Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis del Perú (SNAT) y que funciona en convenio entre la Dirección

de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú (DHN) y el Instituto Geofísico del Perú (IGP).

En este sentido y a fin de evaluar cuantitativamente los parámetros hipocentrales y el valor del momento sísmico (Mo), parámetro que permitirá determinar si un sismo es o no tsunamigénico, se hace uso de una base de datos, que consiste en el registro de eventos tsunamigénicos y no-tsunamigénicos pertenecientes a las estaciones TREMORS ELRO del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la armada de Chile (SHOA) y NNA del Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis (SNAT). Estos eventos han permitido evaluar y ajustar los límites de alerta establecidos a nivel mundial, los mismos que se basan en el valor del Mo (1.0E+20 N.m). Por otro lado, con el propósito de obtener mayor precisión en la identificación de las fases sísmicas y por ende en el cálculo de la localización epicentral, obtenida en forma automática por el sistema TREMORS, se lleva a cabo la identificación manual de los tiempos de arribo. Cabe mencionar que los cálculos y procedimientos efectuados por el sistema se basan en el registro de una sola estación sísmica de banda ancha con tres componentes de registro.

Los resultados obtenidos han permitido establecer los limites de confianza, así como también, definir los niveles de error que presenta el sistema TREMORS en el cálculo de la localización epicentral (definido por el Acimut y la distancia epicentral), el momento sísmico (Mo) y magnitud momento (Mw) para eventos Regionales y Telesísmicos. De esta manera, el intervalo de error en la distancia epicentral, obtenido mediante la detección automática está en el orden de +3.3° y -10°; mientras que, en la detección manual está entre +1.1° y -6.9°, del mismo modo, el intervalo de error en el acimut está entre +5.8° y-14° para señales con S/R< 3000 y entre +2.1° y -4.8° para señales con S/R> 3000. El análisis de la información procesada ha permitido observar que aquellos eventos que tienen un valor alto para el coeficiente de polarización (Cp_H≥0.98), presentan buenas localizaciones. Por otro lado, los sismos que tienen origen en la costa de Chile presentan mayor error por caracterizar registros con fases emergentes, las cuales son difíciles de que sean identificadas automáticamente por el sistema. Asimismo, los sismos de campo lejano, en general presentan errores altos en la localización; sin embargo, para fines de alerta de tsunamis de campo lejano la precisión

obtenida es buena, teniendo en cuneta que las olas producidas por éstos eventos demoran mas de 1 horas en llegar a la costa peruana.

El valor del momento sísmico calculado automáticamente por el sistema TREMORS, presenta residuales del orden de +0.12 y -0.14; mientras que para el manual esta entre +0.12 y -0.10. Esto ha permitido definir la resolución del algoritmo de alerta de tsunamis, y establecer que aquellos sismos con momento sísmico mayor a 5.0E+19 N.m generan tsunamis de tipo local. Asimismo, la magnitud momento estimada a partir del momento sísmico presenta residuales del orden de 0.1 y 0.2 unidades en ambos procedimientos.

Finalmente, el sismo de Pisco del 15 de Agosto de 2007, produjo un tsunami con olas de hasta 6 m de altura que afectaron principalmente las poblaciones de Chincha, Pisco y Paracas registrándose niveles máximos de inundación del orden de 2 Km y niveles de Run-Up de hasta 10 m. Por otro lado, cabe resaltar que los daños ocasionados por este tsunami fueron producto de los efectos de inundación y socavamiento en las poblaciones cercanas al litoral. Asimismo, es importante destacar que el mayor impacto producido por el tsunami se dio lugar en la zona de Lagunillas (al sur de la Península de Paracas), donde se tiene registro de la muerte de tres habitantes de la zona; así como, la destrucción de tres restaurantes turísticos.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

ÍNDICE

RESUMEN

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN 1

1.1 Área de estudio 3
1.2 Objetivos 3

CAPITULO II TSUNAMIS 5

2.1 Tsunami 6

2.2 Mecanismos generadores de tsunamis 6
2.2.1 Eventos sísmicos 7
2.2.2 Erupciones volcánicas 9
2.2.3 Deslizamientos 10
2.2.4 Impacto de meteoritos 11

2.3 Clasificación de tsunamis 13
2.3.1 Tsunamis Locales 13
2.3.2 Tsunamis Regionales 16
2.3.3 Tsunamis Lejanos 16

2.4 Características físicas de un tsunami 18
2.4.1 Velocidad de propagación (v) 18
2.4.2 Periodo (t) 19
2.4.3 Longitud de onda (l) 19
2.4.4 Altura del tsunami (h) 20
2.4.5 Run-up (R) 21
2.4.6 Energía de del tsunami (E) 22

2.5 Escalas de magnitud e intensidad de los tsunamis 23
2.5.1 Magnitud de tsunami según Inamura (1949) 25
2.5.2 Magnitud de tsunami según Lida (1963) 25
2.5.3 Magnitud de tsunami según Wiegel (1970) 26
2.5.4 Intensidad de tsunami según Soloviev (1970) 27

2.6 Daños causados por tsunamis 28
2.6.1 Daños producidos por el Momento del flujo 28
2.6.2 Daños producidos por la Inundación 29

2.6.3 Daños producidos por Socavamiento 30
2.7 Principales tsunamis a nivel mundial 31
2.7.1 Tsunami del 26 de Agosto de 1883 (Indonesia) 33
2.7.2 Tsunami del 1 de Abril de 1946 (Alaska) 34
2.7.3 Tsunami del 4 de Noviembre de 1952 (Rusia) 35
2.7.4 Tsunami del 9 de Marzo de 1957 (Alaska.) 36
2.7.5 Tsunami del 22 de Mayo de 1960 (Chile) 37
2.7.6 Tsunami del 28 de Marzo de 1964 (Alaska) 39
2.7.7 Tsunami del 26 de Diciembre del 2004 (Indonesia) 41

CAPITULO III HISTORIA DE TSUNAMIS OCURRIDOS EN PERÚ 45

3.1 Análisis de sismos generadores de tsunamis en el Perú 46
3.1.1 Análisis Frecuencial 48
3.1.2 Análisis de altura de las olas 50

3.2 Probabilidad de ocurrencia 52

3.3 Tsunamis importantes registrados en el Perú 54

CAPITULO IV SISTEMAS DE ALERTA 65

4.1 Sistema de alerta de tsunamis 66

4.2 Sistemas y Centros de alerta de tsunamis en el Pacífico 69

4.3 Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis en el Perú (SNAT) 76
4.3.1 Equipos y datos necesarios con los que cuenta el SNAT 77
4.3.2 Organismos que forman parte del SNAT 78

CAPITULO V TREMORS 80

5.1 Sistema TREMORS 81

5.2 Configuración del sistema TREMORS 83
5.2.1 Criterio de detección de un evento sísmico 84
5.2.2 Criterio de identificación de las fases sísmicas 86

5.3 Localización del epicentro 88
5.3.1 Cálculo del Azimut y del Ángulo incidencia 90
5.3.2 Distancia Epicentral 94
5.3.3 Distancia Hipocentral 95

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

5.4 Cálculo de la magnitud 98
5.4.1 Relación entre Energía y Magnitud 101
5.4.2 Relación teórica entre las magnitudes y el espectro de la fuente sísmica 102

5.5 Magnitud manto (Mm) 107

5.5.1 Cálculo de Mm en el dominio de frecuencia 108
5.5.1.1 Corrección de la distancia (C_d) 109
5.5.1.2 Corrección de la fuente (Cs) 115

5.5.2 Cálculo de Mm en el dominio del tiempo 119

5.6 Estimación del Momento sísmico a partir de la magnitud manto (Mm) 119

5.7 Relación entre la altura del tsunami y el momento sísmico 120

5.8 Tiempo necesario para determinar una alerta de tsunami 122

5.9 Límites de alerta 124

CAPITULO VI APLICACIÓN DEL SISTEMA TREMORS **127**

6.1 EVENTOS REGIONALES 128

6.1.1 Tsunami del 15 de Agosto del 2007 – Pisco 129
6.1.1.1 Identificación automática de las fases 130
6.1.1.2 Identificación manual de las fases 134

6.1.2 Sismo del 25 de Septiembre del 2005 – Lamas 138
6.1.2.1 Identificación automática de las fases 139
6.1.2.2 Identificación manual de las fases 143

6.1.3 Tsunami del 21 de Febrero de 1996 - Chimbote 146
6.1.3.1 Identificación automática y manual de las fases 148

6.1.4 Tsunami del 12 de Noviembre de 1996 – Nazca 148
6.1.4.1 Identificación automática y manual de las fases 149

6.1.5 Sismo del 20 de Diciembre del 2000 – Chile 149
6.1.5.1 Identificación automática y manual de las fases 150

6.1.6 Sismo del 14 de Noviembre del 2007 – Chile 151
6.1.6.1 Identificación automática y manual de las fases 153

6.2 EVENTOS TELESÍSMICOS 153

6.2.1 Sismo del 25 de Febrero de 1996 – México 154
6.2.1.1 Identificación automática de las fases 155
6.2.1.2 Identificación manual de las fases 159

6.2.2 Sismo del 30 de Septiembre de 1999 – México 162
6.2.2.1 Identificación automática y manual de las fases 163

6.2.3 Tsunami del 03 de Mayo del 2006 – Tonga 164
6.2.3.1 Identificación automática y manual de las fases 165

6.2.4 Tsunami del 17 de Julio del 2006 – Indonesia 165
6.2.4.1 Identificación automática y manual de las fases 168

CAPITULO VII ANALISIS Y DISCUSIÓN 169

7.1 Eventos Regionales 170
7.1.1 Análisis de Localización 170
7.1.2 Residual de la Distancia epicentral 171
7.1.3 Análisis del Momento sísmico (Mo) 172

7.2 Eventos Telesísmicos 173
7.2.1 Análisis de Localización 173
7.2.2 Residual de la Distancia epicentral 174
7.2.2 Residual del Acimut 175
7.2.3 Análisis del Momento sísmico (Mo) 178
7.2.4 Análisis la Magnitud momento (Mw) 179

7.3 Alerta de tsunamis 180

CAPITULO VIII CARACTERÍSTICAS DEL TSUNAMI DEL 15 DE AGOSTO DE 2007 183

8.1 Origen del tsunami del 15 de Agosto del 2007 183
8.1.1 Modelos de ruptura de la fuente 186

8.2 Propagación de las olas 187

8.3 Inundación en la costa central de Perú 192
8.3.1 Observaciones en las zonas inundadas 192

8.4 Daños causados por el tsunami 201

CAPITULO IX CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 202

BIBLIOGRAFÍA 207

ANEXO I Gráficos obtenidos mediante la identificación automática y manual de los tiempos de arribo para sismos Regionales y Telesísmicos.

ANEXO II Mapas de localización epicentral para los eventos Regionales y Telesísmicos.

ANEXO III Fotografías que evidencian el tsunami ocurrido el 15 de Agosto del 2007.

ANEXO IV Trabajos de Investigación desarrollados por el autor durante la etapa de elaboración de la presente tesis.

- **Yauri, S. (2005).** Microtremore*s: Compendio de trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el año 2005, Volumen 7, pp. 44-57.*

- **Yauri, S. Y Tavera, H. (2006).** Estimación de velocidades superficiales usando microtremores: Aplicación en el local institucional del IGP (resultados preliminares). *XIII Congreso Peruano de Geología, Lima – Perú (Octubre 2006).*

- **Yauri S. y Tavera, H. (2007).** Características Generales del Tsunami del 15 de Agosto de 2007. *En Tavera, H. (Ed.) "El terremoto de Pisco (Perú) del 15 de Agosto de 2007 (7.5 Mw)**".** Dirección de Sismología – CNDG / Instituto Geofísico del Perú. Volumen Especial, pp. 371-386.*

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

Los tsunamis son eventos naturales extremos, poco frecuentes, pero de rápida generación y que pueden tener su origen por diferentes mecanismos; siendo más frecuentes los originados por eventos sísmicos de gran magnitud. Estos son generados por movimientos verticales de la corteza oceánica produciendo una serie de olas en el mar con periodos que van de un minuto hasta una hora, propagándose a gran velocidad en todas las direcciones del océano, arribando rápidamente en las costas más cercanas a la zona de origen. Estas olas al llegar a las costas alcanzan alturas de grandes proporciones, descargando su energía con gran poder, generando numerosas pérdidas de vidas humanas y extensa destrucción en localidades cercanas a las costas.

Todos los países ubicados alrededor del Océano Pacífico, están expuestos a grandes sismos, en algunos casos con consecuencias tsunamigénicas, debido a que forman parte de una de las zonas más sísmicas a nivel mundial conocida como "Círculo de Fuego del Pacífico". Dentro de este contexto, el Perú se encuentra en una zona altamente sísmica asociado al proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana, produciendo sismos de gran magnitud con relativa frecuencia y generando en algunos casos grandes tsunamis.

De acuerdo a la historia sísmica del Perú, existen muchos antecedentes de ocurrencia de tsunamis y de sus devastadores efectos, como los ocurridos en 1586, 1687, 1746, 1868, 1996, 2001 y 2007. Es por ello la necesidad de contar con un sistema

de alerta temprana de tsunamis, el mismo que proporcione información y alerta en tiempo real, de forma oportuna y efectiva a fin de minimizar los efectos de los "tsunamis" en la costa peruana.

Afortunadamente, los tsunamis pueden ser predecibles, teniendo en cuenta que la velocidad de propagación de las ondas sísmicas por el interior de la tierra es mucho mayor que las ondas generadas por el tsunami, permitiendo de esta manera, el desarrollo de sistemas de alerta de tsunamis, basado únicamente en el análisis de las ondas sísmicas. La práctica ha permitido establecer que solo los sismos de magnitudes mayores a 7.0 Ms y con epicentro en el mar y profundidad focal menor a 60 Km. (sismos superficiales) son capaces de generar tsunamis destructivos, denominándose a los sismos que los generan como "sismos tsunamigénicos".

De esta manera, el Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis en el Perú (SNAT), miembro del Grupo Internacional de Coordinación del Sistema de Alerta contra los Tsunamis en el Pacífico (GIC/ITSU), cuenta con un novedoso sistema de alerta temprana de tsunamis en el campo regional denominado TREMORS (**T**sunami **R**isk **E**valuation throught seismic **Mo**men in a **R**eal time Sistem), desarrollado en el laboratorio de Geofísica de la Polinesia Francesa (LDG). Este sistema utiliza registros de una estación sísmica de tres componentes para realizar la detección, localización automática de eventos sísmicos y estimación en tiempo real del momento sísmico (Mo), utilizando la magnitud manto (Okal y Talandier, 1989).

El presente estudio denominado **"Detección, localización y análisis de sismos tsunamigénicos: Sistema de alerta de tsunamis TREMORS"**, se divide en siete Capítulos que en secuencia permiten lograr los objetivos propuestos. En el Capitulo I, se presenta la introducción y los objetivos del presente estudio. En el Capitulo II, se describe de manera general las características de generación, propagación e inundación de los tsunamis; mientras que, en el Capitulo III, se realiza un análisis los tsunamis ocurridos en el Perú. En el Capitulo IV, se hace una descripción breve de los diferentes sistemas de alerta de tsunamis existentes en el Océano Pacífico, dando énfasis al sistema de alerta de tsunamis en el Perú. En el Capitulo V, se desarrolla los fundamentos

teóricos en los que se basa el TREMORS, para dar una alerta de tsunamis en tiempo real.

En el Capitulo VI, se presenta la aplicación del sistema TREMORS a diez sismos ocurridos a distancias locales, regionales y telesísmicas, seguidamente en el Capitulo VII, se realiza el análisis y discusión de los resultados obtenidos. En el Capitulo VIII, se realiza el análisis de las características del tsunami ocurrido el 15 de Agosto del 2007 y finalmente, en el Capitulo IX, se presenta las conclusiones a las que se llega en el presente estudio, además de algunas recomendaciones. En el Anexo I, se presenta los gráficos obtenidos de manera automática y manual por el sistema TREMORS para los sismos no considerados en el capítulo de Aplicación. En el Anexo II, se presenta los mapas de localización epicentral de los sismos regionales y telesísmicos calculados por el sistema TREMORS en comparación con los valores reportados por el IGP y NEIC, en el Anexo III, se presenta una sección de fotografías que evidencian el tsunami ocurrido el 15 de Agosto del 2007 y finalmente en el Anexo IV, se presenta copia de los diferentes trabajos realizados por el autor durante el desarrollo del presente estudio.

1.1 Área de estudio

El área de estudio corresponde a todo el margen Occidental de Perú, el mismo que puede ser afectado por tsunamis originados por sismos con epicentro en cualquier punto de "Cinturón de Fuego del Pacífico".

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

1.2 Objetivos

Los objetivos principales que persigue el presente estudio son:

- ✓ Analizar y dar a conocer las características de formación de tsunamis.
- ✓ Desarrollar los fundamentos teóricos en los que se basa el sistema TREMORS para generar una alerta automática de tsunami en tiempo real.

- ✓ Aplicar el algoritmo TREMORS a 10 eventos sísmicos con características tsunamigenicas y no-tsunamigenicas ocurridos en Perú y en las vecindades del Océano Pacifico.

- ✓ Comparar los parámetros sísmicos obtenidos del sistema TREMORS con los reportados por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el National Earthquake Information Center (NEIC).

- ✓ Determinar la precisión del sistema TREMORS en el cálculo de la localización epicentral y estimación de una alerta de tsunamis para la costa peruana.

- ✓ Establecer márgenes de alerta de tsunamis, basado en el valor del momento símico y las evidencias de los tsunamis considerados.

- ✓ Mostrar la significativa ventaja de contar con un Centro Nacional de Alerta de Tsunamis equipado con un sistema automático de alerta de tsunami.

- ✓ Analizar las características generales del tsunami del 15 de Agosto del 2007.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

CAPITULO II

TSUNAMIS

En el lenguaje mundial, la palabra Tsunami proviene de las señales de ayuda japonesas dadas después del gran Tsunami de Meiji ocurrido el 15 de Junio de 1896, el cual terminó con la vida de 21,000 personas. “Tsunami” es una palabra compuesta por dos signos del idioma japonés, “tsu” que significa puerto y “nami” que significa ola (pronunciada tsoo-nah-mee), la cual se traduce al español como “ola de puerto”.

Los científicos japoneses fueron los primeros en estudiar este tipo de fenómenos, dado que los más grandes han tomado lugar en la costa Este de Japón. En el pasado, los tsunamis fueron referidos como “olas de marea” por el público en general y como “olas sísmicas marinas” por la comunidad científica. Sin embargo, con este mismo nombre se conoce a las mareas que resultan de la influencia gravitacional de la luna, el sol y los planetas; por lo tanto, el termino “ola de marea” no es apropiado. Los tsunamis no tienen relación con las mareas, aunque cuando un tsunami llega a las zonas costeras, este se ve principalmente influenciado por el nivel de marea en un área y en un tiempo determinado. El término “ola sísmica marina” también es inapropiado, debido a que el término “sísmico” implica el mecanismo de generación de un sismo, lo cual no es del todo correcto, dado que un tsunami también puede ser causado por eventos no-sísmico, tales como una explosión, un deslizamiento submarino, una erupción volcánica o el impacto de meteorito. En tal sentido, desde el año 1963 el término tsunami es adoptado para su uso a nivel internacional.

2.1 TSUNAMI

El término tsunami se definen como una ola o serie de olas que se producen en una masa de agua al ser empujada violentamente por una fuerza que la desplaza verticalmente, originando un tren de ondas largas, con un período que va de varios minutos hasta una hora, y que se propagan a gran velocidad en todas direcciones desde la zona de origen. Las olas al aproximarse a las costas alcanzan alturas de grandes proporciones, descargando su energía con gran poder, causando inundación y destrucción de poblaciones asentadas frente a las costas (Wiegel, 1970; Iida e Iwasaki, 1983; SHOA, 1984; ITSU, 1999).

Los tsunamis se distinguen de las olas generadas por el viento por su gran periodo, el cual puede ser mayor de una hora y por su longitud entre las crestas que llegan a ser mayores a 100 Km. El Cuadro 2.1 muestra las diferencias entre las olas producidas por el viento y las producidas por un tsunami.

Cuadro 2.1: *Diferencia entre las olas producidas por el viento y por tsunami. (Kaynak,U.,2002).*

	Olas de viento	Tsunamis
Velocidad	25-30 km/h	600-900 km/h
Max. Longitud de onda en mar abierto	~ 100 m	~ 100.000 m
Max. altura de la onda en mar abierto	~ 12 m	~ 0,1-1,0 m

2.2 MECANISMOS GENERADORES DE TSUNAMIS

Dentro de los principales mecanismos generadores de tsunamis se considera a los producidos por eventos sísmicos que representan el 96% de los tsunamis registrados, los generados por erupciones volcánicas responsables del 3%; los generados por deslizamientos submarinos o costeros, los cuales representan el 0.8% y finalmente, los generados por el impacto de meteoritos entre otros, que son casos raros.

A continuación se presenta una descripción detallada de cada uno de estos mecanismos acompañados de ejemplos.

2.2.1 Eventos sísmicos

La fuente principal de generación de tsunamis, son la ocurrencia de sismos de gran magnitud en el fondo marino o muy cerca de él, con magnitudes superiores a 6.5 en la escala de Richter y profundidades focales menores a 60 Km. Estos eventos se producen habitualmente en regiones donde se desarrolla el proceso de subducción de placas tectónicas ocasionando súbitos levantamientos o hundimientos de la corteza oceánica (Figura 2.1). En este proceso la masa de agua es impulsada violentamente y al tratar de recuperar su equilibrio, genera inmensas olas que al llegar a las costas son fuertemente destructivas (Figura 2.2). Este fenómeno puede ocurrir en cualquier océano, pero frecuentemente se produce en el Océano Pacífico, especialmente en las costas de Japón Perú y Chile. En Perú, el proceso de convergencia de la placa de Nazca bajo la Sudamericana ha producido 117 tsunamis (Carpio y Tavera, 2002).

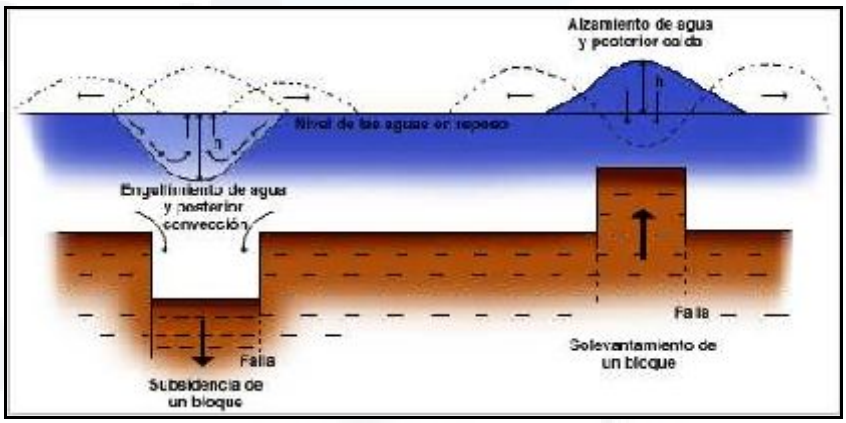


Figura 2.1: *Tsunami originado por desplazamiento vertical de la corteza oceánica.*

En la Figura 2.1, se observa dos tipos de deformación para la corteza oceánica (levantamiento o hundimiento) que originan la formación de olas. Asimismo, en la Figura 2.2, se presenta un esquema en el cual se muestra los diferentes etapas para la generación de tsunamis: a) Zona de subducción, donde una de las placas tectónicas que conforman la corteza terrestre subduce bajo la placa adyacente, b) En la zona convergente, la placa superior se comprime causando que el borde frontal de la placa baje y que la parte posterior se abulte. Esta deformación dura décadas o siglos incrementando la tensión con el paso del tiempo, c) Cuando el borde frontal de la placa

superior se libera por la tensión y se genera un sismo de gran magnitud empujando al mar que yace sobre ella. Este levantamiento del piso marino da origen al tsunami, d) Minutos después, una parte del tsunami se dirige a la costa ganado altura a medida que se acerca y la otra parte cruza el océano hacia las costas lejanas.

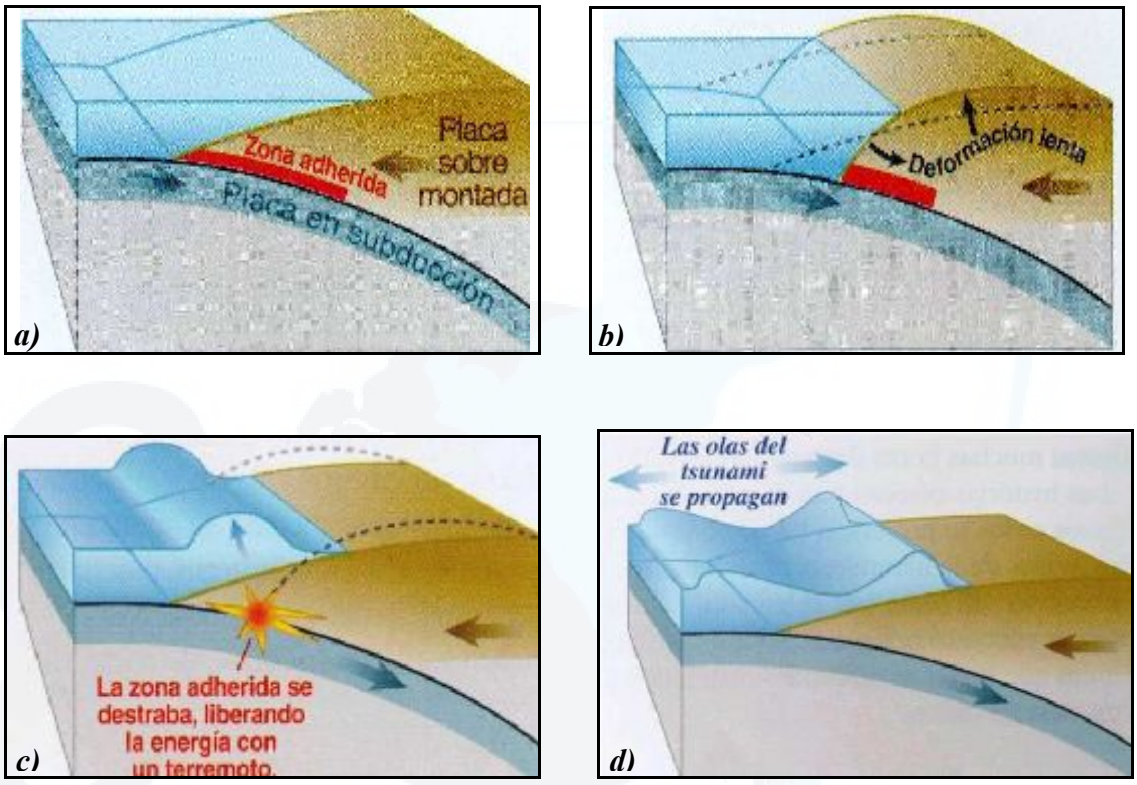


Figura 2.2: *Principales fases típicas para la generación de un tsunami: a) Acumulación de energía en la zona de subducción, b) Deformación de las placas por las fuerzas de compresión, c) Liberación de la energía con el movimiento de las placas y (d) Desplazamiento de grandes volúmenes de agua y generación de las olas.*

2.2.2 Erupciones volcánicas

Las erupciones volcánicas violentas, también pueden generar perturbaciones importantes capaces de desplazar grandes volumen de agua, produciendo tsunamis extremadamente destructivos principalmente en zonas próximas al volcán. En este caso, las olas son generadas por el desplazamiento repentino del agua a causa de la explosión volcánica, hundimiento de la pared del volcán o debido a la explosión y posterior derrumbe de la cámara magmática del volcán. En la Figura 2.3, se observa un esquema de los procesos que ocurren en la formación de un tsunami de origen volcánico. Las avalanchas llegan al mar con gran fuerza y volumen, generando inmensas olas, las cuales se desplazan en diferentes direcciones causando daño a su paso.

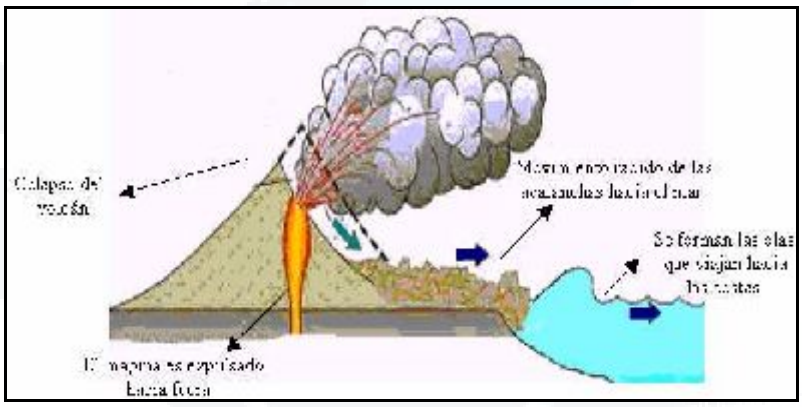


Figura 2.3: *Esquema para la generación de Tsunamis de origen volcánico.*

Uno de los tsunamis de origen volcánico más destructivo conocido a la fecha, ocurrió el 28 de agosto de 1883, tras la explosión y posterior derrumbe del volcán Krakatoa (Krakatau) en Indonesia. Esta explosión generó olas de hasta 45 metros de altura destruyendo las ciudades costeras a lo largo del estrecho que separa las islas de Java y Sumatra. Según refieren Carpio y Tavera (2002), este tsunami habría llegado al Perú aunque no precisan sobre la altura de las olas en el litoral peruano (Figura 2.4).

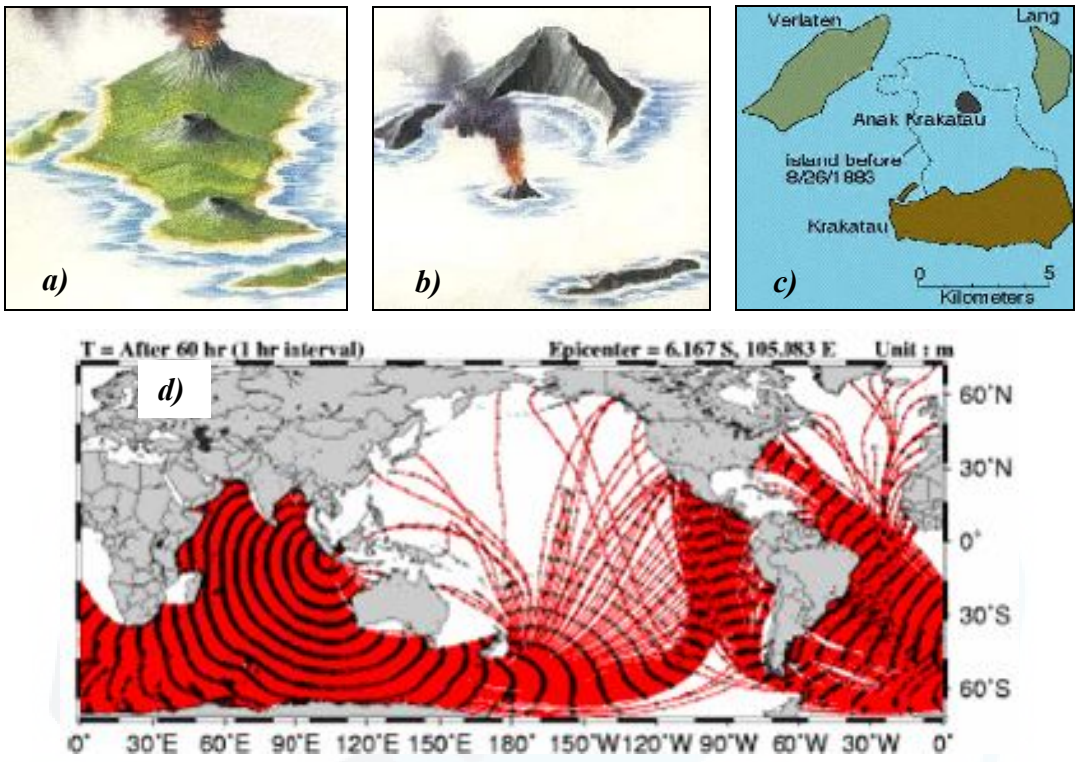


Figura 2.4: *Tsunami ocurrido el 28 de Agosto de 1883 tras la explosión y posterior derrumbe del volcán Krakatoa (Krakatau) en Indonesia. a) Volcán antes de la erupción, b y c) después de la erupción y d) Desplazamiento de las olas por el océano Indico, Pacifico y Atlántico.*

2.2.3 Deslizamientos

Los deslizamientos o corrimientos de tierras submarinas a lo largo del talud continental, son otra fuente generadora de tsunamis. Estos casos suelen producirse cuando se altera el equilibrio inestable de los fondos marinos a consecuencia de movimientos sísmicos o incluso por alteraciones inducidas por el hombre. Por ejemplo, en 1980 tras los movimientos de tierra realizadas durante la construcción de una pista de aterrizaje en la costa Sur de Francia, se produjeron deslizamientos de tierras submarinas que generaron olas destructivas en un puerto cercano. Sin embargo, la energía del tsunami generada por un desplazamiento de tierras se disipa rápidamente cuando la ola viaja a través del océano.

Otro ejemplo de este mecanismo, es debido a la caída de una gran roca en la bahía de Lituya (Alaska) el 9 de Julio de 1958 tras un sismo de gran magnitud en la falla Fairweather (Placas Pacífica - Norteamericana). La roca de 40 millones de metros

cúbicos al caer en la bahía generó una increíble ola de 520 m de altura, la cual produjo cuantiosos daños en la morfología de las zonas cercanas (Figura 2.5 a).

El tsunami que ocurrió el 28 de Marzo de 1964 después de un sismo de magnitud 9 Ms en Kodiak (Alaska) originó 5 tsunamis, uno de ellos debido al desprendimiento de una parte de la pared vertical de una montaña de 1070 m de altura ubicada en Seward (Figura 2.5 b). La caída de la montaña produjo olas de 67 m. registrándose en Perú olas de 1.5 m. de altura, que produjo daños en el Callao (DHN, 2002).

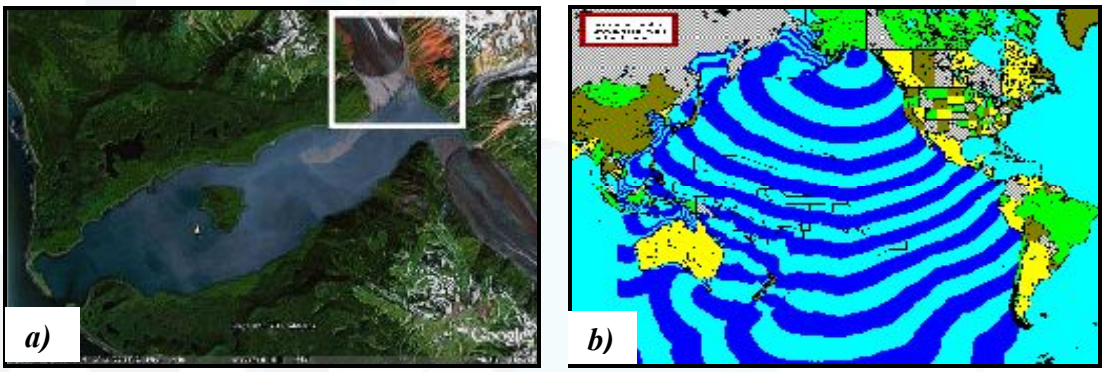


Figura 2.5: *a) Tsunami del 9 Julio de 1958 en la bahía de Lituya (Alaska) y b) Tsunami del 28 de Marzo de 1964 en Kodiak (Alaska).*

2.2.4 Impacto de meteoritos

Este mecanismo generador de tsunami es sin duda el más raro en ocurrencia, tanto así que no se tienen registros históricos de ninguna ola causada por un impacto de ese tipo. Sin embargo, en la actualidad se ha hecho estudios de la onda expansiva que provocaría el impacto de un meteorito en el fondo marino, especialmente en zona de baja profundidad. Estos factores son bastante sustentables como para pensar en una eventual causa de tsunami, especialmente si se trata de un meteorito de gran tamaño.

Los científicos que estudian los registros geológicos y realizan modelamiento de tales eventos concluyen que el impacto de un asteroide de varios cientos o pocos kilómetros de diámetro generaría entre otras consecuencias, no menos catastróficas, una serie de tsunamis que producirían gran devastación en el planeta

Recientemente en el 2003, los científicos de la NASA han reportado una probabilidad de 0,0 - 0,3 % del choque de un asteroide de 1,1 km de diámetro (1950 DA), el cual impactaría con la Tierra en el año 2880. Este chocaría en el mar a 600 km al este de la costa de los Estados Unidos con una velocidad de 17,8 km/s, generando una cavidad de 19 km de diámetro. Este impacto generaría un tsunami con olas de cientos de metros de altura (Figura 2.6).

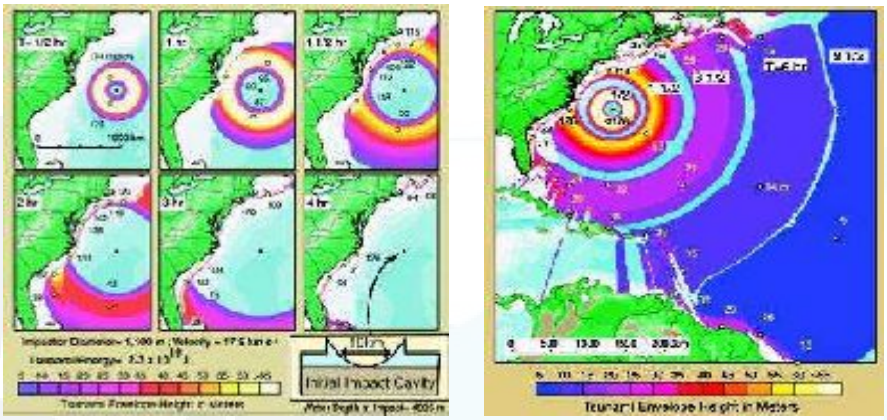


Figura 2.6: *Modelamiento de la propagación de un tsunami generado por el choque de un asteroide en la costa Este de los Estados Unidos.*



Figura 2.7: *Simulación de caída de meteorito hace 65 millones de años, en lo que hoy es la península de Yucatán.*

En la Figura 2.7, se observa una representación del impacto de un meteorito que hace 65 millones de años habría tenido lugar en la zona que hoy es la Península de Yucatán, marcando el final del Cretácico e inicio del Terciario. El punto de impacto se encontraba en una región próxima al océano, por lo que una de sus consecuencias fue la generación de tsunamis que arrasaron amplias zonas del planeta.

2.3 CLASIFICACION DE LOS TSUNAMIS

Los tsunamis se clasifican según la distancia que recorren las olas desde la fuente de generación hasta el punto de observación o por el tiempo que demora en desplazarse las olas hacia las costas. Según esta clasificación los tsunamis pueden ser locales, regionales y lejanos ó también conocidos como tele-tsunamis.

2.3.1 Tsunamis Locales

Se denomina Tsunami Local, si la fuente de generación del tsunami se localiza cerca al punto de observación, generalmente a menos de 100 Km de distancia y/o a menos de una hora de viaje desde su origen. Estos son principalmente generados por sismos de gran magnitud, grandes deslizamientos de tierra o emisión de flujos piroclásticos.

Algunos de los tsunamis locales ocurridos en el Perú, son los que siguieron a los terremotos de 1746 (región Central), 1868 (región Sur) los cuales generaron olas del orden de 18 a 24 m; el primero llegando a destruir completamente los distritos de la Punta, Callao (Lima) y el segundo la ciudad de Arica, afectando la zona Sur del Perú.

El tsunami del 3 de Octubre de 1974, generado por un fuerte sismo (9h 21m 29s, 7.5Mw) arribó a las costas del Callao a las 9:42 horas de la mañana ocasionando 78 muertos, 2500 heridos y perdidas materiales estimadas aproximadamente en 2700 millones de soles. Según el método gráfico (Kuroiwa, 2002), el tiempo que demoró este tsunami para llegar al Callao fue de 25 minutos y el cual es cercano al registrado en el mareógrafo del Callao (Figura 2.8 a y b).

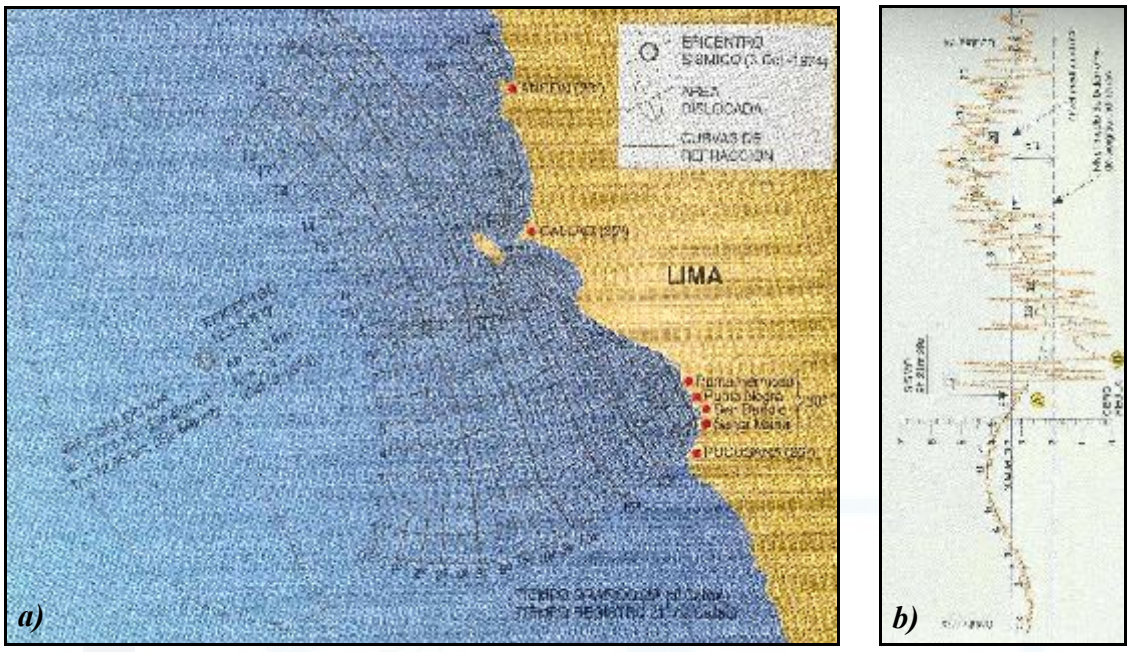


Figura 2.8: *Tsunami del 3 de Octubre de 1974 originado frente al Callao. a) Diagrama de refracción. b) Mareograma del Callao (Kuroiwa, 2002)*

El tsunami del 17 de Octubre de 1966, produjo olas que según el método gráfico se demoraron 54 minutos en viajar del origen hasta las costas del Callao, tiempo que coincide con el registro mareográfico del Callao (Figura 2.9 a y b)

Asimismo, se observa que las curvas de refracción para el sismo de 1966 siguen una tendencia hacia el Sur, esto obedece a que la velocidad del tsunami es mayor en un mar profundo que en un mar superficial; por tanto, cuando el tsunami viaja en un mar de profundidad variable, la dirección de propagación gira gradualmente hacia la zona menos profundas y en este caso, las olas se dirigieron hacia las localidades de Chancay, Ancón, Callao y Chorrillos.

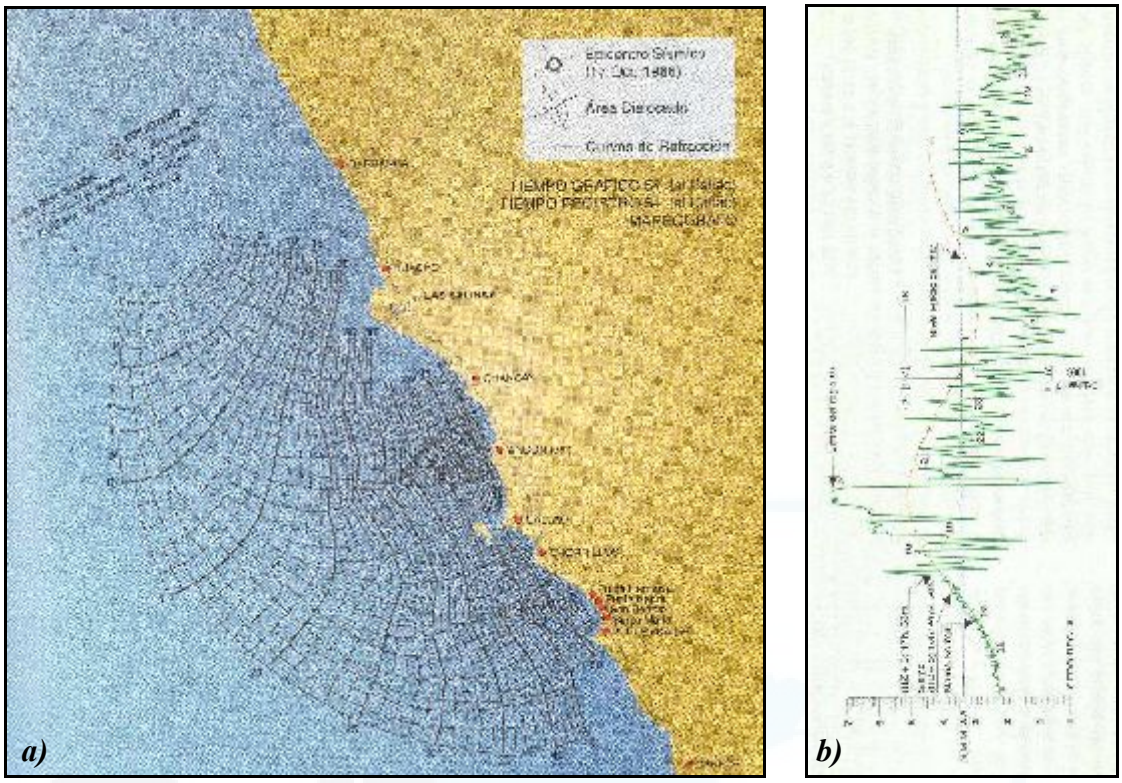


Figura 2.9: *Tsunami del 17 de Octubre de 1966. a) Curvas de refracción donde indica que la primera ola tardó 54 minutos en llegar al Callao. b) Registro mareográfico del Callao (Kuroiwa, 2002).*

El tsunami local originado por el sismo de Arequipa, del 23 de Junio del 2001 con magnitud 8.2Mw y epicentro localizado a 82 Km al NO de la localidad de Ocoña. Este tsunami afectó principalmente la localidad de Camaná con olas de 7 metros de altura, llegando a producir la muerte de 23 personas y cuantiosas pedidas materiales (Carpio y Tavera, 2002). Finalmente, el tsunami ocurrido tras el sismo del 15 de Agosto del 2007 frente a la costa de Pisco causó la muerte de tres personas al Sur de la península de Paracas en el sector de Lagunillas (Yauri y Tavera, 2007).

2.3.2 Tsunamis Regionales

Se denomina Tsunami Regional, si la fuente de generación del mismo se encuentra entre 100 y 1000 Km del punto de observación ó a pocas horas de tiempo de viaje desde su fuente. Estos se caracterizan por tener efectos muy limitados y localizados fuera de la región de origen.

En Perú, el tsunami del 21 de Febrero de 1996 con magnitud 6.9Mw, fue considerado como regional, debido a que el epicentro del sismo estaba a 210 Km al SO de Chimbote y aún así causó daños materiales y pérdidas de 15 vidas humanas en la localidad de Chimbote; mientras que, en Salaverry causó únicamente daños materiales de poca consideración

En Japón, el tsunami del 26 de Mayo de 1983 que se originó en la Bahía Noshiro, dañó gravemente las zonas costeras de Japón, Corea y Rusia, causando más de 800 millones de dólares de daños y más de un centenar de muertes.

2.3.3 Tsunamis Lejanos

Llamados también, Trans-Pacíficos o Tele-tsunamis por ser generados por una fuente lejana, generalmente a más de 1000 Km de distancia. Estos tsunamis tienen una duración de viaje de aproximadamente medio día o más desde la zona de generación y requieren que la fuente generadora (sismo por ejemplo) sea suficientemente grande.

El tsunami registrado el 22 de Mayo de 1960, originado en las costas de Chile, tardó aproximadamente 2 a 4 horas en llegar a Perú, 13 horas en llegar a Ensenada (México), 15 horas a Hawaii (61 muertes y U$75 millones en daños) y 22 horas a Japón (138 muertes y daños por U$ 50 millones), ver Figura 2.10.

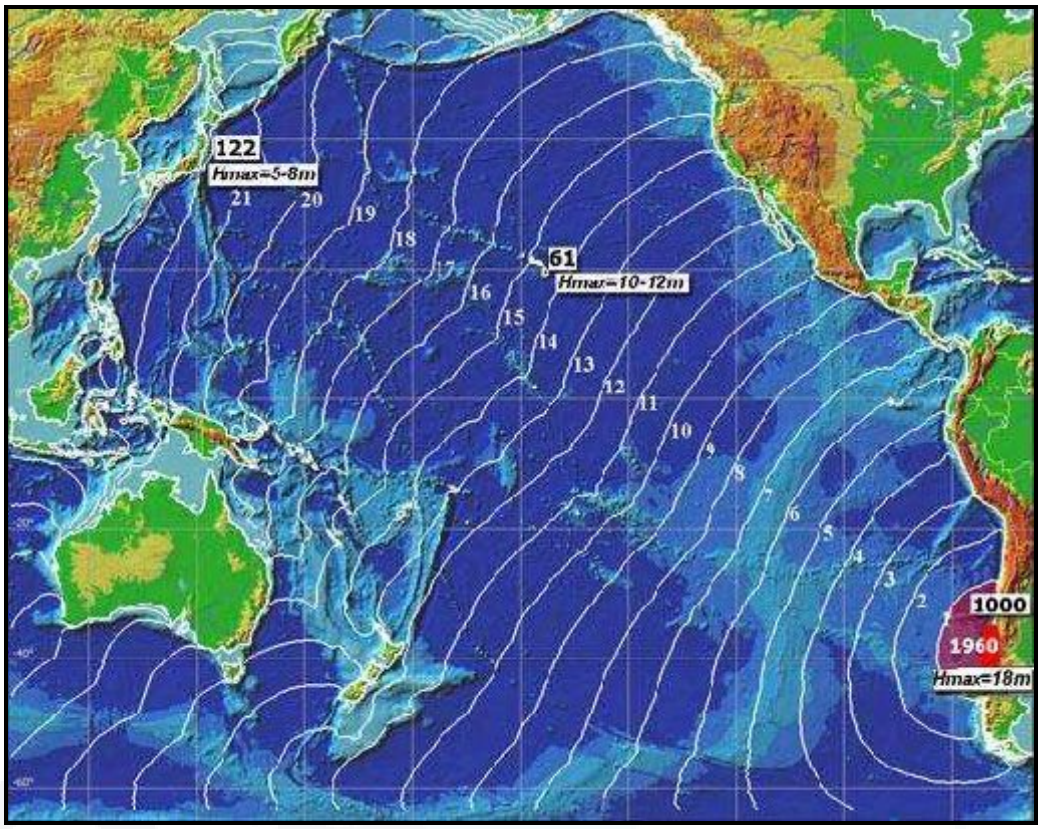


Figura 2.10: *Tsunami de tipo lejano, donde se observa las isócronas del tsunami ocurrido el 22 de Mayo de 1960, en las costas de Chile.*

El Tsunami registrado el 1 de Abril de 1946 originado en las costas de Chile, fue destructivo en gran parte del océano Pacifico, especialmente en Chile, Perú, Ecuador y Colombia. Este tsunami es considerado trans-pacifico, debido a que produjo daños en Alaska y en Hawai.

El Tsunami registrado el 28 de Marzo de 1964 originado en Kodiak, produjo daños de gran magnitud en las costas de Alaska, siendo considerado como uno de los más catastróficos. Estas olas fueron registradas en las costas de Perú (con olas en el Callao de hasta 1.5 m) y Chile.

2.4 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE UN TSUNAMI

Los tsunamis son trenes de ondas marinas que se caracterizan por su Velocidad de propagación, Periodo, Longitud de onda y Altura (Figura 2.11).

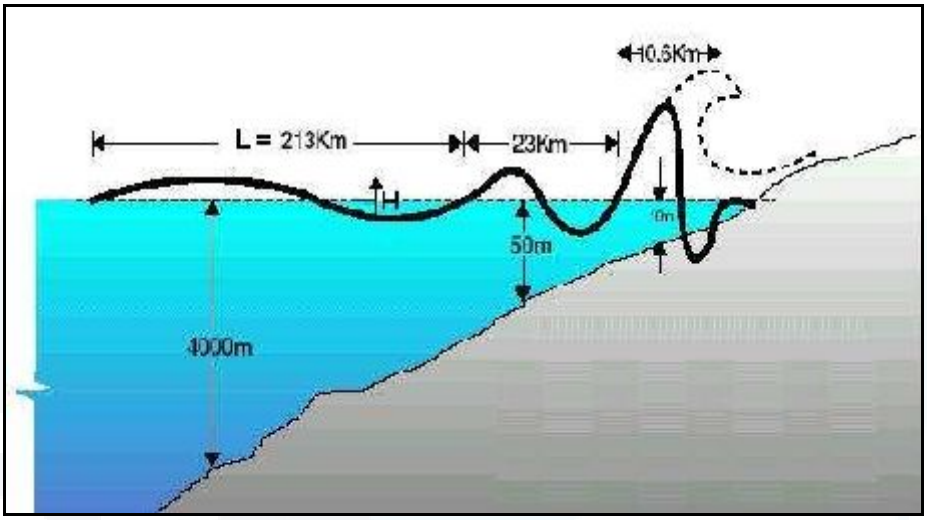


Figura 2.11: *Parámetros físicos de los tsunamis: Longitud de Onda, Altura de tsunami y Periodo.*

2.4.1 Velocidad de propagación (V)

La velocidad de propagación del tsunami, esta únicamente en función de la profundidad del océano por el cual viaja y puede ser representada por:

$$V = \sqrt{g.d}$$

Donde:

V: Velocidad de propagación de las olas (m/s).

g : Aceleración de la gravedad (9.81 m /seg^2).

d : Profundidad del océano (m).

Al aplicar la formula para en el Océano Pacífico, se tiene una profundidad media igual a 4000 m y una aceleración de la gravedad igual a 9.81 m/s^2 **:**

$$V = \sqrt{9.81 * 4000}$$

$$V = 198 m/s$$

Entonces, la velocidad de propagación promedio para el Océano Pacífico es de 198 m/s ó 713 km/h.

2.4.2 Periodo (T)

Se define como el tiempo que demora el paso de dos ondas sucesivas por un mismo punto de observación. Por ejemplo, si uno esta en la costa es la diferencia de tiempo en la llegada de las olas sucesivas. Para tsunamis de origen cercano el periodo es de 7 a 30 minutos, para los de origen lejano entre 20 y 70 minutos aproximadamente. Este parámetro es importante ya que da una información acerca del tiempo que demora la ola al llegar a las costas.

2.4.3 La longitud de onda (L)

Es la distancia que separa dos crestas sucesivas del tsunami. Se estima que la longitud de onda inicial es aproximadamente igual a la dimensión mayor del área dislocada producida generalmente por movimientos tectónicos o por ruptura de la corteza oceánica. La longitud de la onda, acompañado del periodo del tsunami, da información sobre la fuente del tsunami. Por ejemplo, para tsunamis generados por sismos, el rango de longitud de onda típica es entre 20 a 300 km. Para tsunamis generados por derrumbes, el rango de longitud de la onda es de centenares de metros a decenas de kilómetros. Este parámetro físico esta representado por:

$$L = V*T$$

Donde:

V : Velocidad de propagación, en metros.

T : Período

Por ejemplo, utilizando un período de 15 minutos y la velocidad de propagación promedio del Océano Pacífico de 713 km/h, la longitud de onda es de 178 km. Evidentemente, debido a su gran longitud onda, el desplazamiento de un tsunami a esta profundidad se manifiesta en la superficie oceánica con amplitudes de solo unos pocos centímetros.

2.4.4 Altura del tsunami

La altura del tsunami (H), es la distancia vertical entre el seno o valle y la cresta del tsunami.

Cuando las profundidades son muy grandes, la onda de tsunami puede alcanzar gran velocidad, pero éstas ondas suelen pasar inadvertidas ya que sólo tienen alturas que bordean el metro; sin embargo, al llegar a la costa sufren el fenómeno de refracción disminuyendo su velocidad y longitud de onda, aumentando su altura y pudiendo alcanzar hasta 20 metros de altura (Figura 2.12).

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

Por ejemplo, el tsunami del 4 de Noviembre de 1952 originado por un sismo ocurrido en Kamchatka (Rusia), demoró 20 horas y 40 minutos en llegar a Valparaíso (13431 km), avanzando a una velocidad media de 748 km/h. La altura de la ola al llegar a la costa fue variable, en Talcahuano se registraron olas de 3.6 m, en Sitka (Alaska) de 0.30 m y en California de 1 m.

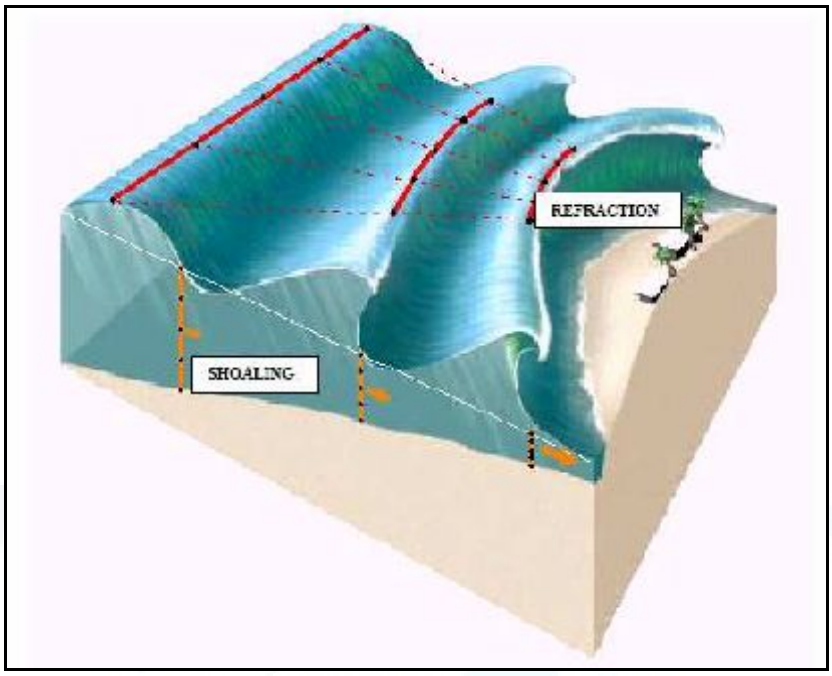


Figura 2.12: *Fenómeno de Refracción que sufren las olas al aproximarse a las costas.*

2.4.5 Run-Up

Es la altura topográfica máxima que alcanza la ola del tsunami referida al nivel medio del mar. Esto se debe a que el tsunami no se interrumpe en la orilla, sino penetra en tierra avanzando todo lo que las condiciones topográficas le permiten. (Figura 2.13).

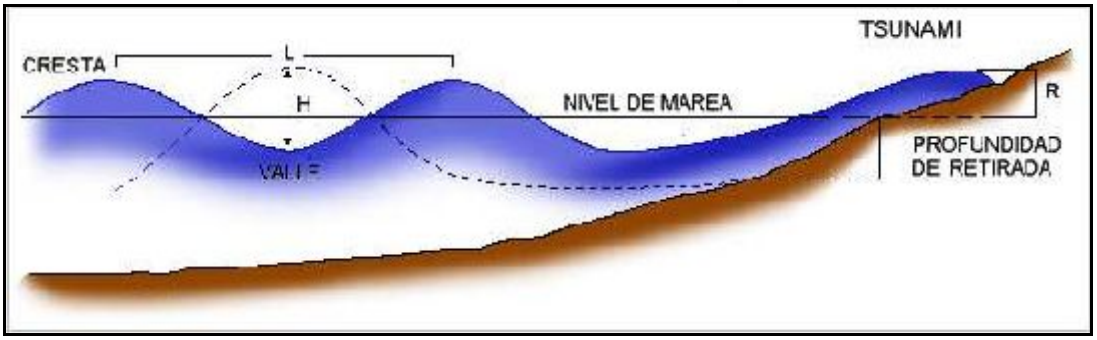


Figura 2.13: *Esquema, donde muestra la Altura (H), longitud de onda (L) y Run-Up (R) del Tsunami.*

4.4.6 Energía de del Tsunami

La energía de un tsunami puede ser medida a partir de su gran longitud de onda, lo cual lo diferencia de las olas comunes, que se mueven hasta una profundidad promedio de 10 m. Por lo tanto, toda onda tiene un efecto orbital que alcanza una profundidad igual a la mitad de su longitud de onda; tal es así, que el efecto orbital es constante y vigoroso en cualquier parte del fondo marino. Cuando toda la inmensa masa es perturbada, esta trata de recuperar su equilibrio generando una serie de olas con diferente frecuencia. Por lo tanto, debido a que la onda se propaga en toda la columna de agua, desde la superficie hasta el fondo, se puede hacer uso de la teoría lineal de la hidrodinámica para tener una idea del flujo de energía E.

$$E = \frac{1}{8} d . g^{(3/2)} . H^2 . h^{(1/2)}$$

Donde:

E : Flujo de energía
d : Densidad del fluido
g : Gravedad terrestre (9.8m/s²).
H: Altura de la cresta.
h : Profundidad a la que se produce el sismo.

En la Figura 2.14, se observa el efecto de la turbulencia en las costas, la cual esta relacionada directamente con la profundidad de océano. Para profundidades mayores que la longitud de onda, el efecto orbital será superficial; sin embargo, en profundidades menores que la longitud de onda, el efecto orbital choca con el fondo marino produciéndose gigantescas olas que al ingresar a las costas producen terribles daños y cuantiosas pérdidas humanas.

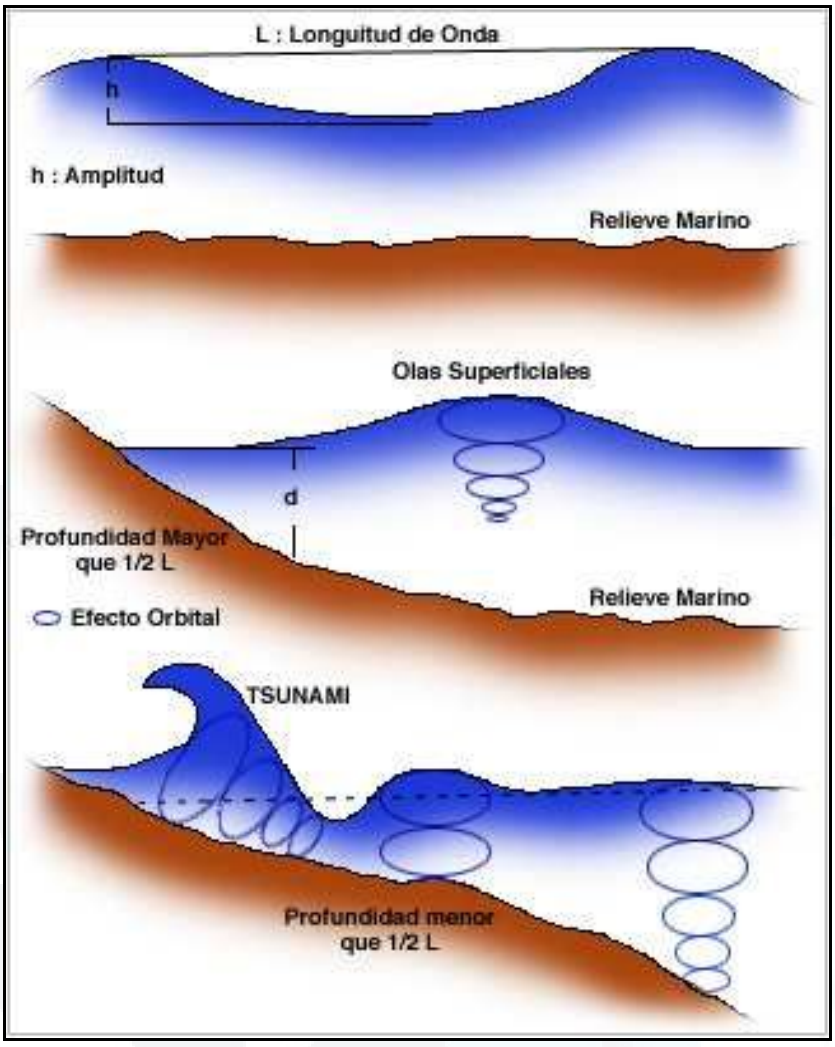


Figura 2.14: *Longitud de onda de un tsunami y efecto orbital generado por el poco desarrollo de la longitud de onda, en la profundidad.*

2.5 ESCALAS DE MAGINITUD E INTENSIDAD DE LOS TSUNAMIS

La escala de magnitud de los tsunamis, permite conocer los efectos que produce un tsunami en áreas costeras y éste depende de una serie de factores físicos y de la existencia o no de emplazamientos humanos en las proximidades. A continuación, se realiza una descripción breve de los factores más importantes que influyen en la magnitud del tsunami.

a) ***Área de la corteza terrestre que se disloca en el fondo del mar.*** *D*epende de la longitud, velocidad de dislocación y de la manera en que se deforma el fondo oceánico; es decir, depende del tamaño del sismo.

b) ***Rutas de prolongación del tsunami.*** *L*as variaciones en las formas del suelo y las pendientes submarinas cercanas a la línea de costa influyen directamente en el potencial de energía del tsunami, produciendo amplificación o atenuación de las ondas. Por ejemplo, una costa que tenga una plataforma continental escalonada con bruscos cambios de pendiente, hará que la onda de tsunami pierda gradualmente su energía cinética y por tanto su potencial, debido a los choques sucesivos de la masa de agua con el fondo marino. Así las olas van disipando su energía en las paredes con los cambios bruscos de profundidad. En tanto, una costa con topografía de pendientes suaves en forma de rampas en que la plataforma continental penetra suavemente en el mar, permitirá que la energía del tsunami sea transmitida en su totalidad, y por lo tanto, se incrementa el poder destructivo del mismo. Estas son costas de alto riesgo con olas de gran altura que producen inundación. En este caso la pérdida de energía es sólo por roce.

c) ***Variación direccional.*** En Japón se ha podido observar que, en el caso de tsunamis cercanos, el ángulo que forma el eje de la bahía con respecto a la dirección de origen del tsunami influye de manera importante en la altura de la ola. Sin embargo, estos efectos son mayores en las bahías que se abren directamente hacia la dirección del tsunami.

d) ***Configuración de la bahía.*** Esta modifica la altura del tsunami, elevándola considerablemente si se trata de bahías que se angostan en forma de U, V ó W, además de tener zonas de costas altas.

e) ***Topografía de la zona inundada***. La topografía de las tierras emergidas influye directamente en la penetración del tsunami en superficie. Cuando la pendiente es relativamente fuerte la extensión de la zona inundada no es significativa; en cambio, cuando el terreno es plano o con escasa pendiente, la penetración puede abarcar kilómetros tierras adentro.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

Diversos autores han creado escalas de grados de intensidad del tsunami determinadas en función a la altura máxima de la ola y la destrucción que causan en las costas. De estas, las más estudiadas son:

2.5.1 Magnitud de tsunami según Inamura (1949)

El Japonés Inamura (1949), propuso una escala de intensidad de tsunamis en función de la altura de la ola y los daños que estas producen en las áreas costeras. El autor dedujo esta escala de magnitud observando los efectos de tsunamis en las costas japonesas; sobretodo en Sanriku, donde las olas son excepcionalmente altas (Cuadro 2.2). Por esta razón para la costa occidental de Sudamérica y Centroamérica la escala es aplicable con reservas, debiéndose tener muy en cuenta las condiciones locales referente a la altura máxima de la ola.

Cuadro 2.2: *Escala de Magnitud de Inamura (1949).*

Grado del Tsunami	Altura de la ola H (m)	Descripción de los daños
0	1 – 2	No produce daños.
1	2 – 5	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5 – 10	Hombres, barcos y casa son barridos
3	10* - 20*	Daños extendidos a lo largo de 400 Km de la costa.
4	> 30*	Daños extendidos sobre más de 500 Km. a lo largo de la línea costera.

*Nota del autor: Estas alturas se alcanzarían si se tiene aguas profundas cerca de la costa y los vértices de bahías en forma de U, V, W, lo que ocurre en la región de Sanriku, Japón. En otras regiones del mundo, las alturas indicadas deben tomarse en reserva.

2.5.2 Magnitud de tsunami según Lida (1963)

Lida (1963), propone una escala de magnitud para tsunamis tomando como referencia la máxima altura de inundación medida sobre el nivel medio del mar (Run-up) y la energía de los tsunamis correspondiente a cada grado de intensidad.

En el Cuadro 2.3, se presenta los 15 valores de magnitud propuestos por Lida, los cuales están dentro de un rango de –2 hasta 5 grados, cada uno con su valor de energía calculado. Se observa que estos valores presentan una tendencia creciente a medida que aumenta la altura del tsunami. Aquí el autor calcula la magnitud del tsunami, para alturas máximas de inundación que van de 0.30 hasta mayores a 30 metros.

***Cuadro 2.3**: Escala de Magnitud de Lida (1963).*

Grado de Tsunami	Energía (ergios)	Máxima altura de inundación R (m)
5	25.6×10^{23}	> 32
4.5	12.8×10^{23}	24 – 32
4	6.4×10^{23}	16 – 24
3.5	3.2×10^{23}	12-16
3	1.6×10^{23}	8-12
2.5	0.8×10^{23}	6-8
2	0.4×10^{23}	4-6
1.5	0.2×10^{23}	3-4
1	0.1×10^{23}	2-3
0.5	0.05×10^{23}	1.5 – 2
0	0.025×10^{23}	1 – 1.5
-0.5	0.0125×10^{23}	0.75 – 1
-1	0.006×10^{23}	0.50 - 0.75
-1.5	0.003×10^{23}	0.30 - 0.50
-2	0.0015×10^{23}	< 0.30

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

2.5.3 Magnitud de tsunami según Wiegel (1970)

Wiegel (1970), combina las escalas propuestas por Inamura y Lida. En el Cuadro 2.4, el autor adiciona a la escala de Inamura, la cota máxima de inundación R (Run-up) definida por Lida y la adaptación de la variable R. Para el cálculo de la magnitud se utiliza la siguiente ecuación:

$$mt = \log 10 \ H \text{ Ru-nup} / 0.3$$

Donde:

H : Altura de la ola (m).

Run-up : Cota máxima de inundación (m).

Cuadro 2.4: *Escala de Magnitud de Wiegel (Inamura-Lida, 1970)*

Grado del Tsunami	Altura de la ola H (m)	Runup (m)	Descripción de los datos
0	1 - 2	1 –15	No produce daños.
1	2 - 5	2 – 3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5 - 10	4 – 6	Hombres, barcos y casa son barridos
3	10 - 20	8 – 12	Daños extendidos a lo largo de 400 Km de la costa.
4	> 30	16 - 24	Daños extendidos sobre más de 500 Km. a lo largo de la línea costera.

2.5.4 Intensidad de tsunami según Soloviev (1970)

Soloviev (1970) determina lo inapropiado del uso del término "magnitud del tsunami" en la escala de Imamura-Iida, señalando que este debería ser referenciado como intensidad del tsunami y no como magnitud. Para ello propone una escala de intensidad de grados, algo similar a la de Rudolph para tsunamis europeos y al de Mercalli (1953) sobre daños sísmicos.

En el Cuadro 2.5, se muestra los seis valores de intensidad propuesta por Soloviev, cada uno definido para diferentes valores de run-up y características específicas de daños producidos por el tsunami a su paso. En la actualidad esta escala de intensidad es la más usada.

Cuadro 2.5: *Escala de Intensidad de Tsunamis según Soloviev (1970).*

Intensidad	Run-up (m)	Descripción del Tsunami
I	0.5	***Muy ligero***. Olas débiles pueden ser perceptibles solo en mareógrafos.
II	1	***Ligera.*** Olas observadas por personas que viven a lo largo de la costa y familiarizados con el comportamiento del océano. En costas muy planas las olas son generalmente observadas.
III	1	***Algo grande.*** Generalmente observadas. Inundaciones en costas de pendientes suaves. Arrastrados veleros ligeros fuera de la costa. Moderado daño a estructuras livianas situadas cerca de las costas. En estuarios, hay reversión del flujo a cierta distancia arriba del torrente de los ríos.
IV	4	***Grandes.*** Inundaciones de la costa de cierta profundidad. Ligero azote de objetos en tierra. Terraplenes y diques dañados. Dañadas estructuras livianas cerca de las costas. Ligeramente dañadas estructuras sólidas en las costas. Grandes buques de pesca y pequeños barcos hundidos en tierra o llevados fuera del océano. Costas ensuciadas con basura flotando.
V	8	***Muy grande***. Inundación general de la costa a cierto nivel. Dañados muelles y otras estructuras pesadas cerca del mar. Destruidas ligeras estructuras. Severa limpieza de tierra cultivada y ensuciamiento de la costa con objetos flotando, peces y otros animales del mar muertos. Con la excepción de grandes naves, todos los buques son arrastrados a tierra o hacia el mar. Grandes socavamientos en estuarios. Dañados trabajos en puertos. Personas ahogadas, ondas acompañadas por un fuerte rugido.
$\geq$ VI	16	***Desastroso.*** Destrucción parcial o completa de estructuras hechas por el hombre a cierta distancia de la costa. Inundación de costas a gran nivel de profundidad. Dañadas severamente grandes naves. Árboles arrancados de raíz o partidos por las olas. Ocurren muchas muertes.

2.6 DAÑOS CAUSADOS POR TSUNAMIS

Los tsunamis, por ser uno de los fenómenos naturales más destructores, generan una serie de daños a su paso por las costas debido al momento de flujo, a la inundación y al socavamiento.

2.6.1 Daños producidos por el momento del flujo

Los daños producidos por efectos del momento del flujo, ocurre cuando la masa de agua del tsunami impacta en las poblaciones costeras y su entorno (construcciones, árboles, objetos, etc.). Durante el impacto, el tsunami muestra su fuerza destructiva que se manifiesta con los objetos arrastrados por la corriente; tal es así que al regresar las aguas, los escombros arrastrados fortalecen la fuerza del empuje del flujo que irrumpe

causando de este modo un efecto destructivo sobre las estructuras debilitadas por la primera embestida (Figura 2.15). En algunos casos la magnitud del momento del flujo es tan alta, que es capaz de arrastrar tierra adentro a barcos de elevado tonelaje, ejemplo el tsunami de 1868, 1746, entre otros.



Figura 2.15: *Daños producidos por el momento de fluj, en viviendas con bloques de concreto en un balneario de La Punta, producto del tsunami del 23 de Junio del 2001.*

2.6.2 Daños producidos por la inundación

Los daños por inundación ocurren si el flujo no es de gran magnitud, haciendo que flote todo tipo de material que no esté fuertemente ligado su base en el terreno, tal como ocurre con las estructuras de madera que no tienen cimientos sólidos. En el caso de una gran extensión de terreno plano, la masa de agua puede encontrar un pasaje hacia el interior y por diferencias de pendiente, el flujo de agua es acelerado en ese pasaje originando el barrido de los elementos que se presenten a su paso como construcciones, estructuras, plantaciones etc. (Figura 2.16). En estas inundaciones, normalmente personas y animales perecen ahogados; barcos y otras embarcaciones menores son atracados en puertos y muelles pueden ser arrastrados a tierra y depositados posteriormente en áreas distantes a su localización inicial una vez que el flujo ha retrocedido.



Figura 2.16: *Cultivos arrasados por el tsunami del 23 de Junio del 2001 al Sur de Camaná. El paso del tsunami produjo inundaciones y barrido de las plantaciones de arroz y zapallo, dejando los suelos salinizados y con objetos arrastrados.*

2.6.3 Daños producidos por Socavamiento

Los daños originados por socavamiento son observados a menudo en las infraestructuras portuarias. Cerca de la costa, la corriente del tsunami remueve el fango y arena del fondo del mar socavando a veces los cimientos de las estructuras de muelles y puertos (Figuras 1.17). El colapso de las estructuras puede producirse también cuando el reflujo socava los cimientos.



Figura 2.17: *Socavamiento de los cimientos tras el tsunami del 23 de Junio del 2001 (Camaná).*

2.7 PRINCIPALES TSUNAMIS OCURRIDOS A NIVEL MUNDIAL

Si bien cualquier océano puede experimentar un tsunami, como los reportados en el Océanos Atlántico, Índico y Mar Mediterráneo, es más frecuente la ocurrencia de ellos en el Océano Pacífico y en los mares que lo rodean (Cuadro 2.6). La razón es que este océano ocupa más de un tercio de la superficie terrestre y esta rodeada de cadenas de montañas, grandes fosas oceánicas y un arco de isla denominado " Cinturón de fuego", que es donde se producen la mayor parte de terremotos generadores de tsunamis (Frente a las costas de Kamchatka, Japón, Las isla Kuriles. Alaska y Sudamérica).

Cuadro 2.6: *Porcentaje de tsunamis registrados en los océanos del mundo, (1900-2000).*

Zona Geográfica	Proporción
Océano Pacífico	76%
Océano Atlántico	9%
Océano Índico	5%
Mar Mediterráneo	10%

En la Figura 2.18, se observa la geometría del Cinturón del Fuego del Pacifico, principal fuente tsunamigénica donde se generan el 76 % de los tsunamis conocidos en el mundo, siendo además los que llegan a alcanzar mayor tamaño.

Además, el tipo de falla que separa a las placas de Nazca y Sudamericana y el proceso que en ellas se produce "Subducción" hacen más propicia la deformación del fondo marino y por ende la generación de tsunamis. En la Figura 2.19, se observa las placas tectónicas, y sus límites, siendo las placas convergentes que producen mayor cantidad de terremotos tsunamigénicos por el desplazamiento vertical que genera este tipo de movimiento con la suficiente energía para desplazar grandes volúmenes de agua.

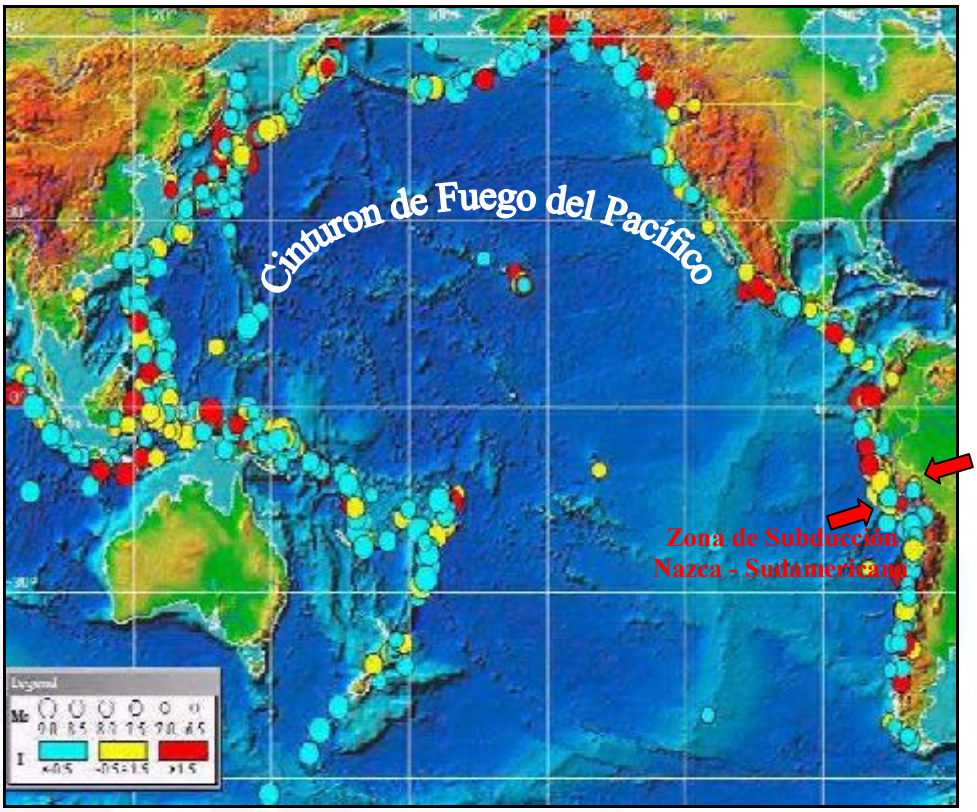


Figura 2.18: *Mapa de distribución espacial de los principales sismos ocurridos en el mundo y que han generado 731 tsunamis en el Océano Pacífico entre 1901-2000. El tamaño del círculo es proporcional a la magnitud del sismo, el color representa el tamaño del tsunami según la escala de Soloviev-Imamura. Tsunamis observable (azul), perceptibles (amarillo) y desastrosos (del rojo).*

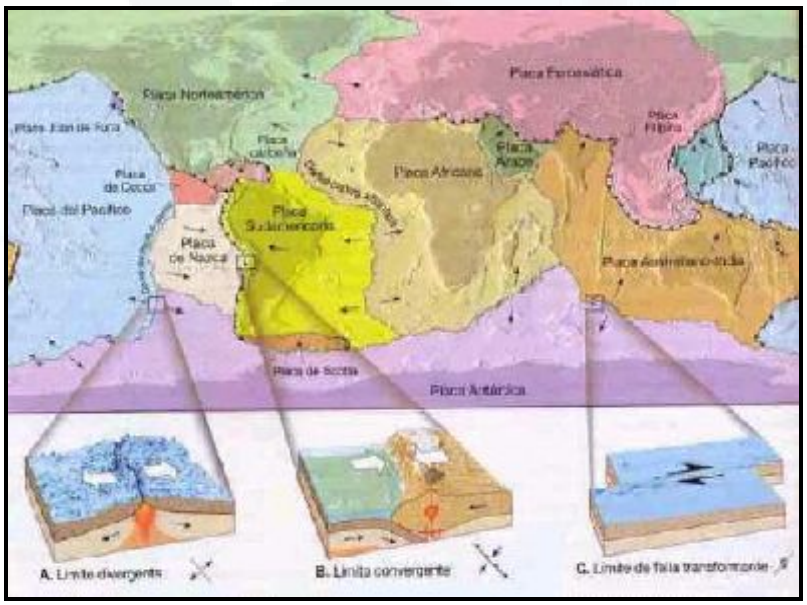


Figura 2.19: *a) Distribución de Placas Tectónicas y tipos de límites de frontera: límites divergente, convergente y trasformarte.*

En la siguiente sección se realiza una descripción breve de los principales tsunamis ocurridos a nivel mundial.

2.7.1 Tsunami del 26 de agosto de 1883 (Volcan Krakatoa)

Uno de los tsunamis más destructivo y conocido es el que se produjo el 26 de agosto de 1883, debido a la explosión del volcán Krakatoa. Las ondas generadas destruyeron 295 ciudades y aldeas en el estrecho de Sunda en Java Occidental y Sumatra Meridional, ahogando a un total de 36 417 personas. La repentina entrada de agua de mar en la caldera volcánica fue el detonante para que más de media montaña se derrumbara y se volatilizara transmitiendo gran parte de esa energía al mar (Figura 2.20). Pero no solo las olas produjeron la muerte ese día ya que enormes coladas piroclásticas viajaron incluso sobre el fondo marino y emergieron en las costas más cercanas de Java y Sumatra haciendo hervir el agua y abrasando todo lo que encontraban a su paso. Así mismo, la explosión emitió a la estratosfera gran cantidad de aerosoles que provocaron una bajada global en las temperaturas.

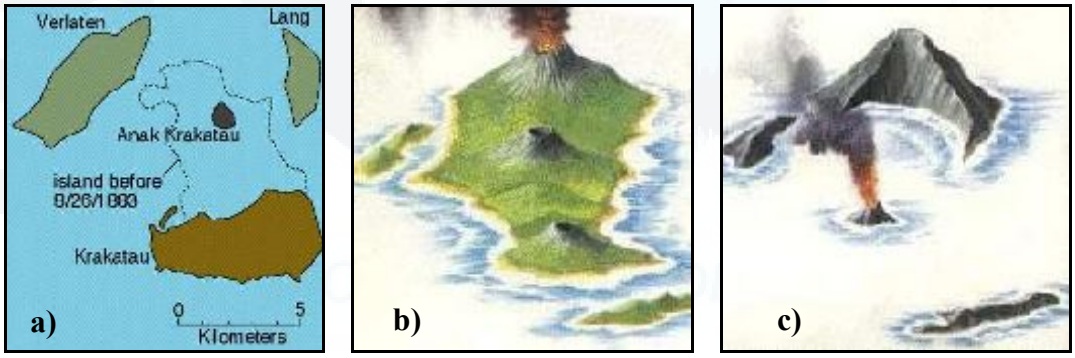


Figura 2.20: *Erupción del volcán Krakatoa. a) Se muestra el volcán Krakatoa formado por tres islas principales: Lang, Verlaten y Krakatoa que abarca 9 kilómetros de largo por 5 kilómetros de ancho. b) Se observa la estructura del volcán Krakatoa antes de la erupción, donde se observa la existencia de tres conos volcánicos de Sur a Norte: Rakata (823 m), Danan (445 m), y Perboewatan (122 m) y c) Se observa el cambio que produjo la erupción volcánica y el tsunami del Krakatoa, donde se ve la desaparición de dos conos volcánicos. En la actualidad se observa en el mismo lugar un nuevo volcán, llamado Anak Krakatoa.*

2.7.2 Tsunami del 1 de Abril de 1946 (Islas Aleutinas-Alaska)

Generado por un sismo localizado en las islas Aleutinas (52,8° N, 163,5° O) con magnitud 7.8 y profundidad focal de 25 km. Este tsunami produjo una ola de 35 metros de altura que destruyo un faro de 30 metros de altura ubicado en la isla Unimak cerca al epicentro, donde cinco personas murieron (Figura 2.21 y 2.22). Las olas se propagaron a miles de kilómetros por el Océano Pacífico, siendo las islas hawaianas uno de los lugares más afectados. En Hilo, isla grande de Hawai al cabo de 5 horas se observó olas de hasta 17 metros de altura. En total causó la muerte de 165 personas y más de 26 millones de dólares en daños. Tras este hecho, en 1948 se crea el Centro de Alerta de Tsunami del Pacifico.

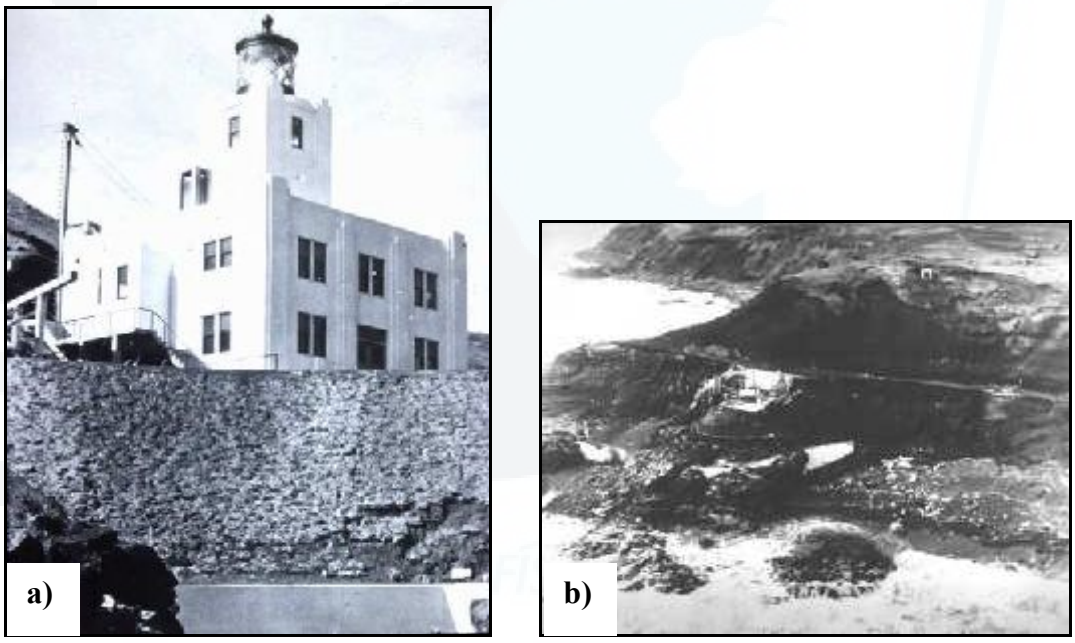


Figura 2.21: *a) Faro de la isla Unimak (Alaska) antes del terremoto y tsunami. Esta estructura de cinco pisos de altura fue construida en 1940. b) Faro de la isla Unimak totalmente destruido después del tsunami.*

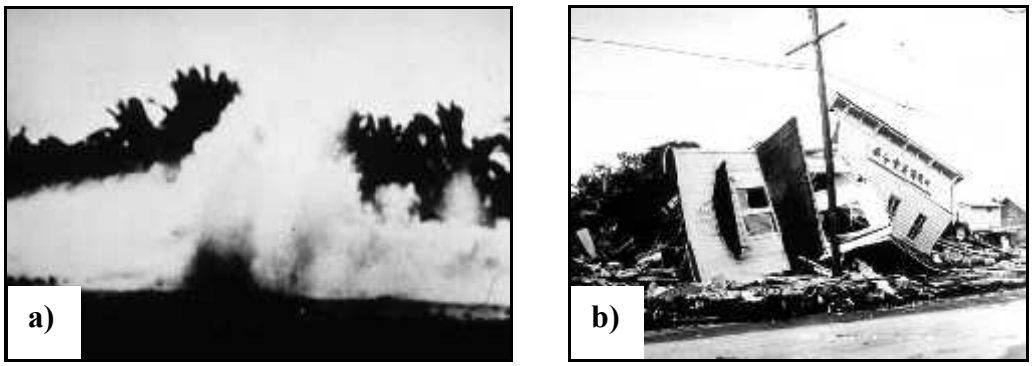


Figura 2.22: *a) Vista del tsunami generados en las Islas Aleutinas. Frente al hospital en la isla de Hawaii a 3800 km de la zona de generación. Las olas de 6 m de altura sobrepasaron el rompeolas causando inundaciones menores en el hospital. b) Restos del club de partidos políticos en la avenida Kamehameha (Hilo-Hawaii). En este lugar las casas fueron revocadas, ferrocarriles arrastrados, carreteras costeras enterradas.*

2.7.3 Tsunami del 4 de Noviembre de 1952 (Peninsula Kamchatka-Russia)

Tsunami producido por un sismo localizado frente a las costas de la Península de Kamchatka (52.8° N, 159.5° E) con magnitud 8.2 y profundidad focal de 30 km. Este tsunami afectó la península de Kamchatka, las islas Kuriles y Rusia con olas entre 4 y 18 metros, extendiéndose por todo el Océano Pacifico causando muerte y destrucción (Figura 2.23). En Nueva Zelanda la ola detectada midió 1 metro; en Alaska, isla Aleutinas y California se observo la llegada de una ola de 1.4 metros. Sin embargo, las olas mayores con alturas de 4.5 m y "runup" de 6.1 m se detectaron en Hawai, donde las olas destruyeron embarcaciones, derribaron líneas telefónicas, destruyeron muelles, playas. En la bahía de Hilo un pequeño puente que une la isla de Cocoanut a la costa fue destruido por las olas. En Japón, Perú y Chile causo daños de poca consideración.



Figura 2.23: *a) Calle inundada como resultado del tsunami de Kamchatka en una isla situada a 3000 km del epicentro del sismo. b) Vista aérea de la Bahía de Kaika cerca de Haleiwa, en la orilla Norte de Oahu, se observa la cuarta ola subir hacia las casas de playa y la magnitud de inundación de las anteriores olas.*

2.7.4 Tsunami del 9 de Marzo de 1957 (Islas Aleutinas, Alaska)

Tsunami generado por un sismo de magnitud 8.3 ubicado al sur de las islas Andreanof (51.5° N, 175.7° O); islas Aleutinas, en la misma zona donde se originó el tsunami de 1946. Ese tsunami, se propagó a lo largo de todo el Océano Pacífico; sin embargo, el Noroeste de las islas hawaianas registró los más altos niveles de altura de las olas que el resto de las islas (2 a 3 metros). La isla de Kauai-Hawaii, fue afectada el doble del tsunami de 1946. Las casas fueron destruidas en Wainiha y Kalihiwai. En Haena las olas alcanzaron alturas de 16 m. Además los puentes se destruyeron y las secciones de carreteras quedaron inundadas. En Hilo (Hawai) el run-up fue de 4 metros dejando los edificios dañados, asimismo la isla Cocoanut fue cubierta por 1 m de agua (Figura 2.24).

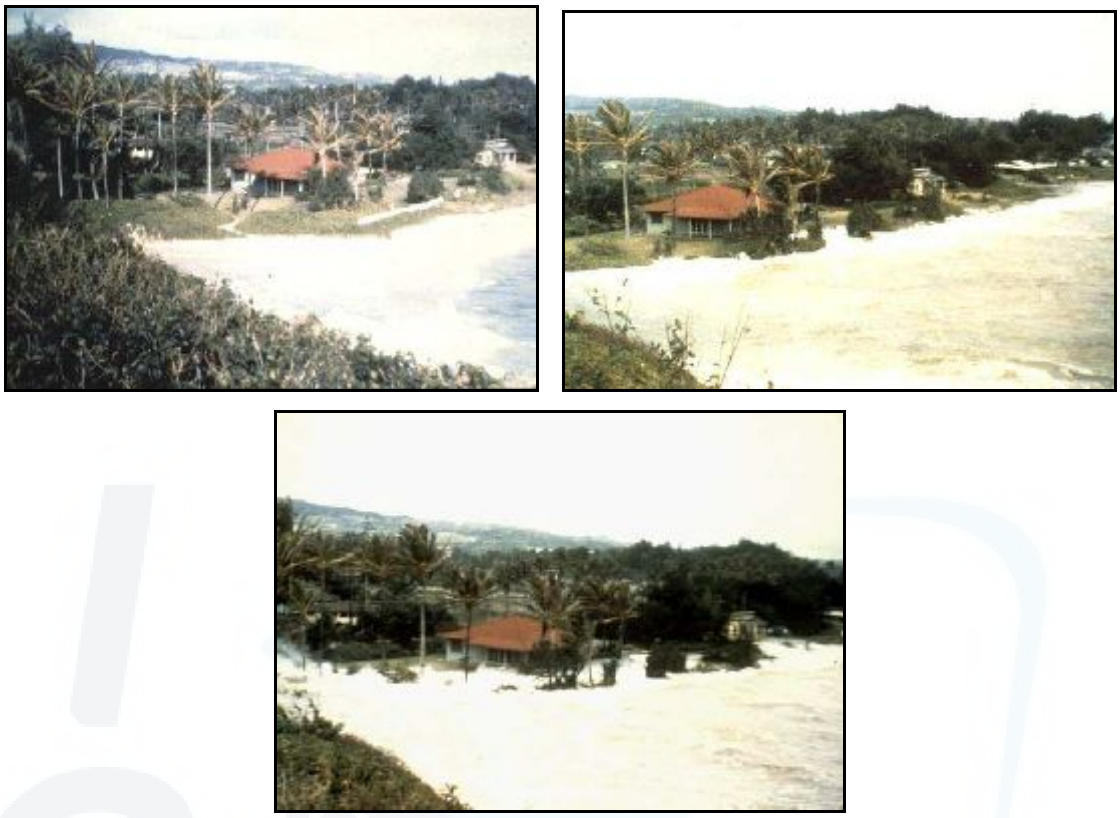


Figura 2.24: *Fotos secuenciales que demuestran la llegada de una ola importante en la isla de Oahu, Hawaii ubicada a 3600 kilómetros del origen del tsunami.*

2.7.5 Tsunami del 22 de Mayo de 1960 (Chile)

Tsunami generado por un sismo de magnitud 9.5 localizado frente a la costa central de Chile (39.5° S, 74.5° O) a una profundidad focal de 33 km.

El tsunami arribó a las costas de Chile entre 10 a 15 minutos después del sismo, inundando más de 500 m de la costa. Tras el regreso de la mar, todos los barcos se perdieron. Los efectos más graves se produjeron en una zona que se extiende desde Concepción en la costa de Chile hacia el extremo sur de la Isla de Chiloé. Estas gigantescas olas destruyeron poblados como Puerto Saavedra, Toltén, Queule, Corral, Bahía Mansa, Quenuir, Maullín y Ancud (Veyl, 1961), dejando asolada y deformada la costa chilena (Figura 2.25). El número de muertes estimadas por el tsunami y terremoto fue entre 490 a 2290. Las perdidas materiales fueron de medio billón de dólares aproximadamente.

Las olas se propagaron en todo el Océano pacífico llegando a las islas hawaianas generando daños estimados en 75 millones de dólares dejando 61 personas muertas. Hilo, la isla principal de Hawai, fue la ciudad más afectada de las islas, con olas de 10.7 metros de altura las cuales arribaron 14.8 horas después de originado el sismo frente a Chile (Figura 2.26). En Japón, produjo la muerte de 138 personas y daños por 50 millones de dólares. En Filipinas, dejó 32 muertes y cuantiosos desaparecidos. En la Costa Oeste de Estados Unidos también se registró un tsunami que provocó daños por más de 500.000 dólares.



Figura 2.25: *Consecuencias del sismo del 22 de Mayo de 1960 en valdivia – Chile.*

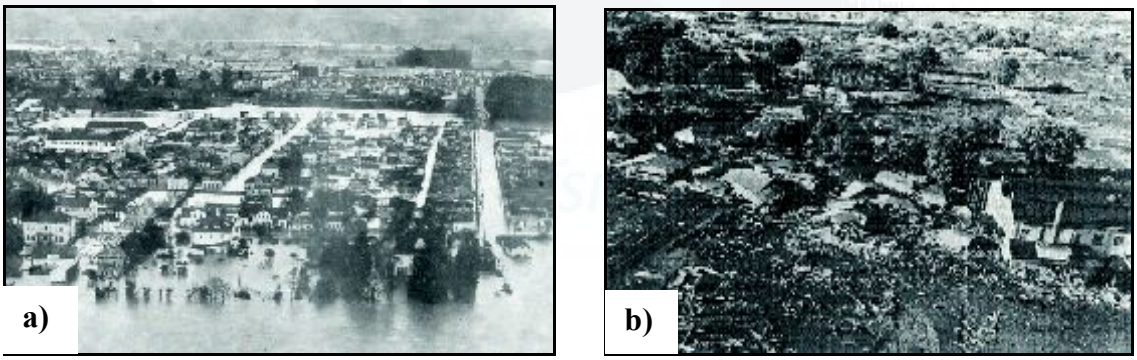


Figura 2.26: *Daños generados por el tsunami del 22 de Mayo de 1960. En. a) Inundación en las proximidades del Río Valdivia. En b) Daños generados en Hilo – Hawai.*

Cuadro 2.7: *Altura del tsunami de 1960 en algunas regiones alrededor del Océano Pacífico. (fuente:NOAA)*

Location	Region	Latitude	Longitude	Amplitude (m)	Arrival time (day hr. min. UTC)	Travel time (hr. min.)
CORRAL	CHILE	39.86S	73.42W	10		
MOCHA I.	CHILE	38.22N	74.00W	25		
VALDIVIA	CHILE	39.80S	73.24W	10		
VALPARAISO	CHILE	33.03S	71.63W	1.7	22 16 30	1 4
ARICA	CHILE	18.47S	70.32W	2.2	22 22 38	3 27
ANTOFAGASTA	CHILE	23.65S	70.42W	1.5	22 21 40	2 29
CALLAO	PERU	12.08S	77.13W	1.1	22 23 45	4 34
MATARANI	PERU	17.00S	72.12W	0.6	22 22 36	3 25
CHIMBOTE	PERU	9.07S	78.60W	1.7	23 0 38	5 27
LA LIBERTAD	ECUADOR	2.20S	80.92W	1.9	23 1 20	6 9
HILO, HAWAII	HAWAII	19.73N	155.06W	10.7	23 9 58	14 47
HONOLULU, OAHU	HAWAII	21.31N	157.87W	0.8	23 10 33	15 22
WELLINGTON	NEW ZEALAND	41.28S	174.78E	0.9	23 7 45	12 34
TOWNSVILLE, QUEENSLAND	AUSTRALIA	17.30S	146.81E	0.3	23 16 5	20 54
HONG KONG	CHINA	22.30N	114.18E	0.5	23 22 20	27 9
AOMORI COAST	JAPAN	40.81N	140.74E	6.3		
N MIYAGI COAST	JAPAN	38.85N	141.60E	6.4		
ACAPULCO	MEXICO	16.85N	99.92W	1	23 5 0	9 49
CRESCENT CITY	CALIFORNIA	41.75N	124.18W	1.7	23 10 40	15 29
PISMO BEACH	CALIFORNIA	35.14N	120.66W	2.4		
DEPOE BAY	OREGON	44.81N	124.07W	1.8		
TOKELAND	WASHINGTON	46.70N	123.99W	0.6		
MCKENNY ISLAND	CANADA	52.65N	129.48W	0.4	23 13 3	17 52
YAKUTAT	ALASKA	59.55N	139.74W	0.8	23 14 18	19 7
MORZHOVAYA BAY	KAMCHATKA	0.00N	0.00E	7		
OLGA INLET	KAMCHATKA	54.58N	161.00E	4		

2.7.6 Tsunami del 28 de Marzo de 1964 (Prince Williams Sound-Alaska)

El gran terremoto de Alaska de 1964 fue el mayor ocurrido en el norte de América y el segundo más grande registrado en la historia (el primero ocurrido en 1960). El terremoto ocurrió a las 03:36 (hora universal), con epicentro al norte de Prince William Sound (61.1N 147.5O) con magnitud 9.2 Mw, generando levantamientos tectónicos del fondo marino y deslizamientos de tierra submarina, generando gran cantidad de tsunamis locales. El desplazamiento vertical (2 metros) de la corteza terrestre en una zona de aproximadamente 300.000 Km^2, provocando un gran tsunami en todo el Océano Pacífico (Figura 2.27) afectando toda la costa Oeste de Canadá, EEUU y Hawai con olas de hasta 6 metros.

Se generaron dos tsunamis importantes asociados al mecanismo de este terremoto: uno a lo largo del límite continental que bordea el Golfo de Alaska y la otra en la región de Prince William Sound. Las olas arribaron a Kodiak 34 minutos después de ocurrido el sismo, siendo la tercera y cuarta las olas más altas y destructivas en Kodiak.

Este fue el más desastroso tsunami que golpeó a los EE.UU y la costa oeste de Columbia Británica en Canadá. La mayor altura de las olas para este tsunami se informó en la Bahía de Shoup con 67 metros. Sin embargo, el Run-up medido en Alaska varió de 6.1 m en la isla de Kodiak, 9.1 m en Valdez, 24.2 m en Blackstone Bay, and 27.4 m en Chenega.

En Alaska, este tsunami provocó la muerte de 106 personas y alrededor de 84 millones de dólares en perdidas económicas; Columbia Británica, cerca de 10 millones de dólares; Washington, daños menores en toda la costa; Oregon se produjo 4 muertes y 0,7 millones de dólares de perdidas económicas donde los ríos desbordaron. En California 13 muertes y 10 millones de dólares en daños. (Figura 2.28).

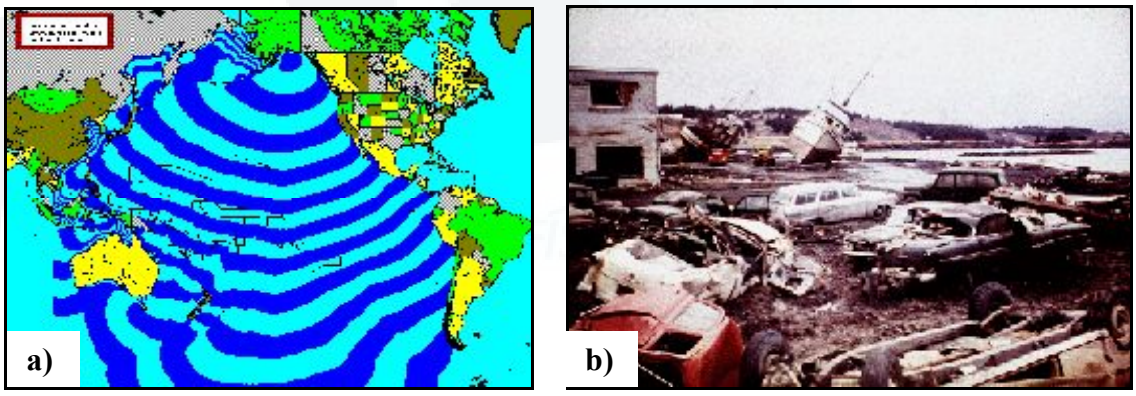


Figura 2.27: *a) Mapa de propagación de las olas del tsunami del 28 de Marzo de 1964. b) Efectos del tsunami en la isla de Kodiak.*

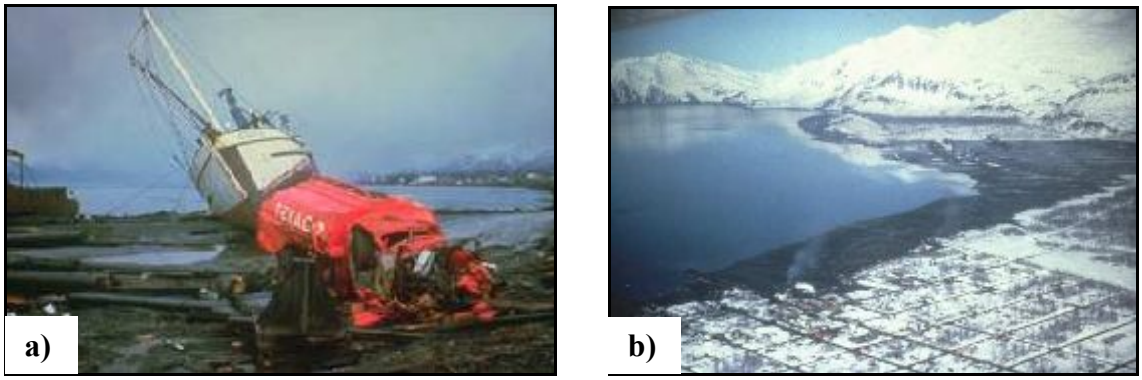


Figura 2.28: *a) Una nave volcó en Prince Williams Sound, Alaska durante el tsunami producido por el sismo del 27 de marzo de 1964. b) Vista aérea de la inundación en Valdez Alaska, mostrando la extensión de la inundación a lo largo de la línea de costa.*

2.7.7 Tsunami del 26 de Diciembre del 2004 (Isla Sumatra)

El domingo 26 de Diciembre del 2004, se produjo un gran terremoto a las 07:58:53 (hora local) estando su epicentro localizado a 320 km al Oeste de la costa norte de la isla de Sumatra (3.316ºN y 95.853ºE) y a una profundidad de 30 km. con una magnitud 9.Mw e intensidades de V a VIII en la escala Mercalli. Este terremoto ocurrió como resultado de los procesos de convergencia entre las placas de India y Burma (Figura 2.29).



Figura 2.29: *Estructura neodinámica regional del área de Sumatra Indonesia. Las fallas de Mentawai y la gran falla de Sumatra son representadas en el gráfico. La estrella significa el epicentro del terremoto del 26 de diciembre del 2004.*

Datos acústicos y sismograficos señalan que las primeras fases implicaron la formación de una ruptura cerca de 400 kilómetros de largo a 30 kilómetros debajo del mar. Esta es la ruptura más grande conocida hasta la fecha causada por un terremoto. La ruptura a una velocidad de 2.8 km/s comenzó en la costa de Aceh y continuó en dirección noroeste durante cerca de 100 segundos. Una pausa de alrededor de 100 segundos ocurrió antes de que la ruptura continuara hacia el norte en dirección de las islas Andaman y de Nicobar. En este movimiento de las placas se ha estimado un levantamiento por varios metros, desplazando un estimado de 30 km³ de agua que generaron las ondas devastadoras del tsunami. Este tsunami se desplazó a una velocidad media de 500 km/h por el Índico devastando las costas de Indonesia (donde se contabiliza cerca de la mitad de todas las víctimas), Tailandia (con la mitad de todos los turistas fallecidos en las paradisíacas playas de Pucket y Phi Phi), India, Malasia, Myamar, Bangladesh, Sri Lanka e islas Maldivas, llegando incluso hasta las costa oriental de África, en Somalia, Kenia y Tanzania a unos 6.000 kilómetros de distancia (Figura 2.30).



Figura 2.30: *Países afectados por el Tsunami del 25 de Diciembre 2005.*

La cadena de islas de Indonesia y el continente australiano sirvieron de barrera impidiendo que las olas originadas en esta zona del Índico penetren con energía

significativa en el océano Pacífico, sin embargo, existen registros del tsunami en la costa oeste del Pacífico como: Chile (25 cm), California (22 cm), Hawai (6 cm), Nueva Zelanda (65 cm), el Callao en Perú (50 cm). Se destaca la altura de la ola en Manzanillo-México que llegó a 2.6 metros debido a efectos causados por la geografía costera local que amplió su tamaño.

El tamaño de las olas en las costas del Océano Índico, se estima entorno a 10 ó como mucho 15 metros dependiendo de los sectores de costa, y el número de olas que se presentaron fue en promedio 3 olas. La distancia máxima de inundación llegó hasta 2 km hacia el interior y en otros de forma extraordinaria, se calcula hasta 12 km, con lo que algunas islas de pequeño tamaño quedaron totalmente cubiertas y otras han desaparecido, como es el caso de algunas islas del archipiélago de Andamán, Nicobar y de las Maldivas. Por lo tanto, será necesario elaborar nuevos mapas de estos archipiélagos. En la Figura 2.31, se observa las fases de llegada de las olas al complejo hotelero de Pucket.



Figura 2.31: *La llegada del tsunami a un complejo hotelero en Pucket (Tailandia)*

La llegada del tsunami osciló entre veinte minutos y media hora para las costas de Banda Aceh en el noroeste de Sumatra la más próxima al epicentro y entre seis o siete horas para la costa oriental africana. La velocidad de desplazamiento estuvo condicionada a la morfología de la plataforma del mar de Andamán con los archipiélagos de Andamán y Nicobar frenando considerablemente la velocidad, por lo que a las costas de Tailandia las olas llegaron dos horas más tarde y a las costas orientales de la India y Sri Lanka entre noventa minutos y dos horas y finalmente a Somalia entre seis y siete horas. Este tiempo fue más que suficiente para haber generado una alerta y salvar la vida de muchas personas, sin embargo se carecía de un sistema de alerta en esa zona.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

CAPITULO III

HISTORIA DE TSUNAMIS OCURRIDOS EN PERÚ

El Perú por su ubicación geográfica, es uno de los países con mayor potencial sísmico debido a que forma parte del denominado "Cinturón de Fuego del Pacífico". Dentro de este contexto, la actividad sísmica esta asociada a la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana con una velocidad de 8-10 cm por año (DeMets, 1990). Esta velocidad es considerada como una de las mayores a nivel mundial, de ahí la ocurrencia de grandes eventos sismos acompañados de tsunamis (Figura 3.1). Según registros, de los 1414 tsunamis generados por proceso de convergencia de placas (desde el año 47 AC), 211 han tenido su origen en el borde Oeste de América Latina y de estos, 32 han sido generados por sismos en el extremo Occidental de Perú.

Según la historia sísmica, el Perú ha soportado grandes sismos acompañados de tsunamis locales y pequeños, y en otros casos muy grandes y destructivos. Entre los más importantes están los ocurridos en 1582, 1586, 1604, 1644, 1687, 1806, 1868, 1966, 1996 y 2001. El tsunami más antiguo en el Perú del cual se tiene referencia es el ocurrido el 22 de enero de 1582, generado por un fuerte sismo con epicentro en la costa de Arequipa, produciendo daños en toda la costa sur del Perú. Otro tsunami, considerado como el más catastrófico del cual se tiene información, es el generado por un gran sismo ocurrido el 13 de Agosto de 1868 (9.0 Mw) en la región Sur del Perú el cual ocasionó daños desde la ciudad de Trujillo, hasta la ciudad de Concepción al Sur de Chile. Este tsunami viajó a través del océano afectando las costas de Japón, Nueva Zelanda, Australia, Hawai y Otras.

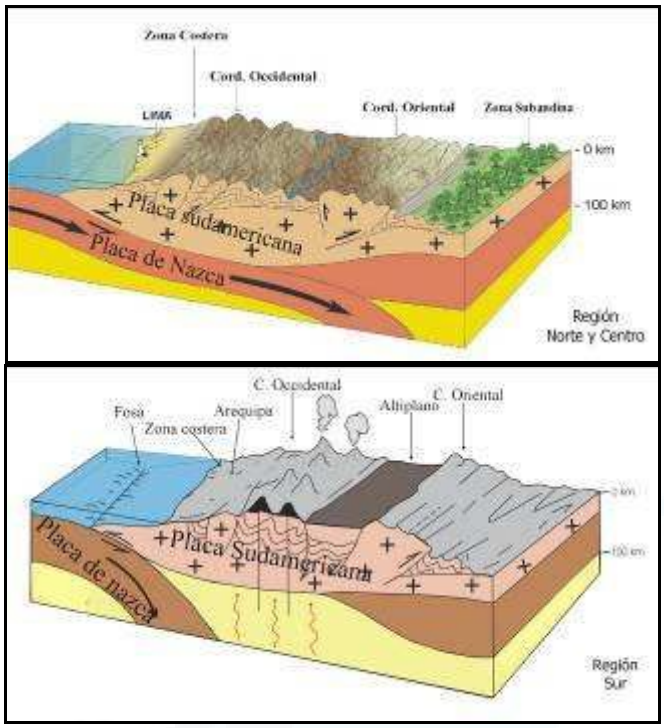


Figura 3.1: *Zona de subducción de la placa de Nazca con la Sudamericana, fuente principal de generación de sismos de gran magnitud que pueden generar tsunamis a lo largo de las costas de Perú (Mattauer, 1976).*

3.1 ANALISIS DE SISMOS GENERADORES DE TSUNAMIS EN EL PERÚ

A fin de realizar un análisis histórico de los tsunamis ocurridos en Perú, se ha recurrido al catalogo de tsunamis elaborado por Carpio y Tavera (2002), el cual registra datos en un periodo de 501 años, desde 1500 hasta el 2001, año en que ocurre el último tsunami en el Sur del Perú, Sin embargo, para este análisis se actualiza el catalogo considerando el sismo del 15 de Agosto del 2007 el cual generó tsunami en la región central del Perú. Finalmente, la base de datos, considera un total de 124 tsunamis, de los cuales a 118 se les atribuye su origen a sismos de gran magnitud ($M \geq 6.0$), 5 a deslizamientos de tierra y uno a la erupción volcánica del Krakatoa. Es importante mencionar que del total de esta base de datos, tres corresponden a tsunamis lejanos ocurridos en Islandia, Indonesia e Islas Aleutinas los cuales tuvieron efectos en la costa peruana. Asimismo, es importante aclarar que los sismos que presentan sus parámetros hipocentrales en el interior del continente (Apurimac, Huancavelica, Ayacucho) no podrían haber producido tsunami; sin embargo, tal como considera Carpio y Tavera

(2002) en la bibliografía existente los sismos y están considerados como generadores de tsunamis; por tanto, deben ser tomados en cuenta.

Según la distribución espacial de sismos generadores de tsunamis ocurridos en el Perú (Figura 3.2), se ha identificado tres regiones tsunamigénicas cada una con diferente potencial sísmico.

En la zona Norte, entre la fosa y la línea de costa se observa la distribución irregular de sismos generadores de tsunami, dentro de los cuales destaca el ocurrido el 20 de Noviembre de 1960 tras la ocurrencia de un sismo de magnitud de 6.8Ms y que causó daños a lo largo de las costas de Perú. En esta zona se considera además dos tsunamis ocurridos en las costas de Ecuador (1933), dado que estos alcanzaron y afectaron las costas peruanas.

En la zona Central, se observa una distribución irregular de sismos generadores de tsunamis, presentando un mayor agrupamiento de este tipo de eventos frente a las costas de Lima. Según la historia sísmica, en esta zona se habría generado los tsunamis más destructivos (principalmente en el Callao), como los registrados en 1586, 1687, 1746, produciendo este último un tsunami que se propagó a lo largo del Océano Pacifico para llegar a registrarse en Hawaii y California.

En la zona Sur, se observa una dispersión regular de sismos generadores de tsunamis desde la región sur de Perú hasta el norte de Chile, siendo esta zona potencial por generar sismos con magnitudes mayores 8.0 y por ende tsunamis destructivos a lo largo de esta zona. De estos sismos destacan los ocurridos en 1705 con magnitud 8.5 Ms; en 1868 en la costa de Tacna, con magnitud 8.5 Ms; en 1977 con magnitud 8.3 y finalmente, el ocurrido el 23 de junio del 2001, con magnitud 8.0 Ms localizado en la costa de Camaná.

3.1.1 Análisis Frecuencial

En la Figura 3.3a, se observa la frecuencia de sismos generadores de tsunamis que afectaron a las costas peruanas durante el periodo de 1500 al 2008. En ella se observa que durante el periodo de 1513 a 1732, se presento menor concentración de sismos generadores de tsunamis, ocurriendo mayor cantidad de sismos con magnitudes entre 7 y 9 grados. Uno de más fuertes ocurrió en 1725 el cual habría generado un tsunami a lo largo de las costas de Chala, Atico, Camaná y Mollendo. El último sismo de este periodo habría ocurrido en 1604 generando tsunami en las costas de Perú y norte de Chile. De ahí en adelante, se observa ausencia de sismos de estas características hasta 1833, año en que ocurre un tsunami en Ilo (Moquegua). Posteriormente, se observa una gran concentración de sismos de este tipo a partir de 1868 hasta el 2007.

En la Figura 3.3b, se observa la frecuencia de sismos generadores de tsunamis durante el periodo de 1900 al 2007. Como se observa, en los últimos 107 años el Perú ha soportado la mayor concentración de sismos generadores de tsunamis, teniendo una mayor frecuencia durante el periodo de 1920 a 1981, año en que ocurre el tsunami del 28 de Febrero de 1981, localizado en la costa Norte del Perú. De ahí en adelante se observa ausencia de tsunamis por un periodo de 15 años, para luego en 1996 registrarse dos tsunamis en la costa norte y centro del Perú el 21 de Febrero y 12 de Noviembre del mismo año, seguido del tsunami del 23 de Junio del 2001 en la costa Sur y 15 de Agosto del 2007 en la costa Central del Perú.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

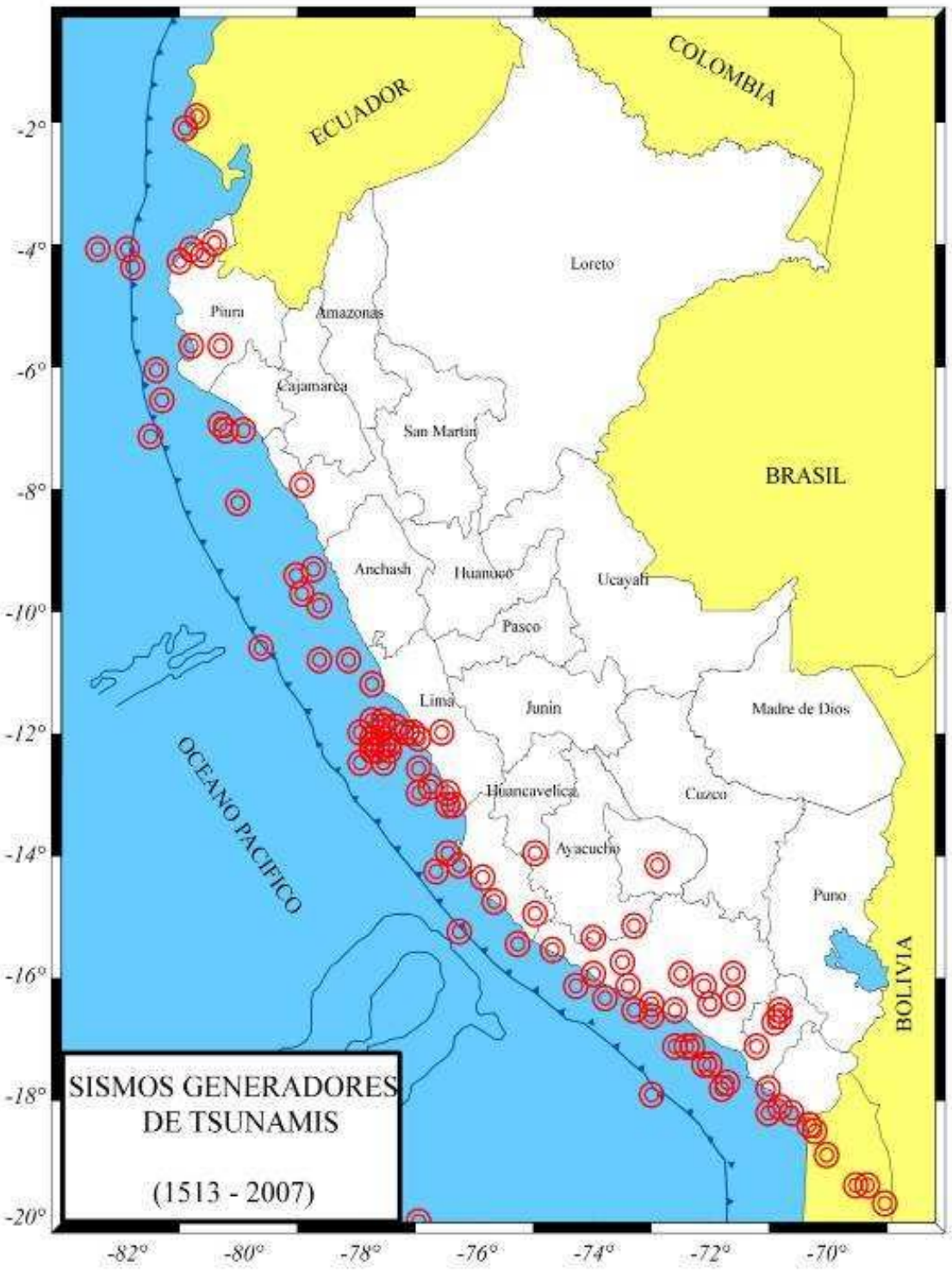


Figura 3.2: *Distribución espacial de sismos generadores de tsunamis en el Perú, para el periodo 1500-2007 según el catalogo de tsunamis elaborado por Carpio y Tavera (2002).*

Cabe destacar que esta gran concentración de sismos generadores de tsunamis en los últimos 107 años, se debe a que a partir del año 1960 empieza la época instrumental teniendo registro más preciso de la ocurrencia de estos eventos.

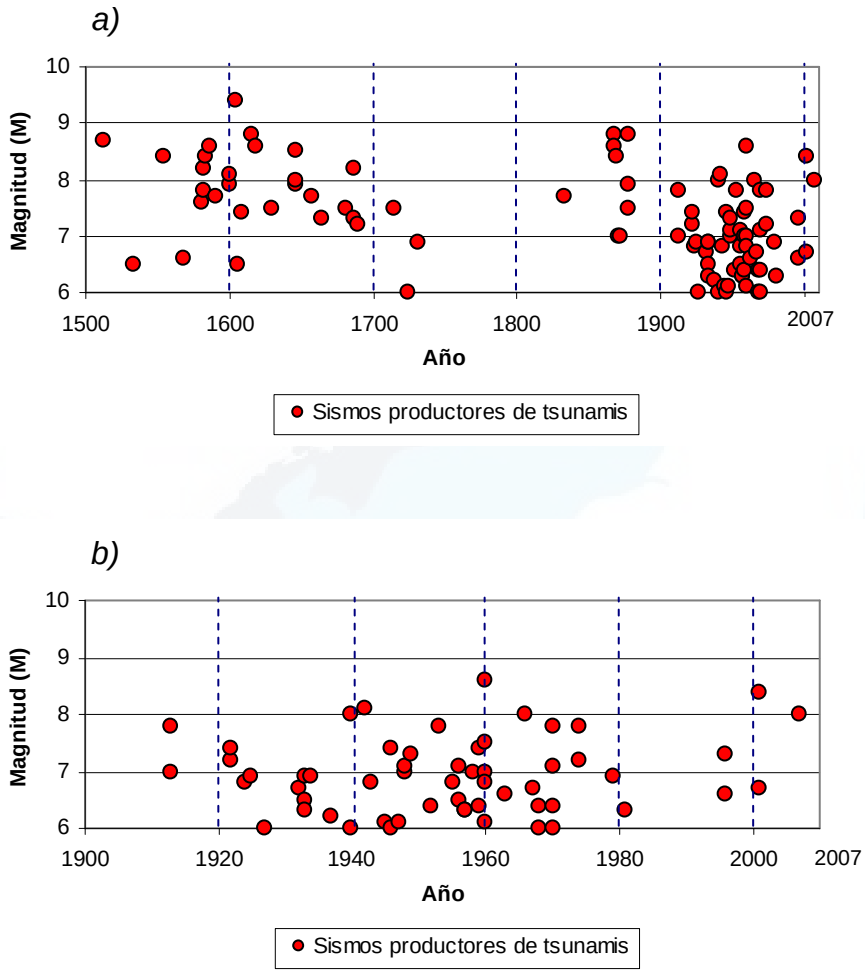


Figura 3.3: *Frecuencia de tsunamis ocurridos en Perú en función de su magnitud. En a) Periodo de 1500 a 1900 y b) Período 1500 al 2007.*

3.1.2 Análisis de Altura de las olas

A fin de hacer el análisis de la altura de las olas registradas a lo largo de la historia tsunámica del Perú, se procede a analizar la base de datos del catalogo de tsunamis.

En la Figura 3.4, se observa la altura de las olas para los tsunamis ocurridos durante el periodo de 1600 al 2007. En general, se observa que el mayor número de tsunamis presentan alturas alrededor de los10 m. Entre los tsunamis que presentan alturas superiores, destaca el ocurrido el 9 de Julio de 1586 frente a las costas de Lima con olas de 26 m de altura. Asimismo, el tsunami del 20 de Noviembre de 1960 en Piura con olas de 9 m. En tsunami del 1996 en el Norte del Perú, con olas de 5 m de altura, seguido del tsunami del 23 de Junio del 2001 con olas de 7 m y finalmente el tsunami del 15 de Agosto del 2007 en la costa central del Perú, con olas de hasta 10 m de altura.

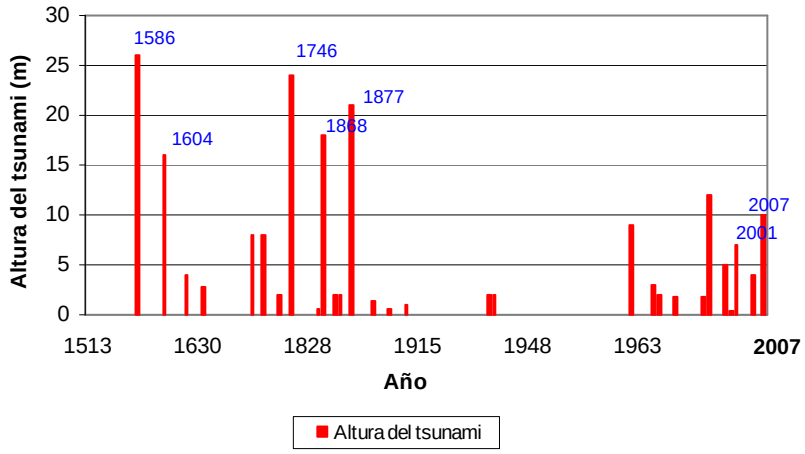


Figura 3.4: *Altura de tsunamis registrados en las costas peruanas (locales y regionales) durante el periodo 1500-2007.*

En la Figura 3.5, se observa que los sismos que han generado tsunamis a lo largo de la historia, presentan magnitudes que varían entre 6.0 y 9.4 Ms, con profundidades entre 11 y 80 Km. Observándose una gran concentración a profundidades entre 20 y 60 Km. En este gráfico se observa que a medida que aumenta la magnitud del sismo generador de tsunami, disminuye la profundidad del foco.

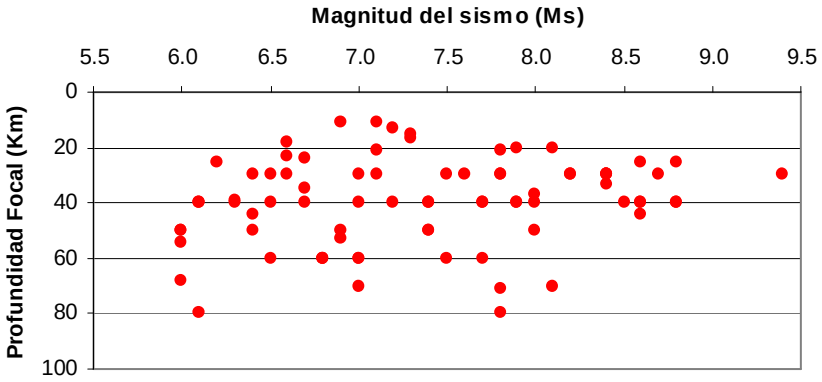


Figura 3.5: *Relación entre la magnitud del sismo y la profundidad del foco, para los tsunamis que afectaron las costas peruanas en el periodo 1500-2007.*

Siguiendo este criterio, en la Figura 3.6 se muestra que sismos con magnitud mayor a 8.0 Ms, generan olas con alturas entre 15 y 25 m. Sin embargo, sismos con magnitudes menores a 7.5 Ms generan olas de menos de 5 m de altura a excepción del tsunami del 9 de Noviembre de 1974 con magnitud de 7.2 que generó olas de 12 m de altura en el Callao.

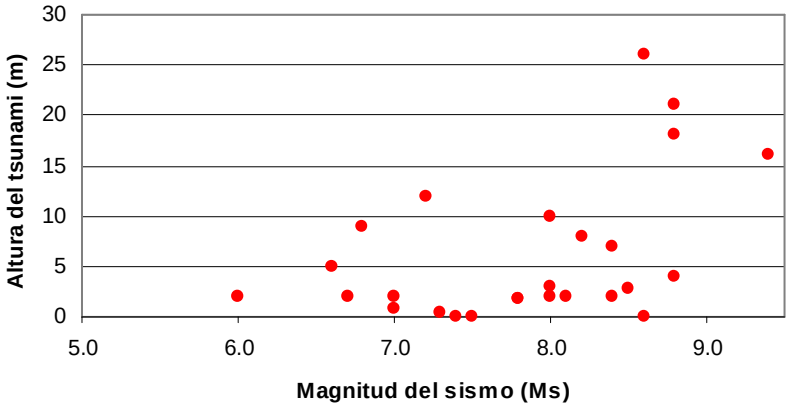


Figura 3.6: *Relación entre la magnitud del sismo con la altura del tsunami (catalogo de tsunamis entre el periodo 1500-2001).*

3.2 PROBABILIDAD DE OCURRENCIA

SILGADO (1978) efectuó el estudio de la recurrencia de tsunamis en la costa occidental de Sudamérica en función de la relación intensidad Vs frecuencia para tsunamis originados cerca a la costa Sudamericana (costa de Perú-Chile). Para lo cual

analizó el Catálogo de Tsunamis de SOLOVIEV (1978) y los datos de sismos tsunamigénicos ocurridos en el periodo 1746 - 1974.

En el Cuadro 3.1 se observa los periodos de retorno obtenidos por SILGADO (1978), donde se indica la probabilidad de ocurrencia de sismos tsunamigénicos con magnitudes entre 7.0 y 8.4 Ms, de esta forma, un sismo tsunamigénico de grado 8.0 tendría un periodo de retorno de casi 50 años. Asimismo, en el Cuadro 3.2 observa la probabilidad de ocurrencia de un sismo tsunamigénico. Así por ejemplo, un sismo de magnitud 8.5 o más tiene una probabilidad de ocurrencia del 44 % en un periodo de 50 años. En cambio, un sismo de magnitud 8.0 tiene una probabilidad de ocurrencia de 62% para el mismo periodo de retorno.

Cuadro 3.1: *Periodos de retorno de un sismo tsunamigénico (Fuente SILGADO, 1978)*

PERIODO DE RETORNO DE UN SISMO TSUNAMIGENICO	
MAGNITUD (Ms)	PERIODO DE RETORNO (Años)
7,0	28,0
7,5	32,5
7,75	37,5
8,0	47,3
8,2	64,7
8,4	125,0
8,5	250,0

Cuadro 3.2: Probabilidad de ocurrencia de un sismo tsunamigénico (Fuente SILGADO 1978)

PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DE UN SISMO TSUNAMIGENICO		
MAGNITUD (Ms)	AÑOS	PROBABILIDAD (%)
>= 8,0	50	62
	100	85
	150	94
>= 8,5	50	44
	100	59
	150	73

Como se observa de los resultados anteriores, las costas de Perú y Chile tienen un alto riesgo de ocurrencia de sismos tsunamigénicos, lo cual ha sido corroborado por la historia sísmica.

3.3 TSUNAMIS IMPORTANTES REGISTRADOS EN EL PERU

La historia sísmica del Perú indica que desde fines del siglo XVI, grandes terremotos han ocurrido dentro y fuera de la costa peruana generando numerosos tsunamis y causando cuantiosas pérdidas humanas y materiales.

En el Cuadro 3.3, se detalla los principales tsunamis generados en las costas de Perú (Silgado, 1978) precisándose la hora de ocurrencia del sismo, las coordenadas, la profundidad, magnitud y finalmente el lugar en donde se han generado estos eventos.

TSUNAMI DEL 9 DE JULIO DE 1586

El 9 de Julio de 1586 se produjo un tsunami como consecuencia de un gran sismo con magnitud 8.6 Ms e intensidad X en la escala de Mercalli Modificada. El epicentro del sismo fue ubicado sobre la línea de costa en Lima, con coordenadas 12°S. 77°O. El tsunami generado por este sismo produjo olas que llegaron a las costas con alturas de 26 m las cuales ocasionaron gran destrucción. Según informaciones, este tsunami generó 24 metros de run-up y centenares de metros de inundación en el Callao. La ola de mayor tamaño inundó y destruyo completamente la Punta (Callao), siendo la mayor distancia de inundación de 10 Km perpendicular a la línea de costa. Este tsunami se propagó e inundó todas las playas de Perú, desde Tacna hasta Piura. El tsunami también produjo dos metros de run-up en Japón.

TSUNAMI DEL 24 DE NOVIEMBRE DE 1604

Este tsunami se generó por un sismo ocurrido el 24 de Noviembre de 1604 con magnitud de 7.8 Ms e intensidad máxima de XIII en la escala Mercalli Modificada.

Cuadro 3.3: *Principales tsunamis generados en las costas de Perú según Silgado (1978). A continuación se presenta un resumen de los tsunamis más importantes que tuvieron efectos en nuestras costas.*

		COORDENADAS				
FECHA	**HORA**	**Lat °S**	**Long. °W**	**PROF. Km**	**MAGNITUD**	**LUGAR**
09/07/1586	19:30	12.2	73.3	-	8.1	Costa Lima
12/05/1664	04:15	14.0	76.0	-	7.8	Costa Ica
20/10/1687	05:30	13.0	77.5	-	8.2	Costa Lima Sur
28/10/1746	22:30	11.6	77.5	-	8.4	Costa Lima Norte
07/12/1806	18:00	12.0	78.0	-	-	Costa Puerto Callao
13/08/1868	16:45	18.5	71.2	-	8.6	Costa Tacna
28/07/1913	06:40	17.0	73.0	-	7.0	Chala
06/08/1913	22:14	17.0	74.0	-	7.7	Costa Caravelí
11/03/1926	11:20	13.7	76.6	-	-	Lima
20/01/1932	02:30	12.0	77.5	100	6.8	Lima
21/06/1937	15:13	08.5	80.0	60	6.8	Trujillo
24/08/1942	22:50	15.0	76.0	-	8.4	Nazca
30/09/1946	00:59	14.0	76.5	-	7.0	Pisco
28/05/1948	05:36	13.1	76.2	55	6.8	Cañete
10/12/1950	02:50	14.5	76.5		7.0	Ica
04/03/1951	11:17	16.0	74.5	32	6.8	Caravelí
08/05/1951	20:01	07.5	80.0	-	-	Costa Chiclayo
24/06/1951	01:44	08.5	80.0	-	-	Trujillo
03/08/1952	13:13	12.5	78.0	-	-	Lima
15/02/1953	09:33	12.0	77.5	-	-	Lima
12/12/1953	17:31	03.6	80.5	-	7.7	Tumbes
21/04/1954	20:23	13.0	77.0	100	-	Mala
09/02/1955	16:06	11.5	77.5	-	-	Cañete
19/08/1955	07:44	08.0	79.5	60	-	Trujillo
18/02/1956	01:37	10.0	79.0	-	-	Trujillo -Chimbote
18/02/1957	23:49	11.4	77.5	100	6.8	Arequipa
01/03/1958	09:05	13.3	76.5	53	-	Pisco
26/07/1958	17:37	16.3	76.5	110	7.5	-
07/02/1959	09:31	04.0	81.5	-	7.3	Talara
20/11/1960	22:01	06.7	80.8	-	6.8	Costa de Lambayeque
03/07/1961	14:49	08.6	79.2	25	-	Trujillo
18/04/1962	19:14	09.9	78.9	39	6.8	Casma
30/08/1963	15:30	07.1	81.0	33	6.5	Trujillo
17/10/1966	21:41	10.7	78.6	38	7.5	Norte Lima
05/02/1969	04:10	08.1	80.1	-	6.5	-
31/05/1970	20:23	09.2	78.8	43	7.7	Chimbote -Huaraz
03/10/1974	14:21	12.3	77.8	15	7.5	Lima Sur

afectando las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna y Arica (Chile). El epicentro del sismo fue ubicado frente a la ciudad de Tacna (18°S, 71°O). El tsunami que acompañó este sismo destruyó la ciudad de Arica produciendo la muerte de 23 personas. El tsunami afectó aproximadamente 2000 Km de longitud a lo largo del borde Oeste de Sudamérica. Las olas causaron gran destrucción en todos los puertos del Sur del Perú, principalmente en las localidades de Camaná, Pisco y Arica. La información disponible indica la ocurrencia de olas de hasta 16 m de altura y una inundación máxima perpendicular a la línea de costa de 10 Kilómetros. Este tsunami causó la destrucción en varios puertos en Chile al sur de la cuidad de Arica; mientras que, los puertos ubicados al Norte de Perú sufrieron daños de menor intensidad.

TSUNAMI DEL 12 DE MAYO DE 1644

Este tsunami fue generado por un fuerte sismo ocurrido cerca de las costas de Ica, con intensidades de aproximadamente VI en la escala Mercalli Modificada. Las olas que generó el tsunami invadieron parte de la población, registrándose 70 muertos.

TSUNAMI DEL 17 DE JULIO DE 1678

Fue ocasionado por un sismo cuyo epicentro se localizó al Norte de Lima, con intensidad de VII en la escala Mercalli Modificada, causando que el mar retrocediera y regresara con fuerza destructiva. Las olas provocaron muchos estragos en el Callao y otros puertos vecinos.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

TSUNAMI DEL 20 DE OCTUBRE DE 1687

Este tsunami se generó después de producirse un sismo el 12 de Julio de 1687, con una magnitud 8.2 Ms e intensidad de X en la escala Mercalli Modificada. El epicentro del sismo fue ubicado al Sur de Lima (13°S, 76.6°O). Minutos después de ocurrido el sismo, se produjo este tsunami que inundó las playas de Lima con olas de 10m de altura. Los efectos del Tsunami fueron catastróficos en los puertos y localidades de Camaná, Pisco, Chincha, Cañete, Lima, Callao y Chimbote. El promedio de personas fallecidas a causa del tsunami, fue cerca de 500 y de las cuales 300, se produjeron en el

Callao. Este tsunami viajó a través del Océano Pacífico hasta llegar a las playas de Japón.

TSUNAMI DEL 26 DE NOVIEMBRE DE 1705

Tsunami se produjo a lo largo de la costa Sur, desde Arequipa hasta Chile, siendo Arica la principal ciudad destruida por olas de hasta 8 m de altura.

TSUNAMI DEL 28 DE OCTUBRE DE 1746

Tsunami causado por un fuerte sismo ubicado frente a Lima, (12°S, 77.2°O), con magnitud 8.6 Mw e intensidad X en la escala Mercalli Modificada. Este sismo destruyó completamente las ciudades de Lima, Callao y Chancay.

Media hora después del sismo, se generó un gran tsunami que golpeó las costas causando la destrucción absoluta del puerto. El Callao recibió el mayor impacto, con una ola de 24 metros y 5 kilómetros de inundación, el mismo que destruyó 23 barcos acoderados en el puerto, transportando un barco a 1.5 Km tierra dentro. Según los testigos afirman que la primera de las dos olas que golpearon el Callao era de más de 40 m de altura. En total, las víctimas del terremoto y tsunami alcanzaron las 4000 personas. El tsunami también fue registrado en Acapulco-México.

TSUNAMI DEL 01 DE DICIEMBRE DE 1806

Tsunami en el Callao que alcanzó más de 6 metros de altura, dejando varias embarcaciones en tierra, la ola levantó un ancla de una tonelada y media, y la depositó en la casa del capitán de puerto. Este tsunami fue generado por un sismo de gran intensidad en Lima.

TSUNAMI DEL 13 DE AGOSTO DE 1868

Tsunami generado por un sismo que ocurrió el día 31 de Agosto de 1868, con magnitud 8.8 Ms e intensidad de X en la escala Mercalli Modificada. El epicentro del sismo fue localizado frente la localidad de Arica en Chile (16.4°S, 71.6°O). Después de 45 minutos de ocurrido el sismo, llega una primera ola de 12 m de altura que arrastra el puerto de Arica. Después de una hora y 45 minutos, se produjo un nuevo movimiento sísmico que generó un tsunami con olas de 16 metros de altura. Después de dos horas y 25 minutos del inicio del primer movimiento sísmico, llega una tercera gran ola de 18 metros de altura que varó la corbeta América de 1560 toneladas y el USS Wateree de los Estados Unidos a unos 500 metros de la playa tierra adentro. Las olas gigantescas arrastraron gran parte del litoral peruano y chileno, muriendo en Arica unas 300 personas y en Arequipa otras 30. La altura máxima del tsunami fue de 21 metros en Concepción (Chile). Este tsunami produjo inundaciones en California, Hawai, Yokohama, Filipinas, Sydney y dos días después ocasionó gran destrucción en las costas de Nueva Zelanda, Australia, Hawai y Samoa.

TSUNAMI DEL 09 DE MAYO DE 1877

Olas de gran violencia causaron daños desde Pisco hasta Antofagasta (Chile), generando grandes destrucciones a su paso. Este tsunami fue sentido en Japón, Nueva Zelandia, Hawaii, Samoa y California.

TSUNAMI DEL 24 DE AGOSTO DE 1942

Tsunami generado por un fuerte sismo el 24 de Agosto de 1942 con magnitud 8.2 Mw y epicentro a 110 kilómetros al Noroeste de la ciudad de Nazca. El sismo generó un tsunami con olas que alcanzaron una altura local de 3 metros. En el puerto de Lomas (costa Sur) el mar se retiró más de 200 metros para luego retornar y causar daños materiales y personales.

TSUNAMI DEL 01 DE ABRIL DE 1946

Terremoto en Chile. Tsunami destructivo en gran área del Pacifico entre Chile, Perú, Ecuador y Colombia. Las olas generadas de 6 m. de altura causó la muerte de 165 personas y cuantiosas pérdidas materiales. Este tsunami llego hasta Alaska y Hawai, causando la muerte de 5 personas.

TSUNAMI DEL 20 DE NOVIEMBRE DE 1960

Este tsunami fue generado por un sismo el día 20 de noviembre de 1960, con una magnitud de 6.8 Ms e intensidad máxima de VI en la escala Modificada Mercalli. El epicentro del sismo fue ubicado en Piura (5.6°S, 80.9°O).

Después de varias horas de ocurrido el sismo, silenciosamente arribo al litoral del departamento de Lambayeque un tsunami devastador cuya primera ola alcanzó 9 m. de altura llegando a producir daños severos en los puertos de Eten y Pimentel, así como en las Caletas de Santa Rosa y San José. Este tsunami logró inundar completamente las islas de Lobos ubicado a unos 16 Km frente al puerto de Pimentel. Las demás olas fueron de menor tamaño e intensidad. Debido a la magnitud e intensidad del sismo, es probable que este tsunami se haya generado por deslizamiento de material submarino que perdió estabilidad al movimiento sísmico.

TSUNAMI DEL 17 DE OCTUBRE DE 1966

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

Este tsunami fue generado por un gran sismo a las 16h21m56.3s (hora local), localizado a 10.7º S, 78.7º O (USCGS), con una profundidad de 38 Km y magnitudes de 7.5 Ms.

Los datos mareográficos proporcionado por el Servicio Hidrográfico de la Marina señalan que: En el Callao (La punta) el tsunami se inició a las 17:32 minutos, con un periodo de oscilación de 15 minutos y una amplitud máxima de 4.6 m. En Chimbote y San Juan, las olas se iniciaron a las 17:48 minutos. La amplitud máxima en Chimbote fue de 11.05 m. En San Juan las amplitudes fueron mucho menores. Los

efectos máximos fueron en la Bahía Tortuga y Casma, debido a la forma de las bayas respectivas y de la escasa berma existente. Hubo inundación del orden de 3 metros sobre el nivel medio, en ambos lugares. En la Figura 3.7a, se observa las curvas de refracción del tsunami del 17 de octubre de 1966, donde se observa que el tiempo de viaje de la ola al llegar al Callao fue de 54 minutos.



Figura 3.7: *Curvas de refracción del tsunami de 17 de Octubre de 1966. El tiempo de viaje de las olas desde el origen hasta el Callao es de 54 minutos (Koroiwa, 2002).*

En la Figura 3.8, se muestra el mareograma del mismo evento, obtenido en la Punta (Callao) y en el se observa claramente que el sismo fue registrado a las 16h 41m 58s, hora local; la primera ola llegó a las 17h 36m, siendo el tiempo de viaje de 54 minutos. Si se compara con la Figura 3.7 los tiempos observados concuerdan con las de las curvas de referencia. También se puede notar que la ola de mayor altura llegó a las 20h 00m, coincidiendo con la marea alta. Eso causo la inundación de la parte angosta de la Punta y Callao sin causar mayores daños ni victimas.

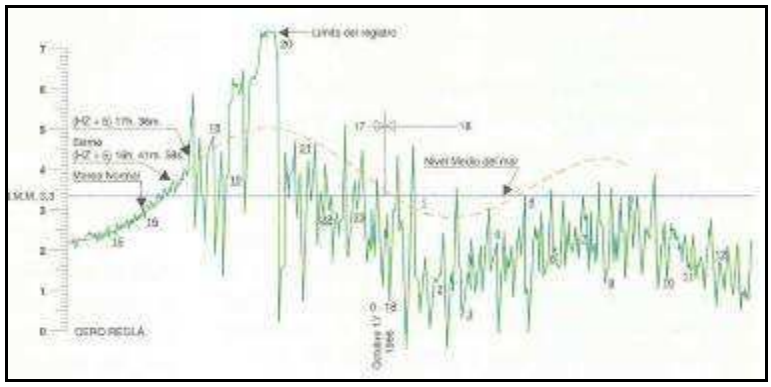


Figura 3.8: *Mareograma registrado en el callao el 17 de Octubre de 1966. Nótese que la llegada de la ola de mayor altura coincide con el máximo de la marea que sobrepaso el límite de la regla. (Kuroiwa, 2002)*

TSUNAMI DEL 03 DE OCTUBRE DE 1974

Tsunami producido por un sismo (9:21 horas) cuyo epicentro fue localizado frente a las costas del Callao a las, ocasionado 78 muertos, unos 2500 heridos y pérdidas materiales estimadas en 2700 millones de soles. La duración del movimiento de más de minuto y medio, contribuyó a acentuar la destrucción de muchas casas antiguas de adobe y quincha existentes en el área litoral comprendida (entre 12° y 14° de latitud Sur). A pocos minutos del sismo, se observo en las playas cercanas a Lima, la retirada del mar que en Agua Dulce alcanzó unos 12 m, volviendo a su cauce de manera gradual. En Pisco, el tsunami inundó algunas casas del puerto próximas a la orilla. El mareógrafo de la punta registró un máximo de ola de 1.5 m; mientras que, en el puerto de San Juan alcanzó una elevación máxima de 1.2 m. El tsunami también, inundo varias fábricas frente a las bahías de Chimú y Tortugas, al norte de Lima, destruyendo muelles y cultivos.

En la Figura 3.9, se muestra el epicentro del sismo tsunamigénico del 3 de Octubre de 1974 (7.5Ms), junto al registro mareográfico de la estación Callao.

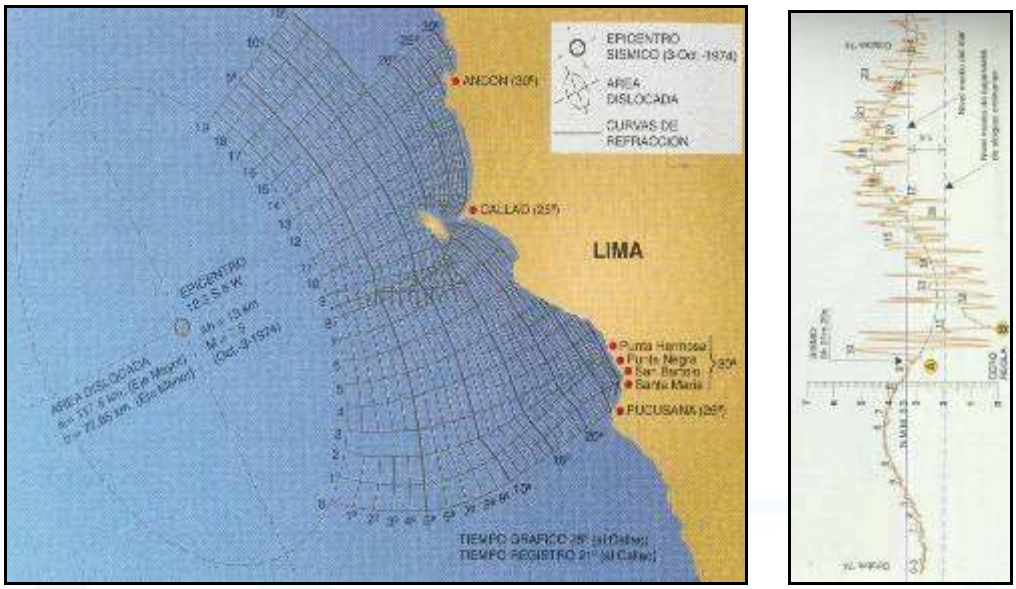


Figura 3.9: *a) Curvas de refracción. b) Registro mareográfico del Callao para el tsunami del 3 de Octubre de 1974.*

TSUNAMI DEL 21 DE FEBRERO DE 1996

Tsunami, generado por un sismo cuyo epicentro fue localizado a 210 Km. al SO de la ciudad de Chimbote, con magnitud 7.2Ms. Este tsunami causó daños materiales y pérdidas de 15 vidas humanas en el departamento de Chimbote, en Salaverry causó daños materiales de poca consideración.

TSUNAMI DEL 12 DE NOVIEMBRE DE 1996

Tsunami originado por un gran sismo con epicentro localizado a 93 Km SO de San Juan de Marcona, con magnitud 7.0Ms y profundidad de 46 Km. Este Tsunami generó olas de hasta 1.8 m de altura.

TSUNAMI DEL 23 DE JUNIO DE 2001

Este es uno de los últimos tsunamis ocurridos en el Perú y fue generado por un gran sismo ocurrido el 23 de Junio del 2001 a las 15:33:13 (hora local), con magnitud de 8.2 Mw y epicentro localizado en 16.15ºS, 74.4ºO, a 82 Km al NO de la localidad de Ocoña, departamento de Arequipa con una profundidad focal de 38 Km (IGP).

Las principales localidades afectadas por el tsunami fueron: Ocoña, Camaná, Quilca y Matarani, todas ubicadas en el litoral Sur del Perú. Las olas generadas por este tsunami alcanzaron alturas del orden de 4 a 7 metros entre las playas de la Chira y las Cuevas en los extremos NO y SE de la localidad de Camaná respectivamente. En el lugar denominado El Chiflón y la playa El Chorro, en las proximidades de la desembocadura del río Camaná y de la laguna Tilimaco las olas alcanzaron alturas máximas de 7 metros (Figura 3.10).

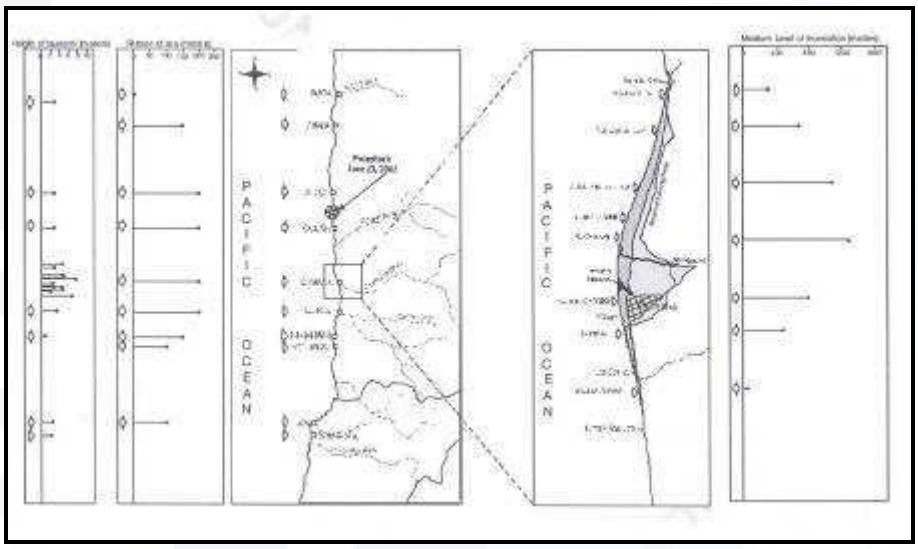


Figura 3.10: *Valores de altura máxima de las olas producidas por el tsunami generado por el terremoto de Arequipa del 23de Junio del 2001 en la localidad de Camaná (Tavera et al 2005).*

En la Figura 3.10, se observa los niveles de inundación evaluadas en la zona afectada por el tsunami, los mismos que indican que estos fueron máximos en las playas la Punta y Las Cuevas ubicadas en el extremo SE de la localidad de Camaná sobre una extensión de 23 Km paralela a la línea de costa.

Asimismo, la inundación perpendicular a la línea de costa, osciló entre 50 y 1300 metros, siendo la máxima en el lugar denominado el Chiflón cerca del rió Camaná y por cuyo valle la ola del tsunami avanzó libremente, llegando a inundar y cubrir con arena más de 200 hectáreas de terrenos agrícolas. Mientras que, en las playas más pobladas como El Chorro, la Punta, y las Cuevas ocasionaron la destrucción total de

3500 edificaciones de material noble y daños moderados en otras 1000 aproximadamente, las cuales eran mayormente utilizadas en el periodo de verano. A consecuencia del tsunami, en la localidad de Camaná fallecieron 23 personas y otras 64 fueron reportadas como desaparecidas. Las perdidas económicas en las localidades han sido cuantiosas teniendo en cuenta que toda su población subsiste de la agricultura y el comercio.

TSUNAMI DEL 23 DE JUNIO DE 2001

Este tsunami es ampliamente analizado en el Capitulo VIII del presente estudio.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

CAPITULO IV

SISTEMA DE ALERTA DE TSUNAMIS

Como se sabe, los tsunamis pueden ser generados en cualquier océano donde ocurran grandes sismos, deslizamientos de tierra y erupciones volcánicas. Por tanto, cada región del mundo tiene un patrón y una frecuencia de ocurrencia de tsunamis, siendo en algunos casos pequeños e inofensivos ó grandes y destructivos, como es el caso de los tsunamis que ocurren en el Océano Pacífico.

La gran destrucción y pérdidas de vidas humanas causadas por los tsunamis, llamó la atención y sobre todo la necesidad de poner en práctica sistemas de alerta de tsunamis. Tal es así que en 1920, se crea el primer sistema rudimentario de alerta de tsunamis en Hawai. Posteriormente en Abril de 1946, tras el tsunami de Alaska que afectó gran parte del Pacífico, los Estados Unidos crea un sistema local de alerta de tsunamis para las Islas Hawai, teniendo como objetivo poner sobre aviso a la población de estas islas, frente a los tsunamis producidos en cualquier parte del Pacífico. Sin embargo, tras la destrucción y pérdida de vidas causadas por el tsunami de Chile en Mayo de 1960, nace la necesidad de crear un Centro Internacional de Alerta de Tsunamis para todo el Océano Pacifico.

En 1965, la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) a través de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI), reconoce la importancia de proporcionar alertas oportunas del acercamiento de tsunamis peligrosos en todo el Océano Pacífico. Tal es así que con la experiencia del

centro de alerta de Hawai, los Estados Unidos aceptaron trasformarlo en el Sistema internacional de Alerta de Tsunamis de Pacifico (PTWC), creándose paralelamente el "Grupo Internacional de Coordinación del Sistema de Alerta de contra los Tsunamis en el Pacifico" (GIC/ITSU), compuesto por estados miembros de la región del pacífico, del cual forma parte el Perú. Paralelamente, el COI establece el Centro Internacional de información sobre los tsunamis (ITIC) en Honolulu-Hawai.

En el presente capítulo, se da a conocer los diferentes sistemas de alerta internacionales, regionales y locales existentes en el Océano Pacífico, dando mas énfasis al Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis en el Perú, a cargo de la Dirección de Hidrografía y Navegación de La Marina de Guerra del Perú (DHN), el mismo que en convenio con el Instituto Geofísico del Perú, cuenta con un novedoso sistema automático de alerta de tsunamis denominado TREMORS.

4.1 SISTEMA DE ALERTA DE TSUNAMIS

Un sistema de alerta de tsunamis forma parte clave en la mitigación de los efectos que genera este fenómeno. En general, este sistema se fundamenta en datos de sismicidad (localización, magnitud) para discriminar si un sismo es potencialmente generador de tsunami, información que es complementada con datos de la variación del nivel del mar.

Actualmente existen diferentes sistemas de alertas de tsunamis, en lugares con alto riesgo de generación de tsunami, como es el caso del Océano Pacifico.

Las características principales de estos sistemas son:

- Dar la alerta rápida en cuanto surge la posibilidad de un tsunami.
- Emitir alarmas precisas para reducir al mínimo las falsas alarmas.
- Ser fiable, asegurando su funcionamiento continuo y que los mensajes que se envían y reciben sean rápidos y entendidos por los usuarios del sistema.

4.1.1 Equipos y datos necesarios para un sistema de alerta de tsunamis

Para cumplir a cabalidad con la función de dar alerta temprana de un tsunami, los centros de alerta cuentan con tres tipos de datos importantes: datos sísmicos, datos sobre el nivel del mar y datos históricos sobre tsunamis.

Datos sísmicos: Las ondas sísmicas que se propagan con rapidez a través de la tierra son utilizadas por los centros de alerta para detectar la ocurrencia de un sismo y determinar su ubicación y magnitud. Sobre la base de esta información, se puede estimar con rapidez la posibilidad de que el sismo genere un tsunami y emitir las alertas iniciales o mensajes informativos adecuados. Estos sistemas cuentan con sismómetros de periodo corto y periodo largo que facilitan datos para ubicar los sismos y medir su magnitud. Hoy en día los sismógrafos de banda ancha, permiten además calcular el momento sísmico, disponiendo de información de calidad para definir eventos potencialmente tsunamigénicos.

Datos sobre el nivel del mar: Los mareógrafos constituyen un elemento fundamental en los sistemas de alerta contra los tsunamis y cuando están instalados estratégicamente, se utilizan para confirmar con rapidez la existencia o inexistencia de olas de un tsunami, vigilar su avance, facilitar la estimación de la gravedad del peligro y aportar elementos para declarar la no-generación de tsunamis. Asimismo, es posible que los mareógrafos constituyan el único medio de detectar un tsunami cuando no se dispone de datos sísmicos o si el fenómeno no se origina con un sismo.

Otro de los sistemas modernos para la determinación de las variaciones del nivel del mar lo constituye las boyas de alerta temprana de Tsunamis denominado “DART” (Deep Assessment and Reporting of Tsunamis) y que fueron diseñadas exclusivamente para detectar oscilaciones del nivel del mar del orden de 1 cm de altura. La boya instalada en la superficie del mar recibe la señal del sensor y la retransmite, mediante el sistema satelital GOES a los centros de vigilancia de tsunamis como el SHOA y al PTWC en tiempo real (Figura 3.1).

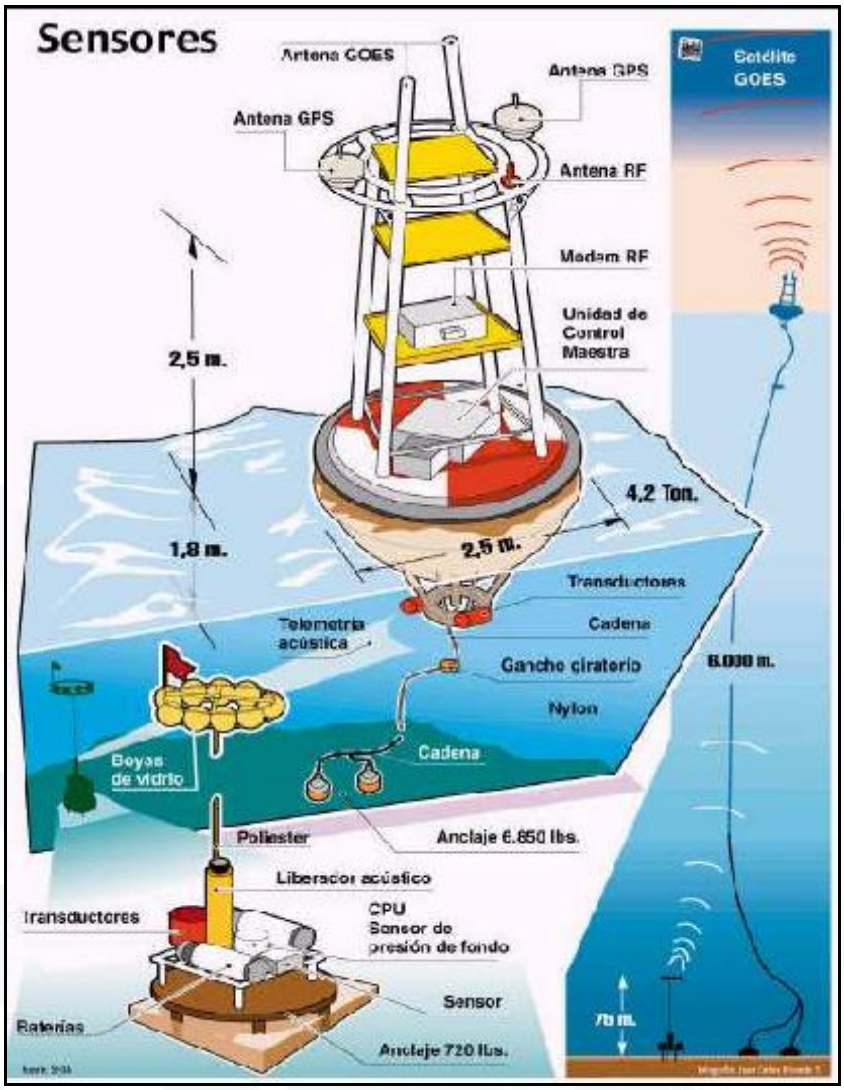


Figura 3.1: *Moderno sistema que determina las variaciones del nivel del mar, compuesto de dos unidades principales: un sensor de Presión y una boya transmisora de datos.*

Datos históricos sobre tsunamis y sismos: Los centros de alerta disponen de un acceso rápido a los datos de sismos y tsunamis históricos, a fin de poder determinar si un sismo procedente de una región concreta puede haber generado un tsunami. Estos datos principalmente se encuentran en informes, catálogos, diagramas y algunas bases de datos electrónicas, como es el caso de Perú, donde el DHN encargado del Sistema de alerta de Tsunamis en el Perú, cuanta con información sobre las características de los tsunamis más importantes ocurridos en el litoral peruano.

4.2 SISTEMAS Y CENTROS DE ALERTA DE TSUNAMIS EN EL PACÍFICO

Los sistemas de alerta contra tsunamis existentes en el Pacifico se clasifican en función de dos factores conexos:

- ✓ Según el tipo de tsunami sobre el que están en condiciones de dar la alerta, desde los tsunamis locales hasta lejanos.
- ✓ Según la zona de responsabilidad a las que alertan, de acuerdo a los tipos de tsunamis ya sean locales, regionales o teletsunamis.

Entre los centros más importantes que proporcionan alerta de tsunamis se tiene:

4.2.1 Sistema de Alarma de Tsunami del Pacífico en Ewa Beach, Hawai, EEUU (PTWS).

En 1965 la Comisión Oceanográfica Intergubernamental de UNESCO estableció el Sistema de Alerta de Tsunamis del Pacífico (PTWS) con sede en Honolulu, Hawai (Figura 3.2). El PTWS opera las 24 horas del día durante los 365 días del año y tiene como funciones el monitorear la actividad sísmica y las fluctuaciones excesivas y rápidas del nivel del mar reportadas por una red extensa de instrumentos detectores, evaluar la existencia o la potencialidad de producción de un tsunami y diseminar esta información mediante Mensajes de Observación y de Alerta a los países miembros de la comunidad internacional.

Al ocurrir un sismo de magnitud mayor que 6.5 en el Océano Pacífico, el PTWS determina la ubicación de su epicentro, la potencialidad de que genere un tsunami y los posibles tiempos de arribo de este eventual tsunami a localidades costeras vecinas, además de emitir un Mensaje de Alerta. La primera confirmación de que ha ocurrido con certeza un tsunami proviene de las estaciones mareográficas cercanas a la zona del epicentro. Al recibir confirmación el PTWS envía un Mensaje de Alerta incluyendo las alturas máximas de olas detectadas y los tiempos de arribo a otras localidades cercanas o lejanas. Esta información se va actualizando con Mensajes de Alerta subsiguientes, a medida que se monitorea el avance de las olas y su arribo a nuevas localidades.

Este Sistema es un programa internacional que requiere de la participación de los observatorios sismológicos y mareográficos, entidades responsables de comunicaciones y de difusión (Municipios, Defensa Civil, Ministerios, etc.) operadas en su mayor parte por los países localizados alrededor del Océano Pacífico, los cuales están organizadas bajo la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) dentro del Grupo Intergubernamental de Coordinación para el Sistema de Alarma de Tsunami del Pacífico (GIC/ITSU). Actualmente, integran este grupo los siguientes países: Australia, Canadá, Chile, China, Colombia, Costa Rica, Ecuador, Estados Unidos de América, Federación Rusa, Fiji, Filipinas, Francia, Guatemala, Reino Unido, Indonesia, Islas Cook, Japón, México, Nicaragua, Nueva Zelanda, Perú, República Democrática Popular de Corea, Samoa Occidental, Singapur y Tailandia (Figura 3.3).



Figura 3.2: *Local de operaciones del Centro de Alerta de los Tsunamis en el Pacífico de Ewa Beach, Hawai.*

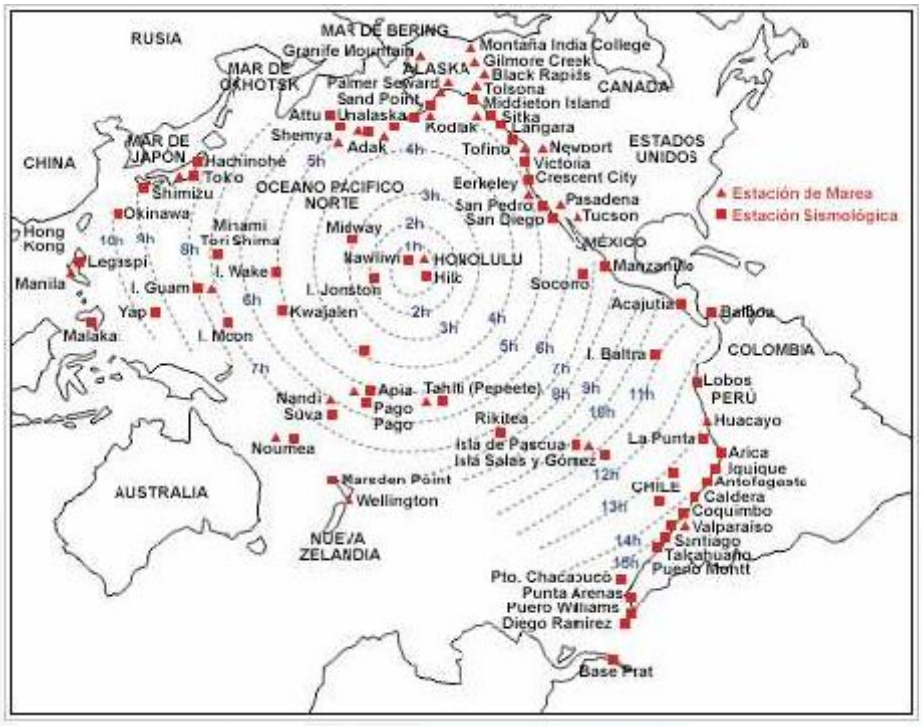


Figura 3.3: *Estaciones de información del Sistema Internacional de alarma de Tsunami del Pacifico y de los tiempos de propagación de un tsunami desde Hunolulú.*

4.2.2 El Centro de Alerta contra los Tsunamis de Alaska y la Costa Occidental

Este sistema de alerta de tsunamis empezó a funcionar en 1968. Denominado en un principio Centro de Alerta contra los Tsunamis de Alaska, pasando recientemente a llamarse Centro de Alerta contra los Tsunamis de Alaska y la Costa Occidental (WCATWC) ya que abarca los Estados de Washington, Oregón y California; así como las costas del Pacífico de Canadá (Figura 3.4).

Este centro emite alertas de tsunami en un plazo de 15 minutos de iniciado el sismo dentro de la región considerada. Este centro utiliza su propia red de sensores sísmicos telemétricos e instrumentos de medición del nivel del mar situados en Alaska, además de datos sísmicos y mareográficos que son ampliamente difundidos por el Sistema de Alerta contra los Tsunamis en el Pacífico.



Figura 3.4: *Centro de prevención de Tsunami en Palme-Alaska, las computadoras al fondo muestran la actividad sísmica en tiempo real.*

4.2.3 Centros de Alarma de Tsunami de la Federación Rusa en Petropavlovsk-Kamchatskiy, Kurilskiye, y Sakhalinsk.

La Federación de Rusia (ex Unión Soviética) empezó a establecer su sistema de alerta contra los tsunamis tras el terremoto de Kamchatka de 1952, que generó un tsunami en todo el Pacífico. Se crearon tres centros regionales en Petropavlovsk-Kamchatskii, Kurilskiye y Sajalinsk (Figura 3.5), teniendo acceso a datos procedentes de distintas estaciones sismográficas y mareográficas y esta a cargo del Servicio Hidrometeorológico de Rusia, que recibe la asistencia de la Academia Rusa de Ciencias y otras instituciones. Cada centro está plenamente facultado para emitir una alerta en caso de amenaza de tsunami y se informa a las autoridades locales competentes cuando es necesario evacuar a la población que podrían resultar afectados. Se utilizan instrumentos especiales para detectar los sismos cuyas magnitudes son iguales o superiores a 7.0Ms a distancias de 150 a 2000 km de la costa, y para detectar también las olas de tsunamis que éstos podrían provocar.



Figura 3.5: *Centro de Alerta contra los Tsunamis de Petropavlovsk-Kamchatskii.*

4.2.4 Centros de Alarma de Tsunami del Japón en Sapporo, Sendai, Tokio, Osaka, Fukuoka y Naha.

El Servicio de Alerta contra los Tsunamis del Japón fue creado en 1952 y depende de la Agencia Meteorológica del Japón (JMA). Actualmente en Japón existen seis centros regionales encargados de prestar servicios de alerta contra los tsunamis y se encuentran en Sapporo, Sendai, Tokio, Osaka, Fukuoka y Naha (Okinawa) (Figura 3.6). Estos centros difunden alertas contra los tsunamis en sus respectivas zonas de responsabilidad. Las señales procedentes de las estaciones sismográficas y mareográficas de todo el Japón se vigilan constantemente mediante un sistema automático complejo denominado Sistema de Observación de Sismos y Tsunamis (ETOS).

La JMA, cuenta además con una base de datos de predicción cuantitativa, conformada por alrededor de 100.000 hipotéticos modelos de tsunamis, basados en terremotos de distintas intensidades, con epicentros a distintas profundidades, y en 4.000 puntos distintos de las costas de Japón. Dichos cálculos, arrojan además las alturas esperadas, y el tiempo de llegada en caso de producirse un terremoto. Esto permite que al producirse un sismo, la base de datos busque los valores en cuanto a intensidad, y profundidad, para así avisar con antelación de la evacuación de la zona.



Figura 3.6: *Sala de control de uno de los seis centros de alerta contra los tsunamis de Japón. Las señales sísmicas se vigilan constantemente y los seísmos se detectan y tratan con un sistema automático de Observación de Seísmos y tsunamis.*

4.2.5 Centro de Alarma de Tsunami para la Polinesia Francesa en Papeete, Tahiti.

El sistema de la Polinesia Francesa empezó a funcionar en 1965, a consecuencia del tsunami que se generó en Alaska en 1964. Este sistema, se ubica en Papeete, Tahití y utiliza la información facilitada por ocho estaciones sismográficas de periodo corto, tres de periodo largo y tres mareógrafos de la red "Réseau Sismique Polynésien". Los datos procedentes de cinco de estas estaciones están en comunicación telemétrica con el Centro de Papeete, al igual que los datos suministrados por una estación sismográfica de banda ancha de tres componentes y una estación mareográfica. Asimismo, se recurre a las informaciones proporcionadas por el Centro de Alerta contra los Tsunamis en el Pacífico de Ewa Beach, Hawai. El CPPT emplea un sistema creado por él denominado TREMORS (Sistema de Evaluación del Riesgo de Tsunamis mediante el cálculo del Momento Sísmico en tiempo real) (Figura 3.7).



***Figura 3.7**: Dominique Reymond, Director Interino del Centre Polynésien de Prévention des Tsunamis de pie junto al sistema TREMORS y otros equipos de vigilancia sísmica del centro de Papeete, Tahiti*

.

4.2.6 Sistema Nacional de Alarma de Maremotos (SNAM) de Chile

El Sistema de Alarma de Maremotos de Chile, que depende del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) funciona desde el año 1964, y fue fundado a raíz del tsunami que azotó a Chile en mayo de 1960 (Figura 3.8). Este Sistema, con sede en Valparaíso, utiliza la información sísmica procedente de 31 estaciones sismográficas de periodo corto que facilita la Red Sísmica Nacional administrada por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, un sistema TREMORS y tres instrumentos de banda ancha de seis componentes. Asimismo, el sistema recurre a 19 estaciones mareográficas, 7 de las cuales envían sus datos en tiempo real por satélite al SNAM; mientras que, las demás equipadas con burbujeadores remiten la información solicitada. El SNAM difunde las alarmas de tsunamis a todas las comunidades costeras a través de los servicios de comunicación de la armada y del sistema de radio de la Oficina Nacional de Emergencias.

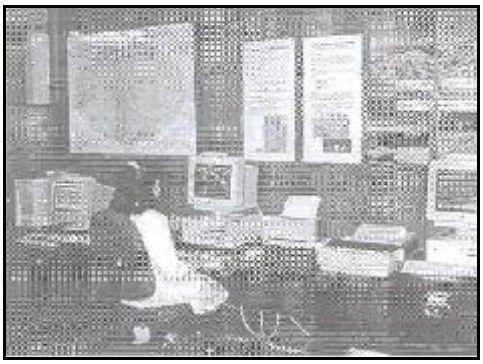


Figura 3.8: *Sala de operaciones del Sistema Nacional de Alarma de Maremotos de Chile (SNAM)*

Por otro lado, dada la importancia que genera este fenómeno, diversos países han creado sus propios sistemas de alertas nacionales, permitiéndoles tener un mejor monitoreo de sus costas ante un posible fenómeno de este tipo. Entre estos países se encuentra Australia, Colombia, Nicaragua, Republica de Corea, Perú entre otros.

4.3 SISTEMA NACIONAL DE ALERTA DE TSUNAMIS EN EL PERÚ (SNAT)

En 1970, tras la creación del Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis en el Perú (SNAT), el país se integra al Sistema Internacional de Alerta de los Tsunamis en el Pacífico y designa como su representante oficial a la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN) de la Marina de Guerra del Perú (Figura 3.9).



Figura 3.9: *Instalaciones del Centro e Alerta contra tsunamis en el Perú (SNAT).*

4.3.1 Equipos y datos necesarios con los que cuenta el SNAT

El Sistema Nacional de Alerta de tsunamis (SNAT), cuenta con 11 mareógrafos distribuidos a lo largo de toda la costa peruana, a fin de tener información acerca de la variación del nivel del mar en cada punto (Figura 3.10).

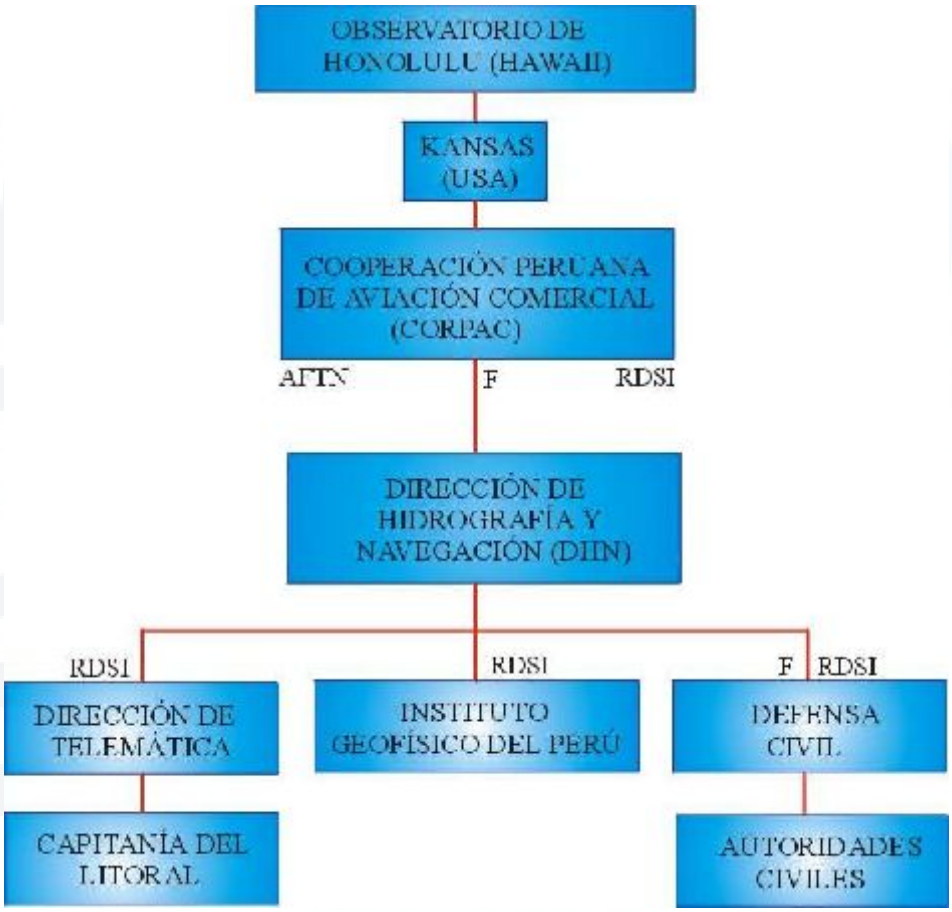
Asimismo, el sistema cuenta con información sísmica proporcionada por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) a los minutos de generado el evento sísmico.



Figura 3.10: *Distribución espacial de 11 mareógrafos ubicados en las costas peruanas, pertenecientes al sistema nacional de Alerta de Tsunamis en el Perú.*

4.3.2 Organismos que forman parte del SNAT

Para un buen funcionamiento, el SNAT mantiene una estrecha relación con varios organismos públicos a fin de hacer las coordinaciones necesarias ante una posibilidad de alerta de tsunamis y entre los más importantes se tiene (Cuadro 3.1):



Cuadro 3.1: *Organigrama del Sistema de Alerta de Tsunami en el Perú.*

4.3.2.1 Corporación Peruana de Aeropuertos y Aviación Comercial (CORPAC)

Este organismo recibe vía módem con el sistema AFTN (Red de Servicio Fijo de Telecomunicaciones Aeronáuticas) y terminales IAT (Terminal AFTN inteligente) los mensajes de Alerta de Tsunamis generados en Honolulu - Hawai. A la vez, la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN) posee un sistema de comunicación punto a punto

con una línea dedicada de circuito digital exclusivamente con CORPAC, para la recepción y transmisión de los mensajes de Alerta de Tsunamis.

4.3.2.2 Instituto Geofísico del Perú (IGP)

El Instituto Geofísico del Perú se encarga de informar al DHN, los parámetros hipocentrales y magnitud de los sismos que ocurren en el territorio peruano, especialmente en el mar y costas para retransmitirlos a Honolulu.

Asimismo, se encarga de retransmitir la señal de la estación sísmica de Ñaña la cual trabaja simultáneamente con el sistema TREMORS. La comunicación con este organismo es a través de una red privada punto a punto, un telefax, un sistema de módem punto a punto con una línea de circuito digital dedicado.

4.3.2.3 Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI)

Este organismo se encarga de informar a las autoridades civiles de todo el litoral, la posible ocurrencia de un Tsunami para dar alerta a la población y organizar la evacuación de las zonas de alto riesgo de inundación. La oficina del Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis mantiene enlace directo a través de un teléfono magnético con línea dedicada exclusivamente a la oficina Nacional de Defensa Civil. Asimismo, la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN) tiene un delegado permanente en el comité Científico de Asesoramiento de Defensa Civil.

4.3.2.4 Empresa Nacional de Puertos (ENAPU)

La DHN, debe informar también a la Empresa Nacional de Puertos para que tome sus precauciones, comunicando a todos los puertos del litoral sobre la posible ocurrencia de un tsunami, ordenando a todas las naves para que zarpen, sin previa orden y en el mínimo tiempo posible. La oficina del Sistema Nacional de Alerta contra Tsunamis mantiene enlace directo mediante un teléfono magnético con línea dedicada exclusivamente a ENAPU.

CAPITULO V

TREMORS
(Tsunami Risk Evaluation Trough Seismic Moment from a Real Time System)

El Perú, como parte del Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis (SNAT), a cargo de la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra (DHN), cuenta con un novedoso sistema automático de detección, localización y alerta de tsunamis denominado TREMORS (Tsunami Risk Evaluation through seismic MOment in a Real time System), desarrollado por el Laboratorio de Geofísica de la Polinesia Francesa (LDG) e implementado en el Perú en 1997 por Francois Schindelle.

Este sistema, esta compuesto de una serie de algoritmos que permiten en conjunto detectar, localizar y calcular el valor del Momento sísmico (Mo) de forma automática y en tiempo real. El momento sísmico es obtenido a partir del cálculo de la magnitud manto (Mm) utilizando las ondas superficiales Rayleigh y Love. El TREMORS, para dar una alerta de tsunamis, se basa en el umbral del momento sísmico (Mo), que a nivel mundial considera que sismos con momento sísmico mayor o igual a 1.0E+20 N.m. son potencialmente tsunamigénicos.

En el presente capitulo, se presenta las bases teóricas en las que se sustenta el algoritmo TREMORS.

5.1 SISTEMA TREMORS

La palabra TREMORS, se origina de las siglas en inglés "Tsunami Risk Evaluation through seismic MOment in a Real-time system". Este sistema se basa en la detección y localización automática de eventos sísmicos a partir de registros de una estación sísmica de tres componentes de periodo largo, Así como, el cálculo automático y en tiempo real del momento sísmico a partir de la magnitud manto (Mm) la cual se fundamenta en las ondas Rayleigh y Love de periodo largo (Okal y Talandier, 1989).

El sistema esta conformado principalmente por los siguientes elementos (Figura 5.1):

- Una estación sísmica de banda ancha (Broad Band) con tres componentes de registro.
- Dos antenas para la transmisión y recepción de datos.
- Una PC para el almacenamiento y procesado de los datos.
- Software desarrollado por el LDG para el procesamiento sísmico a fin de calcular los siguientes parámetros:

  Hora origen (UTC): Tiempo en el cual ocurre en sismo.
  Parámetros hipocentrales: Define la latitud, longitud y profundidad del foco.
  Distancia epicentral: Define la distancia epicentro-estación.
  Momento sísmico (Mo): Define el tamaño del sismo.
  Magnitud momento (Mw): Magnitud obtenida a partir del Mo.
  Longitud de la falla: Dimensiones de la superficie de ruptura.

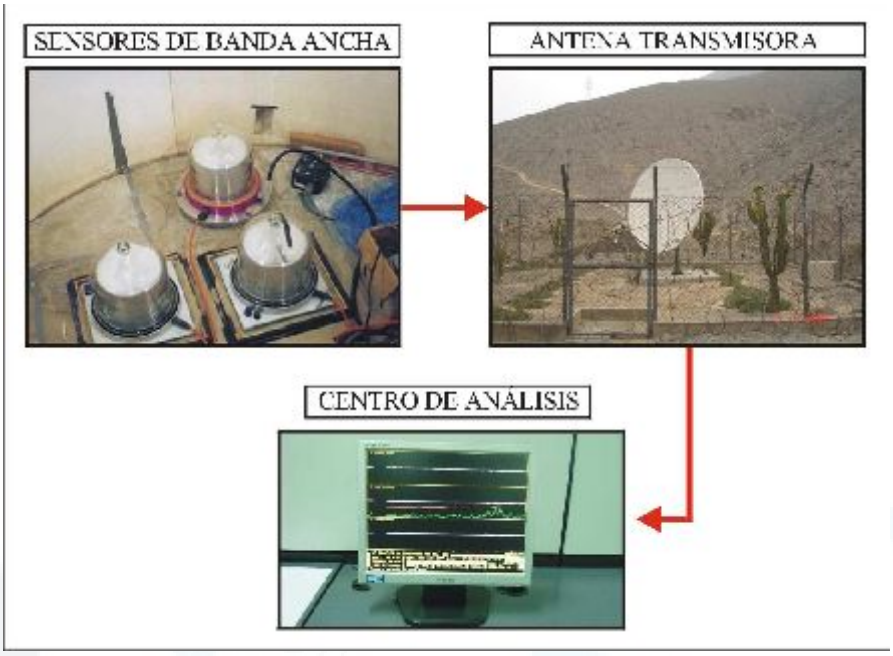


Figura 5.1: *Esquema de funcionamiento del sistema TREMORS.*

A nivel mundial existen muchos países que cuentan con este novedoso sistema, entre ellos: Lormes (Francia), Evora (Portugal), Lamto (Costa de Marfil), Pulchoki (Nepal), Pepeete Tahiti, Tabuai (Polinesia Francesa), Valparaíso (Chile) y Lima (Perú), ver Figura 5.2.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

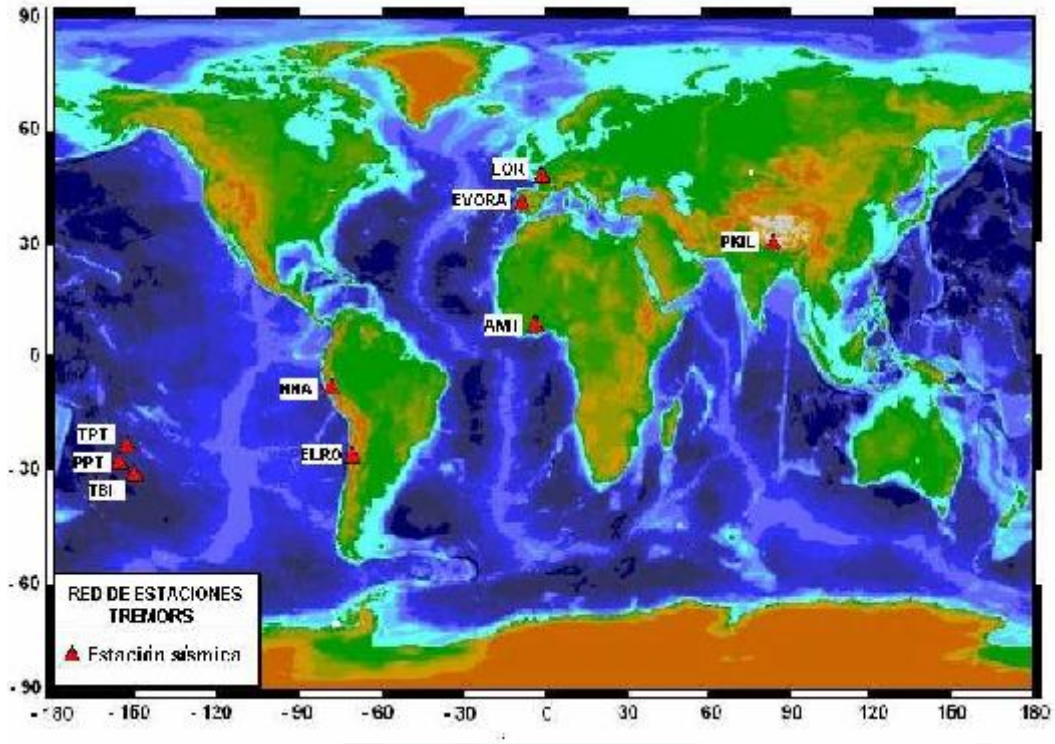


Figura 5.2: *Estaciones TREMORS existentes a nivel mundial.*

5.2 CONFIGURACIÓN DEL SISTEMA TREMORS

Para iniciar el funcionamiento del TREMORS es necesario configurar ciertos parámetros propios para cada lugar de aplicación como:

- Nombre de la unidad de almacenamiento de datos.
- Definir la escala vertical de cada canal para visualizarlo en pantalla.
- Tipo de aplicación del sistema (alerta de tsunamis ó únicamente localización)
- Tipo de registro (continuo ó por detección de evento)
- Parámetros de la estación (nombre, coordenadas, velocidad de las ondas, entre otros)
- Parámetros de detección (valores de amplitud y duración)
- Parámetros de adquisición de los canales (tipo y sensibilidad)
- Parámetros de alerta (amplitud de la onda P y umbral del momento sísmico)
- Parámetros para el análisis de la polarización de los primeros arribos (longitud de la ventana, rango de filtración)

5.2.1 CRITERIO DE DETECCIÓN DE UN EVENTO SISMICO

Previo al análisis de detección, el sistema TREMORS realiza un trabajo de fondo permanentemente, el cual comienza con el almacenamiento de los datos en formato SEED.

Para la detección de un evento sísmico, el sistema TREMORS utiliza dos criterios:

a) Criterio STA/LTA

El primer algoritmo de detección, se basa en el análisis de las variaciones de la energía de la señal en periodo corto de tiempo respecto al nivel que se mantenía en un periodo largo de tiempo (Lee y Stewart, 1981). En otras palabras, cuando se produce la llegada de la señal sobre el nivel de ruido, ambas medias se ven incrementadas, pero el cambio es mucho más abrupto en la ventana de corta duración.

Si la amplitud de la señal sísmica en el dominio del tiempo es A(τ) y el promedio de la señal en un corto periodo a un tiempo t es $\alpha(t)$, queda definido como:

$$\alpha(t) = \frac{1}{\tau_1}\int_{t-\tau_1}^{t} |A(\tau)| d\tau \qquad 5.1$$

Donde τ_1 es el tamaño de la ventana de tiempo de corto periodo, típicamente menor de 1 segundo. Similarmente, el promedio de la señal en largo periodo de un tiempo t es $\beta(t)$, el cual es definido como:

$$\beta(t) = \frac{1}{\tau_2}\int_{t-\tau_2}^{t} |A(\tau)| d\tau \qquad 5.2$$

Donde τ_2 es el tamaño de la ventana de tiempo de largo periodo. Si se define $\gamma(t)$, como el cociente del promedio de la señal en un corto periodo entre el promedio de la señal en un largo periodo en un tiempo t, es decir:

$$\gamma(t) = \alpha(t) / \beta(t) \qquad 5.3$$

Entonces, se dice que el sistema detectó un evento cuando:

$$\gamma(t) > \gamma_d \qquad 5.4$$

Donde γ_d es el nivel de umbral para la detección de eventos sísmicos (Figura 5.3).

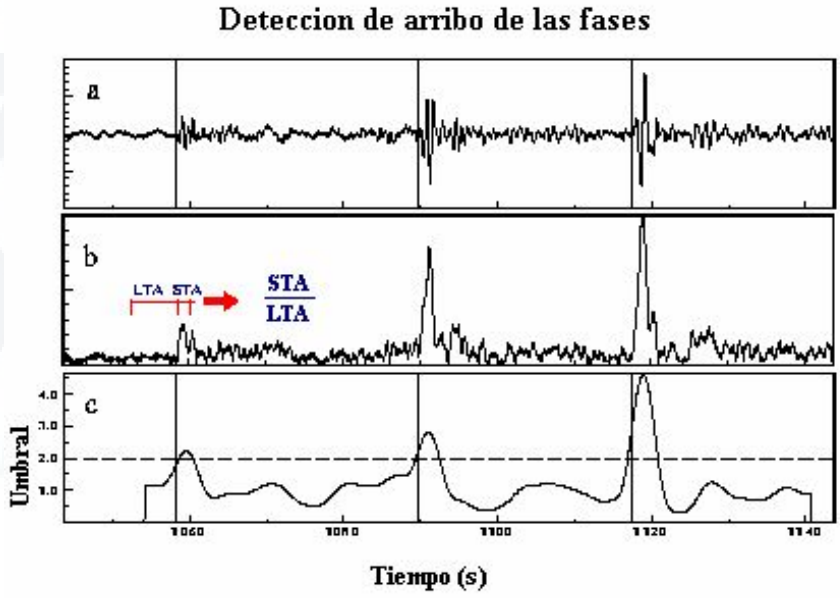
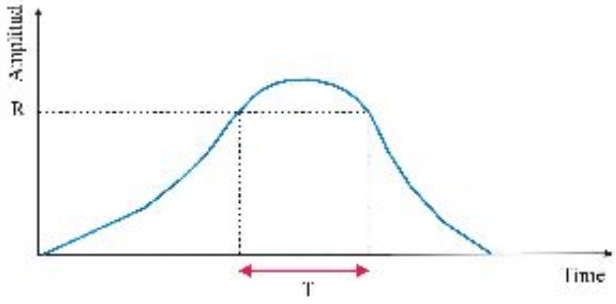


Figura 5.3: *Determinación del tiempo y arribo de las fases. (a) Sismograma de BA con la detección automática (línea vertical). (b) Envolvente y criterio STA/LTA. El STA y LTA son alargados para su visualización. (c) Suavizado de la razón y umbral determinado.*

b) Umbral de Amplitud y Duración

Este criterio de detección se basa en los valores de amplitud y duración del paquete de ondas P observada en la envolvente de la componente vertical de la señal. Entonces, el sistema realiza la localización únicamente si el valor de amplitud y duración sobrepasa el umbral establecido. De esta manera, si los valores de amplitud y duración sobrepasarán R1 y T1, el sistema realiza el calculo de localización epicentral asumiendo que se trata de un sismo de campo lejano y si los valores de amplitud y duración sobrepasan R2 y T2, el sistema también realiza el calculo asumiendo que se trata de un sismo de campo cercano (Figura 5.4).



	Amplitud	Duración
C. Lejano (R_1,T_1)	1.5 μm	10 s
C. Cercano (R_2,T_2)	2.3 μm	20 s

Figura 5.4: *Esquema del umbral de amplitud y duración, tomados en cuanta por el sistema TREMORS para la detección de un evento sísmico.*

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

5.2.2 CRITERIO DE IDENTIFICACIÓN DE LAS FASES SÍSMICAS

Cuando ocurre la detección de un evento, el algoritmo TREMORS inicia la identificación del tiempo de arribo de la fase P utilizando la envolvente de la señal calculada en la componente vertical, previo filtrado de la señal para eliminar el ruido sísmico de alta y baja frecuencia y para la cual utiliza un filtro Butterworth de orden 4: entre 0.45 y 1.7 Hz.

- **Envolvente de la señal**

La envolvente en función del tiempo es usada para estimar la amplitud local no sensible en el sismograma y poder evaluar los patrones de comportamiento, a fin de discriminar la señal del ruido sísmico e identificar las fases sísmicas. El sistema TREMORS, calcula la envolvente mediante la transformada de Hilbert, donde ésta se obtiene desfasando -90º todas sus componentes espectrales de la señal considerada. De esta manera, la envolvente en el dominio del tiempo esta dada por:

$$E(t) = x(t)^2 + \bar{x}(t)^2 \qquad 5.5$$

Donde "E" es la envolvente, el cual representa el cuadrado de la amplitud instantánea, "x"es el sismograma y "$\bar{x}$" su transformada de Hilbert.

Así, el sistema identifica las fases P y R en la envolvente de la componte vertical de registro; mientras que, SH y L en la envolvente de la componte transversal obtenida de la rotación de las componentes horizontales tomando en cuenta el acimut calculado mediante la polarización horizontal de la onda P. De esta manera, el tiempo de arribo de las ondas Rayleigh y Love son identificadas mediante un criterio combinado de amplitud y duración; mientras que, el arribo de fase S es identificada en función a las características del primer impulso mayor seguido de la onda P y cuya localización este entre P y R.

En la Figura 5.5, se muestra el procedimiento para la identificación automática de las fases. En a) Se observa la componente vertical de la señal, en donde el sismo se encuentra absolutamente invisible, perdido en las altas frecuencias. b) Señal filtrada, donde las fases P, S y R aparecen. Sin embargo, se observa claramente que la fase P aparece con dificultad sobre el ruido. c) Envolvente de la señal filtrada en la cual se va a realizar la identificación de las fases. La línea vertical indica el tiempo de arribo de la onda P. Se nota que el contraste entre el ruido y la señal de la onda P mejora notablemente

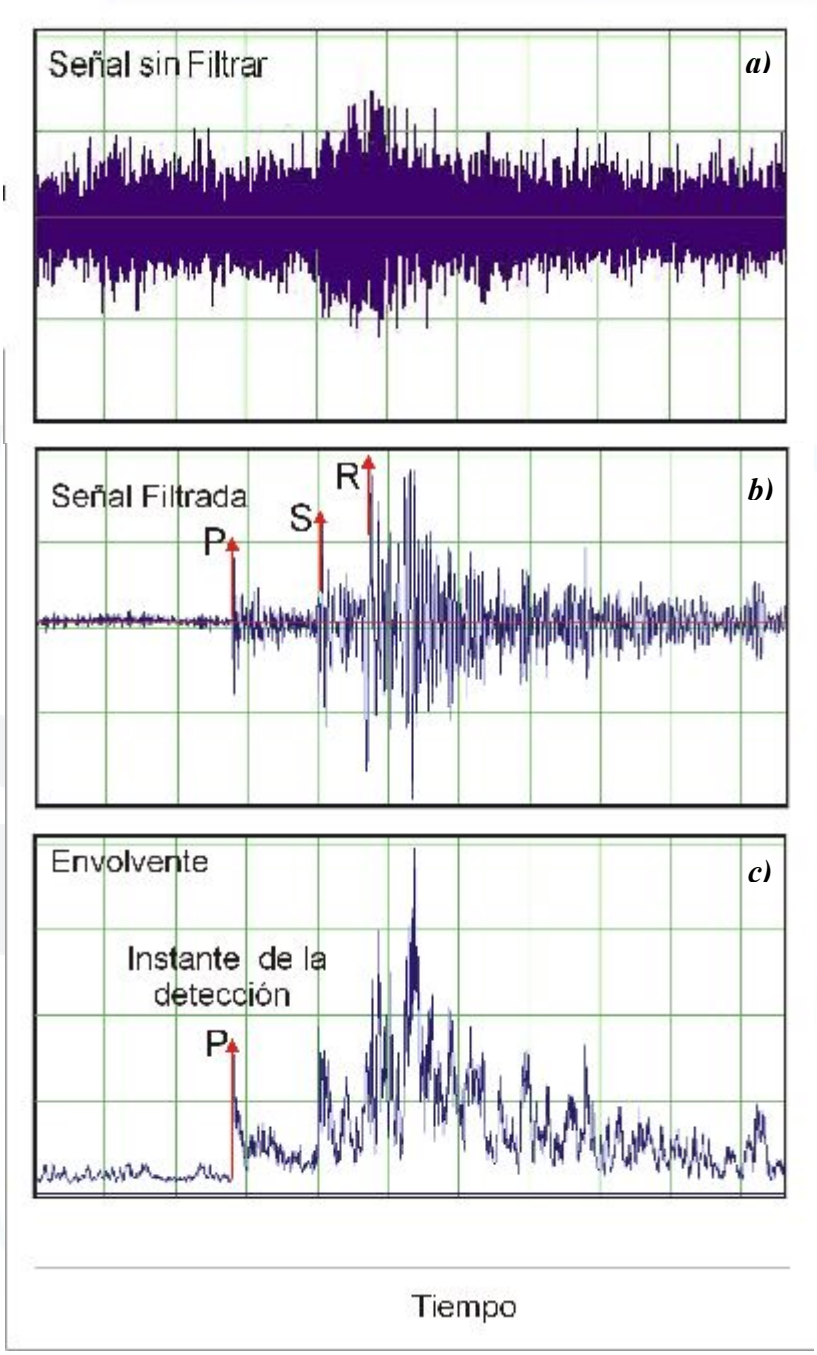


Figura 5.5: *Ejemplo de detección del sistema TREMORS (Sismo del 9 Agosto del 2000 [a] 12.639,-75.902 11:49:07 52 Km 3.3Ml). a) Señal completamente ruidosa, b) Señal filtrada y c) Envolvente de la señal donde se nota el impulso de la onda P.*

5.3 LOCALIZACIÓN DEL EPICENTRO

En términos de alerta de tsunami, la localización epicentral de un evento sísmico resulta en principio un dato importante; es decir, todo sismo con epicentro en el fondo del mar o muy cerca de él es potencialmente tsunamigénico. Asimismo, la localización de un sismo, permite estimar la hora de llegada de un tsunami a las costas.

El sistema TREMORS, a diferencia de las redes sismológicas que utilizan para la localización un gran número de estaciones sísmicas distribuidas acimutalmente, utiliza únicamente una estación sísmica de tres componentes, de tal manera que la localización se realiza únicamente mediante el uso de dos parámetros obtenidos de la polarización de la onda P (Figura 5.6):

- **Distancia Epicentral (Δ):** definida como la longitud del arco estación-epicentro (Km) ó por el ángulo al centro estación – epicentro (°).

- **Acimut (Az):** ángulo que forma el norte geográfico y la proyección de la distancia epicentro-estación.

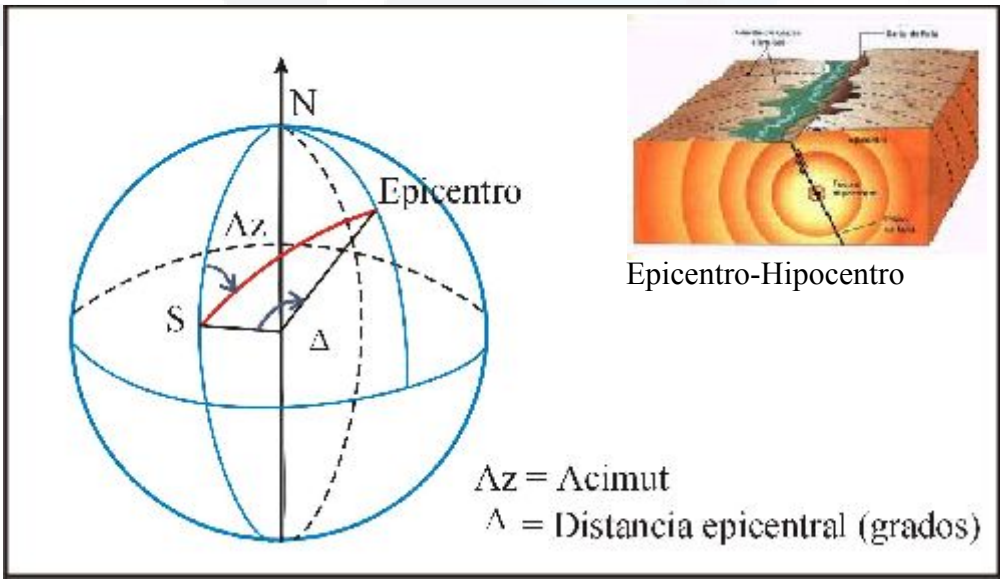


Figura 5.6: *Parámetros que definen la localización de un sismo: Acimut (Az) y Distancia epicentral (Δ).*

5.3.1 Cálculo del Acimut y Angulo de Incidencia

El sistema TREMOR, realiza el cálculo automático del acimut y ángulo de incidencia del sismo a partir de la polarización horizontal y vertical de la onda P. Este cálculo, se basa en la proyección del movimiento del suelo en el plano horizontal (NS-EO) y vertical (Z y R), las cuales forman una nube de puntos orientados en una dirección, correspondiendo a la polarización propia de cada tipo de onda (Figura 5.7). Sin embargo, hay que tener en cuenta que esta alineación dependerá mucho de la relación señal-ruido (S/R) y de la claridad del primer impulso.

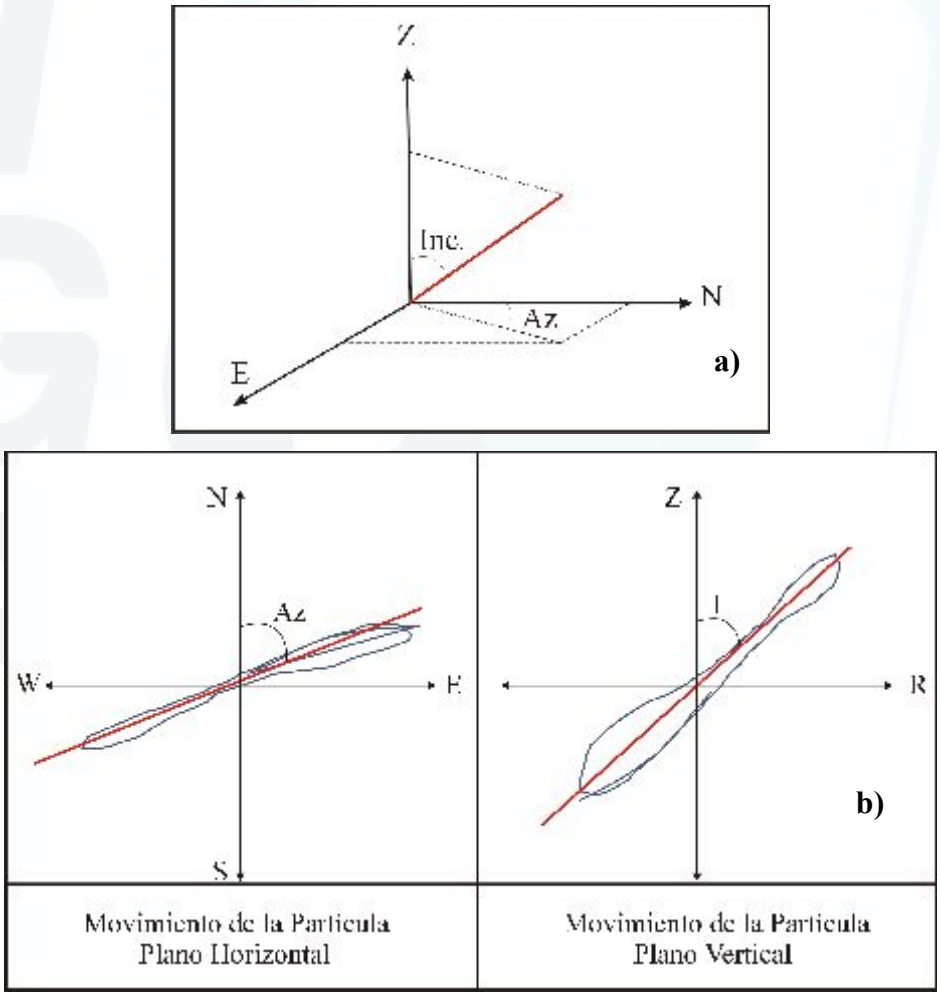


Figura 5.7: *a) Identificación del ángulo de incidencia y acimut en la dirección N, E y Z. b) Determinación del Acimut y del ángulo de incidencia a través de la proyección del movimiento de la partícula de la onda P en un plano horizontal y vertical.*

En el caso de la onda P, esta por ser una onda progresiva en longitud, genera deformaciones del suelo en dirección colineal al vector direccional de la onda y por lo tanto, a la dirección de propagación del sismo. Esta proyección en el plano horizontal es utilizada para determinar, mediante el cálculo del acimut inverso (back-azimuth), la dirección de propagación de la onda desde el epicentro. Asimismo, la componente radial juntamente con la componente vertical, determinan el ángulo de incidencia, que es la dirección de propagación de la onda desde el hipocentro, el cual permite estimar la distancia epicentral a los segundos de la detección y definir el tipo de fase que se utiliza.

Para el cálculo de estos parámetros, se aplica el teorema de la "matriz de covarianza", el cual dice que maximizar la variación de la señal en una dirección definida es equivalente a buscar los valores de Eigen (λ) de la matriz de covarianza de la señal considerada:

$$r - \lambda I = 0 \qquad (5.6)$$

Como se trabaja en un espacio 2D (horizontal y vertical), se estudia dos series de valores de Eigen (λ_h, λ_z) y por lo tanto, un coeficiente de polarización por plano (*Cp_H, Cp_Z*).

Donde r_h es la matriz del plano horizontal igual a 5.7:

$$r_h = \begin{vmatrix} \sigma_n & \sigma_{ne} \\ \sigma_{ne} & \sigma_e \end{vmatrix} \qquad (5.7)$$

Y donde r_Z es la matriz del plano vertical igual a 5.8:

$$r_z = \begin{vmatrix} \sigma_r & \sigma_{zr} \\ \sigma_{zr} & \sigma_z \end{vmatrix} \qquad (5.8)$$

De esta manera, se obtiene el acimut inverso (back-azimuth) y el ángulo de incidencia de cada matriz:

$$Az = tag^{-1}(\sigma_{ne} / \ \lambda_1 - \sigma_n) \qquad (5.9)$$

$$In = tag^{-1}(\sigma_{zr} / \ \lambda_1 - \sigma_r) \qquad (5.10)$$

Para determinar el sentido de la propagación de la onda P, dado por el cálculo del acimut estación-epicentro, ésta se determina a partir de la orientación de su primer impulso en la componente vertical. De esta manera, si el primer impulso de la onda P es de compresión (hacia arriba), se suma π al acimut inverso y si es dilatación (hacia abajo), entonces el acimut inverso será el mismo.

Por otro lado, teniendo en cuenta que los valores de Eigen son proporcionales al cuadrado de los ejes del elipsoide de polarización, esta relación permite avaluar el aplanamiento de este elipsoide y sobre todo la calidad de la polarización para cada plano, tal como:

Coeficiente de polarización Horizontal de la onda P:

$$C_{PH} = \sqrt{1 - \lambda_1 / \lambda_2} \qquad (5.11)$$

Coeficiente de polarización Vertical de la onda P:

$$C_{PZ} = \sqrt{1 - \lambda_1 / \lambda_2} \qquad (5.12)$$

Estos coeficientes de polarización (Cp), son evaluados en un rango: $0 \le C_P \le 1$, definiéndose tres tipos de polarización (Figura 5.8):

- ***Polarización circular***. No existe una dirección preferencial, se tiene dos valores de Eigen iguales y un coeficiente de polarización nulo.

$$\lambda_1 = \lambda_2 \rightarrow C_P = 0$$

- ***Polarización elíptica***. Un eje es muy pequeño con relación al otro, observándose una dirección preferencial bien marcada.

$$\lambda_2 > \lambda_1 \rightarrow C_P > 0.5$$

- ***Polarización lineal.*** Caso teórico en la cual la elipse esta tan aplanado que se convierte en un segmento de recta, donde un valor de Eigen es nulo y no existe mas que una sola dirección absoluta.

$$\lambda_1 = 0 \rightarrow C_P = 1$$

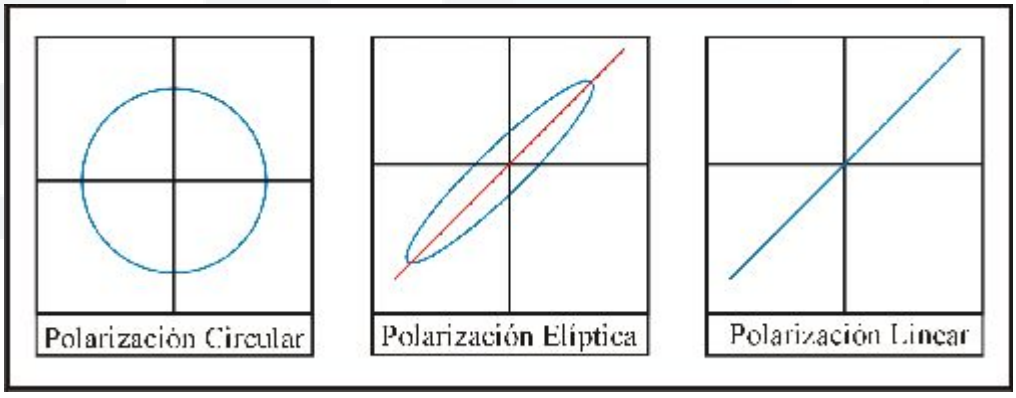


Figura5.8: *Tres tipos de coeficientes de Polarización.*

Con estos datos, el sistema TREMOR realiza una pre-localización a los segundos de la detección del sismo considerado únicamente el acimut y ángulo de incidencia.

5.3.2 Distancia epicentral

Para calcular la distancia epicentral el sistema realiza dos cálculos: El primero utiliza únicamente el ángulo de incidencia; mientras que, el segundo y más preciso utiliza los tiempos de arribo de las ondas P y S (Figura 5.9).

Primero: el sistema realiza el cálculo del ángulo de incidencia a fin de calcular la distancia epicentral referencial para lograr una pre-localización. El ángulo de incidencia se estima a partir de la polarización de la onda P en el plano vertical y haciendo uso de las tablas de Jeffreys y Bullen (1948) calcula la distancia epicentral.

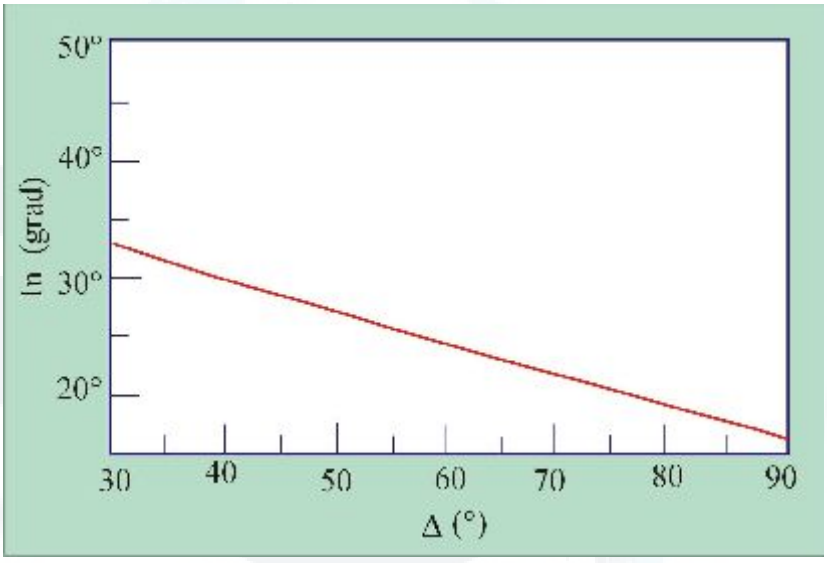


Figura 5.9: *Relación entre el ángulo de incidencia y la distancia, según el modelo de Jeffrey (1978).*

Sin embargo, el epicentro estimado dependería del efecto de las capas corticales superficiales por debajo de la estación, entonces el resultado dependerá fuertemente de la frecuencia (Haskell, 1962); por lo tanto, es válido para sismos ocurridos en el campo lejano, con distancias epicentrales entre 30° y 90º.

Segundo: el sistema identifica los tiempos de arribo de las ondas P y S. Para el campo cercano la distancia epicentral es calculada considerando la diferencia de tiempo de arribo de las ondas P y S (*Ts-Tp*) y la velocidad del medio, tal como se observa en 5.13

y Figura 5.10. Para distancias telesísmicas, el algoritmo utiliza la tabla de Jeffreys–Bullen que representa las curvas tiempo-distancia para las diferentes fases de un sismo.

$$\Delta = \frac{Vs * Vp}{Vp - Vs}(Ts - Tp) \qquad (5.13)$$

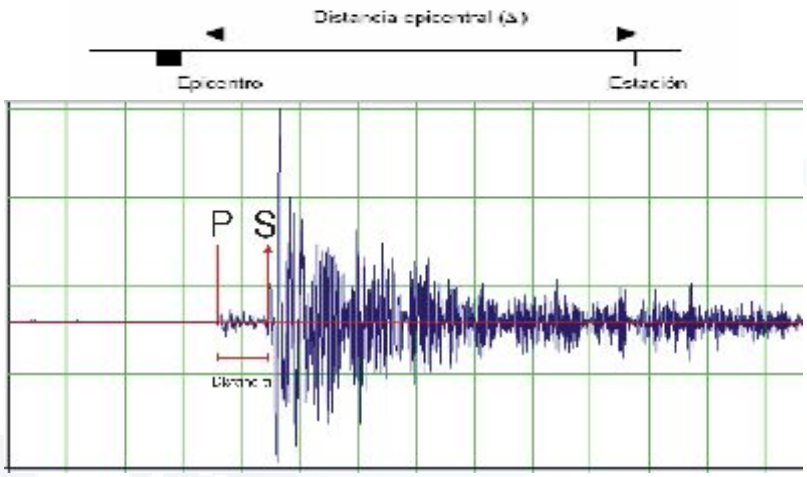


Figura 5.10: *Sismograma, donde se observa los tiempos de arribo de las ondas P y S utilizados en el cálculo de la distancia epicentral.*

5.3.3 Distancia hipocentral

El algoritmo TREMOR, utiliza dos criterios para la calcular la distancia hipocentral dependiendo si el sismo ocurre en el campo cercano o lejano.

a. Hipocentro en el campo cercano

Para obtener el hipocentro de sismos generados en el campo cercano (H), el sistema TREMORS realiza el cálculo a través de un modelo geométrico sencillo el cual asume una semi-superficie homogénea; es decir, con velocidad constante y rayo rectilíneo (Figura 5.11), donde la profundidad sólo depende de la relación Vp/Vs y del ángulo de incidencia (i), de tal manera que:

$$H = D\sin(\pi/2 - I) \qquad (5.14)$$

$$H = D\cos(i) \qquad (5.15)$$

Remplazando la distancia epicentral (D), se calcula la diferencia de tiempo de arribo de las fases P y S, para obtenerse:

$$H \approx (ts - tp)\frac{VsVp}{Vp - Vs}\cos(i) \qquad (5.16)$$

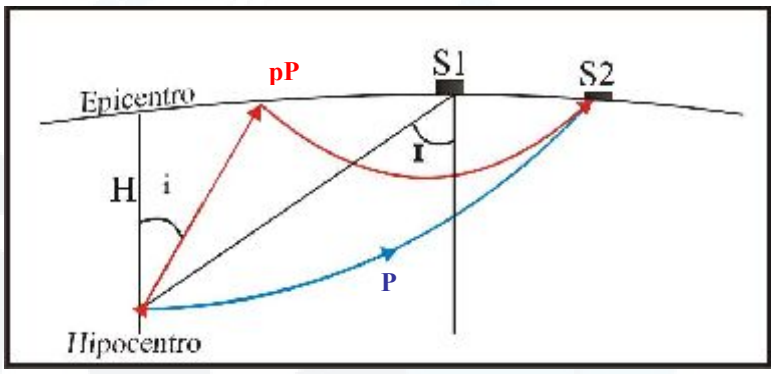


Figura 5.11: *Determinación de la profundidad focal para un evento sísmico en el campo cercano.*

b. Hipocentro en el campo lejano

Para la determinación del hipocentro en el campo lejano, el algoritmo del TREMORS realiza el cálculo a partir de la identificación del tiempo de arribo de la onda pP (onda P reflejada en la superficie), cuya diferencia con el tiempo de llegada de la onda P es dependiente de la distancia epicentral y sobretodo proporcional a la profundidad del foco (Figura 5.12).

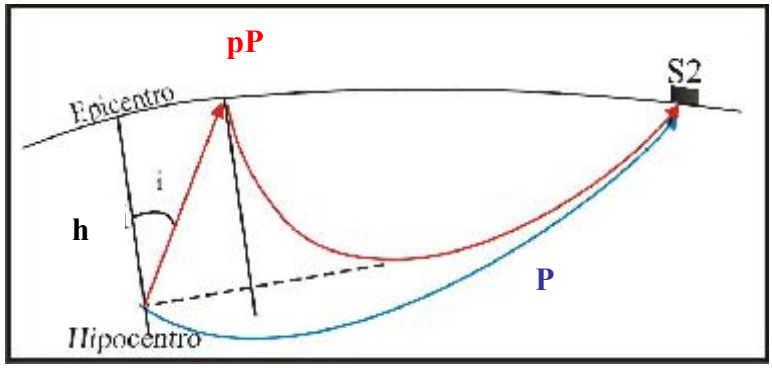


Figura 5.12: *Determinación de la distancia hipocentral utilizando la diferencia de tiempo de arribo de las ondas pP (onda reflejada en la superficie) y la P (onda directa).*

De la Figura 5.12 se obtiene:

$$tP - t_P P = \frac{2h/\cos(i)}{v} \qquad (5.17)$$

$$tP - t_P P = \frac{2h}{v} / \sqrt{1 - sen^2 i} \qquad (5.18)$$

$$tP - t_P P = \frac{2h}{v} / \sqrt{1 - \frac{v^2 . P}{R^2}} \qquad (5.19)$$

Entonces, si se conoce el modelo de velocidad y el parámetro del rayo, se puede estimar la profundidad focal.

$$tP - t_P P = \frac{2h}{v} / \sqrt{1 - \frac{v^2}{R^2}\left|\frac{dt}{d\Delta}\right|^2} \qquad (5.20)$$

Después de realizar la localización de un sismo, en el caso de aleta de tsunami, es necesario cuantificar su tamaño. El primer parámetro de medida es la magnitud y en general se basa en cuantificar la amplitud de las ondas registradas en un sismograma.

5.4 CALCULO DE LA MAGNITUD

La primera escala de magnitud fue elaborada por Charles Richter (1935) y pretendía estimar la energía sísmica liberada por sismos ocurridos en California (EEUU). Este parámetro representa la energía radiada por un sismo.

Hoy en día, esta escala ha sido reemplazada por otras que utilizan diferentes grupos de ondas sísmicas a diferentes periodos. Para aclarar porque existen diferencias en valores calculados para la magnitud de un sismo, se hace necesario entender el concepto del espectro de la fuente de un sismo o simplemente cuanta energía sísmica es irradiada a diferentes periodos.

Las principales escalas de magnitudes existentes son:

Magnitud local (Ml): Esta escala hace referencia a la escala de Richter (magnitud local) establecida para registros provenientes de una estación sísmica del tipo Word-Anderson (WA).

$$Ml = LogA(\Delta) - LogAo(\Delta) \qquad (5.21)$$

Donde, A representa la amplitud máxima en el registro del sismo, Ao a la amplitud para el sismo de magnitud cero y Δ la distancia epicentral.

Magnitud de ondas de volumen (Mb): Se calcula la magnitud a partir de la máxima amplitud de las ondas P y S en los primeros ciclos de registro obtenidos con un instrumento de periodo natural de 1 s (Figura 5.13). Esta escala es válida para sismos

ocurridos a diferentes profundidades y registrados a distancias comprendidas entre 5° y 90°. La relación que permite calcular Mb es conocida como la fórmula de Gutenberg,

$$M_b = \log\left(\frac{A}{T}\right) + Q(h,\Delta) \qquad (5.22)$$

Magnitud de ondas superficiales (Ms): Se calcula a partir de las amplitudes máximas de las ondas superficiales (Rayleigh y Love), mediante la siguiente relación:

$$M_s = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66\log\Delta + 3.3 \qquad (5.23)$$

$$M_s = \log A_{20} + 1.66\log\Delta + 2.0 \qquad (5.24)$$

Donde la primera es ecuación general; mientras que, la segunda usa las amplitudes de las ondas Rayleigh con períodos de 20 s, que a menudo contiene las amplitudes mayores del registro (Figura 5.13).

En el caso de alerta de tsunamis estas magnitudes presentan ciertas limitaciones como:

1. Las relaciones son empíricas y no tienen conexión directa con la física de los sismos.
2. Las magnitudes de ondas de cuerpo y superficiales no reflejan correctamente el tamaño del sismo, si estas sobrepasan la magnitud 7.0.

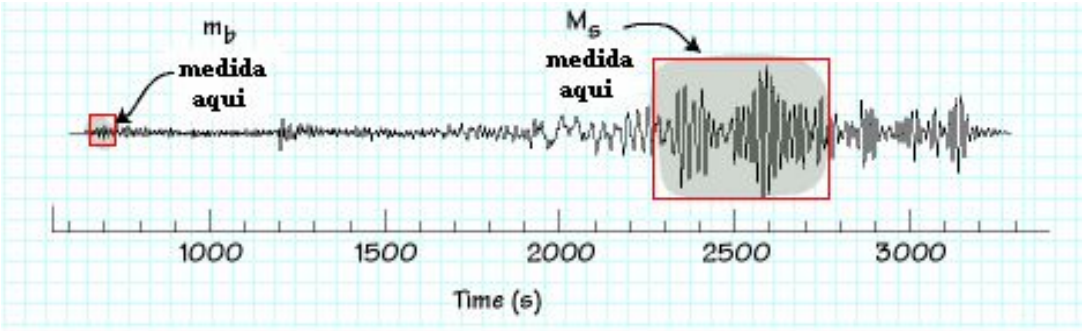


Figura 5.13: *Magnitudes Gutenberg para terremotos distantes: m_b es medido usando los primeros 5 s de la onda P y M_s es derivado de la máxima amplitud de las ondas Rayleigh.*

Magnitud de momento (Mw): Permite la medida de la energía total liberada por el sismo, independientemente de las características del instrumento y del tipo de onda utilizada, basándose en el valor del momento sísmico mediante la siguiente relación:

$$Mw = (2/3)Log(Mo) - 6.0 \qquad (5.25)$$

Magnitud manto (Mm): Magnitud calculada haciendo uso de las ondas reflejadas en el manto y se relaciona con el momento sísmico mediante la siguiente relación:

.

$$Log_{10}M_0 = M_m + 13.0 \qquad (5.26)$$

Magnitud Tsunamis (Mt): Relación propuesta por Dorbath et al (1990), permite estimar la magnitud del sismo a partir de la altura máxima de la ola producida por los tsunamis ocurridos en Perú.

$$Mt = 1.1Log(Hr) + 7.7 \qquad (5.27)$$

Donde, *Hr* es la altura de la ola expresada en metros.

5.4.1 RELACION ENTRE ENERGIA Y MAGNITUD

La energía total liberada por un sismo es difícil de calcular con precisión debido a que esta es la suma de la energía disipada en forma térmica por la deformación en la zona de ruptura y la energía emitida como ondas sísmicas, la única que puede ser estimada a partir de sismogramas. Por tanto, para el cálculo de la magnitud relacionada con la energía disipada en forma de ondas, Gutemberg y Richther (1956) determinaron una relación lineal entre el logaritmo de la energía sísmica radiada durante un sismo y su magnitud (Figura 5.14).

$$LogE = 1.5Mb + 5.8 \qquad (5.28)$$

$$LogE = 1.5Ms + 11.8 \qquad (5.29)$$

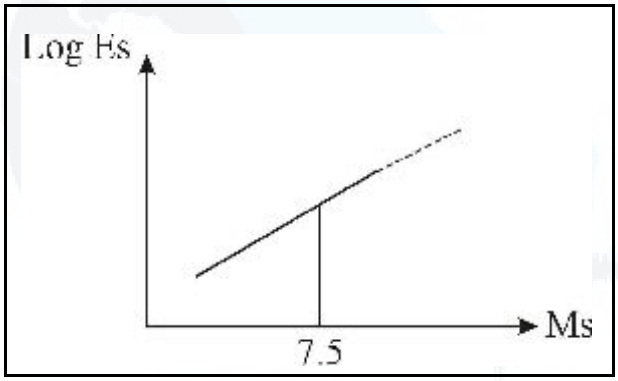


Figura 5.14: *Esquema de la relación lineal entre el logaritmo de la energía sísmica y la magnitud Ms (Gutemberg y Richter, 1956).*

Sin embargo, en la práctica las observaciones difieren de la teoría, esencialmente cuando se trata de sismos muy fuertes, donde la escala de magnitud Ms se "satura" a partir de cierto valor de la magnitud. Esta saturación consiste en que pequeños cambios en Ms resultan en cambios grandes para Es. En la Figura 5.15, se observa que la pendiente de Es en función de Ms tiende al infinito muy rápidamente para Ms mayores a 7.5. Esto debido a que la magnitud representa el espectro de energía radiada en un periodo fijo (20s para Ms y 1s para mb); mientras que, Es representa la energía total

radiada que corresponde a la integral del espectro de energía sobre la totalidad de la banda espectral.

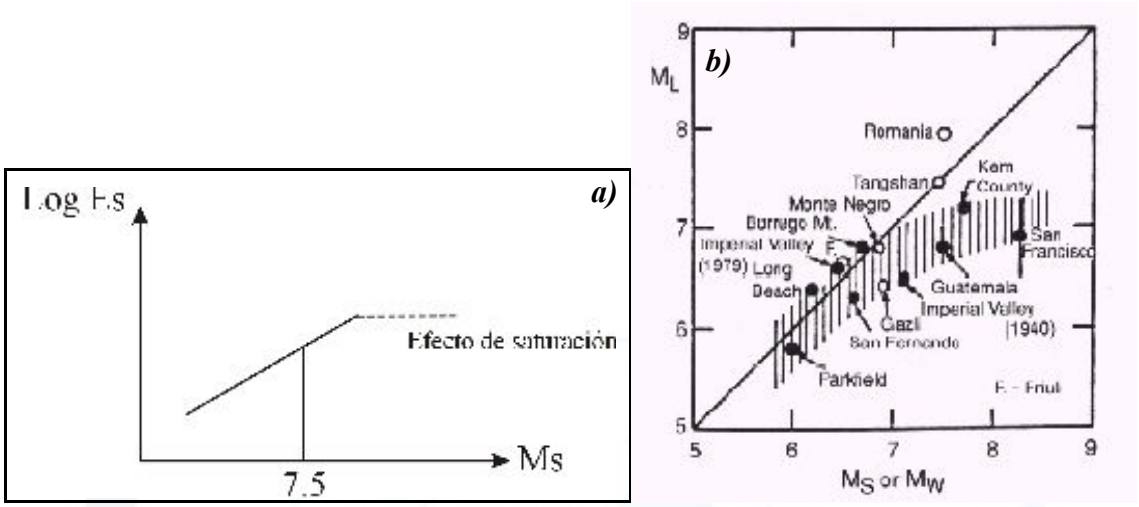


Figura 5.15: *Representación de la saturación de las magnitudes clásicas para sismos con magnitudes mayores a 7.5 Ms. (b) Efectos de saturación para magnitudes de altas frecuencia (Ml) versus magnitud de bajas frecuencias Ms y Mw (Kanamori)*

Por consiguiente, para sismos fuertes que generalmente producen tsunamis, el máximo de energía radiada decrece hasta muy bajas frecuencias, entonces la medida a un periodo fijo a 20 s ó 1 s, ya no afecta a la parte plana de un espectro; entonces la medida esta devaluada y es lo que se conoce como efecto de saturación de las magnitudes clásicas.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

5.4.2 RELACIÓN TEÓRICA ENTRE LAS MAGNITUDES Y EL ESPECTRO DE LA FUENTE SÍSMICA

Es posible relacionar el momento sísmico con la energía sísmica y según Kostrov (1974) es proporcional al área de deformación:

$$Es \approx \frac{1}{2}\Delta\sigma\overline{D}A \qquad (5.30)$$

Remplazando Mo, se tiene que:

$$Es \approx \frac{\Delta\sigma}{2\mu} Mo \qquad (5.31)$$

Usando la relación entre Mo y la magnitud asumiendo que el deslizamiento es constante e igual, se obtiene la siguiente relación:

$$LogMo = 1.5Ms + 16.1 \qquad (5.32)$$

Esta ecuación, muestra una simple forma de relacionar la magnitud con el momento sísmico. En la Figura 5.16, se observa que para sismos leves, Ms es directamente proporcional al logaritmo de Mo y cuando Mo (ó superficie de la falla) aumenta, la pendiente se restablece hasta volverse infinita para sismos fuertes. En estas condiciones, Mo y la superficie de la falla son independientes de Ms.

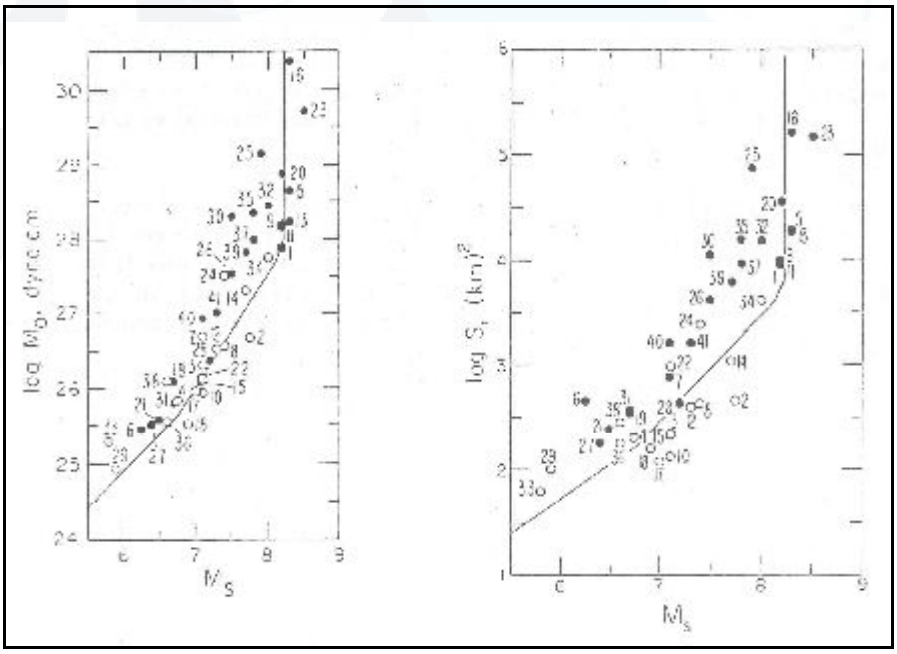


Figura 5.16: *a) Relación entre el logaritmo del momento sísmico y la magnitud Ms y b) Relación entre el logaritmo de la longitud de la falla vs Ms. Se observa que para sismos fuertes el efecto de saturación interviene de manera rápida.*

Entonces, para representar la magnitud de un sismo mayor a 7.5 Ms, característica de sismos tsunamigénicos, se hace necesario el uso de la Magnitud Momento (Mw), la cual se basa en el concepto del momento sísmico (Kanamori, 1977). Este valor es obtenido por el TREMORS a partir del espectro de las ondas para frecuencias bajas, lo cual permite eliminar el efecto de saturación que ocurre con las magnitudes clásicas Ms, Mb ó Ml:

$$Mw = (2/3)Log(Mo) - 6.0 \qquad (5.33)$$

Donde, Mo es el momento sísmico en N.m. Esta expresión indica la magnitud directamente del proceso de ruptura de la fuente no saturada. Es por ello que en la prevención de tsunamis es necesario disponer del registro de señales sísmicas en sismógrafos de banda ancha, donde se cuenta con información en los periodos largos. Sin embargo, para la estimación de Mo se requiere más análisis y tiempo que las magnitudes Mb o Ms.

En un estudio teórico realizado por Kanamori (1975) y Guiller (1976), se mostró la dependencia que existe entre las dimensiones de la fuente sísmica y su espectro teórico, ayudándose de la hipótesis sobre las condiciones de similaridad que existe de un sismo a otro (caída de esfuerzos, relación de forma constante entre longitud y amplitud de la falla, etc.). Las dos son identificadas siguiendo la frecuencia de esquina ϖ^{-2}. Como la longitud de la falla se incrementa, el momento sísmico también se incrementa y la frecuencia de esquina se mueve a la izquierda, hacia las bajas frecuencias Por consiguiente, el efecto de saturación comienza en cuanto el periodo de medida en Ms ó Mb ya no esta efectuada sobre el nivel plano del espectro (Figura 5.17). En el caso de la magnitud Ms, que utiliza un periodo fijo de 20 s, este efecto de saturación interviene de manera bastante rápida para sismos con magnitudes mayores a 7.0 Ms.

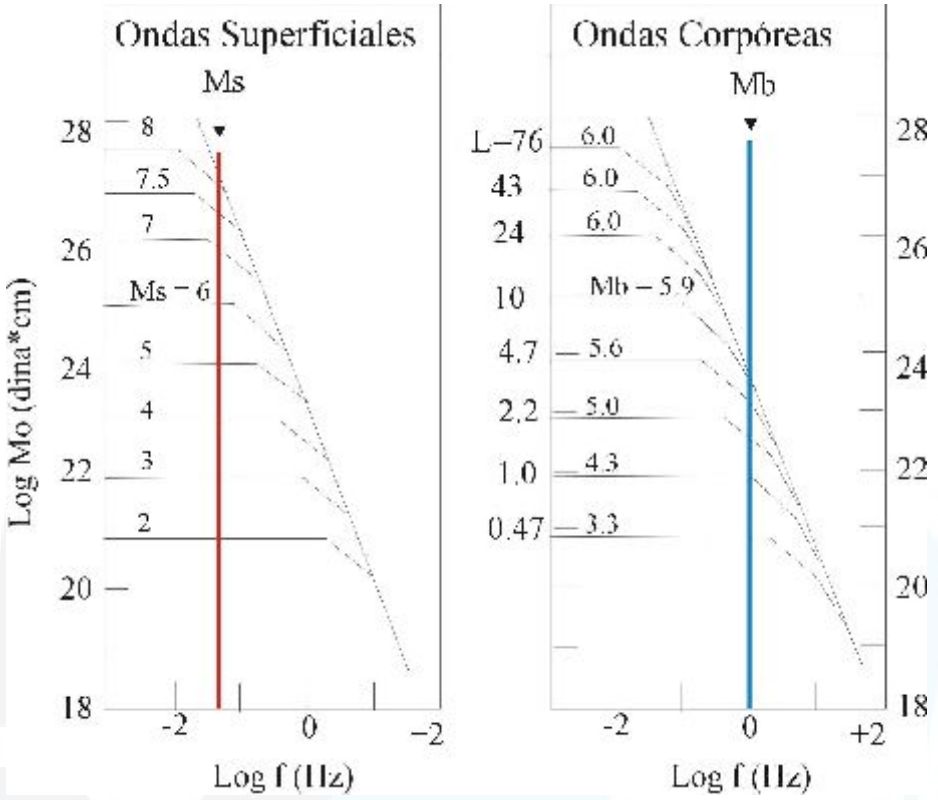


Figura 5.17: Espectro para diferentes *tamaños de sismos mostrando la relación de esos espectros a las frecuencias que Ms y Mb son determinadas. Saturación de estas magnitudes para sismos fuertes, donde se puede ver que el máximo de energía radiada decrece hasta muy bajas frecuencias y la medida de un periodo fijo de 20 s ya no esta efectuada en la parte plana del espectro (Guiller, 1976).*

5.5 MAGNITUD MANTO (Mm)

Okal y Talandier (1989) definen la magnitud manto (Mm) como una magnitud dependiente del periodo y se basa en la teoría de la excitación y propagación de las ondas Rayleigh.

Esta magnitud es llamada así debido que los periodos de las ondas superficiales utilizadas pueden ser tan largos como la profundidad de penetración, pudiendo alcanzar la parte inferior de la litosfera. De esta manera, la correlación de la magnitud manto con el periodo es utilizada con éxito por Schindelé (1995) para discriminar y detectar "***terremotos tsunami***" a través del sistema TREMORS. Se debe entender que la intensidad del proceso de ruptura se pone de manifiesto con el aumento de la magnitud manto en función del periodo.

Las principales características de Mm son:

- Se calcula en un periodo variable; mientras que, las magnitudes clásicas se calculan para un periodo fijo.
- Se utiliza las ondas superficiales Rayleigh o Love.
- Utilizando las ondas Rayleigh, Mm se puede calcular para todas las profundidades.
- No existe ninguna limitación de distancia.
- Mm es directamente proporcional al logaritmo del momento sísmico sin efecto de saturación.
- La adaptación de su cálculo al tiempo real es fácil.
- Por ultimo, al contrario de las otras magnitudes, Mm se establece por completo sobre bases teóricas y físicas verificadas con numerosos casos reales.

Entonces, si se considera una señal sísmica registrada en una estación, esta estaría representada por la convolución de estos tres elementos: características de la fuente, características del medio y el efecto del instrumento (Figura 5.18).

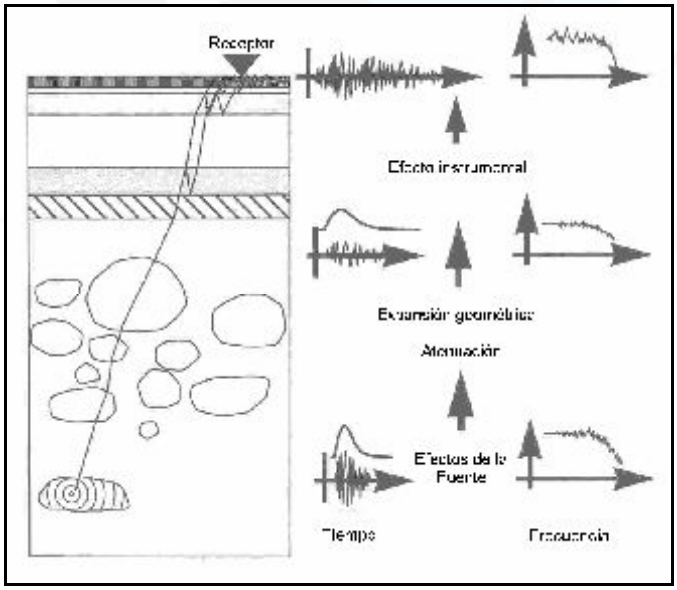


Figura 5.18: *Funciones elementales que contribuyen una señal sísmica.*

Entonces, la señal sísmica en el dominio de la frecuencia esta representada por la convolución de estos tres elementos:

$$X(\varpi) = F(\varpi) * A.(w) * I(\varpi) \qquad (5.34)$$

Donde los elementos de la expresión 5.34, a excepción del efecto instrumental por ser un parámetro conocido; la amplitud espectral de las ondas Rayleigh a una frecuencia ϖ registrada a una distancia Δ puede ser descrita de la siguiente forma:

$$X(\varpi) = a\sqrt{\pi/2}\,\frac{1}{\sqrt{sen(\Delta)}}\left[\exp-\left(\varpi a\Delta/2UQ\right)\right]\left[\frac{1}{U}\left|S_R + K_o l^{-1/2} P_R K_2 l^{3/2} - iq_R K_1 l^{7/2}\right|\right] M_o \qquad (5.35)$$

Co ***Propagación*** ***Excitación de la fuente***

Esta expresión, es separada en términos de propagación y excitación de la fuente, donde se observa que el efecto de propagación consiste en la expansión geométrica $1/\sqrt{sen\Delta}$ y la atenuación anelastica a lo largo de la distancia ($a\Delta$), ***a*** representa el radio de la tierra y U la velocidad de grupo de las ondas superficiales. Mientras que, el término de excitación incluye el momento sísmico (Mo) y la combinación de los coeficientes de excitación K_i (dependiendo de la profundidad y frecuencia) y los términos trigonométricos P_R, q_R, S_R que describen la geometría del fallamiento en relación al acimut respecto a la estación. En esta relación ***l*** es el orden angular del modo normal equivalente. Kanamori y Cipar (1974) y Kanamori y Stewart (1976) definen la exacta expresión de esos coeficientes.

La expresión (5.35) se utiliza para cualquier tipo de onda. Sin embargo, en el caso de las ondas superficiales lo complejo viene del hecho de que las condiciones de propagación son dependientes de la frecuencia y de la profundidad, representando una función del momento sísmico. Por otra parte, el factor propagación solo difiere del definido para las ondas de volumen por el desarrollo geométrico que reside en $1/\sqrt{sen\Delta}$, donde Δ representa la distancia epicentral, en vez de $1/\Delta$. Por ultimo, la atenuación

anelástica es clásica y válida para todos los tipos de ondas, su sola particularidad reside en su dominio de aplicación para periodos muy largos (hasta 300 s)

Considerando el logaritmo de (5.35), se consigue una expresión simple de la magnitud manto (Mm), dado como:

$$Mm = \log_{10} X(\varpi) + C_D + C_S + Ko \qquad (5.36)$$

Donde:

$X(\varpi)$: Señal en el dominio de la frecuencia

Cd : Corrección de distancia

Cs : Corrección de la fuente y

Ko : Logaritmo de la constante.

5.5.1 CALCULO DE Mm EN EL DOMINIO DE FRECUENCIA

De la expresión (5.36), se obtiene la magnitud manto en función de la frecuencia:

$$Mm = \log_{10} X(\varpi) + C_D(\varpi, \Delta) + C_S(\varpi) + Ko \qquad (5.37)$$

Donde:

Mm : Magnitud manto.

X(w) : Señal en el dominio de la frecuencia.

$C_D(\varpi, \Delta)$: Corrección de distancia.

$C_S(\varpi)$: Corrección de la fuente.

Ko : El logaritmo de la constante $1/\sqrt{a\pi/2}$

5.5.1.1 CORRECCIÓN POR LA DISTANCIA (C_D)

Para realizar la corrección por la distancia, es necesario conocer la expansión geométrica y la atenuación inelástica (5.38), ambas son independientes del mecanismo de la ruptura y de la profundidad del foco.

$$C_D = Log_{10}\sqrt{\sin\Delta} + (\log_{10} e)\varpi a\Delta/2UQ \qquad (5.38)$$

Exp. Geom. ***Atn. Anelast.***

Donde:

Δ : Distancia epicentral (grados)

a : Radio de la tierra (Km).

ϖ : Frecuencia angular $2\pi/T$

U : Velocidad de grupo (Km/s)

Q : Factor de calidad de las ondas Rayleigh en un periodo T.

El primer factor de la expresión (5.38), representa la "*expansión geométrica*" independiente de la frecuencia, pero dependiente fundamentalmente de la distancia epicentral que determina las características del frente de onda. Por ello, conforme aumenta la distancia del frente de ondas a la fuente, disminuye la energía almacenada en el frente por unidad de volumen y, en consecuencia, la amplitud del movimiento oscilatorio. Por lo tanto, se produce es una variación de la densidad y distribución espacial de la energía elástica en el medio.

Mientras que, el segundo factor "*atenuación anelastica*" es totalmente dependiente de la frecuencia y se debe a las imperfecciones de la elasticidad del medio en el que se propagan las ondas asi como a las heterogeneidades contenidas. Este produce una disminución adicional de las amplitudes del tipo $e^{-r\gamma}$, donde r es la distancia a la fuente y γ el coeficiente de anelasticidad que esta relacionado con el

factor de calidad Q y la velocidad de grupo U; por lo tanto, es necesario realizar la corrección de distancia basada en la amplitud espectral.

Así, los factores que se toma en cuenta para el cálculo de la corrección de la distancia son las variaciones del ***factor de calidad (Q)*** y ***de velocidad de grupo (U)*** los cuales dependen de las características físicas del medio.

A fin de reflejar la posible influencia de la heterogeneidad lateral en Q y U, se usa un modelo regionalizado de la Tierra que considera 7 regiones con características tectónicas diferentes usando una grilla de 10° x 10° (Figura 5.19). Esta regionalización tiene como fundamento los trabajos de Okal (1977), Jordan (1981) y para áreas oceánicas de Mitchell y Yu (1980). El modelo regionalizado, considera 4 regiones oceánicas, 2 regiones continentales (escudo y montaña) y 1 región de fosa y subducción (Cuadro 5.1)

Modelos de corteza		
1	Corteza oceánica	de 0 a 20 Ma
2	Corteza oceánica	de 20 a 50 Ma
3	Corteza oceánica	de 50 a 100 Ma
4	Corteza oceánica	de más de 100 Ma
5	Mesetas	
6	Continentes	
7	Fosa Oceánica	

Cuadro 5.1: *Modelos de corteza utilizados para el calculo de la atenuación (Q) y velocidad de grupo (U).*

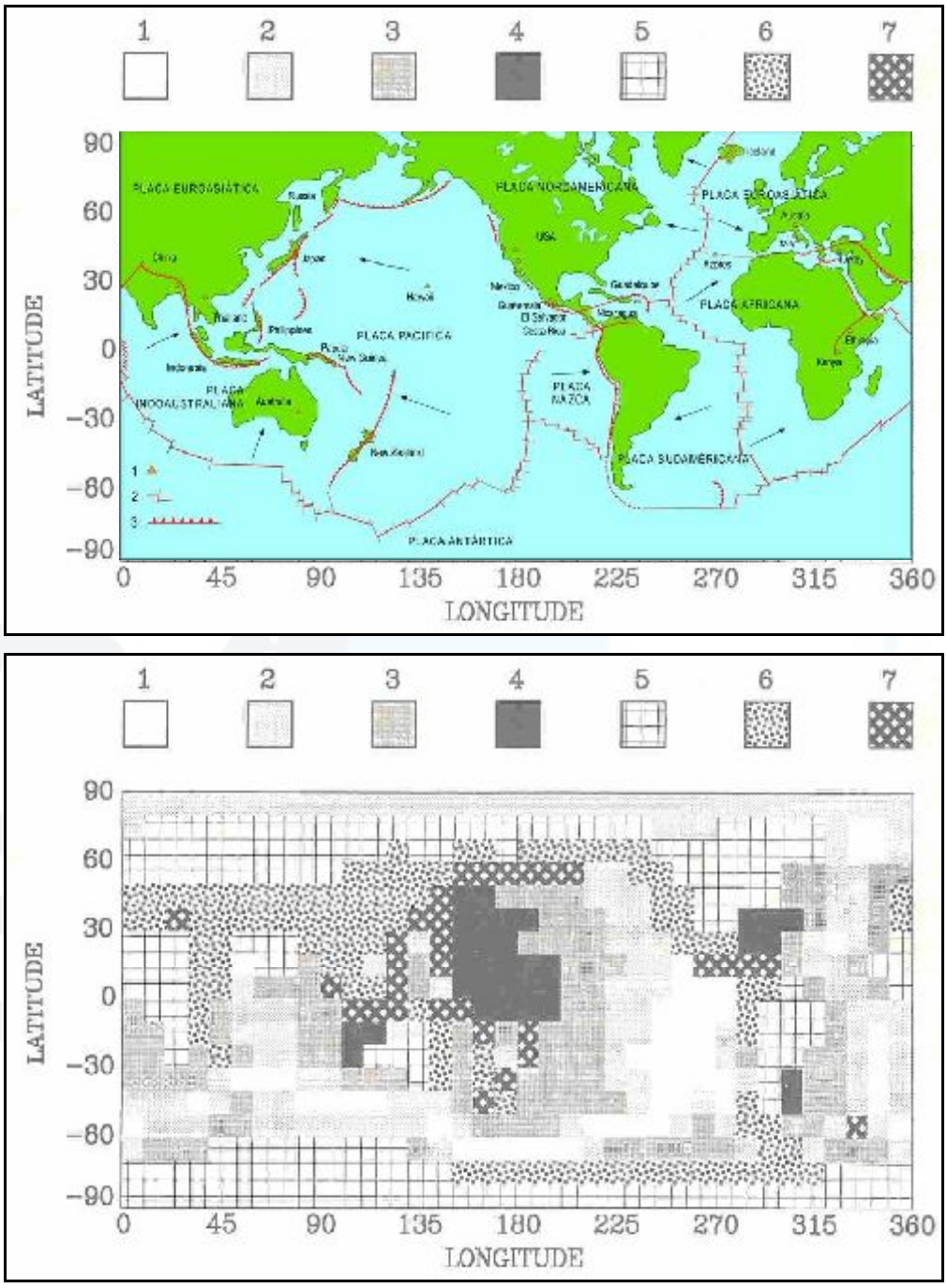


Figura 5.19: *Regionalización de la Tierra usada en el cálculo de la corrección de la distancia (C_D). Las partes sombreadas representan los modelos oceánicos (1,<20 Ma; 2, 20-50 Ma; 3, 50-100 Ma; 4, >100 Ma); continentales (5, escudo; 6, montañas) y fosas (7).*

En recientes estudios de tomografía sísmica (Woodhouse y Dziewonski, 1984) se muestran mucha disconformidad en los patrones de heterogeneidad de la corteza con indiscutibles características tectónicas en superficie. La precisión de esta regionalización para periodos largos puede estar en duda. Sin embargo, cuando el periodo llega a ser muy largo, la corrección de la atenuación decrece al punto donde el efecto de regionalización llega ser mínima y el error insignificante. Los valores regionalizados de U y Q fueron obtenidos basándose en estudios de Canas y Mitchell (1978).

En la Cuadro 5.2, se enlista todas las variaciones del factor de calidad (Q) y velocidad de grupo (U) para las ondas Rayleigh en función del periodo (27 a 300 s).

	Region 1 0–20 Ma		Region 2 20–50 Ma		Region 3 50–100 Ma		Region 4 > 100 Ma		Region 5 Shields		Region 6 Mountains		Region 7 Trenches	
T, s	U, km/s	Q	U, km/s	Q	U, km/s	Q	U, km/s	Q	U, km/s	Q	U, km/s	Q	U, km/s	Q
35	3.845	158	4.005	168	4.046	200	4.013	251	3.455	236	2.950	93	2.880	96
38	3.836	152	3.995	162	4.061	191	4.040	234	3.536	220	3.070	95	2.900	90
42	3.819	147	3.976	155	4.065	181	4.064	217	3.634	204	3.170	92	2.920	85
46	3.799	143	3.953	150	4.055	173	4.074	204	3.722	192	3.250	90	2.940	82
51	3.772	139	3.927	145	4.043	166	4.073	191	3.818	181	3.300	92	2.950	79
56	3.746	136	3.899	140	4.025	159	4.062	183	3.858	177	3.380	94	2.980	78
63	3.714	133	3.863	136	3.992	153	4.037	175	3.899	181	3.520	95	3.080	79
70	3.690	131	3.831	134	3.958	149	4.007	169	3.920	179	3.560	98	3.040	80
78	3.670	129	3.799	132	3.919	145	3.972	166	3.936	192	3.520	100	3.070	81
87	3.657	129	3.770	131	3.879	143	3.934	165	3.954	212	3.590	108	3.100	82
90	3.649	130	3.743	132	3.836	142	3.893	166	3.952	251	3.710	106	3.130	84
111	3.642	133	3.718	134	3.794	144	3.850	170	3.928	260	3.700	109	3.170	87
127	3.632	138	3.694	140	3.753	148	3.806	177	3.896	295	3.580	112	3.218	92
145	3.617	146	3.671	149	3.713	155	3.761	188	3.854	333	3.700	115	3.419	99
167	3.590	159	3.643	161	3.675	168	3.710	203	3.797	280	3.780	120	3.515	108
193	3.554	177	3.611	180	3.631	187	3.657	222	3.743	250	3.580	125	3.623	119
223	3.524	201	3.586	204	3.601	209	3.617	245	3.666	283	3.550	130	3.526	131
259	3.541	231	3.606	234	3.620	239	3.628	272	3.645	312	3.470	155	3.475	149
300	3.669	262	3.727	266	3.742	271	3.745	297	3.706	345	3.610	200	3.699	170

Cuadro 5.2: *Modelos de dispersión y atenuación regionalizados usados en el calculo de la corrección de la distancia (C_D).*

En la Figura 5.20, se observa los valores del Cuadro 5.2, donde se puede observar cierta similitud para la mayoría de los modelos; sin embargo, para el modelo de mesetas se observa altos valores de Q entre periodos de 50 y 200 s, siendo mayores cerca de 150 s.

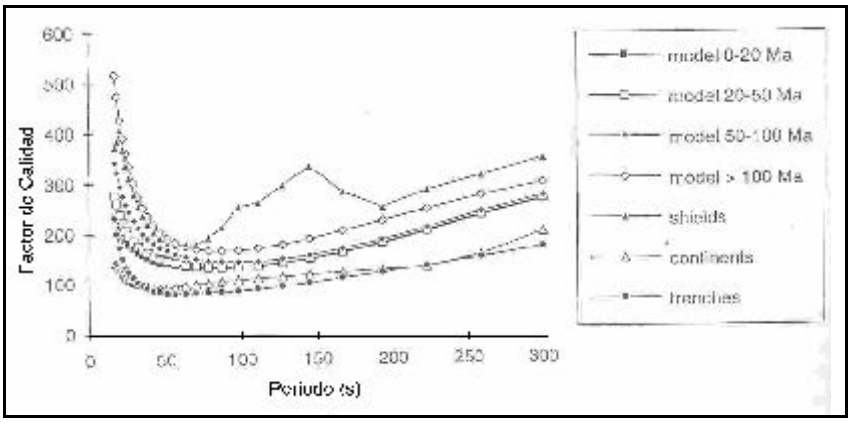


Figura 5.20: *Factor de Calidad para cada una de los 7 modelos de corteza propuestos.*

Por otro lado, se definen las velocidades de grupo para cada uno de los modelos definidos. En la Figura 5.21, se representa las velocidades de grupo en función del periodo (27 a 300s), donde se observa que para periodos largos, existe homogeneidad de los 7 modelos definidos de la corteza.

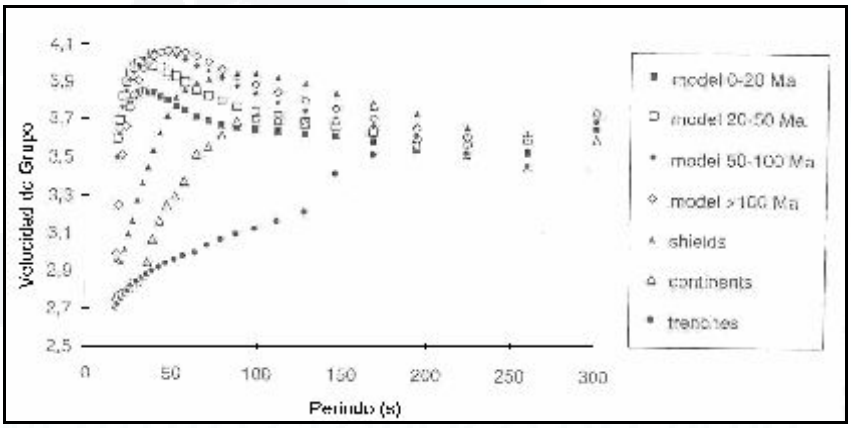


Figura 21: *Velocidades de grupo para los 7 modelos de corteza propuestos.*

La regionalización en 7 modelos de corteza fue concebida por bloques de 10º grados cada una, donde el espesor de cada bloque depende de la profundidad de penetración y por consecuencia del periodo. Por tanto, para el calculo del trayecto del rayo sísmico se tiene en cuanta la contribución de cada bloque (Figura 5.22).

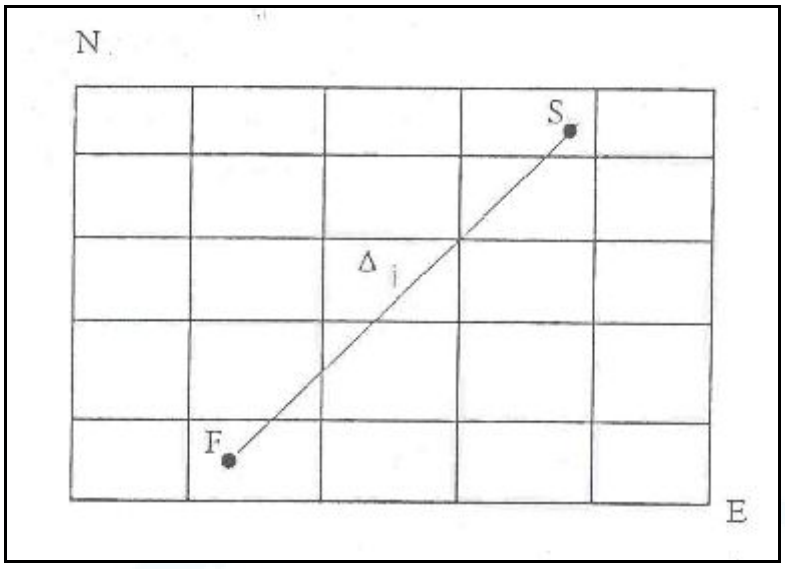


Figura 5.22: *Contribución de cada bloque para el cálculo del rayo sísmico.*

Para calcular el valor del factor de atenuación anelástica a considerar en la corrección de la distancia esta en función de (5.40):

$$C_A = \exp\left(-\frac{\omega}{2}\int\frac{d\Delta}{QV}\right) \qquad (5.39)$$

$$C_A \approx \exp\left(-\frac{\omega}{2}\sum_i\frac{\Delta_i}{Q_i U_i}\right) \qquad (5.40)$$

Donde:

Δ_i **:** Distancia del rayo en el i-ésimo bloque.

ω **:** $2\pi/T$

Q_i **:** Factor de calidad en el i-ésimo bloque en un periodo T.

U_i **:** Velocidad de grupo en el i-ésimo bloque en un periodo T.

5.5.1.2 CORRECCIÓN DE FUENTE (*Cs*)

Para el cálculo de la corrección de la fuente, se toma en cuenta el mecanismo de la fuente y la profundidad, teniendo evidentemente una influencia importante en la generación de las ondas de superficie. Las funciones de radiación de las ondas de superficie son más complejas porque dependen también del periodo considerado a diferencia de las ondas de volumen.

Pero nadie, es capaz de determinar el mecanismo de la fuente en poco tiempo, las primeras estimaciones están establecidas lo mejor posible entre 2 y 3 horas después de un sismo, lo que resulta inutilizable en la prevención de tsunamis, especialmente en los campos próximos donde los plazos son entre 10 y 15 minutos. Por esta razón, sólo el concepto de la magnitud manto es utilizable, cuya base teórica de magnitud permite una corrección de fuente, la cual esta relacionada con la excitación de las ondas en función de la profundidad y de la geometría focal para frecuencias diferentes.

De modo que el problema es de proporcionar una estimación de la corrección de fuente (*Cs*) sin conocer la geometría focal. En este sentido, para el cálculo de la corrección de la fuente se calcula una función de excitación media para un nivel de profundidad determinado entre 10 y 70 Km, para un gran número de configuraciones geométricas de la fuente y esto para una frecuencia determinada.

Para este propósito, se define la excitación de las ondas Rayleigh con una frecuencia angular ϖ para un sismo con profundidad h y con una particular geometría como:

$$E(\phi_{f,}\delta,\lambda;\phi_s;h;\varpi)=\left|(S_R K_o l^{1/2}-P_R K_2 l^{3/2}-iq_R K_1 l^{1/2})/U\right| \qquad (5.41)$$

Y el logaritmo de la *excitación promedio* de las ondas para una determinada profundidad y frecuencia como:

$$L_{av} = \log_{10} E_{av}(h,\varpi) = \log_{10}\left[\frac{1}{N}\sum E(\phi_{f,}\delta,\lambda;\phi_s;h;\varpi)\right] \qquad (5.42)$$

El logaritmo del promedio de E, tomado sobre un gran numero (N=6480) de combinaciones de la falla, tal como: buzamiento (δ), ángulo de deslizamiento (λ), rumbo (ϕ_f) y acimut de la estación (ϕ_s).

En la Figura 5.23, se observa el logaritmo de la Excitabilidad promedio de las ondas Rayleigh en función del periodo y profundidad para 6480 mecanismo de la fuente. Las curvas corresponden a 10 profundidades de muestreo entre 10 y 75 Km. La línea gruesa corresponde a profundidad de 20 Km, el cual es usado para el calculo de C_S. Note que más allá T=35 s, el máximo valor sigue siendo en la mayoría de +-0.15 en orden de magnitud.

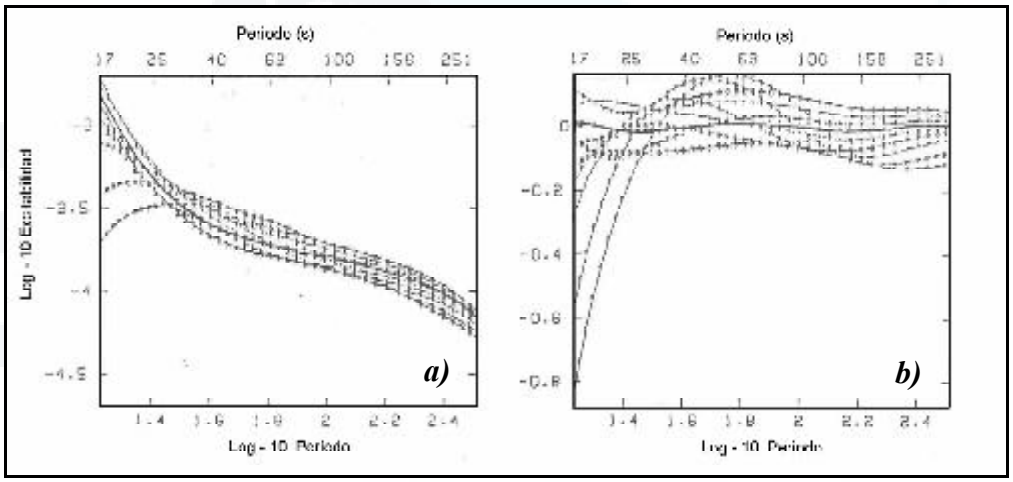


Figura 5. 23: *a) Logaritmo de la excitabilidad promedio de las ondas Rayleigh, en función del periodo y profundidad. b) Residuales de la excitabilidad calculadas.*

De la misma forma, para las ondas Love se determina la corrección de la fuente (Figura 5.24).

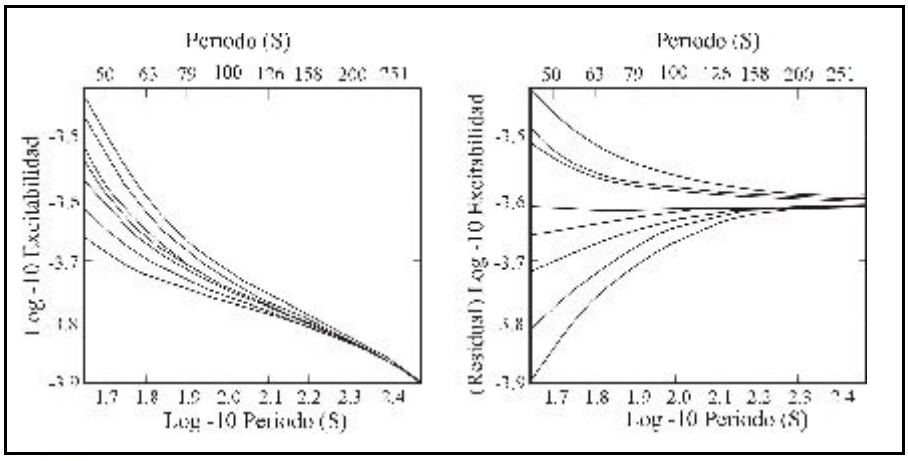


Figura 5.24: *a) Cálculo de la excitación de las ondas Love, para 6480 geometrías focales y para una profundidad entre 10 y 70 Km. b) Residuales de la excitabilidad calculada.*

La Figura 5.24, muestra una curva en línea negra que representa la corrección de la fuente media, donde se nota que la variación total es de solo 0.2 unidades para las ondas Rayleigh con periodos superiores a los 40 seg. La aproximación de esta curva media ajustada a una ecuación cúbica nos determina para las ondas Rayleigh la expresión siguiente:

$$C_S^{Rayl.} = 1.6163\theta^3 - 0.83322\theta^2 + 0.42861\theta + 3.7411 \qquad (5.43)$$

Donde

$$\theta = \log_{10} T - 1.8209 \qquad (5.44)$$

La Figura 5.24, muestra que la desviación promedio de L_{av} debido la profundidad es en mayoría entre -+0.15 unidades de magnitud entre las profundidades de 10 y 75 Km.

$$C_S^{Love} = 0.80263\theta^3 - 0.13524\theta^2 + 0.28570\theta + 3.18112 \qquad (5.45)$$

Donde:

$$\theta = \log 10T - 2.2354 \qquad (5.46)$$

Finalmente, la corrección de la distancia y de la fuente esta establecida. De esta manera, el sistema TREMORS para el cálculo de la magnitud manto (Mm) a partir de las ondas Rayleigh y Love, realiza los siguientes pasos:

- Selecciona una ventana temporal (128 s) de ondas superficiales (Rayleigh y Love).
- Preparación y cálculo de la transformada rápida de Fourier (FFT).
- Calculo de Mm, para cada una de las amplitudes espectrales para tres niveles de profundidad (5.47, 5.48 y 5.49):

$$Mm_{\text{sup}} = \log[X(w)] + Cd + Cs_{\text{sup}} + Co \qquad (5.47)$$

$$Mm_{\text{int}} = \log[X(w)] + Cd + Cs_{\text{int}} + Co \qquad (5.48)$$

$$Mm_{prof} = \log[X(w)] + Cd + Cs_{prof} + Co \qquad (5.49)$$

Donde:

- Superficial (0 – 70 Km)
- Intermedio (70 – 200 Km)
- Profundo (200 – 700 Km)

Finalmente, el valor aceptado para la magnitud manto (Mm) usado en la estimación de la del momento sísmico (Mo), es el valor máximo calculado para cada escala de profundidad. Para evitar una subestimación del valor del momento sísmico (Mo), de la forma:

$$Mm = Max(Mm_{Rayleigh}, Mm_{Love})$$

5.5.2 CALCULO DE Mm EN EL DOMINIO DEL TIEMPO

Para el cálculo de la magnitud manto (Mm) en el dominio del tiempo, el sistema TREMORS utiliza una ventana de 128 s de ondas Rayleigh. Este cálculo se basa sobre el hecho que existe para las ondas Rayleigh una relación entre las amplitudes espectrales a una determinada frecuencia, con las amplitudes en el dominio del tiempo, debido al efecto de dispersión que distribuye en el tiempo el contenido espectral.

Para el cálculo de Mm en el dominio del tiempo, se sigue los siguientes pasos:

- Aplicación de un filtro pasa-bajo
- Búsqueda de las máximas locales de la señal filtrada, para determinar las amplitudes (A) y los periodos (T).
- Calculo de Mm para cada par (A,T), determinado como (5.50)

$$M_m = \log_{10}[A.T] + C_D + C_S - 1.20 \qquad (5.50)$$

Donde:

C_D y C_S **:** Valores usados para el calculo de Mm en el dominio de la frecuencia.

A **:** Amplitud tomada desde la base (0) a la amplitud considerada (A).

T **:** Periodo

En el caso de las ondas Rayleigh, para distancias telesísmicas ($\Delta \geq 10^o$), M_m puede ser calculada directamente en el dominio del tiempo (Okal, 1989).

5.6 ESTIMACIÓN DEL MOMENTO SISMICO A PARTIR DE LA MAGNITUD MANTO (Mm)

El parámetro, en el cual el sistema TREMORS se basa para determinar si un sismo es potencialmente tsunamigénico y dar una alerta de tsunami, es a través del

cálculo del momento sísmico (Mo). Este es el único parámetro importante que describe el verdadero tamaño del sismo, siendo importante para determinar la generación de tsunamis siempre y cuando alcance valores de 10^{20} Nm (Aki, 1967; Kanamori, 1972; Abe, 1975; Okal, 1988; Talandier and Okal, 1989). Finalmente, el momento sísmico (Mo) puede ser estimado en tiempo real a través de la obtención de la magnitud manto (Mm) (Okal and Talandier, 1989), mediante la siguiente expresión (5.51):

$$Log_{10}M_0 = M_m + 13.0 \qquad (5.51)$$

Donde, el momento sísmico (Mo) esta expresado en N.m.

5.7 RELACIÓN ENTRE LA ALTURA DEL TSUNAMI Y EL MOMENTO SISMICO

Una manera de evaluar las dimensiones de la fuente sísmica, consiste en darse cuenta que el volumen del agua en movimiento durante un sismo con epicentro en el mar es proporcional a la dislocación de la falla y a la superficie de ruptura, siendo estos últimos parámetros directamente relacionados al momento sísmico. Así, una manera de representar la amplitud del tsunami, sería evaluando las dimensiones de la fuente sísmica.

Durante los últimos treinta años en el puerto de Pepeete fueron registrados 20 tsunamis (Talandier y Okal, 1989), donde las amplitudes fueron normalizadas a la distancia de 90^o para anular el efecto de propagación, y en ella se observa la relación directa que existe entre la amplitud de los tsunamis y el valor del momento sísmico.

De esta manera, para estimar el riesgo de tsunami en el puerto de PPT se estima la altura del tsunami TS (cm) esperado, usando la formula teórica (5.52):

$$Log_{10}(TS) = Log_{10}(Mo) - 0.5Log_{10}(\Delta.sen\Delta) - 19.4 \qquad (5.52)$$

Donde:

TS : Altura cresta a cresta del tsunami (cm).

Mo : Momento sísmico (dinas-cm).

Δ : Distancia epicentral (º).

La constante 19.4 puede ser obtenida de las fluctuaciones entre el límite 19.0 y 19.8 en orden para abarcar la variación de la altura de la marea actualmente registrada en el puerto de PPT.

En la Figura 5.25, se ilustra de manera experimental la linealidad que existe entre el Momento sísmico y la amplitud de los tsunamis imponiendo una pendiente de valor 1, en donde las líneas punteadas corresponden a los límites máximos y mínimos, según las expresiones siguientes:

Límite Máximo:

$$Log_{10}(TS) = Log_{10}(Mo) - 0.5Log_{10}(\Delta.sen\Delta) - 19.4 \qquad (5.53)$$

Límite Mínimo:

$$Log_{10}(TS) = Log_{10}(Mo) - 0.5Log_{10}(\Delta.sen\Delta) - 19.8 \qquad (5.54)$$

En la realidad la regresión sin tensión en la pendiente es:

$$LogMo = (1.16 \pm 0.12)LogTS + 20.15 \qquad (5.55)$$

Por tanto, la pendiente no es muy diferente del valor teórico (1.0).

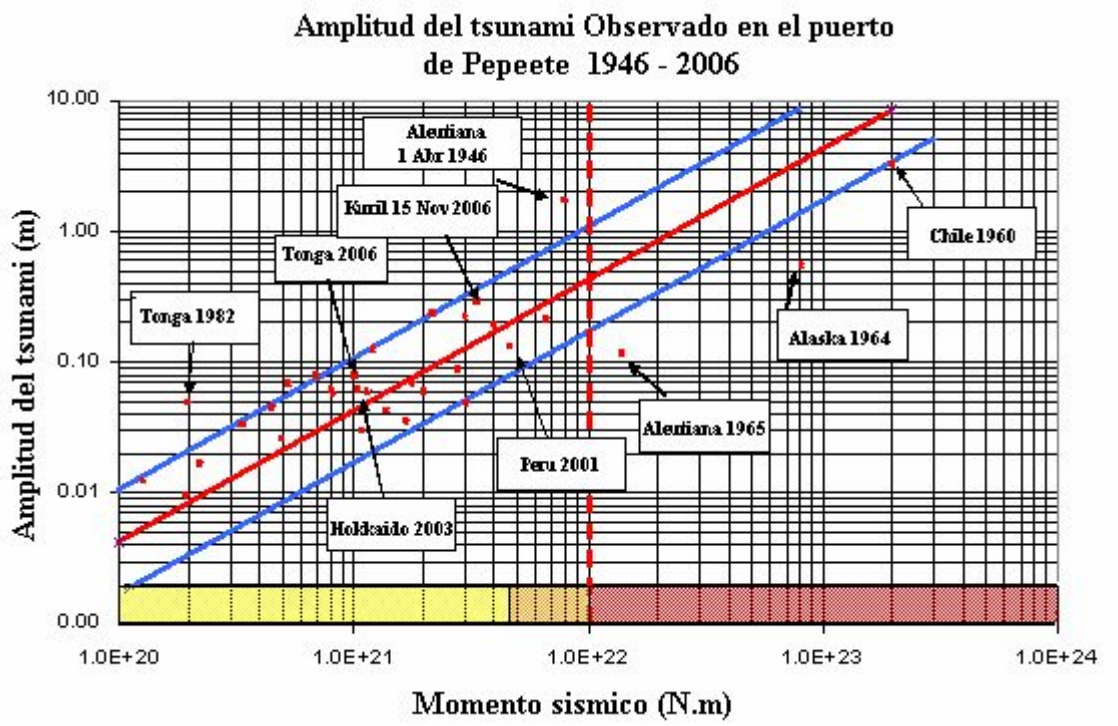


Figura 5.25: *Amplitud de los tsunamis registrados en el puerto de Papeete en función del momento sísmico. Una corrección a la distancia es aplicada para permitir la directa comparación de los datos. La línea roja muestra la relación teórica, las líneas azules muestran el rango de evaluación de este valor.*

5.8 TIEMPO NECESARIO PARA DETERMINAR UNA ALERTA DE TSUNAMI

El algoritmo del TREMORS, para poder emitir una alerta de tsunami en forma rápida y oportuna, se basa en el registro y análisis de las andas superficiales (Rayleigh y Love), dado que estas se propagan 20 veces más rápido que las olas de los tsunamis como se demuestra en la Figura 5.26. De tal manera, que el tiempo que se dispone para dar una alerta temprana de tsunamis esta evidentemente relacionada con la distancia epicentral del sismo.

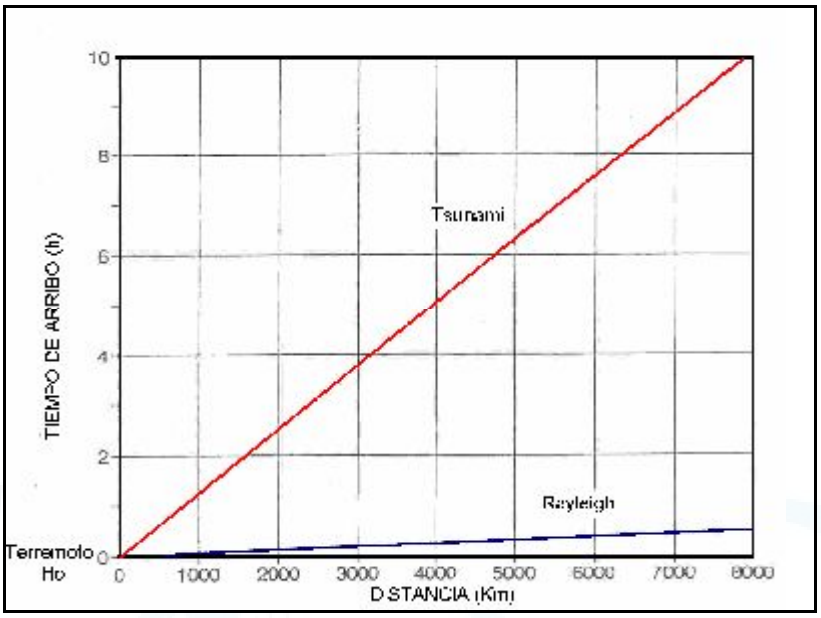


Figura 5.26: *Diferencia de tiempo de arribo de las ondas superficiales Rayleigh y las ondas generadas por los tsunamis.*

Para el campo próximo, el sistema TREMORS establece una alerta de tsunami sobre el cálculo del momento sísmico determinado en una ventana creciente cada 50 s, después del instante de la detección.

$$50s. < PLAZO < 10\,\text{min}$$

Para el campo lejano, los plazos están con relación a la distancia epicentral y en tiempo entre 15 y 55 minutos después de la llegada de la onda P. Es importante mencionar que para este caso se hace una pre-localización a los minutos siguientes de la llegada de la onda P.

$$15\,\text{min}. < PLAZO < 55\,\text{min}.$$

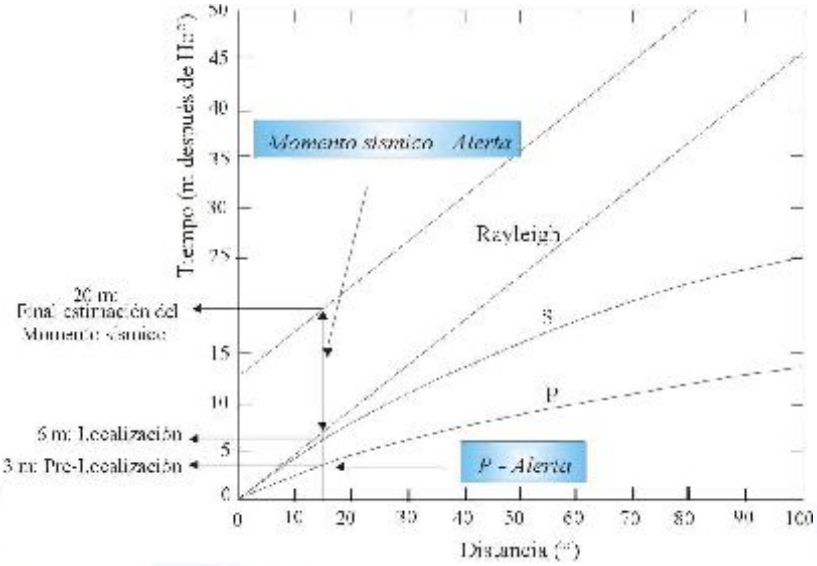


Figura 5.27: *Plazos de alerta de tsunamis para un sismo de 15° de distancia epicentral.*

En la Figura 5.27, muestra un ejemplo de los plazos de alerta establecidos de tsunamis para un sismo ocurrido a una distancia epicentral de 15º. La onda P es detectada 3 minutos después de la hora inicial (Ho), con una posibilidad de dar alerta por la amplitud de la onda P. En cuanto se registra la onda S (6 minutos después) el sistema realiza la localización del sismo. En el mismo tiempo y en paralelo Mo es calculado cada 50 s con una ventana creciente. Si Mo sobrepasa el límite establecido en el sistema (1E+20 N.m), la alerta es anunciada. Por fin 20 minutos después de Ho la estimación definitiva del momento sísmico es evaluada por el sistema TREMORS.

5.9 LIMITES DE ALERTA

Como se ha visto a lo largo de este capítulo, el sistema TREMORS, genera una alerta de tsunamis basándose principalmente en el valor del momento sísmico. Tal es así que a partir de los datos registrados y de los históricos a nivel mundial, es que Okal y Talandier (1991) determinan tres niveles de alerta de tsunamis para la Polinesia Francesa (Figura 5.28).

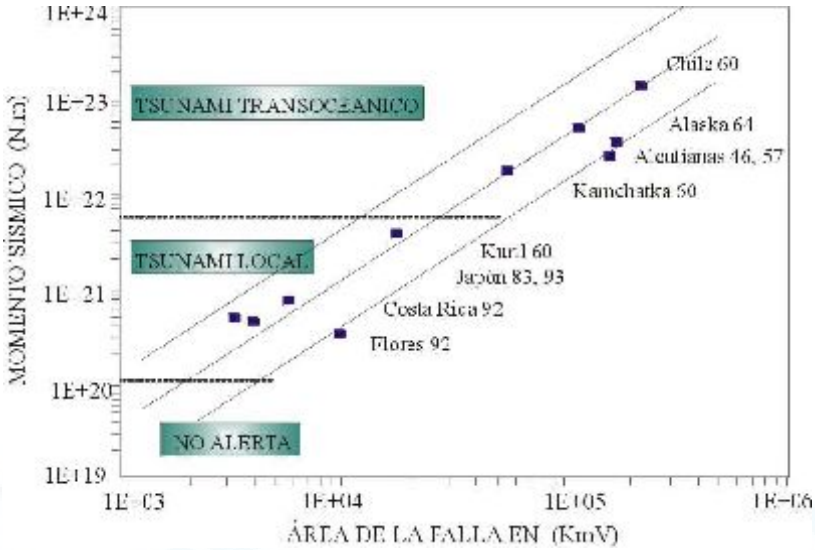


Figura 5.28: *Limites de alerta de tsunamis, establecido a partir de registros históricos.*

De la Figura 5.28, se establece tres límites de alerta, cuyos valores están en relación directa con el valor del momento sísmico y el área de la falla generada por el sismo, los cuales son:

1. $Mo = 5x10^{21} \quad (Nm)$

   Para el caso de sismos excepcionales, en la cual la generación de un tsunami transoceánico es probable, por consecuencia hasta los sitios alejados son afectados por este tsunami.

2. $5x10^{19} \le M \le 5x10^{21} \quad (Nm)$

   Para tsunamis destructores solo en el campo próximo ($\Delta < 20^o$).

3. $Mo < 5x10^{19} \quad (Nm)$

   No genera alerta, dado que los pequeños sismos no generan tsunamis.

Pero para aplicar este tipo de limites es importante tener en cuanta las condiciones locales, como la batimetría, efectos de resonancia, presencia de sedimentos importantes, y principalmente el estudio de tsunamis históricos.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

CAPITULO VI

APLICACIÓN DEL SISTEMA TREMORS

Una vez expuesto el fundamento físico y la formulación matemática en el que se sustenta el algoritmo de alerta de tsunamis "TREMORS", en el presente capítulo se reporta el resultado de los parámetros calculados automáticamente y en tiempo real. Asimismo, con la finalidad de evaluar la precisión en la identificación automática de las fases y establecer los márgenes de error en el cálculo de los parámetros hipocentrales y determinación del riesgo de tsunamis en la costa peruana, se realiza la detección manual de las fases sísmicas.

La base de datos a utilizar corresponde a un total de 10 eventos sísmicos registrados durante el periodo de 1996 al 2007, entre ellos 6 sismos regionales (<30°) y 4 Telesísmicos (>30°), con epicentro en el mar y continente con características de ser eventos tsunamigénicos y no-tsunamigénicos. Las señales utilizadas corresponden a registros de banda ancha de la estación ELRO-TREMORS perteneciente al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA) y a la estación NNA-TREMORS perteneciente al Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis en el Perú (SNAT) que funciona en convenio entre la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú (DHN) y el Instituto Geofísico del Perú (IGP).

6.1 EVENTOS REGIONALES

Se considera un total de 6 eventos regionales (<30°), de los cuales 3 presentan características tsunamigénicas como los ocurridos en Chimbote (21/02/96), Nazca (12/11/96) y Pisco (15/08/07), y 3 con características no-tsunamigénicas como los sismos de Chile (20/12/00, 14/11/07) y Lamas (25/09/05) siendo este último de origen cercano y epicentro localizado en continente. En la Figura 6.1, se observa la distribución epicentral de los 6 eventos sísmicos considerados en el presente estudio y en la Tabla 6.1, los parámetros hipocentrales de cada sismo. Para el total de estos eventos, 3 presentan registros de la estación NNA (Perú) y 3 de la estación ELRO (Chile).

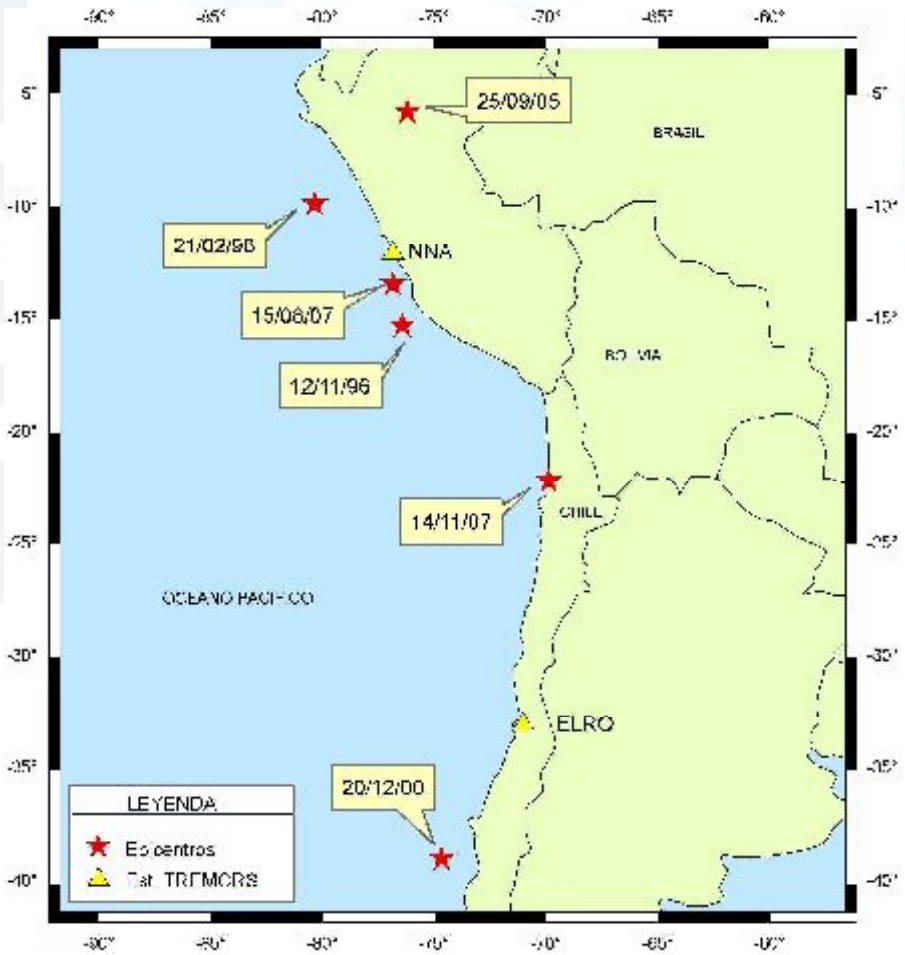


Figura 6.1: *Distribución epicentral de los seis eventos regionales utilizados en el presente estudio. Los triángulos indican la ubicación de las estaciones TREMORS.*

Tabla 6.1: *Eventos sísmicos regionales utilizados*

en el presente estudio.

Fecha	Región	Epicentro		Prof. (Km)	Mw	Mo (E+20 N.m)
		Latitud (°)	Longitud (°)			
21/02/96	Chimbote	-9.87	-80.36	18	7.5	0.87
12/11/96	Nazca	-15.30	-76.44	14	7.7	4.4
20/12/00	Chile	-39.01	-74.70	11	6.2	2.1
25/09/05	Lamas	-5.80	-76.20	115	7.5	2.0
15/08/07	Pisco	-13.49	-76.85	40	7.9	11.0
14/11/07	Chile	-22.20	-69.90	40	7.7	5.7

6.1.1 SISMO DEL 15 DE AGOSTO DEL 2007 – PISCO

El 15 de Agosto del 2007 se produce un gran sismo a las 18h 40m (hora local), con epicentro a 60 km al Oeste de la ciudad de Pisco, siendo sus coordenadas de 13.67°S, 76.76°O, con foco superficial (40 Km) y magnitud de 7.0 ML (Figura 6.2). Después del sismo (15 a 20 minutos) se genera un tsunami local que produjo daños en las costas de Chincha, Pisco y principalmente en Paracas, llegando en menor proporción a las playas de Lima (Lurín, Conchan, Villa, Miraflores y La Punta). Las características de este tsunami son discutidos ampliamente en el Capitulo VIII.



Figura 6.2: *Ubicación del epicentro del sismo del 15 de Agosto del 2007 con su respectivo mecanismo focal de tipo inverso (Tavera et al 2008).*

El análisis, de este evento se realiza utilizando los registros sísmicos de la estación ELRO, perteneciente al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA).

6.1.1.1 IDENTIFICACIÓN AUTOMÁTICA DE LAS FASES

Identificación y pre-localización

El análisis que realiza el sistema TREMORS, se inicia con la identificación automática de la onda P (línea discontinua), dentro de una ventana de 40 segundos de registro.

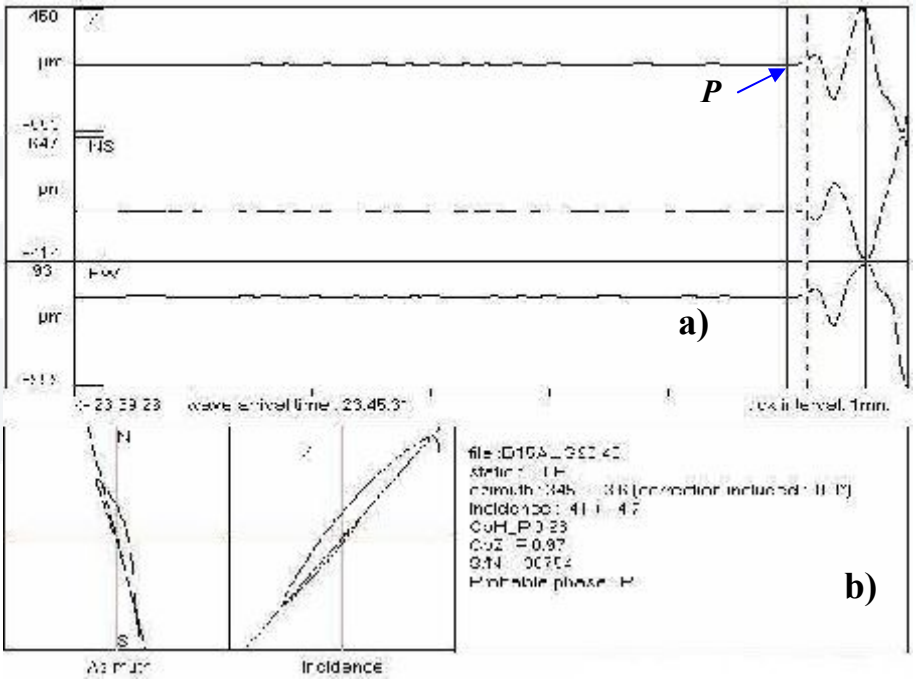


Figura 6.3: *a) Sismograma de tres componentes mostrando la identificación automática de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P y cálculo del acimut y ángulo de incidencia del sismo del 15 de Agosto del 2007.*

En la Figura 6.3, se observa la identificación automática del tiempo de arribo de la fase P con sus respectivas características de polarización en el plano horizontal y

vertical (semi-elíptica). El acimut ha sido estimado en 345 ± 3.6º con un ángulo de incidencia para la onda P de 41 ± 4.7°.

Localización

Para la localización final, el sistema TREMORS realiza la identificación automática de los tiempos de arribo de la onda S, R y L en las envolventes de las componentes vertical y transversal.

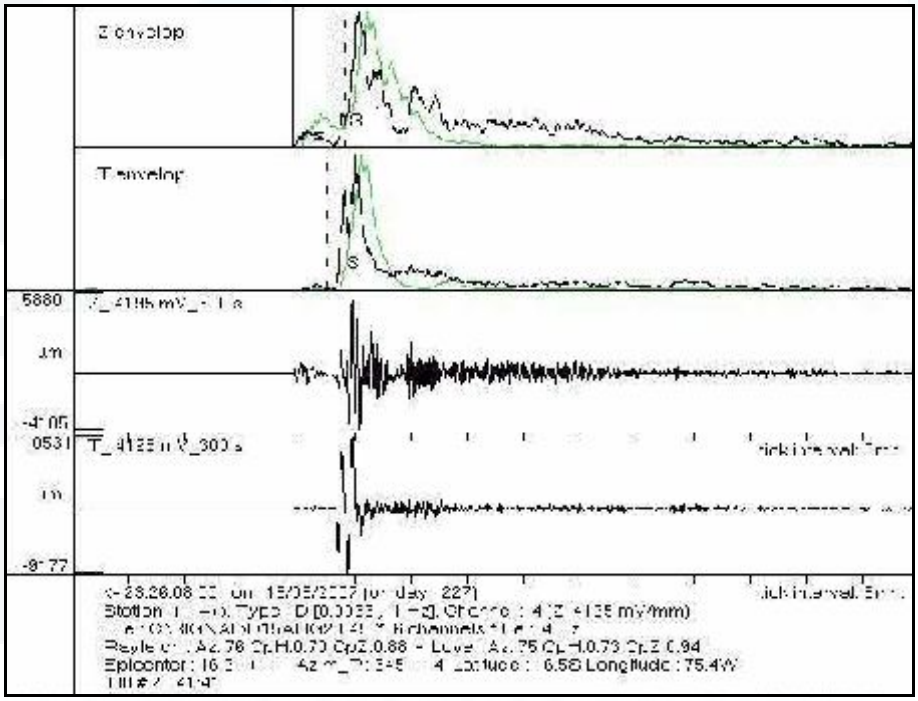


Figura 6.4: *Registro de las componentes Vertical (Z) y Transversal (T) con sus respectivas envolventes de energía para el sismo del 15 de Agosto del 2007.*

En la Figura 6.4, se observa el registro de la componente vertical (Z) y transversal (T) con sus respectivas envolventes de energía, a partir de las cuales se identifica los tiempos de arribo de las fases para el cálculo de la distancia epicentral y localización del epicentro. El sismo del 15 de Agosto del 2007 se localiza en las coordenadas 16.5º S, 75.4º O; es decir, a una distancia epicentral de 16.9 ± 1º de la estación ELRO.

Estimación de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo)

La estimación del momento sísmico se realiza a partir de la magnitud manto (Mm), para cada periodo variable de las ondas Rayleigh y Love.

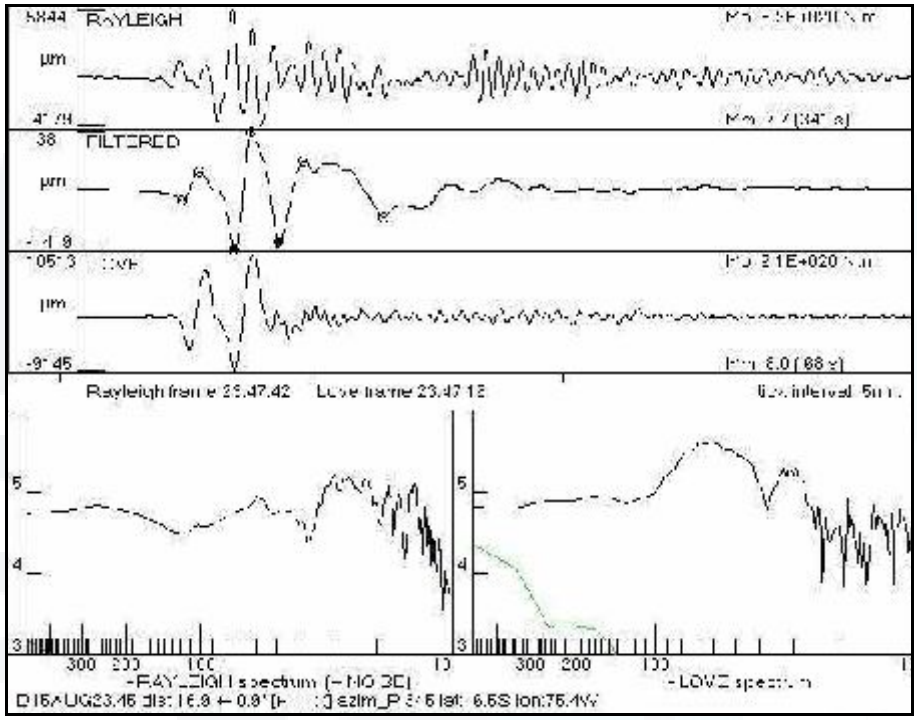


***Figura 6.5**: Cálculo automático de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en una ventana de 128 s de ondas Rayleigh y Love, en el dominio del tiempo y frecuencia del sismo 15 de Agosto del 2007.*

En la Figura 6.5, se observa tres ventanas de tiempo y dos de frecuencia de 128 segundos de registro, donde las dos primeras corresponden al registro de las ondas Rayleigh, siendo la segunda filtrada para eliminar periodos menores a 50 segundos a fin de calcular la magnitud manto en el dominio del tiempo. La tercera corresponde al registro de las ondas Rayleigh y Love usadas para obtener el espectro de amplitud para el cálculo de la magnitud manto en el dominio de frecuencia. Así, se obtiene una magnitud manto de 7.7 Mm a partir de la cual se estima un momento sísmico de 5.2E+20 N.m. Mediante el registro de la onda Love se calcula una magnitud manto de 8.0 equivalente a un momento sísmico de 9.1E+20 N.m.

Resultados finales

Finalmente, el sistema presenta un gráfico de localización epicentral del sismo del 15 de Agosto del 2007, junto a sus principales parámetros hipocentrales.

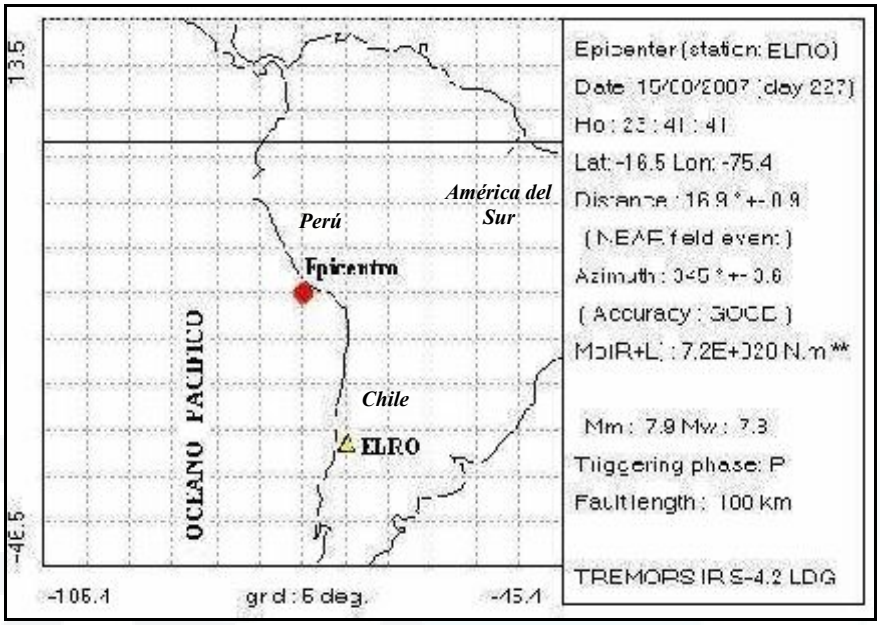


Figura 6.6: *Localización epicentral y parámetros sísmicos calculados automáticamente por el sistema TREMORS para el sismo del 15 de Agosto del 2007.*

En la Figura 6.6 se observa que mediante el cálculo automático, el sistema TREMORS localiza el sismo en las coordenadas 16.5º S, 75.4º O; es decir, a una distancia epicentral de 16.9º ± 0.9º de la estación ELRO. El Momento sísmico estimado es de 7.2E+20 N.m. equivalente a una magnitud momento de 7.8Mw.

En este caso, el sistema TREMORS emitió una alerta de tsunami en base a que el sismo presentó un Mo de 7.2E+20 N.m, mayor al umbral establecido. Sin embargo, el responsable del servicio o asistencia del sistema TREMORS es quien debe verificar los parámetros proporcionados; de cumplirse debe extenderse la alerta a las personas e instituciones pertenecientes.

6.1.1.2 IDENTIFICACIÓN MANUAL DE LAS FASES

Identificación y pre-localización

Para el cálculo de los diferentes parámetros hipocentrales del sismo del 15 de Agosto del 2007, se realiza la identificación manual del tiempo de arribo de la fase P. Asimismo, a fin de obtener una pre-localización del evento se procede a calcular el acimut y el ángulo de incidencia a partir de la polarización horizontal y vertical de la onda P en una ventana de 40 s (Figura 6.7).

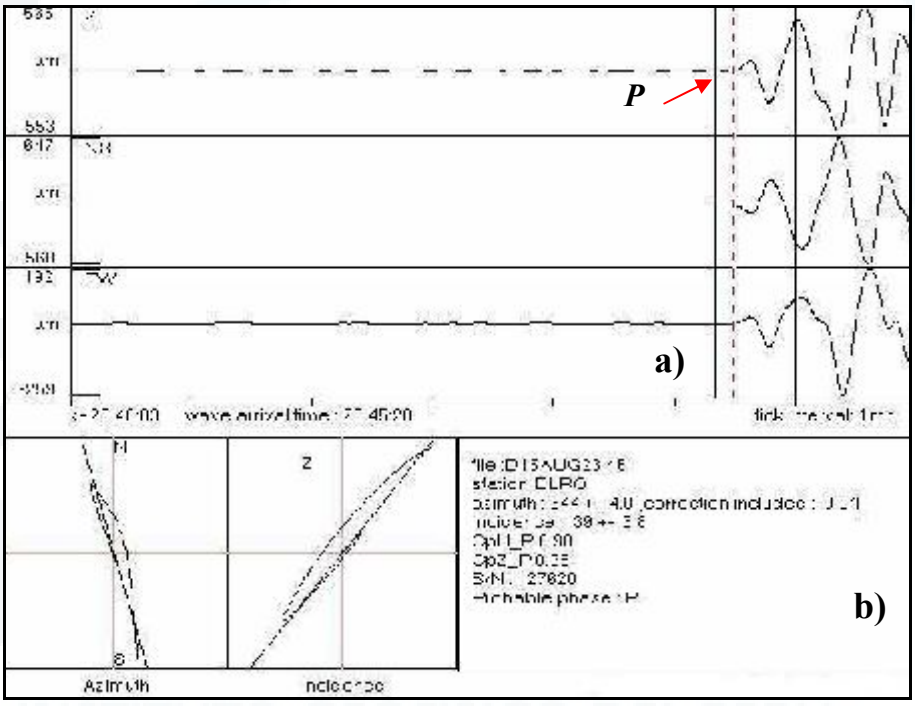


Figura 6.7: *a) Sismograma con sus tres componentes mostrando la identificación manual del tiempo de llegada de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia de la onda P.*

En la Figura 6.7*a*, se observa las tres componentes (N, E y Z) del registro del sismo del 15 de Agosto del 2007, donde se identifica manualmente el tiempo de arribo de la onda P (línea discontinua). Asimismo, en b) Se muestra la polarización horizontal y vertical de la onda P, calculada en una ventana de 40 s, observándose una semi-linealidad para ambos planos (CpH_P=0.98 y CpZ_P=0.98); por lo tanto es optimo en el

cálculo del acimut y ángulo de incidencia de la onda. Este resultado permite determinar un acimut de 344º ± 4º y un ángulo de incidencia para la onda P de 39º ± 3.8º.

Localización epicentral

El sistema TREMORS, localiza el epicentro en función a los tiempos de arribo de las ondas P y S identificadas manualmente.

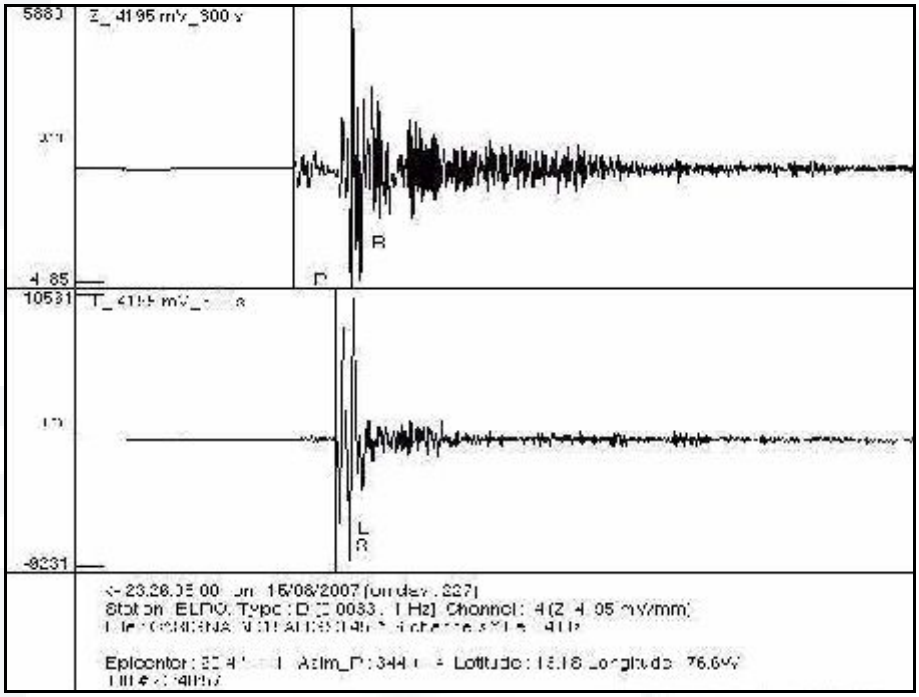


Figura 6.8: *Identificación de las fases P, S, R y L en los registros de la componente Vertical (Z) y Transversal (T) del sismo del 15 de Agosto del 2007.*

En la Figura 6.8, se observa el registro de la componente vertical y transversal donde se identifica manualmente los tiempos de arribo de las ondas S, R y L. De esta manera se obtiene una nueva localización del sismo del 15 de Agosto del 2007 situada en las coordenadas 13.1º N, 76.6º O; o sea, a una distancia epicentral de 20.4º ± 1º de la estación ELRO.

Estimación de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo)

La estimación del momento sísmico, se inicia con el cálculo de la magnitud manto para diferentes periodos entre 50 y 300 segundos de ondas Rayleigh y Love. Este cálculo es realizado por el sistema TREMORS en el dominio del tiempo y frecuencia.

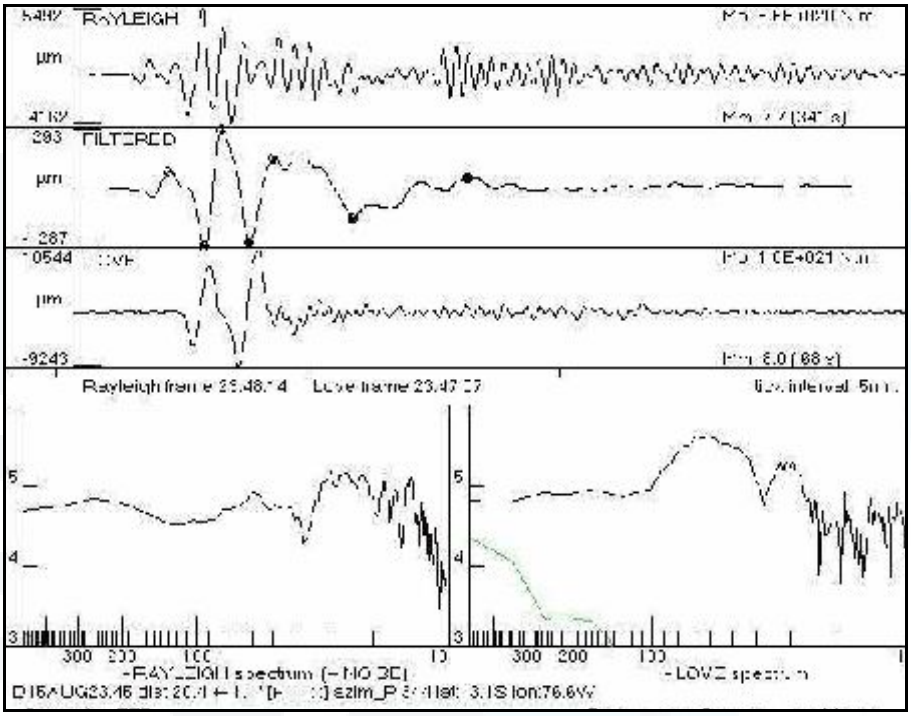


Figura 6.9: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia en una ventana de 128 s de ondas Rayleigh y Love: S*ismo del 15 de Agosto del 2007.

En la Figura 6.9, se observa el cálculo de la magnitud manto y momento sísmico. En la parte superior, se observa el registro de las ondas superficiales Rayleigh y Love, donde la primera es filtrada para eliminar los periodos cortos (<50 s) a fin de calcular la magnitud manto en el dominio del tiempo. En la parte inferior, se observa el espectro de amplitud de ambas ondas, en donde se calcula la magnitud manto en el dominio de frecuencia. De esta manera, mediante las ondas Rayleigh se obtiene la magnitud manto promedio (dominio del tiempo y frecuencia) es de 7.7Mm, a partir de la cual se calcula el momento sísmico de 5.6E+20 N.m. Mediante las ondas Love, la magnitud manto en el dominio de la frecuencia es de 8.0Mm, equivalente a un momento sísmico de 1.0E+20 N.m.

Parámetros finales

Finalmente, el sistema presenta los parámetros finales para la localización del sismo del 15 de Agosto del 2007 (Figura 6.10):

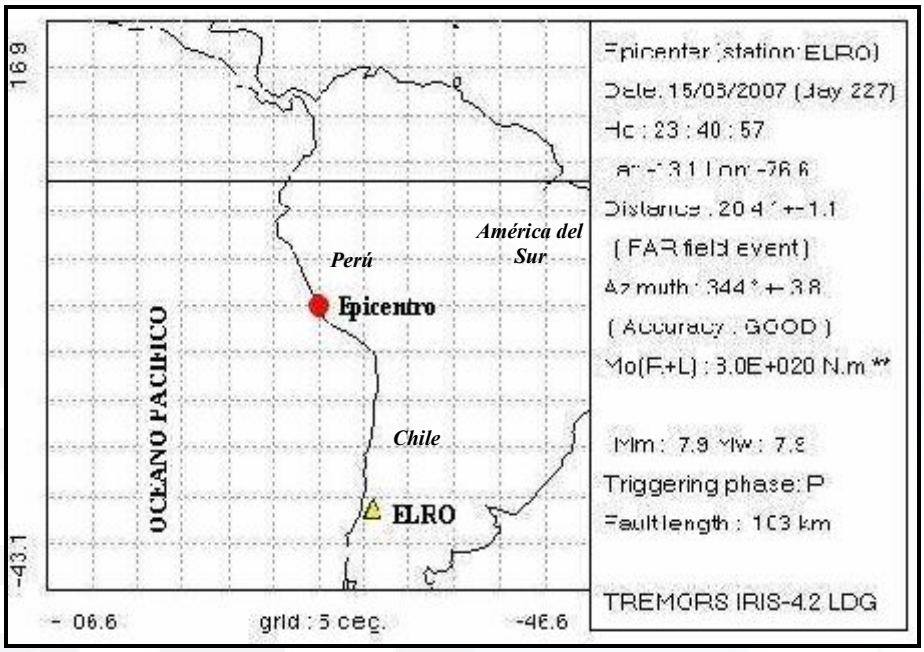


Figura 6.10: *Localización epicentral del sismo del 15 de Agosto del 2007 y valores finales de los parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS.*

En la Figura 6.10, se observa el epicentro final del sismo del 15 de Agosto del 2007 localizado en las coordenadas 13.1º S y 76.6º O; es decir, a una distancia epicentral de 24.4º ± 1.1º. La magnitud manto final es de 7.9Mm equivalente a un momento sísmico de 8.0E+20 N.m y a una magnitud de 7.9Mw.

En este caso, el sistema emitió una alerta de tsunami, teniendo en cuenta el momento sísmico; cuyo valor, supera al umbral establecido a nivel mundial para sismos potencialmente tsunamigénicos.

6.1.2 SISMO DEL 25 DE SETIEMBRE DEL 2005 – LAMAS

El 25 de Septiembre del 2005 a las 5h 55 m (hora local) ocurrió un evento sísmico con magnitud local de 7.0 ML con epicentro en las coordenadas 05.80° S, 76.20° O y con foco a una profundidad intermedia de 115 Km (Figura 6.11). Este sismo remeció la región Nororiental del Perú, generando daños de consideración en la ciudad de Lamas y poblaciones aledañas del departamento de San Martín; así como, en la ciudad de Chachapoyas y departamento de Amazonas. El sismo fue sentido en toda la región Norte y Centro del Perú (Tavera 2005).

Este sismo, por su localización y características de la fuente obviamente no fue generador de tsunami, dado que ocurrió en continente y a una profundidad mayor de 60 Km. Sin embargo, se toma en cuenta en el presente estudio, por ser uno de los eventos sísmicos con mayor magnitud generado en los últimos años en esta región y para evaluar el sistema TREMORS. El registro utilizado para este análisis corresponde a la estación Ñaña (NNA) perteneciente al sistema TREMORS de Perú.

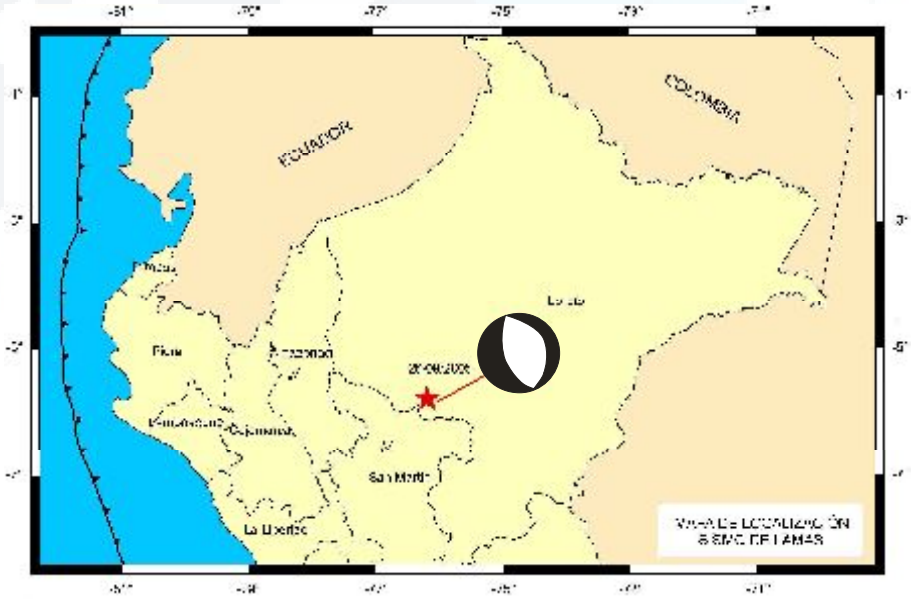


Figura 6.11: *Mapa de localización epicentral del sismo del 25 de Septiembre del 2005 Intensidades en MM y mecanismo de la fuente, correspondiente a procesos de deformación por extensión en el interior de la placa oceánica (Tavera, 2005).*

6.1.2.1 IDENTIFICACIÓN AUTOMÁTICA DE FASES

Para este sismo el sistema TREMORS identifica automáticamente y en tiempo real los tiempos de arribo de las ondas sísmicas a fin de estimar la localización epicentral y momento sísmico (Mo), proporcionando los siguientes resultados:

Identificación de fases y Pre-localización

El análisis automático que realiza el sistema TREMORS, se inicia con la identificación automática del tiempo de llegada de la onda P en la componente vertical (Z). A fin de realizar la Pre-localización y localización final, el algoritmo calcula el acimut y ángulo de incidencia de la onda utilizando la polarización propia de la onda P en sus tres componentes (horizontal, vertical y radial) proyectados en un plano (Figura 6.12).

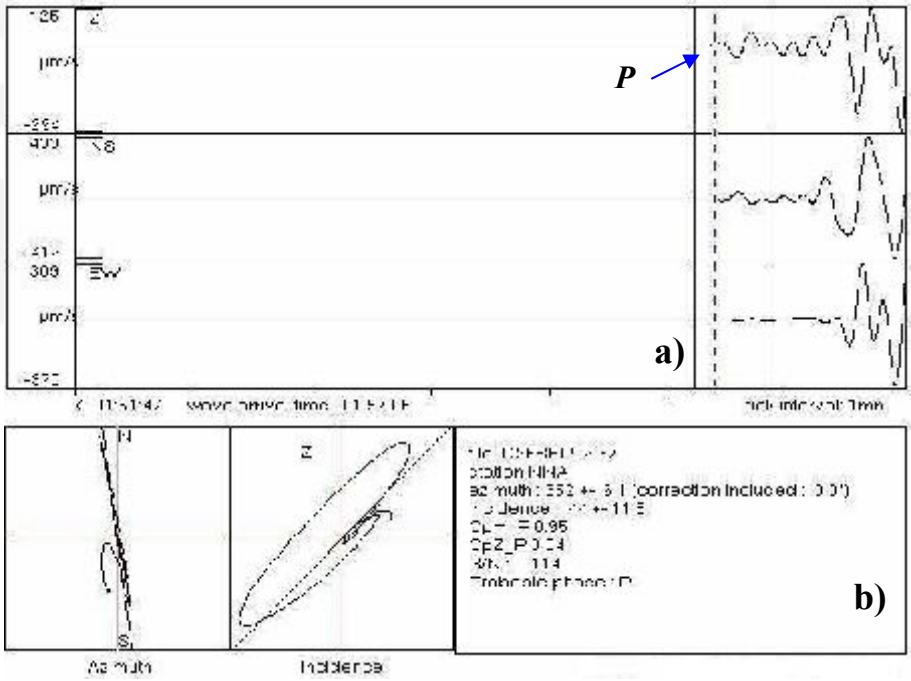


Figura 6.12: *a) Sismograma con sus tres componentes mostrando la identificación automática de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P y cálculo del acimut y ángulo de incidencia, para el sismo del 25 de Septiembre del 2005.*

En Figura 6.12 b, se observa los valores para polarización horizontal y vertical de la onda P calculada en una ventana de 40 segundos. Los resultados muestran una polarización casi lineal en el plano horizontal (CpH_P 0.95) y semi-elíptica en el plano vertical (CpZ_P=0.84). Así, mediante la polarización horizontal de la onda P (componentes EO y NS), el TREMORS determina un acimut de 352º ± 6.1º; asimismo, para la polarización vertical (componentes Z y R) determina un ángulo de incidencia de 44º ± 11.8º y a partir del cual identifica el tipo de fase detectada (P). Como se observa, los errores dependen de la resolución del ajuste de los valores de polarización en cada plano.

Localización epicentral

Para la localización epicentral, el algoritmo TREMORS realiza la identificación automática del tiempo de arribo de la onda S en la envolvente de la componente transversal, determinando la distancia epicentral a partir de la diferencia de tiempos de arribo Ts-Tp. Adicionalmente, identifica los tiempos de llegada de las ondas superficiales R y L para el cálculo posterior de la magnitud manto (Figura 6.13)

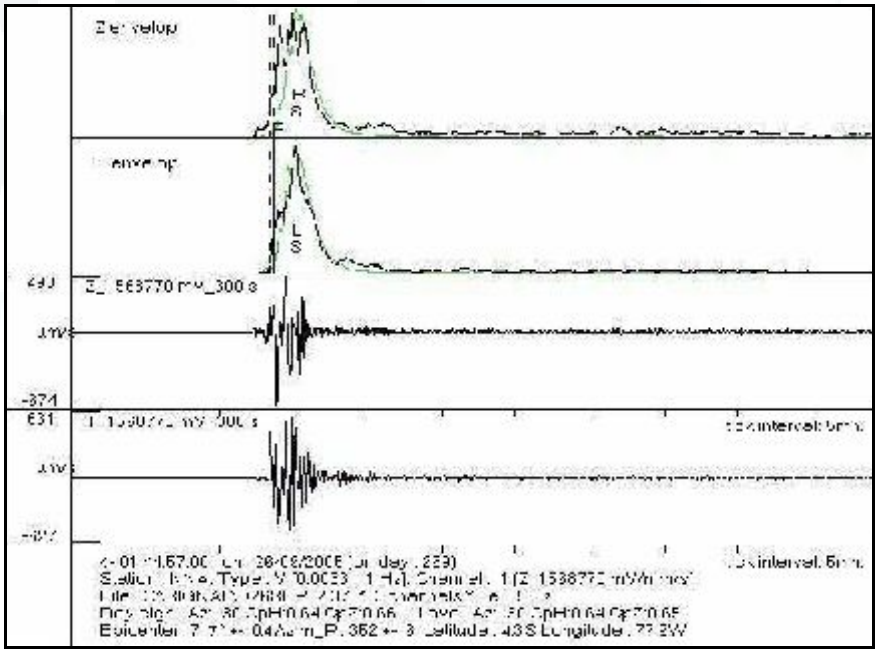


Figura 6.13: *Registro de las componentes Vertical (Z) y Transversal (T) del sismo del 25 de Septiembre del 2005.con sus respectivas envolventes de energía.*

De esta manera, la localización epicentral calculada automáticamente por el TREMORS esta en las siguientes coordenadas: 4.3º S, 77.9º O, y a una distancia epicentral de 7.7º de la estación NNA.

Estimación de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo)

El análisis comienza con el cálculo de la magnitud manto (Mm) para periodos y frecuencias variables de las ondas Rayleigh y Love detectadas anteriormente. Así, el momento sísmico a partir de las ondas Rayleigh es de 2.0E+20 N.m con una magnitud 7.3Mm. Para las ondas Love el momento sísmico es de 1.2E+20 N.m con una magnitud 7.1Mm (Figura 6.14).

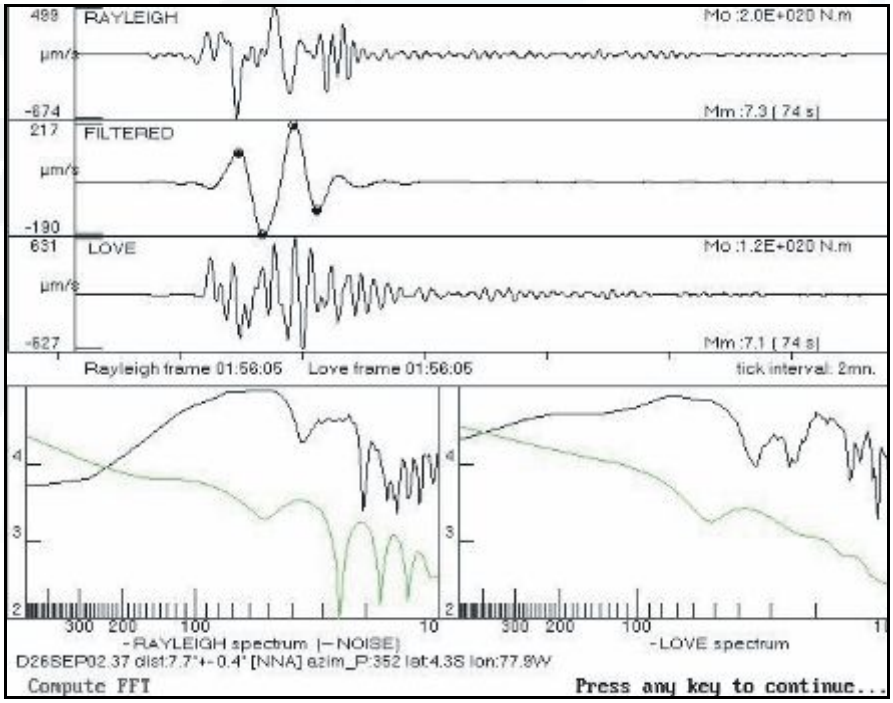


Figura 6.14*: Cálculo automático de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en una ventana de 128 segundos de ondas Rayleigh y Love en el dominio del tiempo y frecuencia: sismo del 25 de Septiembre del 2005.*

Resultados finales

Finalmente, el sistema TREMORS presenta un gráfico y resumen de los parámetros hipocentrales calculados para el sismo del 25 de Septiembre del 2005 (Figura 6.15).

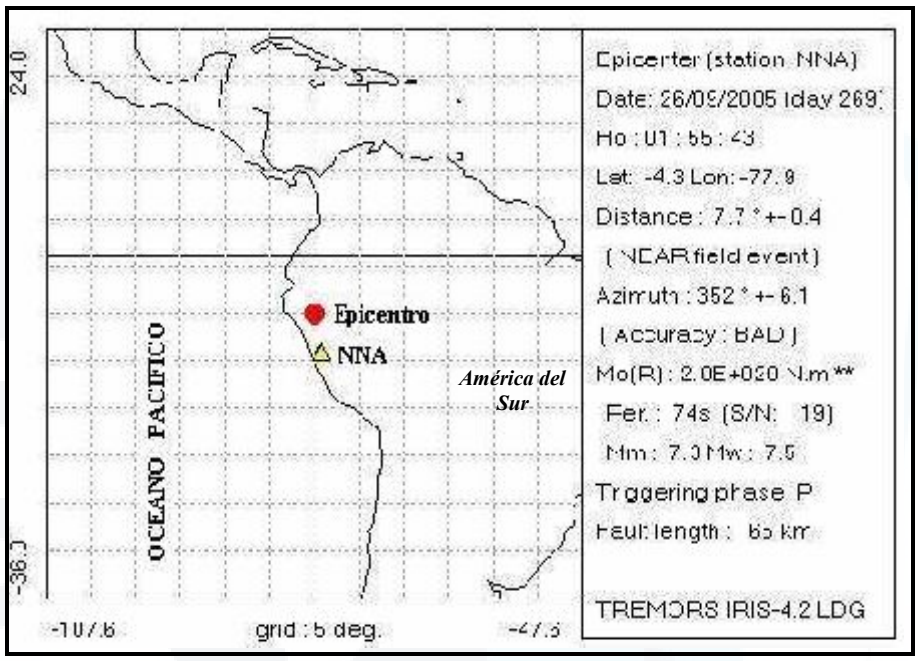


Figura 6.15: *Localización espacial y resumen de los parámetros sísmicos calculados automáticamente por el sistema TREMORS para el sismo del 25 de Septiembre del 2005.*

De acuerdo a la Figura 6.15, el sistema TREMORS localiza el epicentro del sismo del 25 de Septiembre del 2005 en las coordenadas 4.3º S, 77.9° O a una distancia epicentral de 7.7º ± 0.4º de la estación NNA. El momento sísmico final es de 2.0E+20 N.m, equivalente a una magnitud 7.5Mw.

En este caso, el sistema TREMORS emitió una alerta de tsunami en base a que el sismo presentó un Mo de 2.0E+20 N.m, mayor al umbral establecido. Sin embargo, en este caso, el responsable del sistema TREMORS desecha esta alerta, al verificar los parámetros proporcionados; cuyos valores indican una localización en continente.

6.1.2.2 IDENTIFICACIÓN MANUAL DE LAS FASES

Identificación y Pre-localización

Otra de las ventajas del sistema TREMORS es que permite realizar el análisis manual de la señal sísmica y así identificar los tiempos de arribo de las principales fases (P, S, R y L). Este procedimiento permitirá identificar posibles errores cometidos durante el proceso automático de localización (Figura 6.16).

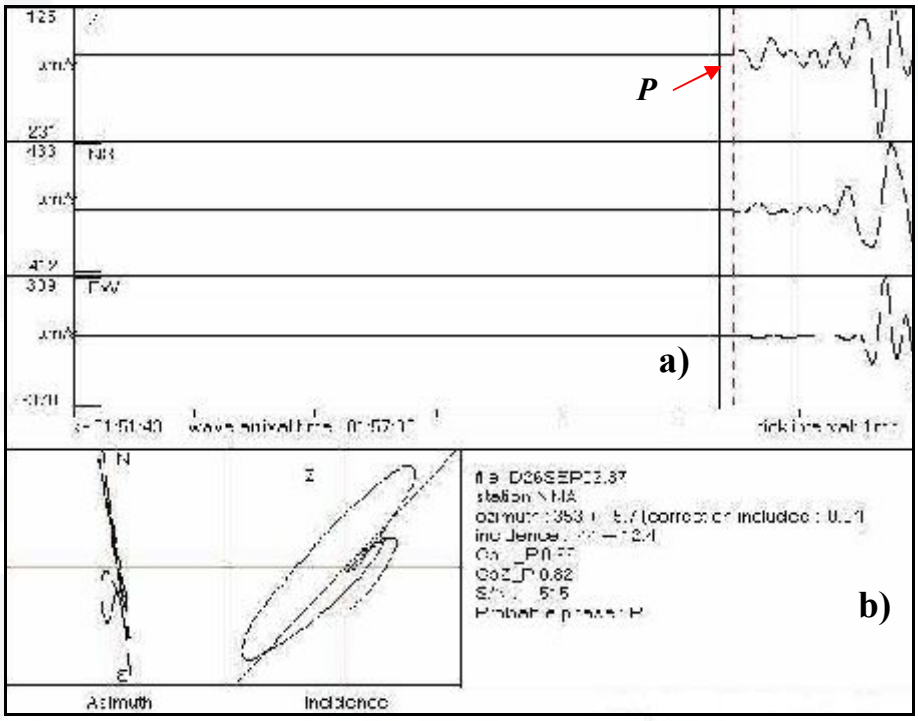


Figura 6.16: *a) Identificación manual de la fase P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda y cálculo del acimut y ángulo de incidencia para el sismo del 25 de Septiembre del 2005.*

La Figura 6.16*a*, muestra las tres componentes del registro del sismo correspondientes a una ventana de 40s, donde se identifica manualmente los tiempos de arribo de la onda P (línea discontinua). b) La polarización horizontal y vertical de la onda P, es semi-lineal y elíptica (CpH_P=0.96 y CpZ_P=0.82), siendo optimo para la determinación de la dirección del sismo. Mediante la polarización horizontal se determina un acimut de $353^{\circ} \pm 5.7^{\circ}$ y mediante la polarización vertical un ángulo de incidencia de $44^{\circ} \pm 12.4^{\circ}$. Este último parámetro presenta error mayor debido principalmente a la polarización del tipo elíptica.

Localización epicentral

Para la localización epicentral del sismo, se efectúa la identificación manual de los tiempos de arribo de las ondas P y S (Figura 6.17).

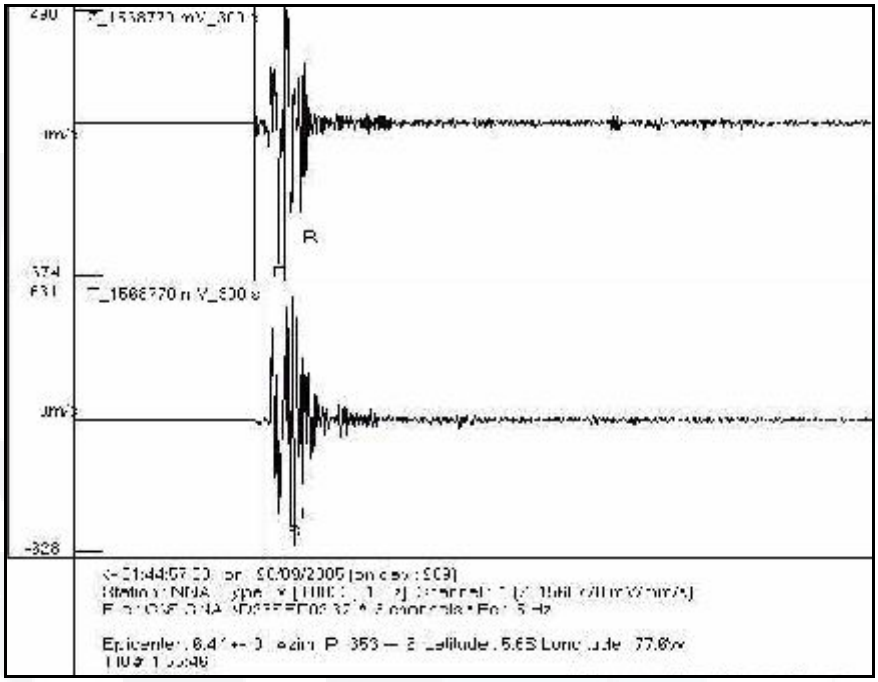


Figura 6.17: Identificación manual de las fases P, S, R y L en los registros de la componente Vertical (Z) y Transversal (T) del sismo del 25 de Septiembre del 2005.

La Figura 6.17 muestra el registro del sismo en la componente vertical y transversal en donde se identifica las fases P, S, R y L. Utilizando los tiempos de arribo de las ondas P y S, el epicentro del sismo del 25 de Septiembre de 2005 se localiza en las coordenadas 5.6º S, 77.6º O y a una distancia epicentral de $6.4º \pm 0º$, respecto a la estación NNA

Estimación de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo)

En la Figura 6.18, se observa las señales de las ondas Rayleigh en el dominio del tiempo, siendo la segunda filtrada a periodos largos, necesaria para el cálculo de la magnitud manto en el dominio del tiempo. En la parte inferior, se observa el registro de las ondas Love y Rayleigh en el dominio de la frecuencia, para el cálculo de la magnitud manto. El momento sísmico calculado a partir de las ondas Rayleigh es de 1.7E+20 N.m, correspondiente a una magnitud de 7.2Mm, y a partir de las ondas Love, de 1.0E+20 N.m, equivalente a una magnitud 7.0Mm.

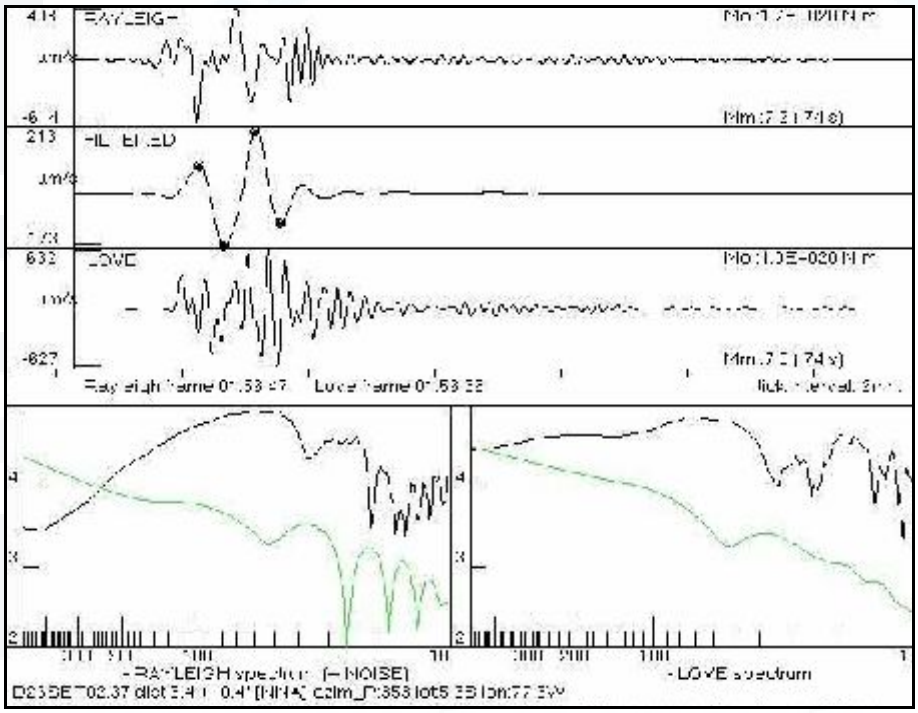


Figura 6.18: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia en una ventana de 128 s de ondas Rayleigh y Love. S*ismo del 25 de Septiembre del 2005.

Resultados finales

Finalmente, los parámetros hipocentrales para el sismo del 25 de Septiembre de 2005 se presentan en la Figura 6.19: El epicentro se localiza en las coordenadas 5.6º S, 77.6º O, a una distancia epicentral de $6.4º \pm 0.3º$ desde la estación NNA. El momento sísmico estimado es de 1.7E+20 N.m equivalente a una magnitud momento de 7.4Mw.

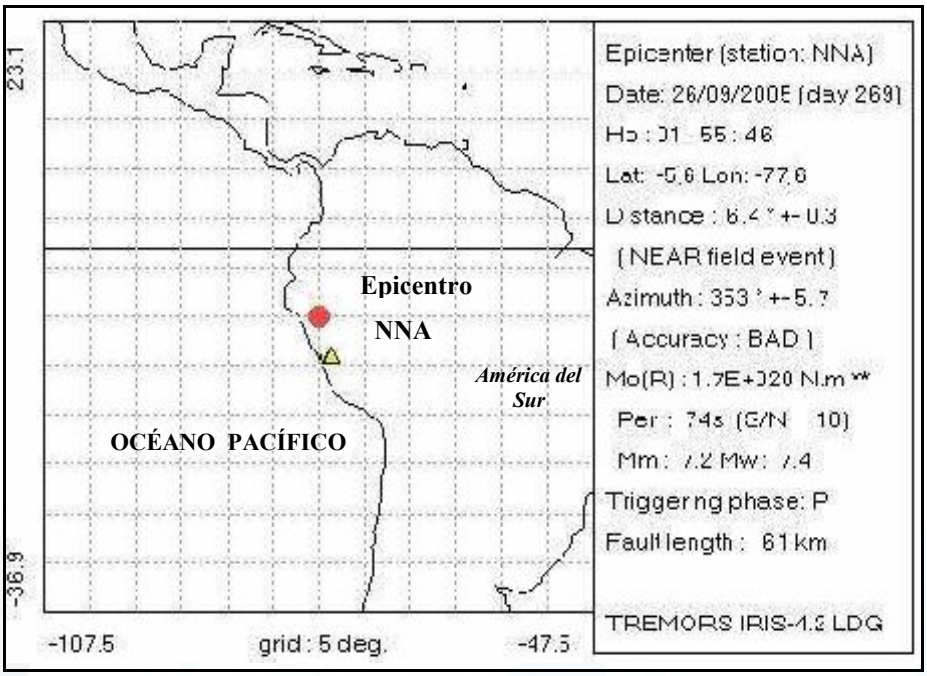


Figura 6.19: *Localización epicentral del sismo del 25 de Septiembre del 2005 y parámetros sísmicos calculados por el sistema TREMORS a partir de la identificación manual de las fases sísmicas.*

6.1.3 TSUNAMI DEL 21 DE FEBRERO DE 1996 - CHIMBOTE

El 21 de Febrero de 1996, a las 7h 51m (hora local) ocurrió un evento sísmico con magnitud 7.5 Mw, siendo localizado a 200 km de la ciudad de Chimbote en las coordenadas 9.87° S, 80.36° O y foco a una profundidad de 18 Km (Figura 6.20). La intensidad del sismo en la Escala Modificada de Mercalli (MM) alcanzó únicamente el grado III en la localidad de Chimbote, pasando desapercibido por las personas.

Este sismo es considerado como sismo tsunamigénico por tener un proceso lento de ruptura, foco superficial cerca de la zona de fosa de ahí que produjo intensidades menores. Según Tavera (2000) el sismo presenta un proceso complejo de ruptura con duración de 70 segundos llegando a presentar un momento sísmico de 8.7E+19 N.m y una magnitud momento de 7.5 Mw.

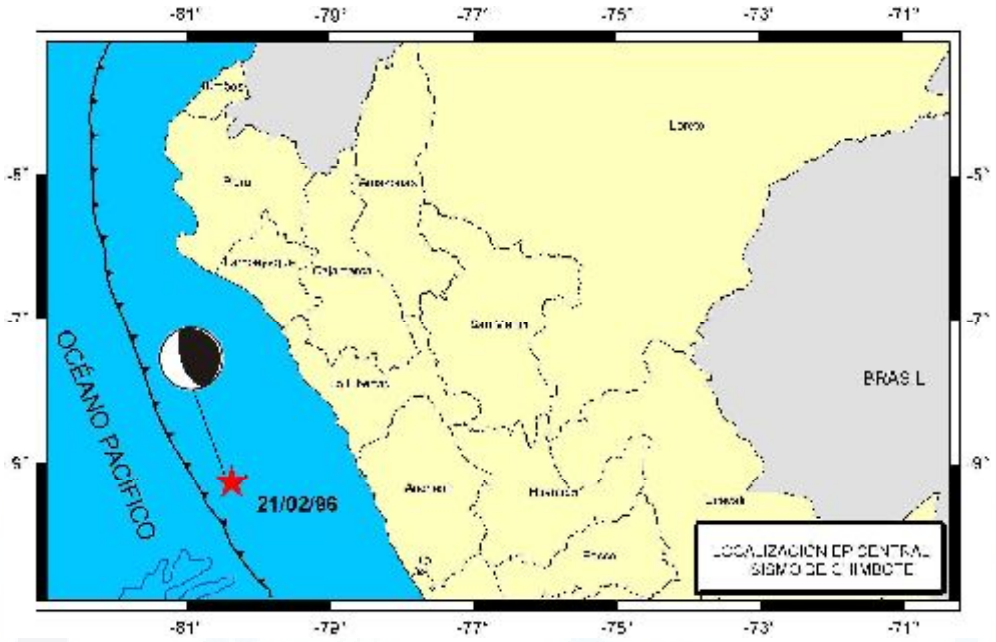


Figura 6.20: *Localización espacial del sismo del 21 de Febrero de 1996, generador de tsunami en Chimbote. El epicentro y el momento sísmico de tipo compresivo corresponden a Tavera (1998)*

Según reportes mareográficos emitido por la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de guerra del Perú, las primeras olas del tsunami llegaron a la costa peruana alrededor de una hora después de ocurrido el sismo, afectando la costa peruana desde Pacasmayo hasta el puerto del Callo en Lima.

El mayor impacto del tsunami ocurrió en la bahía de Chimbote y sus alrededores hacia el Norte y Sur. La ciudad de Chimbote afortunadamente fue protegida por las islas y elevaciones a lo largo de la entrada a la bahía de puerto. La inundación cubrió casi 800 m de muelle en su longitud hacia tierra. El máximo run - up alcanzado fue de 5.14 m en el puerto de Chimbote ubicada al norte de la bahía del mismo nombre. Hacia en norte el tsunami alcanzó un run-up del orden de 5 m en Coishco; hacia el sur, la distancia máxima de inundación fue en la bahía de Samanco alcanzando una distancia de 300 m tierra dentro; asimismo, en la playa La Caleta la salida del mar alcanzó 200 m de playa causando varios daños a pescadores, puestos artesanales y viviendas. Como consecuencia, los muelles fueron cerrados evacuando todo el personal. Este tsunami provocó la muerte de 12 personas, 54 heridos y causó daños en 37 viviendas (15 totalmente destruidas) y 25 barcos (2 destruidos).

6.1.3.1 IDENTIFICACIÓN AUTOMÁTICA Y MANUAL DE LAS FASES

El procedimiento para el cálculo automático y manual de los parámetros sísmicos y estimación de una alerta temprana de tsunamis, haciendo uso del sistema TREMORS es similar al seguido para los eventos sísmicos anteriores, de tal forma que los resultados, son presentados en el ***Anexo I*** y corresponden a los registros de la estación ELRO.

6.1.4 TSUNAMI DEL 12 DE NOVIEMBRE DE 1996 – NAZCA

El 12 de Noviembre de 1996, ocurrió un sismo de magnitud 7.7 Mw, con epicentro localizado al Sur de la región Central del Perú en las coordenadas 15.30° S y 76.04° O y foco a una profundidad de 14 Km. El momento sísmico escalar calculado para este evento fue de 4.4E+20 N.m (Tavera et al, 1998) y una área de ruptura de 13 000 km^2 (Figura 6.21).



Figura 6.21*: Mapa de localización epicentral del sismo del 12 de Noviembre de 1996 (estrella), según el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y mecanismo focal de tipo inverso según Tavera (1997).*

Según la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú, las mareas frente a las costas de Perú son del tipo semidiurno; es decir, que durante el día se registran dos pleamares y dos bajamares, siendo los valore del nivel medio del mar del orden de 1.5-2.5 m. Tal es así, que después de este sismo, se produjo un tsunami de menor magnitud debido principalmente a que ocurrió durante la bajamar.

Las estaciones mareográficas ubicadas en el norte del Perú (Talara, Paita, Chimbote) registraron las mayores alturas; mientras que, la estación mareográfica de San Juan, localizada frente al departamento de Ica registró un pequeño tsunami con desviaciones del nivel medio del mar del orden de 1.80 m. Testimonios de los pescadores del puerto reportaron que el mar se retiró de 50 a 100 m bajando su nivel medio tanto que muchas lanchas que estuvieron cercanas a la orilla del mar perdieron su soporte quedando estancadas sobre la arena del fondo marino.

6.1.4.1 IDENTIFICACIÓN AUTOMÁTICA Y MANUAL DE LAS FASES

Los parámetros sísmicos calculados por el sistema TREMORS a partir de la identificación automática y manual de las fases registradas en la estación NNA, son presentados en el ***Anexo I***.

6.1.5 SISMO DEL 20 DE DICIEMBRE DEL 2000 – CHILE

El 20 de Diciembre del 2000, a las 11h 23m 54.1s (hora UTM), se produjo un sismo de magnitud 6.2Mw con epicentro localizado por el NEIC fuera de la costa central de Chile, en las coordenada 39.008° S, 74.662° O y a una profundidad de 11 Km (Figura 6.22).

Este sismo, por tener una magnitud inferior al característico de sismos generadores de tsunamis, no generó tsunami. Sin embargo, se evalúa el cálculo de sus parámetros hipocentrales con el sistema TREMORS debido a que los eventos sísmicos con epicentro en la costa de Chile son altamente potenciales a nivel mundial y al encontrase cerca de la costa de Perú resultan ser de peligro

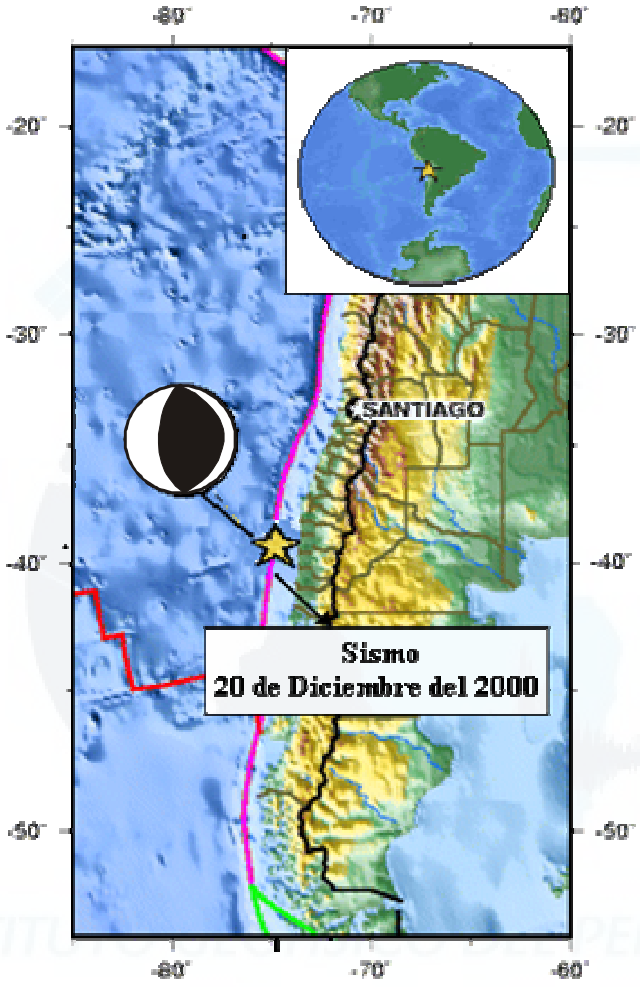


Figura 6.22: *Localización espacial del sismo del 20 de Diciembre del 2000, costa Central de Chile.*

6.1.5.1 IDENTIFICACIÓN AUTOMÁTICA Y MANUAL DE LAS FASES

Los parámetros sísmicos calculados por el sistema TREMORS de manera automática y manual se presentan en el ***Anexo I.***

6.1.6 SISMO DEL 14 DE NOVIEMBRE DEL 2007 – CHILE

El 14 de Noviembre del 2007 a las 12h 40m 50s (hora local), se produjo un sismo de magnitud 7.7 Mw en Chile, estando su epicentro localizado a 35 Km al SSE de Tocopilla (Chile) en las coordenada 22.204° S, 69.869° O y foco a una profundidad de 40 Km (Figura 6.23). La intensidad máxima alcanzada en la escala de Mercalli Modificada fue de VII en Tocopilla y VI en Antofagasta (Astroza et al., 2007)

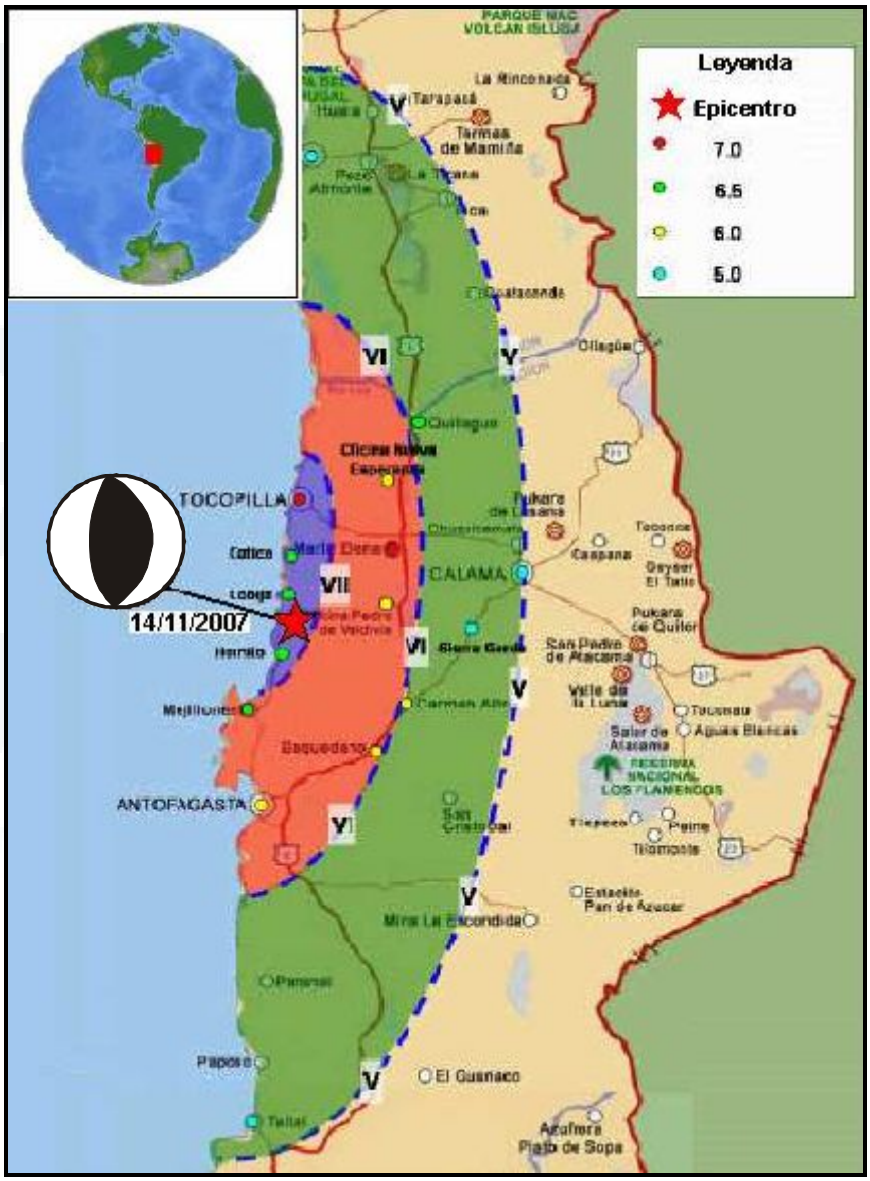


***Figura 6.23**: Localización espacial del sismo del 14 de Noviembre del 2007 localizado a 35 Km al SSE de Tocopilla con las intensidades máximas alcanzadas (Astroza et al., 2007) y su mecanismo focal de tipo inverso (NEIC).*

Tras este sismo, en algunos sectores las personas corrieron hacia cerros y zonas de mayor altura a fin de refugiarse en caso de un tsunami; sin embargo, la ocurrencia de este peligro fue descartada por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA). En general, estaciones mareográficas localizadas frente a la costa de Chile registraron alturas máximas del orden de 28 cm frente a Arica y 14 cm frente a Antofagasta (Tabla 6.2). Utilizando estos datos, la NOAA generó un modelo de propagación y altura de las olas alcanzadas por el tsunami. (Figura 6.24). Según este modelo, en el Sur del Perú se habría registrado pequeñas variaciones de alrededor de 1.5 cm; mientras que, para el Norte y Centro no se observa variación, el mismo que es coherente con el registro mareográfico del Callao.

Tabla 6.2: *Altura de las olas registradas en las estaciones maregráficas del Centro de Alerta de tsunamis del Pacífico y de Chile.*

Estaciones	Altura (Cm)	Tiempo Observado (UTC)	Tiempo Calculado (UTC)
Antofagasta	14	1552	1611
Iquique	13	1617	1617
DART 32401 (Chile)	2	1615	1626
Arica	28	1638	1638
DART 32412 (Chile)	1	1751	-
Hilo (Hawaii)	8	550	539

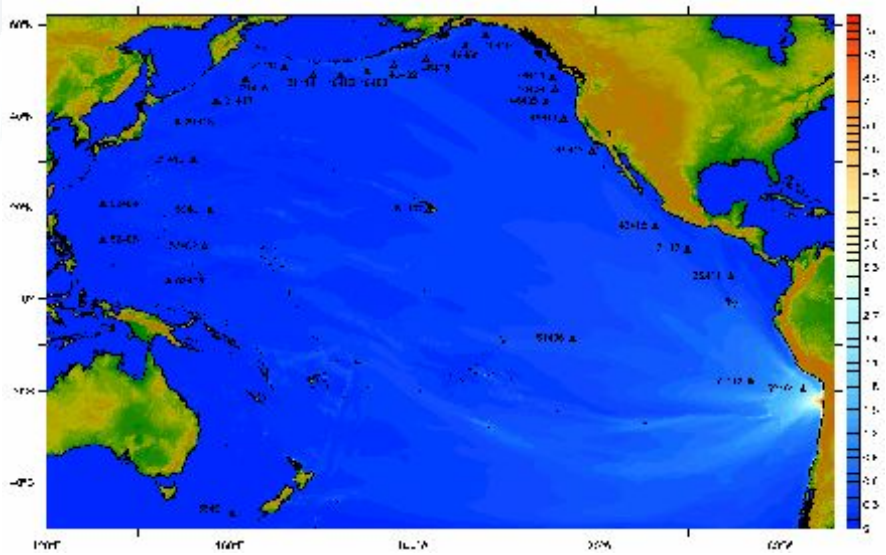


Figura 6.24: *Simulación de la máxima altura alcanzada por el tsunami del 14 de Noviembre del 2007 (Yushiro y Kenji Satake, 2007).*

6.1.6.1 IDENTIFICACIÓN AUTOMÁTICA Y MANUAL DE LAS FASES

Los parámetros sísmicos calculados por el sistema TREMORS de manera automática y manual se presentan en el ***Anexo I***.

6.2 EVENTOS TELESÍSMICOS

Para evaluar la operatividad del sistema TREMORS registrando sismos de campo lejano, se considera 4 eventos con epicentros ubicados en distintos lugares del océano Pacífico (Figura 6.25). De estos sismos, 2 presentan magnitudes mayores a 7.7Mw generando tsunamis de tipo local como los ocurridos en Tonga (03/05/06) e Indonesia (17/07/06) y los otros 2, con magnitudes menores a 7.5Mw y epicentros frente a las costas de México que no produjeron tsunami (Tabla 6.3).

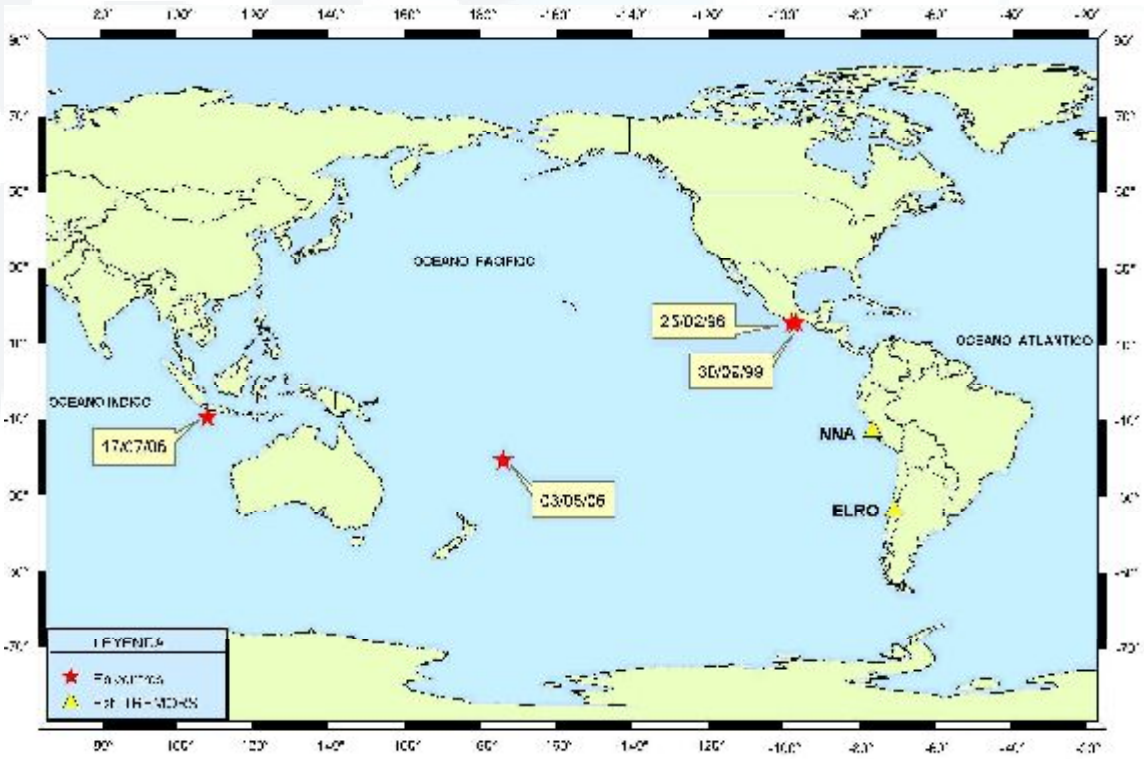


Figura 6.25: *Distribución espacial de los eventos telesísmicos utilizados en el presente estudio.*

Tabla 6.3: Eventos sísmicos de campo lejano utilizados en el presente estudio.

			EPICENTRO			
Fecha	Región	Estación	Distancia (°)	Acimut (°)	Mw	Mo (E+20 N.m)
25/02/96	México	ELRO	40.53	-	7.1	-
30/09/99	México	NNA	34.22	144	7.5	1.5
03/05/06	Tonga	NNA	92.62	104	8.0	8.5
17/07/06	Indonesia	NNA	158.50	169	7.7	8.1

6.2.1 SISMO DEL 25 DE FEBRERO DE 1996 (MEXICO)

El 25 de Febrero de 1996, a las 03h 08m 15.8 s (hora UTM), ocurrió un evento sísmico de magnitud 7.1Mw, con epicentro frente a la costa de la ciudad de Guerrero (México), en las coordenadas de 15.978° N, 98.070° O y con foco ubicado a una profundidad de 21 Km (Figura 6.26).

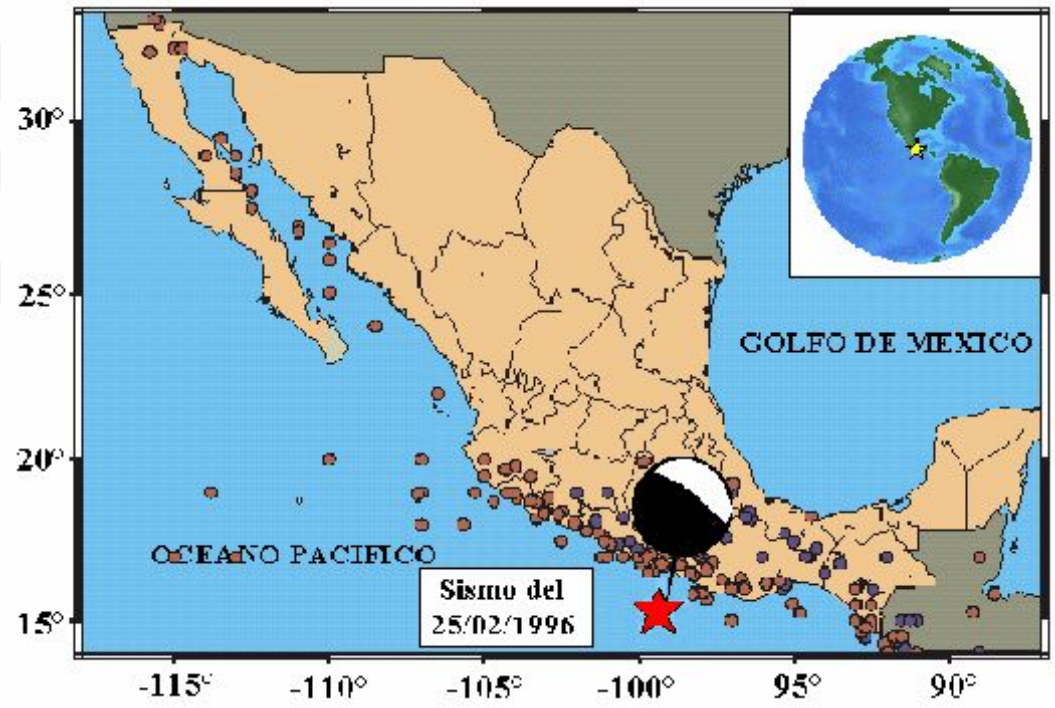


***Figura 6.26**: Localización epicentral del sismo ocurrido el 25 de Febrero de 1996 con su respectivo mecanismo focal de tipo inverso (NEIC).*

Este evento sísmico fue registrado por la estación sísmica ELRO perteneciente al sistema TREMORS de Chile, la cual es utilizada para la evaluación de la alerta de tsunamis en el Perú.

6.2.1.1 IDENTIFICACIÓN AUTOMÁTICA DE LAS FASES

Identificación de la onda P y Pre-localización

Ocurrido el sismo, el sistema TREMORS inició la detección e identificación automática de la onda P en la componente vertical (Z) y luego el sistema realiza una pre-localización usando únicamente el acimut y el ángulo de incidencia de la onda en razón que esta directamente relacionado con la distancia epicentral.

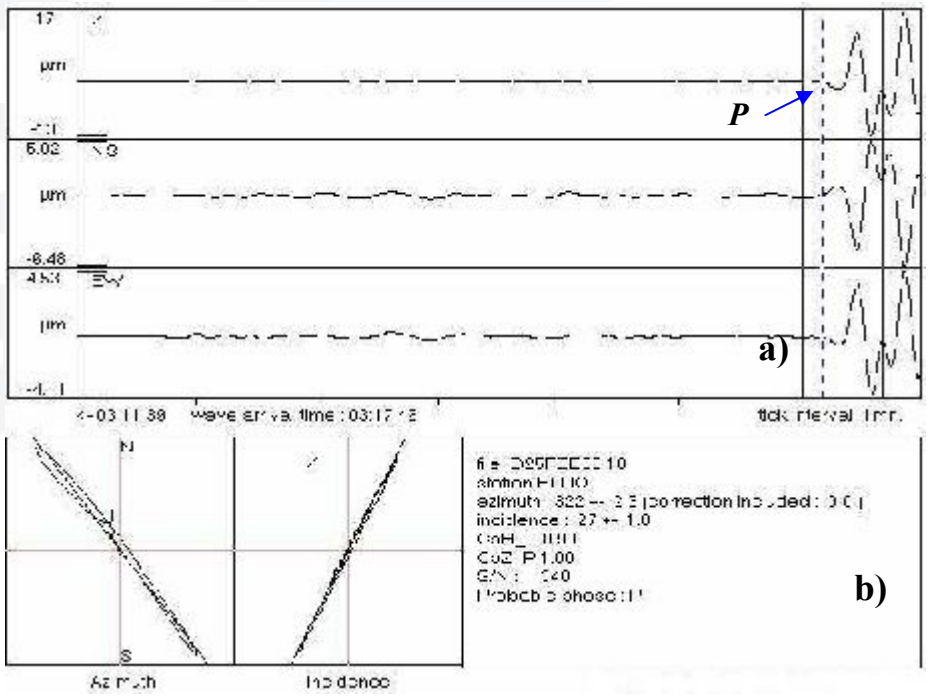


Figura 6.27: *a) Sismograma de tres componentes mostrando la identificación automática de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P y cálculo del acimut y ángulo de incidencia para el sismo del 25 de Febrero de 1996.*

En la Figura 6.27a, se observa el registro del sismo de México en sus tres componentes (N, E y Z) donde el sistema identifica automáticamente el tiempo de

arribo de la onda P registrado por la estación TREMORS de Chile (ELRO). En la parte inferior se observa la polarización horizontal y vertical de la onda P calculada en una ventana de 40 segundos. Se observa que la polarización es lineal en ambos planos (CpH_P=0.99 y CpZ_P=1.0); por lo tanto, indica una dirección bien definida para el sismo y por ende una buena precisión en el cálculo del acimut. Así, se obtiene valores para el acimut de 322º +/- 2.3° y para el ángulo de incidencia de 27º +/-1º.

Localización Epicentral

Para realizar la localización final, el algoritmo TREMORS realiza la identificación automática del tiempo de arribo de la onda S en la envolvente de la componente Transversal, además de determinar la distancia epicentral a partir de la diferencia de tiempos de arribo de las ondas P y S. Adicionalmente, determina el arribo de las ondas superficiales R y L para el posterior calculo de la magnitud manto (Figura 6.28).

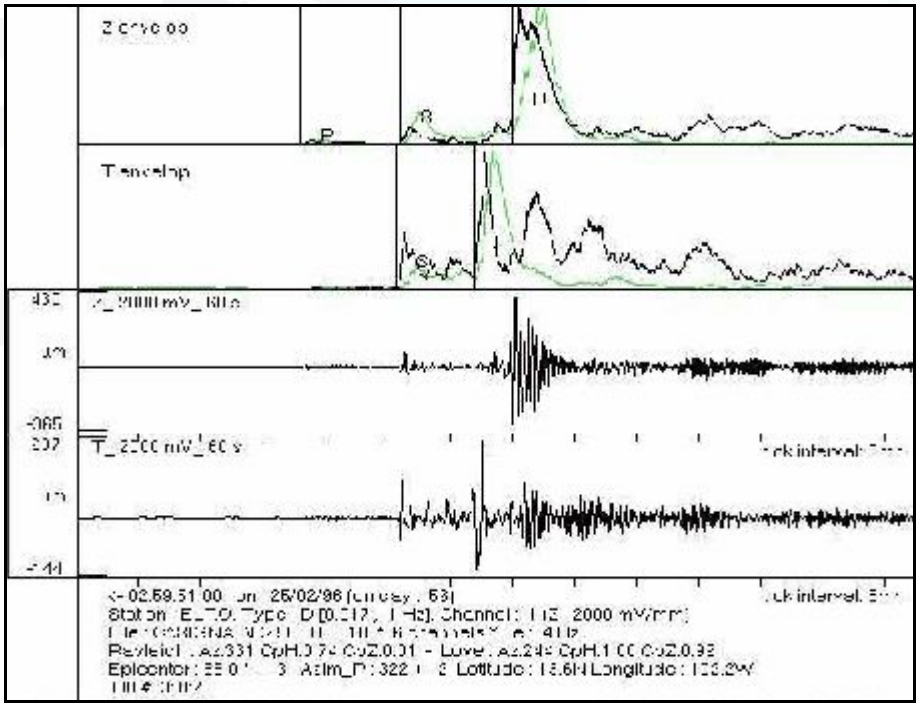


Figura 6.28: *Registro de las componentes Vertical (Z) y Transversal (T) con sus respectivas envolventes de energía del sismo del 25 de Febrero de 1996.*

La localización realizada por el algoritmo TREMORS de manera automática permite ubicar el sismo en las coordenadas 13.6º N, 102.2º O; es decir, a una distancia epicentral de 55.0º+/-3º de la estación ELRO-Chile.

Estimación de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo)

El análisis comienza con el cálculo de la magnitud manto (Mm) para cada periodo variable de las ondas Rayleigh y Love en el dominio del tiempo y frecuencia.

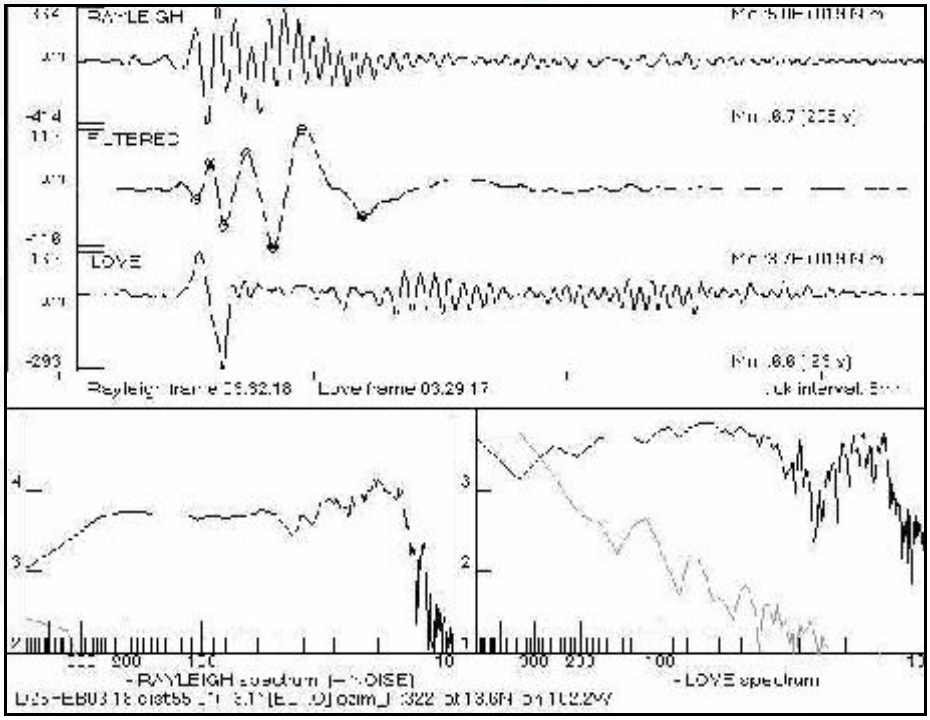


Figura 6.29: *Cálculo automático de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en una ventana de 128 s de ondas Rayleigh y Love, en el dominio del tiempo y frecuencia, para el sismo 25 de Febrero de 1996.*

En la Figura 6.29, se observa tres ventanas de tiempo (128 segundos) y dos de frecuencia. Las dos primeras corresponden a las ondas Rayleigh, siendo la segunda filtrada para periodos mayores a 50 s a fin de calcular la magnitud manto en el dominio del tiempo. La tercera ventana corresponde al registro de las ondas love. En la parte inferior, se observa los registros de las ondas Rayleigh y Love llevadas al dominio de la

frecuencia previo cálculo de FFT a fin de calcular Mm y Mo. Así, el momento sísmico obtenido a partir de las ondas Rayleigh es de 5.5E+19 N.m, equivalente a una magnitud manto de 6.7 Mm. Para las ondas Love el momento sísmico es de 3.7E+19 N.m y corresponde a 6.6Mm.

Resultados finales

Finalmente, el sistema TREMORS presenta los parámetros sísmicos calculados para el sismo del 25 de Febrero de 1996.

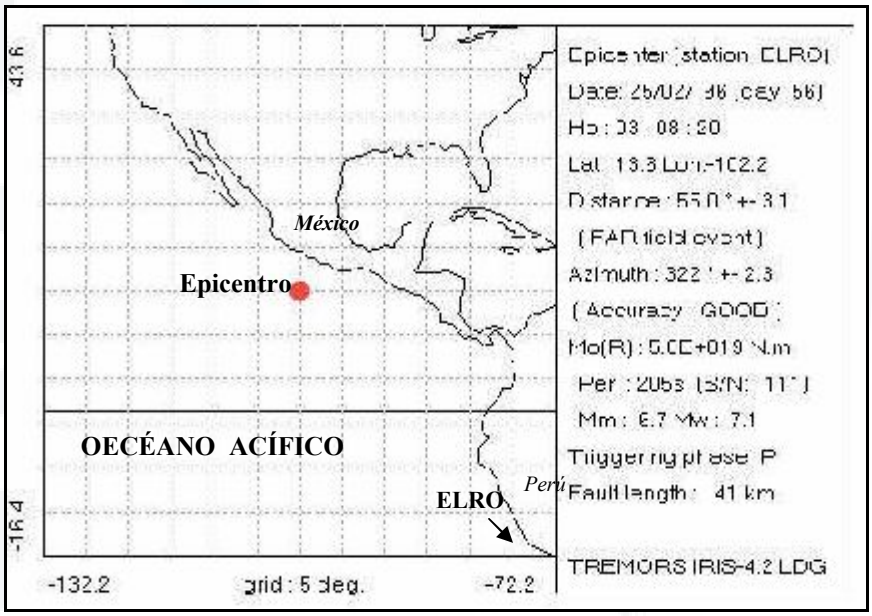


Figura 6.30: *Localización espacial y resumen de los parámetros sísmicos calculados automáticamente por el sistema TREMORS para el sismo del 25 de Febrero de 1996.*

En la Figura 6.30, se observa la localización espacial del sismo del 25 de Febrero de 1996 determinada automáticamente por el algoritmo TREMORS: coordenadas 13.6º N, 102.2º O; es decir, a una distancia de 55º+/-3.1º de la estación ELRO-Chile y con momento sísmico de 5.0E+19 N.m equivalente a una magnitud de 7.1Mw.

6.2.1.2 IDENTIFICACIÓN MANUAL DE LAS FASES

Identificación y pre-localización

Se inicia con la identificación manual del tiempo de arribo de la onda P en la componente vertical Z para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia a partir de la polarización propia de la onda P en el plano horizontal y vertical.

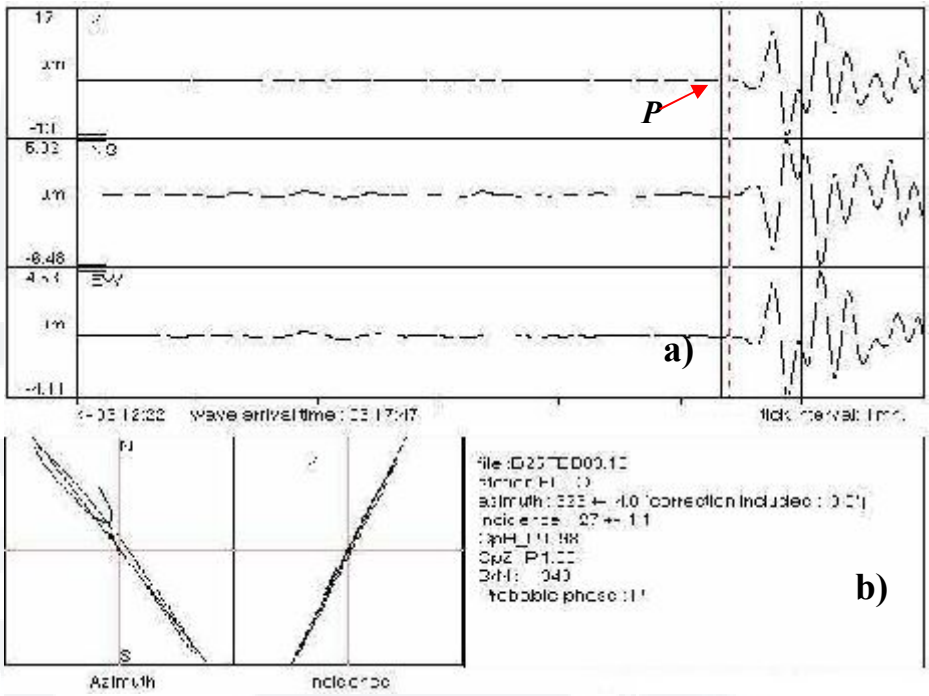


Figura 6.31: *a) Sismograma de tres componentes mostrando la identificación manual de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P y cálculo del acimut y ángulo de incidencia, para el sismo del 25 de Febrero de 1996.*

En la Figura 6.31 se presenta el registro en sus tres componentes para el sismo del 25 de Febrero de 1996, en la cual se indica con una flecha el tiempo de arribo de la onda P dentro de una ventana de 40 s. En la parte inferior, se observa que la polarización de la onda P es semi-lineal y lineal en el plano horizontal y vertical respectivamente (CpH_P=0.98 y CpZ_P=1.00). De esta manera, el acimut calculado a partir de la polarización horizontal es 323º +/-4º y el ángulo de incidencia calculado a partir de la polarización vertical de 27º+/-1.1°.

Localización

La localización epicentral final del evento se realiza utilizando los tiempos de arribo de las ondas P y S identificados manualmente (Figura 6.32).

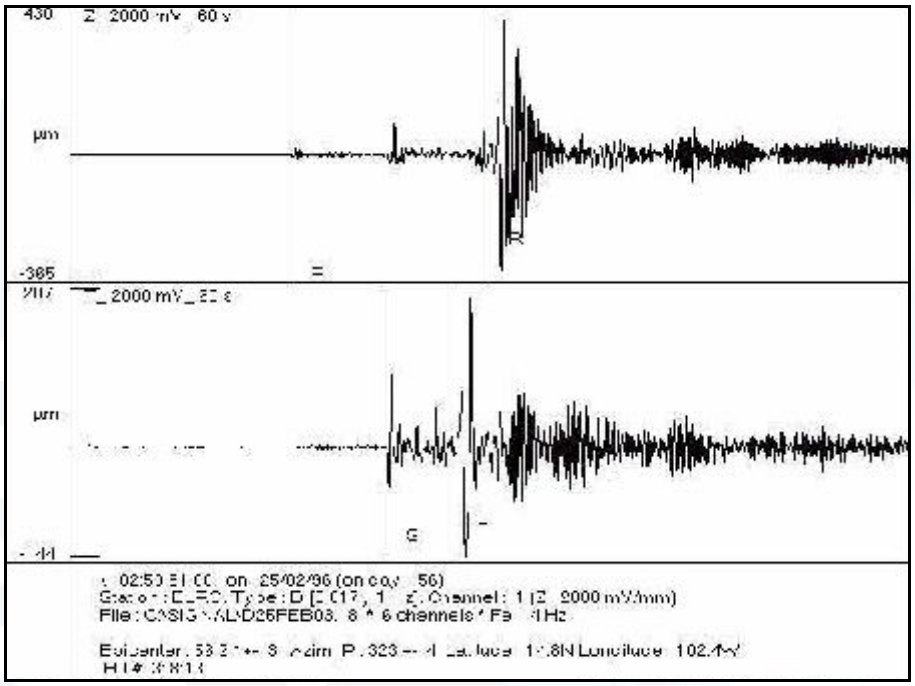


Figura 6.32: *Identificación manual de las fases P, S, R y L en los registros de la componente Vertical (Z) y Transversal (T) para el sismo del 25 de Febrero de 1996.*

En la Figura 6.32, parte superior, se presenta el registro de la componte vertical (Z), en donde se realiza la identificación manual de las ondas P y R; así mismo, en la parte inferior se observa la componente transversal (T) en la cual se identifica los tipos de arribo de las ondas S y L. Así, el algoritmo localiza el sismo del 25 de Febrero de 1996 en las coordenadas 14.8º N, 102.4ºO; es decir a una distancia epicentral de 56.2º +-3º de la estación ELRO-Chile.

Estimación de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo)

El algoritmo TREMORS calcula la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia para cada periodo variable de las ondas Rayleigh y Love (50 a 300 s) identificadas manualmente.

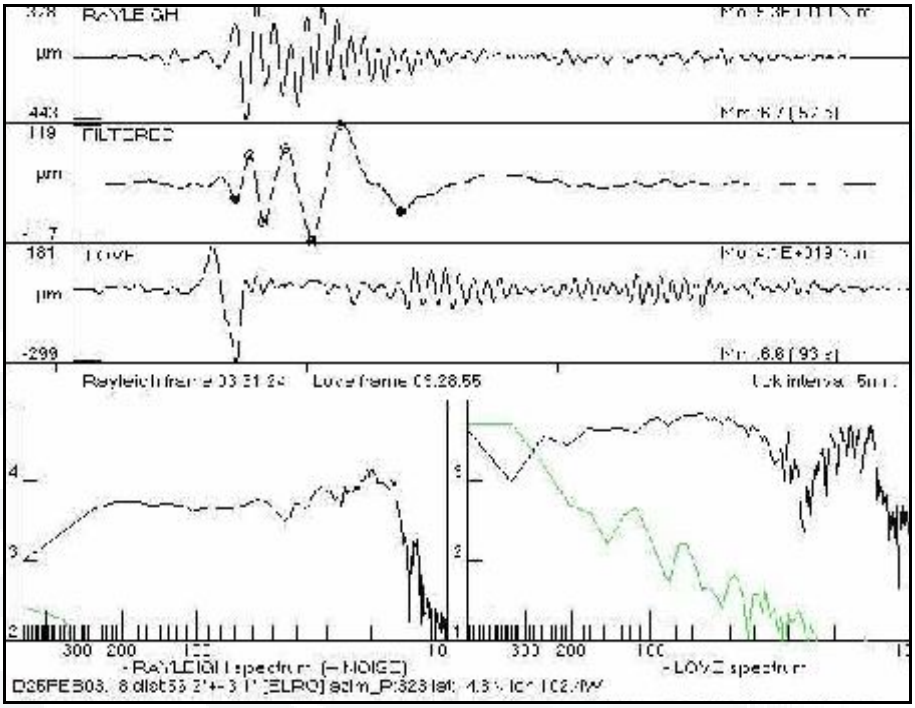


Figura 6.33: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia en una ventana de 128 s de ondas Rayleigh y Love. S*ismo del 25 de Febrero de 1996.

En la parte superior de la Figura 6.33, se observa tres ventanas de tiempo correspondientes al registro de las ondas Rayleigh y Love, siendo la primera filtrada para eliminar periodos cortos (<50 s) necesario para el cálculo de la magnitud manto a partir de las ondas Rayleigh en el dominio del tiempo. En la parte inferior, se observa el registro de las ondas Rayleigh y Love llevadas al dominio de frecuencias previo cálculo del FFT a fin de calcular la magnitud manto para ambas ondas en función del periodo. De esta manera, la magnitud manto obtenido a partir de las ondas Rayleigh es de 6.7Mm y para las ondas Love de 6.6Mm. Finalmente, el momento sísmico obtenido a

parir de la magnitud manto para las ondas Rayleigh es de 5.3E+19 N.m y para las ondas Love de 4.1E+19 N.m.

Resultados finales

Finalmente, el sistema presenta el gráfico de localización epicentral para el sismo con sus respectivos parámetros resumidos en la Figura 6.34.

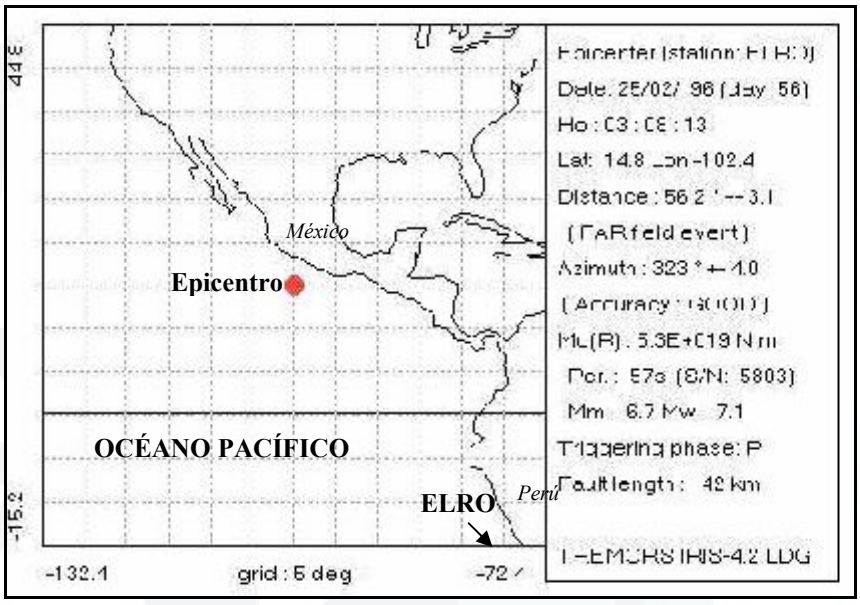


Figura 6.34: *Localización epicentral del sismo del 25 de Febrero de 1996 y valores finales de los parámetros sísmicos calculados por el sistema TREMORS a partir de la identificación manual de las fases sísmicas.*

Los resultados en la Figura 6.34 indican que el epicentro del sismo del 25 de Febrero de 1996, se localiza en las coordenadas 14.8° N, 102.4° O; o sea, a una distancia epicentral de 56.2 +-3.1º de la estación ELRO. El momento sísmico estimado a partir de una magnitud manto de 6.7 es de 5.3E+19 N.m equivalente a una magnitud 7.1 Mw.

6.2.2 SISMO DEL 30 DE SEPTIEMBRE DE 1999 – MÉXICO

El 30 de Septiembre de 1999, a las 16h 31m 15s (UTC) se produjo un sismo de gran magnitud en la región de Oaxaca (México), siendo su epicentro en las coordenadas

16.05° N y 96.93° O y foco sísmico a una profundidad de 61 Km (NEIC). Este sismo tuvo una magnitud de 7.5 Mw (Figura 6.35). Las intensidades máximas alcanzadas fueron de VIII en Juiquila, VII en Oaxaca y Acapulco y V en México y Puebla.

Los efectos de este sismo se localizaron principalmente en poblaciones de la región Centro y Sur del país, en los estados de Oaxaca, Guerrero, Chiapas, Tabasco, Morelos, Puebla, Veracruz y Tlaxcala. Según informes, el sismo dejó como consecuencia la muerte de 35 personas y más de 400 heridos, así como, cuantiosas pérdidas materiales entre ellas 300 casas destruidas en su totalidad y 2800 parcialmente.

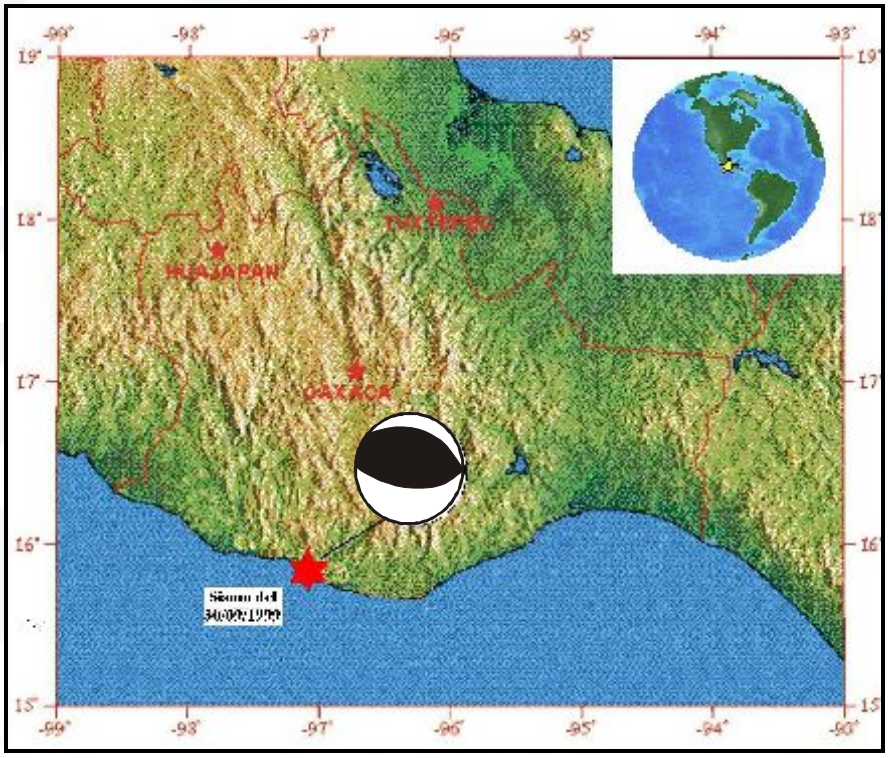


Figura 6.35: *Localización espacial del sismo del 30 de Septiembre de 1999 y su mecanismo focal de tipo inverso reportado por el NEIC.*

6.2.2.1 IDENTIFICACIÓN AUTOMÁTICA Y MANUAL DE LAS FASES

Los parámetros sísmicos calculados por el sistema TREMORS a partir de la identificación automática y manual de las fases P, S, R y L son presentados en el ***Anexo I***.

6.2.3 SISMO DEL 03 DE MAYO DEL 2006 - TONGA

El 3 de Mayo del 2006 a las 15:26:39 (UTC) se produjo un sismo de magnitud 7.9 Mw con epicentro localizado a 160 Km al NE de NUKU'ALOFA-TONGA (20.130° S, 174.164° O) y foco a una profundidad de 55 Km (Figura 6.36). Pese a su alta magnitud, éste sismo no provocó víctimas fatales o daños materiales de consideración.

Por otro lado, tras este sismo la Administración Nacional Atmosférica y Oceánica de Estados Unidos (NOAA) emitió una alerta de tsunami para gran parte de la cuenca del Pacífico; sin embargo, señalaron no saber con certeza si el sismo había generado tsunami, dándose advertencias como medida de precaución especialmente para Tonga, Niue, Samoa Estadounidense y Fiji.

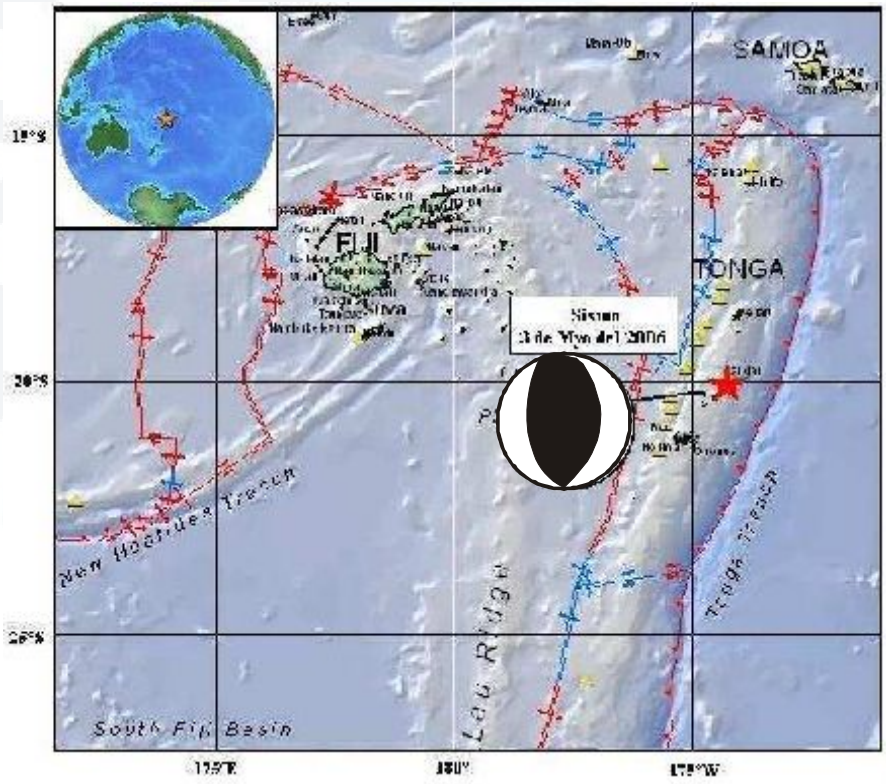


Figura 6.36: *Localización espacial del sismo del 3 de Mayo del 2006; es decir, a 160 Km en dirección NE de Nuku'alofa-Tonga. La esfera corresponde al su mecanismo focal de tipo inverso (NEIC).*

Finalmente, a consecuencia de este sismo se registro la generación de un pequeño tsunami en las diferentes estaciones mareográficas que operan alrededor del Océano Pacífico, siendo la máxima altura registrada en la estación de California de 54 cm y la mínima en las islas Fiji con 7 cm de altura (Tabla 6.4).

Tabla 6.4: *Altura de las olas registradas por el tsunami de Tonga en alguna de las estaciones mareográficas ubicadas alrededor del Océano Pacífico.*

CIUDAD	PAÍS	ALTURA (m)
Pago Pago	Samoa americana	0.54
Colombia Británico	Canadá	0.10
Suva	Fiji	0.07
Hanasak	Japón	0.15
Bahía de Jackson	Nueva Zelandia	0.15
Alofa del `de Nuku	Tonga	0.42
Rey Cove	Alaska	0.13
Ciudad crescent	California	0.54
San Francisco	California	0.49
Kahului	Hawai	0.12
Pórtland	Oregon	0.11

6.2.3.1 IDENTIFICACIÓN AUTOMATICA Y MANUAL DE LAS FASES

Los parámetros sísmicos calculados por el sistema TREMORS por el sismo del 3 de Mayo del 2006 a partir de la identificación automática de las fases P, S, R y L son presentados en el ***Anexo I***.

6.2.4 TSUNAMI DEL 17 DE JULIO DEL 2006 - INDONESIA

El 17 de Julio 2006, a las 08:19:28 (UTC), ocurrió un evento sísmico de magnitud 7.7Mw con epicentro al Sur de Java (Indonesia); siendo sus coordenadas de 9.23° S y 107.33° E y foco ubicado a una profundidad de 34 Km (Figura 6.37).

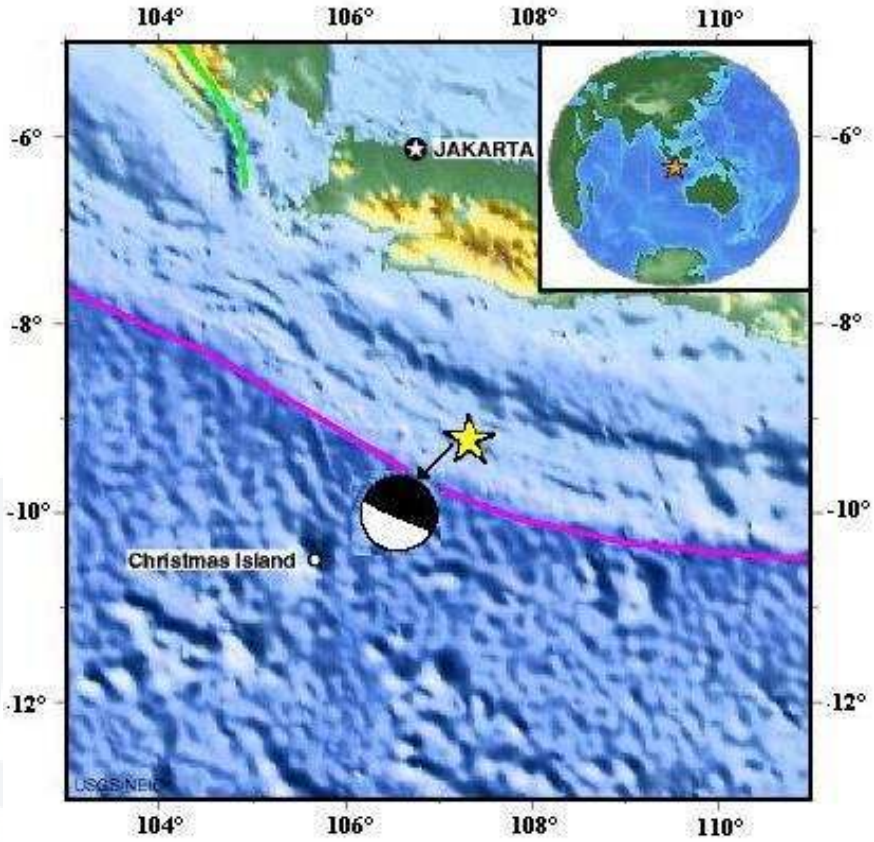


Figura 6.37: *Localización espacial del sismo del 17 de Julio del 2006, cerca a las islas Java (Indonesia).La estrella ubica el epicentro del sismo y la esfera el mecanismo focal de tipo inverso con ejes de presión orientados en dirección NE-SO.*

Tras este sismo, se generó un tsunami que afectó a las islas de Indonesia con olas de hasta 5 metros de altura, impactando la costa suroccidental de Java después de 15 a 20 minutos de ocurrido el sismo. El área de Pangandaran fue la más afectada a lo largo de 200 Km de longitud, además de medio kilómetro de inundación hacia el interior de la isla. Según la Organización Mundial de la Salud, este tsunami habría causando la muerte de 651 personas, 2010 heridos y cerca de 94 desaparecidos. Los daños causados fueron principalmente en edificios situados en las costas y zonas de cultivo principalmente de arroz. El tsunami también afectó a las Islas Christmas con alturas menores a 60 cm.

El Centro de Alerta de Tsunamis del Pacífico (PTWC), ubicado en Hawaii, había advertido a Indonesia sobre la posibilidad de que se desencadenara un tsunami; sin embargo, el gobierno no reaccionó de inmediato a la alerta a fin de no crear pánico

en la población. Finalmente se generó un tsunami pequeño el cual fue modelado por la NOAA a fin de conocer su desplazamiento y alturas (Figura 6.38).

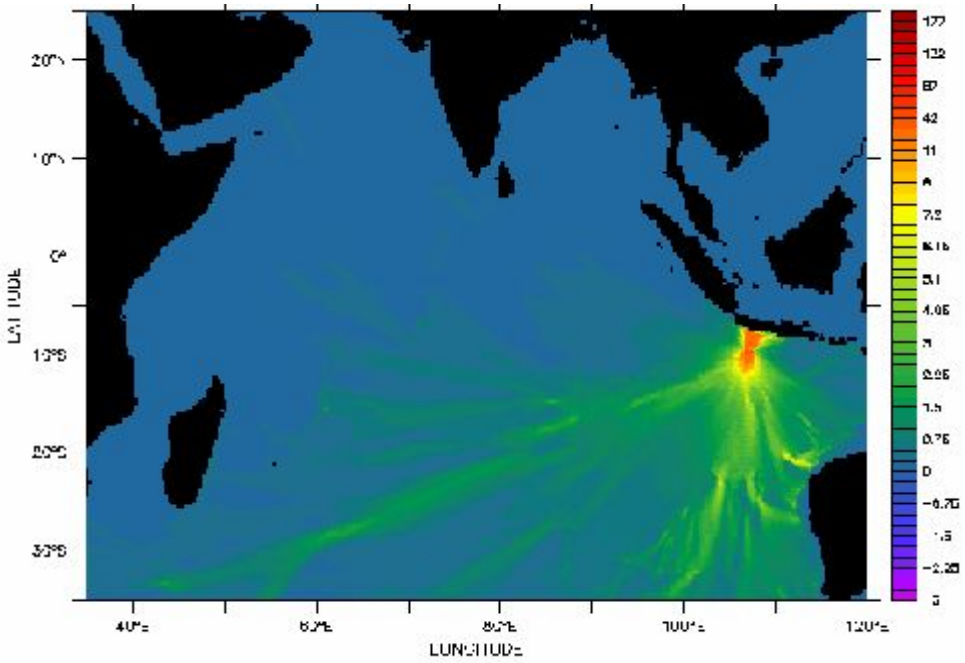


Figura 6.38: *Modelo de propagación del tsunami y altura de las olas (cm) alcanzadas en función de la batimetría (NOAA).*

En la Tabla 6.5, se observa las alturas registradas en diferentes estaciones mareográficas, siendo al altura máxima del orden de 82.7 cm en la isla de Chistmas.

Tabla 6.5: *Altura máxima de las olas registradas en las estaciones mareográficas del centro de alerta de tsunamis del Pacífico.*

Lugar	País	Tiempo de arribo	Tiempo de Viaje	Altura Max. (cm)
Christmas I.	Australia	08:37	0hr 18m	82.7
Cocos I.	Australia	09:50	1hr 31m	11.9
Benoa	Indonesia	09:48	1hr 29m	24.3
Sabang	Indonesia	12:06	3hr 47m	11.9
Hillarys	Australia	12:32	4hr 13m	28.8
Broome	Australia	13:02	4hr 43m	4.5
Esperance	Australia	~14:35	~6hr 16m	19.5

6.1.4.1 IDENTIFICACIÓN AUTOMÁTICA Y MANUAL DE LAS FASES

Los parámetros sísmicos calculados por el sistema TREMORS para el sismo de 17 de Julio del 2006 a partir de la identificación automática y manual de las fases P, S, R y L se presentan en el ***Anexo I***.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

CAPITULO VII

ANALISIS Y DISCUSIONES

En el presente Capítulo se hace un análisis de la precisión en el cálculo de los parámetros hipocentrales y alerta de tsunamis emitido por el sistema "TREMORS", tanto para el procedimiento automático como para el manual. En este sentido, se establecen márgenes de errores máximos y mínimos, los cuales permitirán delimitar los límites de confianza de los resultados obtenidos por este algoritmo. Cabe mencionar que la determinación de los parámetros hipocentrales, así como, la estimación del valor del Momento sísmico (Mo) constituye elementos claves a la hora de definir si un sismo es no tsunamigénico.

Con este propósito, se realiza una comparación de los parámetros de localización epicentral (latitud, longitud), momento sísmico (Mo) y magnitud momento (Mw) obtenidos con el sistema TREMORS, respecto a los valores emitidos por otras agencias tales como, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) para eventos locales y regionales y por el National Earthquake Information Center (NEIC) para eventos telesísmicos.

7.1 EVENTOS REGIONALES

7.1.1 Análisis de los parámetros hipocentrales

Para llevar a cabo el análisis de los parámetros hipocentrales obtenidos mediante el sistema TREMORS, para eventos regionales, se procede a realizar una comparación entre los resultados obtenidos con este algoritmo respecto a los emitidos por las agencias IGP ó NEIC (Ver Tabla 7.1). De esta manera, a continuación se presenta el análisis de cada uno de los eventos regionales que son materia de estudio de la presente tesis. En el Anexo II, se presentan los mapas con las localizaciones obtenidas por el sistema TREMORS y las reportadas por el IGP ó NEIC.

El análisis de los epicentros calculados en forma automática y manual por el sistema TREMORS para la estación ELRO (Chile) muestra que, para el sismo de Chimbote del 21 de Febrero de 1996, las diferencias en Latitud y Longitud son del orden de 0.63° y 1.24° para la detección automática y de 0.67° y 1.64° para la detección manual. Asimismo, el sismo de Nazca del 12 de Noviembre de 1996, presenta diferencias en las coordenadas del orden de 1.0° y 2.6° en la detección automática, siendo estas reducidas hasta 0.5° y 0.96° mediante el manual. Estos resultados muestran que los parámetros epicentrales calculados por el algoritmo TREMORS son cercanos a los obtenidos por otras agencias como el IGP y NEIC; más aún, el cálculo manual reduce considerablemente estas diferencias, lo cual demuestra que los resultados obtenidos con el sistema son de confianza; teniendo en cuenta que dicha solución, se obtiene mediante el uso de los registros de una sola estación.

Respecto a los eventos registrados por la estación NNA (Perú), estos muestran que para el caso del sismo del 25 de Septiembre del 2005 las variaciones en latitud y longitud son del orden de 1.5° y 1.7° para el cálculo automático, siendo reducido hasta 0.2° y 1.4° en el manual. Asimismo, para el sismo del 20 de Diciembre del 2000, se tiene diferencias del orden de 0.39° y 3.5° para la detección automática y de 0.89° y 3.54° para la manual, en este caso se observa un pequeño incremento mediante la detección manual de los tiempos de arribo debido que las fases presentan alto contenido de ruido el cual dificulta la identificación correcta del tiempo de arribo de la onda P.

Finalmente, el sismo de Chile del 14 de Noviembre del 2007, no es localizado por el sistema debido a que el tiempo de arribo de la onda P no es detectado por ser una señal de tipo emergente; sin embargo, mediante la identificación manual de los tiempos de arribo, los resultados de localización presentan diferencias mínimas del orden de 2.4° en latitud y 0.33° en longitud. La razón por la cual el registro de la señal es de tipo emergente, se debe a que la estación de NNA se encuentra en la dirección del plano de falla; por lo tanto, la amplitud de la señal decrece considerablemente y esto hace que el arribo de la primera onda no se distinga en forma clara.

La diferencia que existe en los parámetros epicentrales obtenidos por el sistema TREMORS se debe a las variaciones observadas en la estimación del acimut y la distancia epicentral; en donde el primero, está estrechamente relacionado con la polarización de la onda P y el segundo, con una óptima identificación de los tiempos de arribo de las fases P y S. Sin embrago, tomando en cuenta el tiempo mínimo que utiliza el sistema parar realizar el cálculo, el cual es vital para la toma de decisiones y la posterior emisión de una alerta de tsunamis, los niveles de error pueden ser considerados como mínimos.

Tabla 7.1: *Parámetros epicentrales de los eventos regionales calculados por el Sistema TREMORS (automático y manual) y los reportados por el IGP/NEIC.*

		Epicentro IGP/NEIC		TREMORS (Automático)		TREMORS (Manual)	
Fecha	Región	Latitud (°)	Longitud (°)	Latitud (°)	Longitud (°)	Latitud (°)	Longitud (°)
21/02/96	Chimbote	-9.87	-80.36	-10.50	-81.60	-9.20	-82.00
12/11/96	Nazca	-15.30	-76.44	-16.30	-78.70	-15.80	-77.40
20/12/00	Chile	-39.01	-74.70	-39.40	-78.20	-39.90	-78.20
25/09/05	Lamas	-5.80	-76.20	-4.30	-77.90	-5.60	-77.60
15/08/07	Pisco	-13.49	-76.85	-16.50	-75.40	-13.10	-76.60
14/11/07	Chile	-22.20	-69.90	-	-	-24.60	-70.20

7.1.2 Residual en la distancia epicentral

Las residuales observadas en el cálculo de la distancia epicentral para los eventos regionales, permiten determinar los rangos de error en su cálculo (Figura 7.1). De esta forma, las diferencias para la detección automática, se encuentran en un intervalo de +1.5° y –2.9°; mientras que, para la detección manual disminuyen a +1.3° y -0.4°. Cabe mencionar, que en el presente análisis no se toma en cuenta el sismo de Chile (14/11/07) ya que como se explicó anteriormente, la identificación de la fase P no fue del todo correcta por tratarse de una señal de tipo emergente.

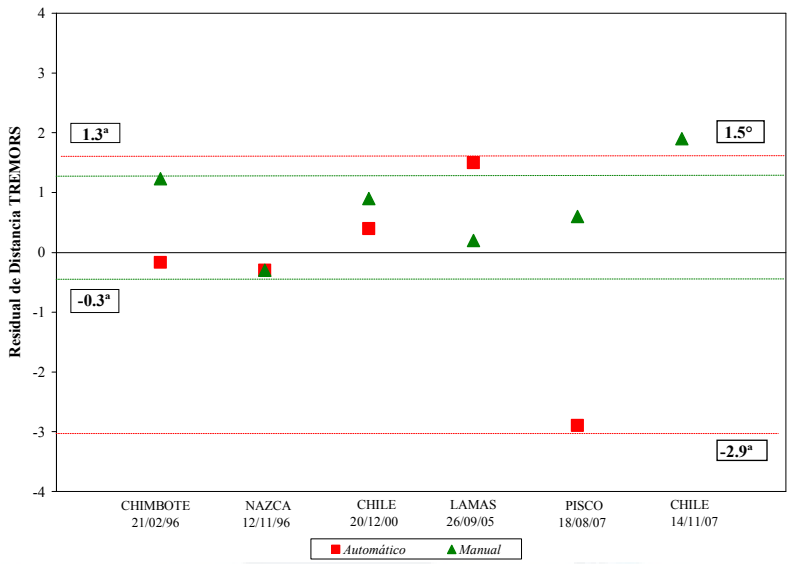


Figura 7.1: *Residuales en el cálculo de la distancia epicentral para eventos regionales obtenido con el sistema TREMORS.*

Si bien el objetivo del sistema TREMORS es dar una alerta de tsunami para eventos de tipo regional y lejano, la precisión de los parámetros epicentrales obtenidos en forma automática se puede considerar como aceptable; sin embargo, realizando el procedimiento manual las diferencias en la distancia epicentral se ven reducidas aproximadamente en un 60%.

7.1.3 Análisis del momento sísmico (Mo)

El valor del momento sísmico estimado por el sistema TREMORS mediante la detección automática y manual de las ondas superficiales Rayleigh y Love, comparado con los valores reportados por el IGP y NEIC, son cercanos y próximos, ya que presentan diferencias entre 0.14 y 0.23 unidades (Figura 7.2).

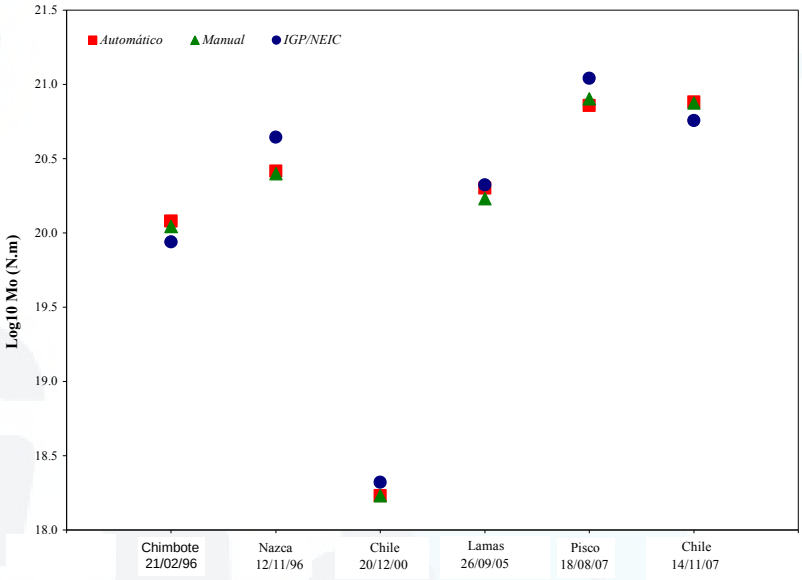


Figura 7.2: *Valores del momento sísmico (Mo) calculado mediante el sistema TREMORS en comparación con los valores reportados por el IGP y NEIC.*

7.2 EVENTOS TELESÍSMICOS

7.2.1 Análisis de Localización

Los parámetros epicentrales calculados por el sistema son presentados en la Tabla 7.2; asimismo, los mapas con las localizaciones del TREMORS (automática, manual) junto al reportado por el NEIC son presentados en el *Anexo II*. Los registros utilizados pertenecen en su mayoría a la estación NNA con excepción del sismo de México del 25 de Febrero de 1996, el cual corresponde a la estación ELRO.

De esta manera, el sismo del 25 de Febrero de 1996 presenta diferencias en el cálculo automático del orden de 2.38° en latitud y 4.13° en longitud, mientras que, en el manual es de 1.18° y 4.33°, respectivamente. La diferencia en el resultado de estos procedimientos es mínima, lo cual confirma la precisión del algoritmo. Asimismo, el sismo del 30 de Septiembre de 1999 muestra errores de cálculo en latitud y longitud del orden de 10.6° y 4.83°; mientras que, en el manual se reduce a 0.06° y 0.87°. El sismo del 03 de Mayo del 2006 muestra diferencias en la detección automática del orden de 8.72° en latitud y 5.02° en longitud; mientras que, el manual es de 11.12° y 5.12°, respectivamente. Por último, el sismo del 17 de Julio del 2006 presenta errores aproximadamente del orden de 6.18° en latitud y de 5.88° en longitud y para el manual de 3.28° y 10.28°, respectivamente. Estos dos eventos muestran altos errores debido a la calidad del registro, presentando fases no muy claras por las grandes distancias en la que se localizan ambos.

Las diferencias observadas en el cálculo de la localización epicentral con motivo de alerta de tsunamis de campo lejano como es el caso, son aceptables teniendo en cuenta la distancia y el tiempo que requiere la propagación de un tsunami hasta la costa peruana, siendo en este caso mínimo de una ó dos horas, tiempo suficiente para extender la alerta e iniciar la evacuación de puertos y ciudades en riesgo.

Tabla 7.2: *Parámetros epicentrales calculados por el TREMORS (automático y manual) para los eventos telesísmicos junto a los reportados por el NEIC.*

		Epicentro IGP/NEIC		TREMORS (Automático)		TREMORS (Manual)	
Fecha	Región	Latitud (°)	Longitud (°)	Latitud (°)	Longitud (°)	Latitud (°)	Longitud (°)
25/02/96	México	15.98	-98.10	13.60	-102.20	14.80	-102.40
30/09/99	México	16.06	-96.93	6.00	-92.10	16.00	-97.80
03/05/06	Tonga	-20.18	-174.12	-28.90	-169.10	-31.30	-169.00
17/07/06	Indonesia	-9.28	107.42	-3.10	113.30	-6.00	117.70

7.2.2 Residual en la Distancia epicentral

Los residuales de la distancia epicentral obtenidos por el algoritmo TREMORS para cada uno de los eventos telesísmicos muestran que el tratamiento automático de los datos presenta residuales entre +3.3° y –10.8°; mientras que, el tratamiento manual disminuye hasta +1.1° y -6.9° (Figura 7.3).



Figura 7.3: *Residuales de la distancia epicentral, para eventos telesísmicos.*

Se ha determinado que el tratamiento automático de los datos presenta mayor error en comparación con el manual. Sin embargo, este es aceptable si se considera que la forma de onda de estos eventos presenta frecuencias bajas debido a la distancia estación-epicentro, lo cual genera inconvenientes en el procedimiento automático para identificar los arribos de las fases sísmicas. En este sentido, considerando que se tratan de eventos telesísmicos los errores obtenidos pueden no ser relevantes al considerar el tiempo necesario para la propagación de las olas a la costa de Perú, el cual sería mínimo de 5 horas de producido el sismo dependiendo de la distancia epicentral con respecto a la costa peruana.

7.2.3 Residual del Acimut

El segundo parámetro que permite determinar la localización epicentral de un sismo, utilizando una sola estación sísmica, es el acimut. Aquí se analizan los errores en el cálculo del acimut considerando el total de los eventos. Este parámetro se ve fuertemente influenciado por la presencia de ruido sísmico en la señal por lo que se genera incertidumbre en el cálculo de polarización de la onda P (componente horizontal). De acuerdo a los resultados obtenidos se observa que los errores en la detección automática y manual son cercanos en ambos procedimientos (Figura 7.4).

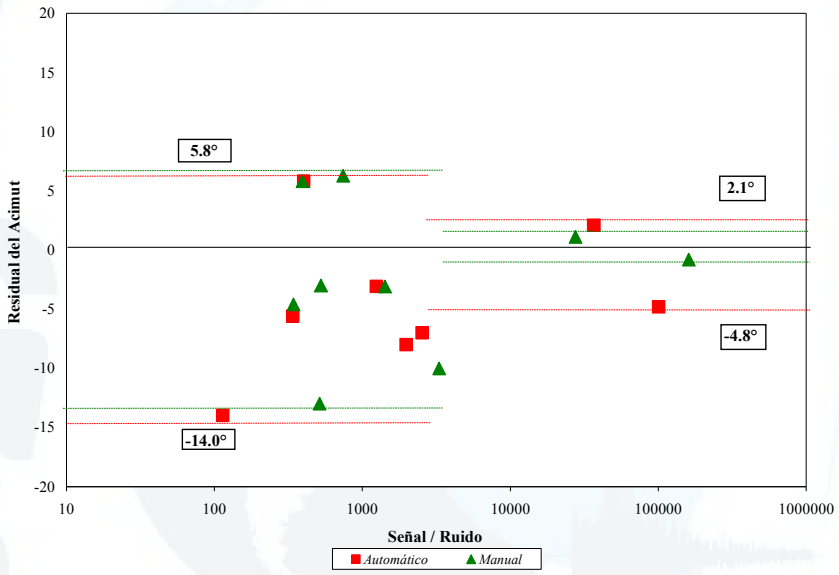


Figura 7.4: *Relación entre la residual de la distancia epicentral y la relación Señal/Ruido, para el total de los eventos utilizados.*

Al considerar el coeficiente de polarización de la onda P (CpH_P) en función de la relación señal/ruido para cada sismo, se observa lo siguiente: Primero, en el cálculo automático los eventos sísmicos que se encuentran dentro del rango de relación S/R entre 300 y 4000 (Chimbote, México, Tonga y Chile) son bien localizados (CpH_P < 0.98), en el caso del sismo de Indonesia, aunque presenta un fuerte CpH_p = 0.99, su relación S/R es de 11 indicando la presencia de ruido polarizado en la señal. Adicionalmente, se observa que para sismos con S/R superior a 4000, también se presenta error en el acimut, tal como ocurre con los sismos de Pisco (-3.3°), México (-14.47°) y Chile (-10.37°), ver Figura 7.5.

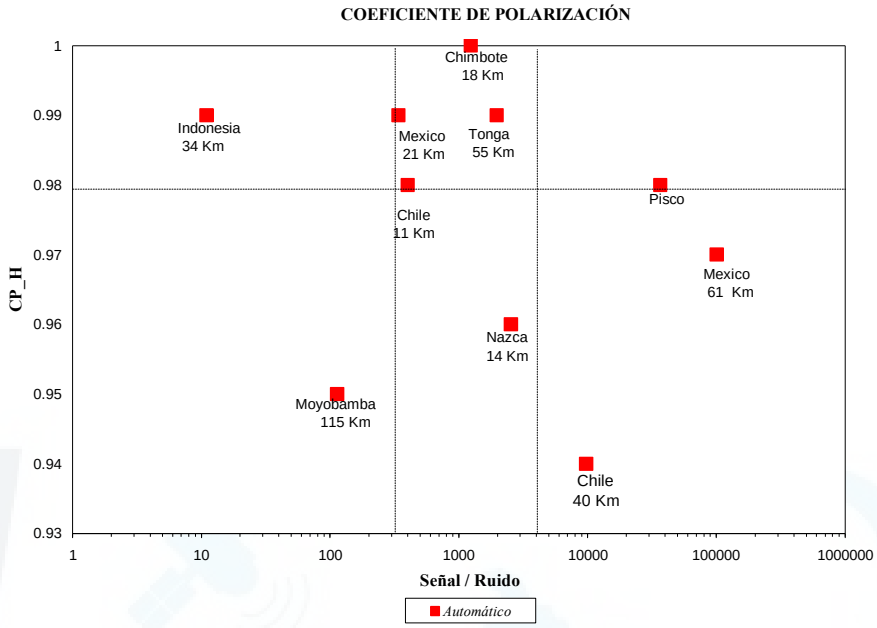


Figura 7.5: *Coeficientes de Polarización Horizontal de las ondas P (detección automática) en función de la relación Señal/Ruido.*

Segundo, en el caso del calculo manual, se observa un agrupamiento en el intervalo de relación señal/ruido entre 300 - 4000, siendo los eventos con CpH_P>0.98 mejor localizados (Figura 7.6).

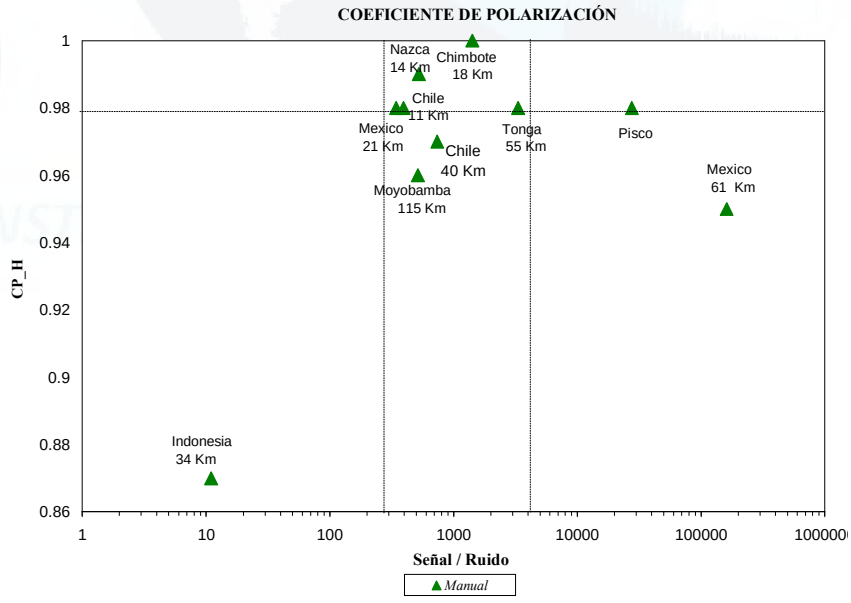


Figura 7.6: *Coeficientes de Polarización Horizontal para las ondas P (detección manual) en función de la relación Señal/Ruido.*

7.2.4 Análisis del Momento Sísmico (Mo)

En la Figura 7.7, se observa la comparación del momento sísmico obtenido por el sistema TREMORS y el reportado por el IGP y NEIC para eventos telesísmicos. En ella se observa, que el momento sísmico presenta diferencias en un intervalo de +0.12 y -0.14 en el procedimiento automático; mientras que, en el manual de +0.12 y -0.10; es decir, las diferencias son pequeñas en ambos casos, lo cual da confianza de ambos procedimientos cuando se trata de eventos telesísmicos.

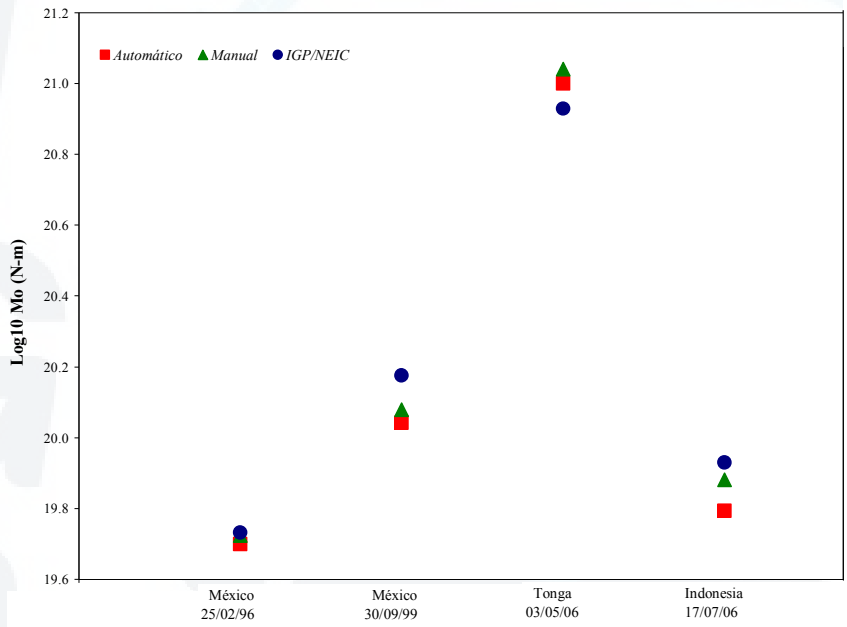


Figura 7.7: *Variación del momento sísmico calculado por el TREMORS (Automático y manual) para eventos telesísmicos en función del valor reportado por el NEIC.*

De esta manera, el cálculo del momentos sísmico a través del algoritmo TREMORS presenta una relación lineal con una residual de *r=0.042* y una desviación estándar de *0.44* (Figura 7.8).

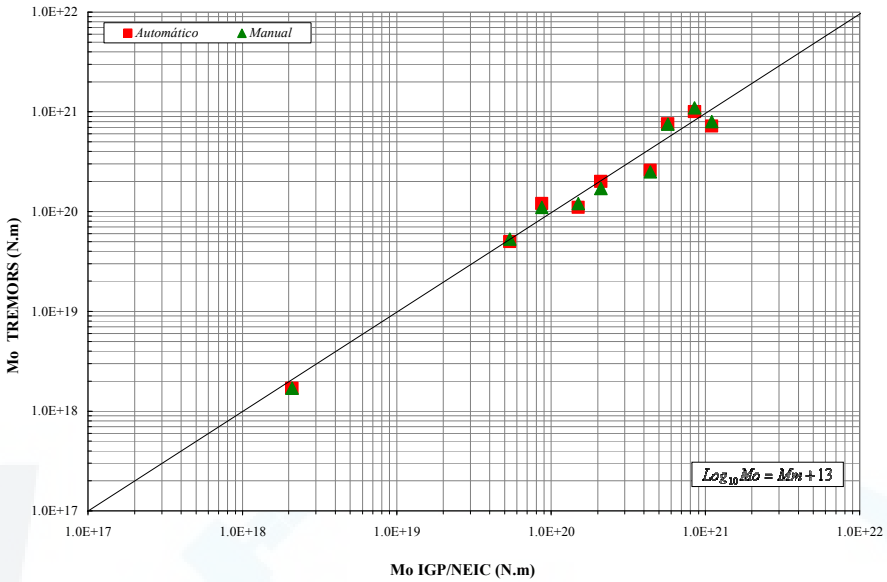


Figura 7.8: *Momento sísmico calculado por el TREMORS (Automático y manual) en función a los valores reportados por el IGP y NEIC.*

Estos valores, muestran que los resultados del TREMORS son óptimos y permiten establecer límites de confianza en la determinación de la alerta de tsunamis emitida por el sistema TREMORS, siempre y cuando se trate de eventos regionales o telesísmicos.

7.1.3 Análisis del la Magnitud Momento (Mw)

La magnitud momento obtenida por el sistema TREMORS, ya sea en forma automática o manual, comparada con los valores reportados por el IGP y NEIC (Figura 7.9) presentan variaciones del orden de 0.1 a 0.2 unidades y en algunos casos estos valores son similares, como es el caso de los sismos de México (30/09/99), Lamas, Pisco y Tonga. De esta manera, se concluye que el cálculo de la magnitud momento (Mm) estimada por el sistema TREMORS es óptimo.

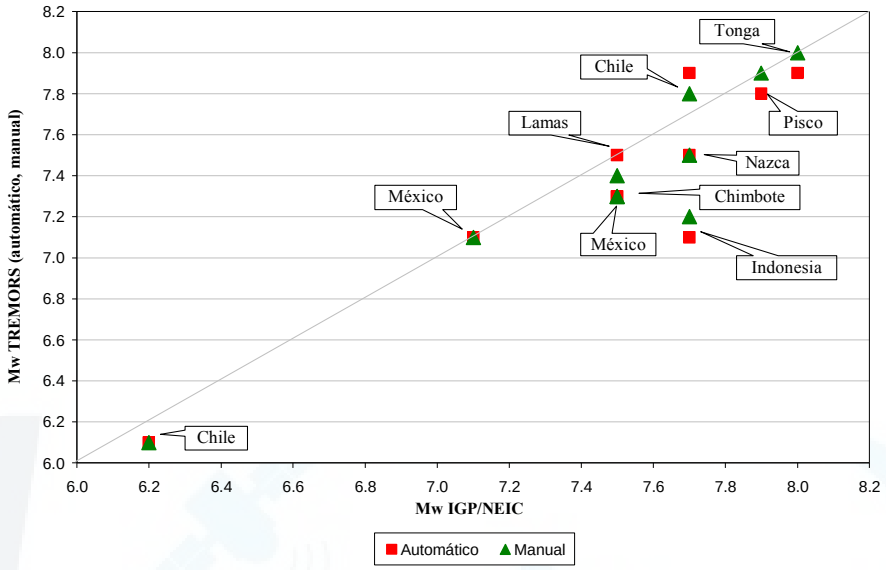


Figura 7. 9: *Magnitud momento (Mw) calculado mediante la detección automática y manual de las fases.*

7.3 ALERTA DE TSUNAMIS

Finalmente, el análisis de los diez eventos sísmicos de carácter tsunamigénicos y no tsunamigénicos detectados mediante el sistema TREMORS, ha permitido establecer el umbral de alerta de tsunamis para el Perú, a partir del valor del momento sísmico y la estimación de la longitud de la falla (Figura 7.10).

De esta manera, para los sismos de Tonga, Pisco, Nazca, Chimbote e Indonesia el sistema habría generado una alerta de tsunami local teniendo en cuenta el umbral para sismos generadores de tsunami de tipo local, establecido por Okal y Talandier (1992), para la Polinesia Francesa los mismos que son corroborados en el presente estudio y pueden ser usados en el Perú (Cuadro 7.3). Naturalmente, cada alerta emitida automáticamente por el TREMORS, debe ser complementada con ayuda de los registros maregráficos y observaciones del nivel del mar en las zonas cercanas a su epicentro.

Por otro lado, el sismo de Moyobamba presenta un momento sísmico mayor a este umbral; sin embrago, se le excluye de esta clasificación por tratarse de un sismo de profundidad intermedia (150 Km) y con epicentro en continente.

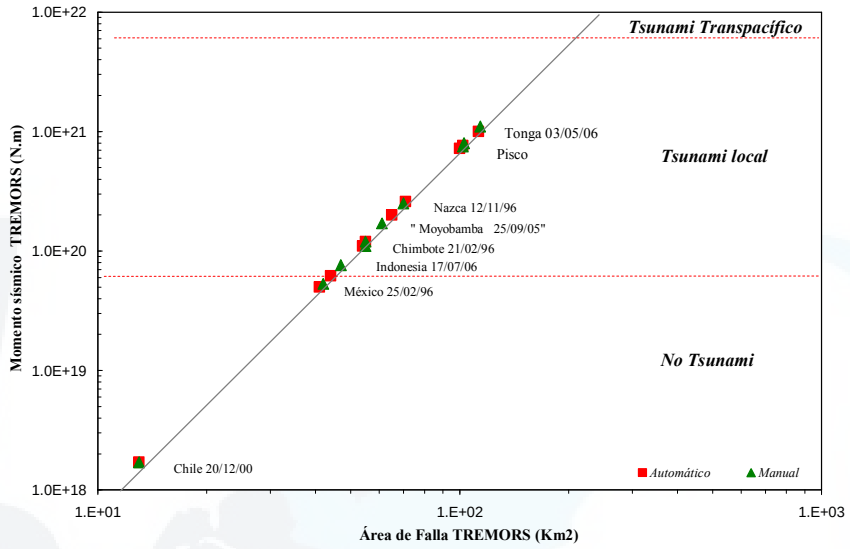


Figura 7.10: *Momento sísmico calculado por el TREMORS (Automático y manual) en función del área de falla.*

Cuadro 7.3: *Limites de alerta de tsunami de acuerdo al valor del momento sísmico.*

Momento Sísmico (N.m)	Alerta
Mo< 5.0E+19	No genera alerta de tsunami
5.0E+19 ≤Mo≥5.0E+21	Alerta de tsunami local

Adicionalmente, se determina los límites de alerta en base al cálculo de Mm por ser esta magnitud directamente relacionada al cálculo del momento sísmico, siendo de la siguiente manera (Figura 7.11):

Sismos con magnitud Mm <6.8: No generan tsunami

Sismos con 6.8≤Mm≥8.8: Generan Tsunami Local

Es importante mencionar que el límite máximo de alerta de tsunami Local se ha establecido a partir de los límites establecidos por Okal y Talandier (1992), para la Polinesia Francesa.

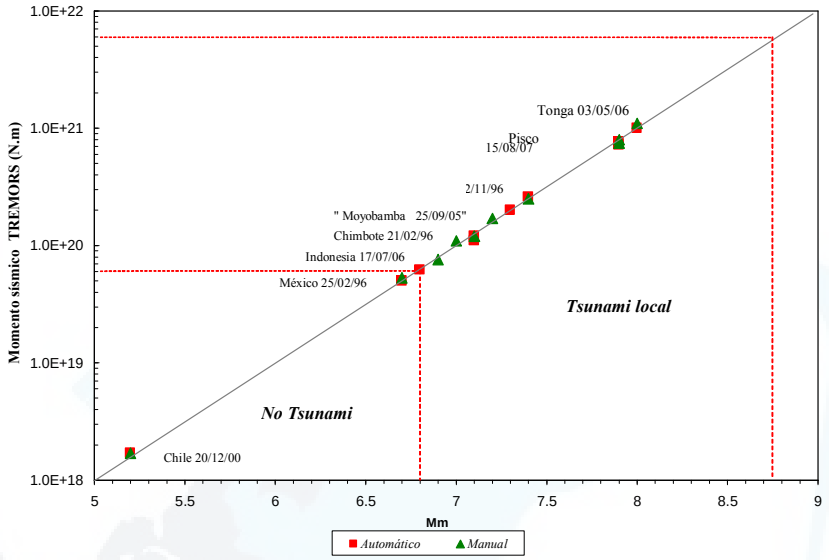


Figura 7.11: *Límites de alerta de tsunamis, basado en la relación del momento sísmico con la Magnitud manto (Mm).*

Finalmente, el análisis de los eventos utilizados en el presente estudio ha permitido determinar el rango de precisión y umbral de alerta de tsunamis del algoritmo TREMORS. Estos resultados permiten conocer los niveles de confianza de los resultados emitidos y a la vez, a futuro, determinar si un evento podría o no generar un tsunami.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

CAPITULO VIII

CARACTERÍSTICAS DEL TSUNAMI DEL 15 DE AGOSTO DE 2007

El 15 de Agosto del 2008 a horas 23:40 GMT (18:40 hora local), en la región central de Perú, se produjo un sismo de magnitud 7.9 Mw con epicentro ubicado a 13.67°S, 76.76°O; es decir, cerca de la línea de costa frente a Pisco con profundidad focal de 40 Km. Este sismo produjo intensidades máximas en la escala de Mercalli Modificada de VII a VIII en Pisco e Ica (Tavera, 2007). Este evento sísmico es considerado como uno de los de mayor duración ocurrido en los últimos años en Perú produciendo un tsunami local que afectó principalmente a las zonas costeras de las localidades de Pisco Chincha y Paracas.

En el presente Capitulo, se describe las *características generales del tsunami ocurrido el 15 de Agosto de 2007*, detallando las características de su origen, propagación e inundación, además de indicar los daños causados en localidades ubicadas en la costa central de Perú.

8.1 ORIGEN DEL TSUNAMI DEL 15 DE AGOSTO DEL 2007

El origen y formación de este tsunami, se debe fundamentalmente a la ocurrencia de un sismo de subducción el día 15 de Agosto del 2007 y cuyos principales actores fueron las placas de Nazca y Sudamericana.

Este sismo se originó a las 23:40 GMT (18:40 hora local) y su epicentro fue localizado a 26 Km al Oeste de la ciudad de Pisco (13.67°S, 76.76°O). El sismo presentó foco superficial y una magnitud de 7.9 Mw (Figura 8.1). Según la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú, este tsunami habría sido precedido por un oleaje anómalo en la costa central y sur del Perú. Teniendo en cuenta las características de los daños producidos (casas inundadas y botes arrastrados tierra dentro), el tsunami tuvo una magnitud de grado 1 en la escala de *Wiegel (1970).*



Figura 8.1: *Localización epicentral del sismo de Pisco del 15 de Agosto del 2007 junto a su mecanismo focal de tipo inverso.*

La liberación de energía de este sismo, cuyas características están directamente relacionadas a la formación del tsunami, fue mediante un complejo proceso de ruptura evidenciado en los registros sísmicos de velocidad y aceleración. Por ejemplo, en la Figura 8.2 se observa el registro de aceleración de la estación Mayorazgo en donde se diferencia dos grupos importantes de ondas que llegan con una diferencia de tiempo del orden de 70 s aproximadamente, el primero (R1) con una aceleración promedio del orden de 25 cm/seg^2 y el segundo (R2), con una aceleración de 31 cm/seg^2, evidenciando este último un mayor desplazamiento del suelo y duración (Tavera, 2007).

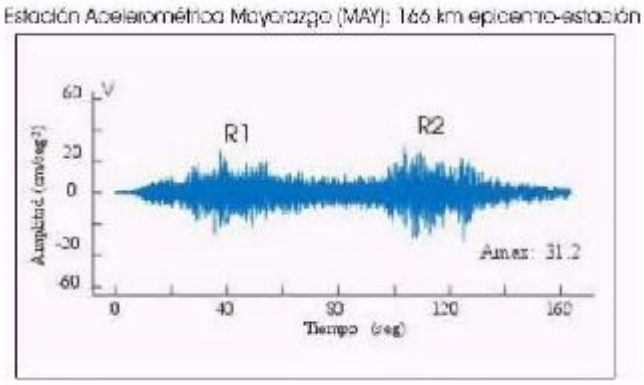


Figura 8.2: *Registro de aceleración en la estación Mayorazgo: observándose el arribo de los dos frentes de onda (R1 y R2) (Fuente IGP).*

Según estos registros, el proceso de ruptura de la fuente habría tenido una duración de 210 segundos. Del mismo modo, al observar la distribución espacial de las replicas de mayor magnitud (Figura 8.3), se nota tres agrupamientos (G1, G2 y G3) separados por un espacio de 100 km en dirección SE con respecto al epicentro. Estos agrupamientos estarían evidenciando los dos frentes de ruptura observados en los registros de aceleración, de ahí que se denomina un complejo proceso de ruptura (Tavera 2007).

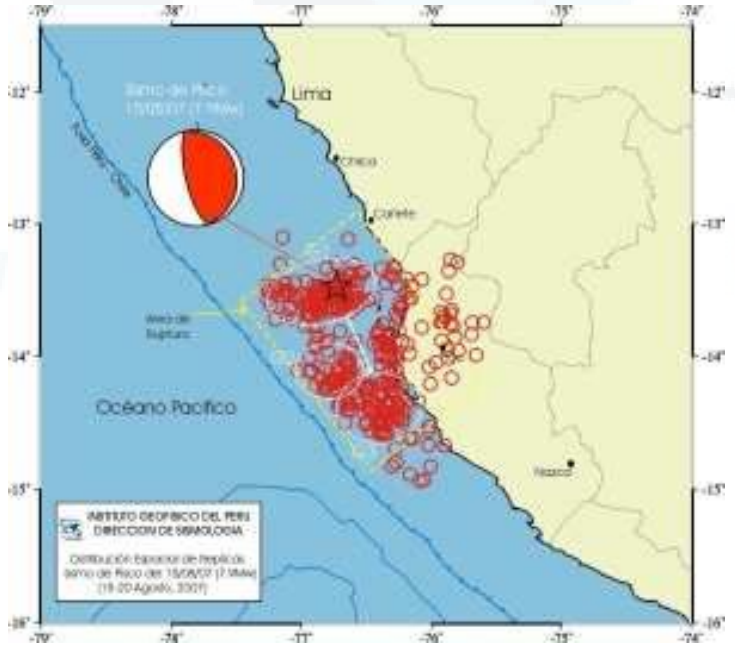


Figura 8.3: *Distribución espacial de las réplicas del sismo de Pisco ocurridas entre el 15 y 21 de Agosto de 2007, todas con magnitudes mayores e iguales a 3.0ML.*

8.1.1 MODELOS DE RUPTURA DE LA FUENTE

El modelo de ruptura de la fuente realizado por Chen Ji (USGS), a partir de la inversión del primer impulso de la onda P registrada a distancias telesísmicas, muestra que el área de mayor deformación coincide y con el área de mayor distribución de las réplicas localizadas por el IGP (Figura 8.4).

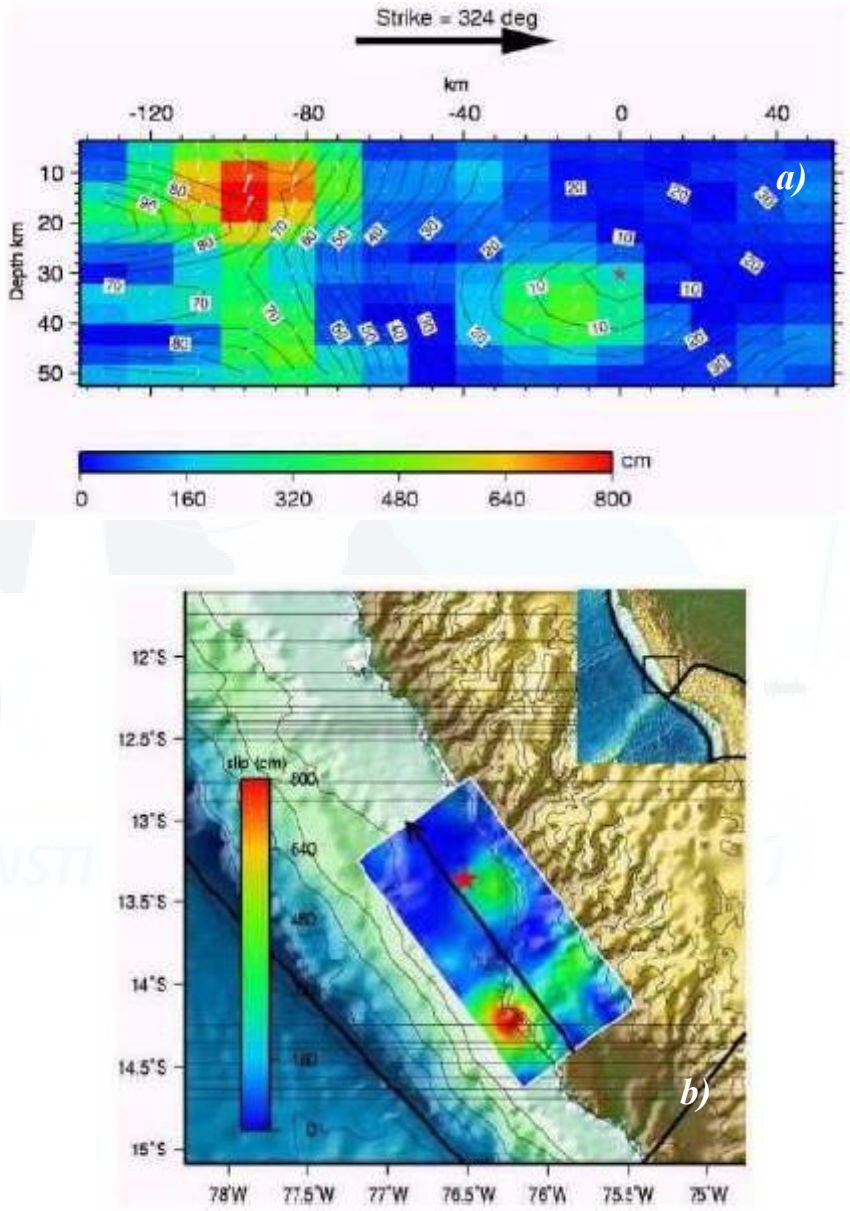


Figura 8.4: *Modelo del proceso de ruptura, para el sismo del 15 de Agosto del 2007 frente a la localidad de Pisco. En a) Se observa el área de ruptura en el plano vertical; mientras que, en b) se observa el área de ruptura observado en el plan horizontal (USGS).*

En la Figura 8.4a, se presenta el perfil vertical del modelo de ruptura, donde se observa el inicio del desplazamiento (estrella roja) y su propagación en dirección SE. Según este modelo, durante los primeros 15 segundos se produjo un desplazamiento de 300 a 500 cm aproximadamente, seguido de un desplazamiento de 100 a 150 cm entre los 15 y 60 segundos indicando el final del evento. Sin embargo, al llegar a los 50 a 60 segundos del proceso de ruptura se produce un rápido desplazamiento hasta un máximo de 600 a 800 cm, para luego disminuir progresivamente hasta completar una duración de 120 segundos aproximadamente para todo en proceso. En la Figura 8.4b, se observa el área de ruptura en el plano horizontal, en donde se nota que el desplazamiento máximo se dio en la zona Sur de la península de Paracas. De esta manera, la zona de mayor liberación de energía que presenta este modelo, coincide con el lugar en donde se habría originado el tsunami y a la vez haber presentado olas de hasta 10 m de altura como máximo.

8.2 PROPAGACIÓN DE LAS OLAS

Las olas generadas por este fuerte movimiento sísmico, se propagaron en forma semi radial, evidenciando la forma de la fuente. El tiempo que demoró en arribar la primera ola a la costa peruana, estuvo en función de la distancia y de la batimetría del fondo marino, llegando más rápida y violentamente al Sur de la península de Paracas, por estar frente a la zona de mayor liberación de energía.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

Cabe indicar que tras este sismo, el Centro Internacional de Alerta de Tsunamis, con sede en Honolulu (Hawai), emitió un mensaje de alerta de tsunami para Perú, Ecuador, Chile y Colombia. Sin embargo, tras una avaluación del nivel de marea mediante las boyas (DART) y estaciones mareográficas ubicadas en todo el océano Pacífico; a los pocos minutos dicha alerta fue cancelada. Sin embargo, este sismo si produjo un tsunami de tipo local.

Según información obtenida en el lugar del siniestro, en la parte Sur de la península de Paracas, la primera ola del tsunami habría arribado después de

aproximadamente 15 minutos de iniciado el sismo, registrando olas de hasta 6 metros de altura. Sin embargo, hacia el Norte donde se inició el sismo, frente a las costas de Chincha, el tiempo que demoró en llegar la primera ola fue alrededor de 25 minutos con olas de hasta 3 metros de altura. Esta diferencia de tiempo y altura, estaría asociada a los dos frentes de ruptura identificados en el modelo del USGS, registros de velocidad, aceleración y la distribución especial de las réplicas.

Cabe indicar, que estas olas se desplazaron grandes distancias aumentando su velocidad y disminuyendo su amplitud teniendo en cuenta la configuración batimétrica del fondo marino. Según registros mareográficos, el tsunami habría alcanzado algunas playas de Lima alrededor de los 50 minutos de iniciado el sismo generando inundaciones considerables con alturas de olas del orden de 90 cm, en las playas de La Punta, Miraflores, Villa, Conchan, Lurín, entre otras (DHN, 2007).

Según la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú (DHN), la velocidad promedio a la que se propagó la onda del tsunami fue de 135 Km/h, con periodos de 15 a 20 minutos y una longitud de onda de 35 Km. En la Figura 8.5, se muestra el mareograma obtenido de la estación Callao, en donde se observa el registro de la variación normal de la mar seguida de un oleaje anómalo, para luego registrarse el arribo de la primera ola al Callao a las 19 horas y 34 minutos; es decir, 54 minutos después de haber ocurrido el evento sísmico.

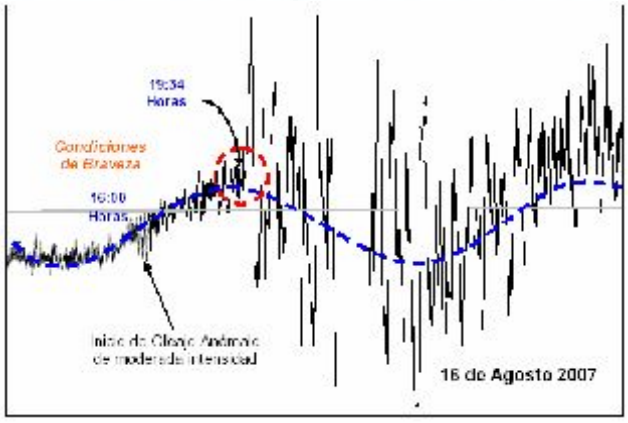


Figura 8.5: *Mereograma registrado en La Punta (Callao), correspondiente al tsunami del 15 de Agosto del 2007 (DHN).*

Cabe indicar que la amplitud de las olas fue observada en estaciones maregraficas de diferentes observatorios existentes en el Océano Pacífico y que proporcionaron información al: Centro Nacional de Alerta de Tsunami del Pacífico (PTWC), a la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), a la Agencia Meteorológica de Japón (AMJ), y al Sistema de Alarma de Maremotos de la Armada de Chile, (SAM). En el Tabla 8.1, se presenta el detallado de la altura de las olas del tsunami observado en alguno de los observatorios de México, Hawai, Chile y Japón, siendo mayores frente a las costas de Chile y Hawai y menores en la costa de Japón y México.

Tabla 8.1: *Cuadro de mareas registradas en laguna de las estaciones de Chile, México Hawai y Japón.*

Estación de Mareas	Amplitud	Tiempo de arribo Observado (UTC)	Tiempo de arribo calculado (UTC)
Arica, Chile	36	1:15	1:15
Antofagasta, Chile	16	1:33	1:33
Cabo San Lucas, México	7	7:57	7:44
Hilo, Hawai	37	12:23	12:25
Hanasaki, Japón	12	?	19:29
Tosashimizu, Japón	13	?	21:20

En la Figura 8.6, se observa una simulación del tiempo de viaje del tsunami realizada por Yushiro Fujii (IISEE, BRI) y Kenji Satake (GSJ, AIST), a partir de datos proporcionado por el USGS, para ello utilizan las dimensiones del área de ruptura estimada de la distribución espacial de las réplica hasta un día después del evento principal (60 km × 80 km), una profundidad para la falla de 16.5 km, un deslizamiento promedio para la falla 3 m, el momento sísmico de 1.9E+21 N.m. (8.1Mw) asumiendo una rigidez de 5.0E+10 N/m^2, un mecanismo focal con acimut de 320º, inclinación del plano de falla de 20º y ángulo de deslizamiento de 90º.

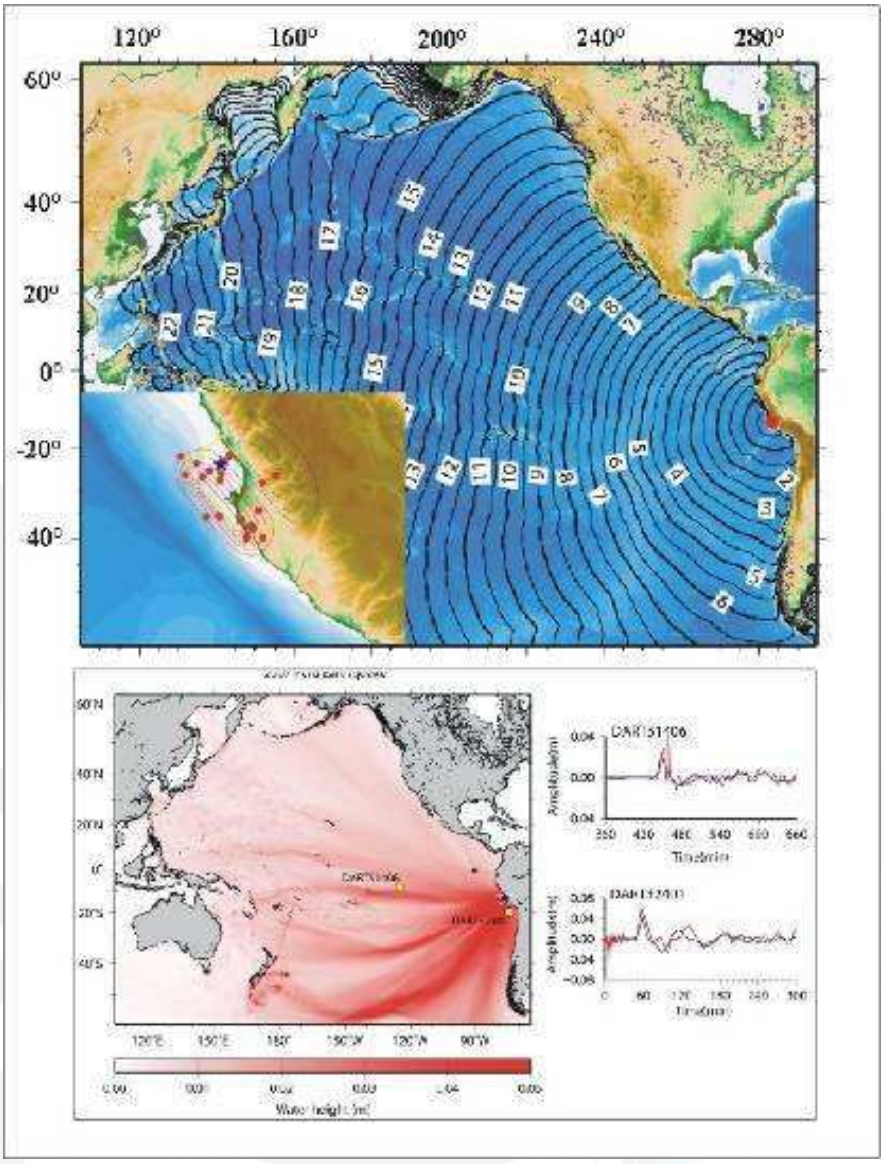


Figura 8.6: *Isócronas del tsunami del 15 de Agosto del 2007 en la costa Central del Perú (Pisco), según el modelo de* Yushiro Fujii y Kenji Satake.

Finalmente, se observa el tiempo de arribo de la primera ola del tsunami del 15 de Agosto, en diferentes lugares del Océano Pacífico. Por ejemplo, el tsunami habría tardado entre 6 a 8 horas en llegar a México, 12 horas en llegar a Hawai, 20 horas en llegar a Japón. Asimismo, en la parte inferior, se observa las alturas de las olas generadas por el tsunami, teniendo en cuenta los datos de las dos estaciones DART cercanas al epicentro observándose alturas máximas de 0.05 m frente a las costas de Chile. Este modelo, carece de datos precisos en zonas cercanas al epicentro, ya que se registraron olas con metros de altura; sin embargo, da una idea del tiempo de

propagación del tsunami y de la altura de las olas en los puntos cercanos y lejanos del epicentro.

Otro modelo de propagación del tsunami fue elaborado por la NOAA (Figura 8.7) y muestra el desplazamiento de las olas hacia el centro del océano Pacífico. En este caso, se considera la altura del tsunami registrada en las boyas DART y estaciones maregráficas ubicadas al rededor del Océano Pacífico (triángulos amarillos), donde ocurre la mayor cantidad de sismos tsunamigénicos. Según este modelo, la mayor altura de las olas que habría generado este tsunami es alrededor de 30 cm cerca del epicentro, disminuyendo para las zonas más distantes de la fuente. Sin embargo, hay que tener en cuenta que este modelo también carece de datos maregráficos exactos de las costas más cercanas al epicentro, donde las olas alcanzaron mayores alturas.

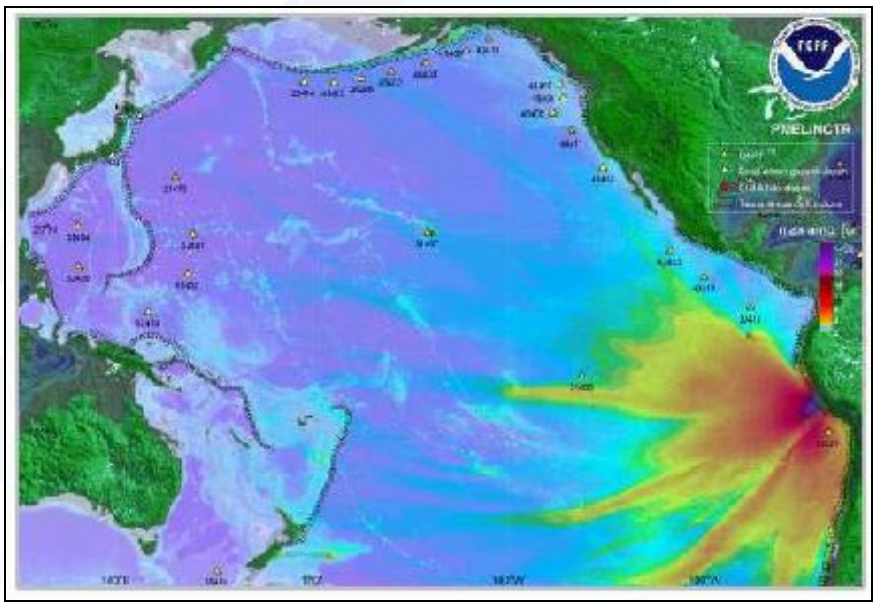


Figura 8.7: *Modelo de Propagación y altura de las olas generadas por el tsunami del 15 de agosto del 2007.*

Finalmente, estos modelos ayudaron a extender el proceso de propagación del tsunami del 15 de Agosto del 2007, dando una idea de las alturas de las olas y del tiempo que demoró en propagarse en todo el Océano Pacífico.

8.3 INUNDACIÓN EN LA COSTA CENTRAL DE PERÚ

La altura de las olas observadas en las costas cercanas al epicentro se debe principalmente a la configuración de la bahía, a la batimetría y topografía de las costas especialmente en la zona Sur de la península de Paracas donde se ha observado las máximas alturas de las olas del tsunami.

8.3.1 OBSERVACIONES EN LAS ZONAS INUNDADAS

Después de ocurrido el tsunami, un grupo de profesionales del Instituto Geofísico del Perú (IGP) juntamente con el Institut the Recherche pour de Développement (IRD) se dirigieron a la zona de estudio a fin de realizar la evaluación de las características de inundación y daños causados por este tsunami. Siguiendo una serie de lineamientos, se tomaron datos de Run-up y niveles máximos de inundación en diferentes puntos. Para tal objetivo se recurrió a medidas con GPS y encuestas a personas que fueron observadores directos de este fenómeno. Esta información ha permitido elabora un mapa con valores de Run-up y niveles máximos de inundación en las costas Pisco, Chincha y Parcas.

A continuación, se hace una breve descripción de las características observadas en algunos lugares de la provincia de Ica, mas específicamente en los distritos de Chincha, Pisco y Paracas, lugares afectados por este tsunami. En la Figura 8.8, se presenta un mapa de niveles de inundación y Run-up del tsunami observado en las costas cercanas al epicentro.

Los datos de Run-up y distancias máximas de inundación en las playas de Lima, son obtenidos del informe de la dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú (DHN). Las fotos que evidencian las observaciones, son presentadas en el ***Anexo III.***

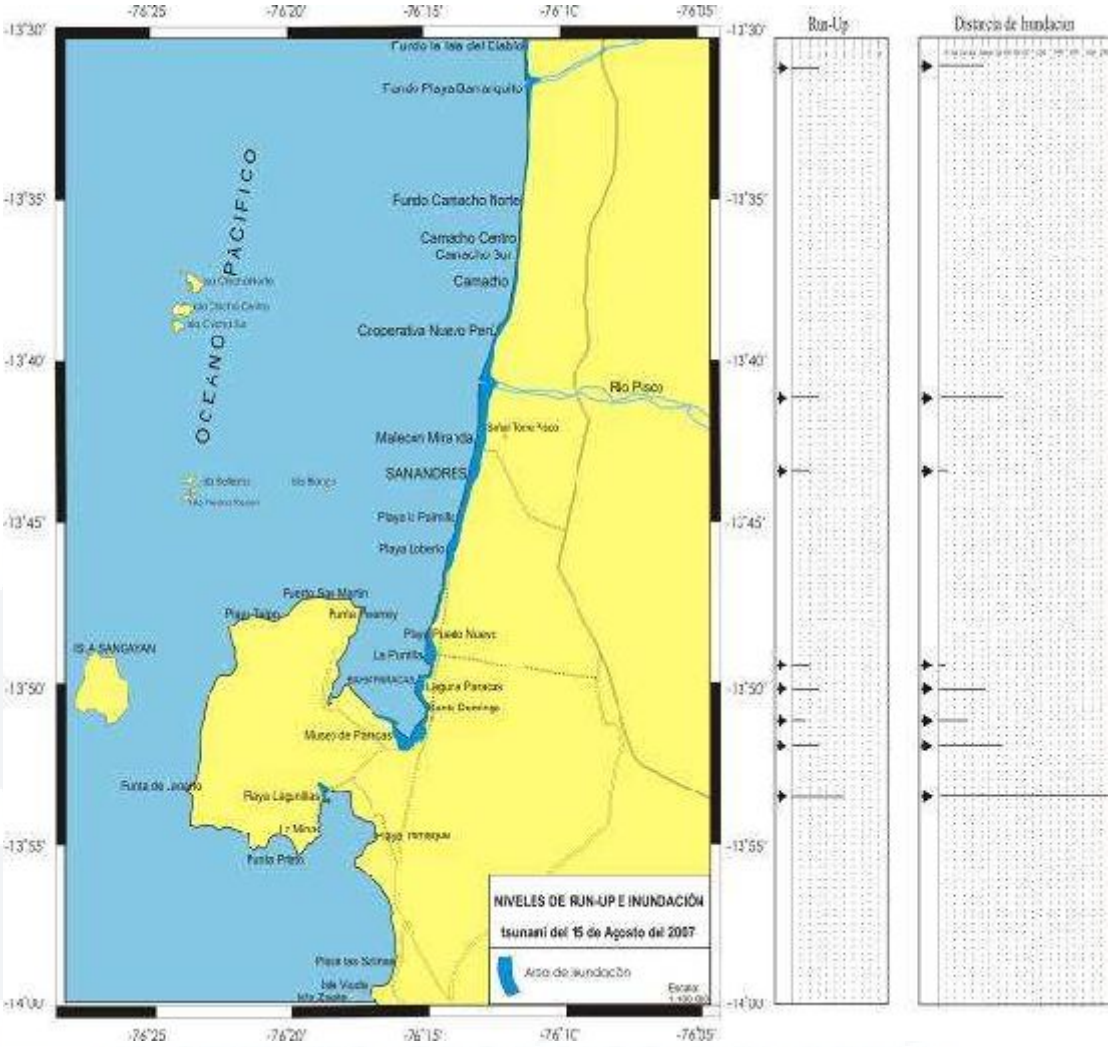


Figura 8.8: *Mapa de niveles de inundación y Run-up del tsunami del 15 de Agosto del 2007.*

El Callao

Según el DHN, la primera ola habría alcanzado una altura de 0.7 m a las 19:34 horas. Sin embargo, a las 21:47 y 00:10 arribaron otras olas de hasta 1 m, según el DHN su origen se debería al efecto combinado del aumento de intensidad de la braveza, las oscilaciones finales del Tsunami y la resonancia de la misma bahía. En el lado Sur de Chucuito, en la zona conocida como "La Mar Brava", el mar ingresó hacia la Av. Buenos Aires, inundando veredas, pistas y viviendas debido al primer oleaje

Distritos de Miraflores y Chorrillos

Según referencias el mar se habría retirado 200 metros, una hora después de generado el sismo, para luego ingresar la mar inundando algunos sectores de la pista. Así mismo, se observaron chalanas de pescadores artesanales arrastrados entre 10 y 20 metros hacia el interior de la costa.

Playa de Villa

La distancia máxima de inundación, fue de 40 m respecto al nivel medio del mar, con un Run up de 4 m. Afortunadamente estas olas no alcanzaron las viviendas ubicadas a distancias de 50 a 60 metros aproximadamente.

Playa Conchan

La distancia máxima de inundación a la altura del kilómetro 21 de la Panamericana Sur fue de 87 m respecto al nivel medio del mar y Run up de 2 m. Según referencias de los pobladores, la máxima inundación se produjo entre las 04:00 a 05:00 horas del día 16 de Agosto.

Playa de Lurín

La distancia máxima de inundación, fue de 86 m respecto al nivel medio del mar con Run-up de 3 m. Según testimonios, la máxima inundación ocurrió entre las 04:00 a 05:00 horas del día 16 de Agosto.

Chincha – Tambo de Mora

Según testimonios, después de 25 minutos de ocurrido el sismo en las calles Miramar y el Muelle (costas de Tambo de Mora) llegan dos olas que alcanzaron una altura máxima de inundación (Run-up) de 3 m y una distancia máxima de inundación de 520 m a la altura de la plaza Grau y en donde también se observo efectos de licuefacción del suelo. En esta área, los daños ocasionados por el tsunami fueron mayormente en zonas de cultivo ubicadas cerca a la línea de costa y en menor magnitud en las viviendas, dado que estas se encuentran a una distancia promedio de 380 m de la playa. Los pocos daños observados fueron producto de la inundación que alcanzó niveles de 43 cm con respecto al suelo.

Pisco playa

Según testimonios, después de 15 minutos de ocurrido el sismo a la cooperativa Almirante Miguel Grau-ultima etapa (costado del río Pisco) arribaron tres olas, siendo las dos ultimas de menor magnitud. La altura máxima de inundación (runup) alcanzada fue de 3 m y distancias de inundación máxima de 765 m. En otro punto a la altura del muelle Fiscal, la distancia de inundación fue de 450 m alcanzando a la loza deportiva ubicada a un costado del muelle (Fotos 1 y 2). En este lugar, los daños ocasionados por el tsunami fueron principalmente en viviendas ubicadas a una distancia de 711 m de la costa (costado del río). En la parte exterior de estas viviendas se midió una marca de agua a 45 cm con respecto al suelo (Fotos 3 y 4). A la altura del muelle fiscal, los daños fueron mínimos debido a la topografía y a la presencia del malecón que no permitió el ingreso del agua.

San Andrés:

Según testimonios, después de 15 minutos de ocurrido el sismo la mar se retiró aproximadamente 200 m, para luego arribar a las costas de San Andrés una serie tres olas, siendo la primera lenta y alcanzando en promedio una altura de 50 cm. La segunda y tercera fueron mucho más grandes llegando hasta las viviendas. La altura máxima de inundación (run-up) en esta zona fue de 2 m, con una distancia de inundación de 122 metros hasta la plaza de San Andrés. En este punto, los daños ocasionados por el tsunami fueron principalmente por inundación en las viviendas cercanas a la línea de

costa. Asimismo, se observó decenas de botes que fueron transportados e impactados frente a las viviendas que se ubican a un costado de la pista, a una distancia promedio de 70 m de la línea de costa (Foto 5) ó en otros casos a una y dos cuadras al interior del pueblo, quedando algunos destrozadas. En el exterior de algunas viviendas se nota las marcas del agua y las algas atrapadas en ventanas a una altura media de 1.54 m. Sin embargo, en el interior de otras viviendas se observó alturas de 0.80 m (Fotos 6, 7 y 8). En otro punto de la pista que conduce a Paracas, se observó la presencia de gran cantidad de arena, conchas y basuras dejadas por el tsunami (Fotos 9 y 10).

Playa Chaco

Según testimonios, después de 20 minutos de ocurrido el sismo, tres olas arribaron a la playa el Chaco, previo recogimiento del mar a distancias de aproximadamente 50 m, siendo la primera lenta en forma de renvalse, dando tiempo para que las personas salgan y cierren sus viviendas; mientras que, la segunda fue mucho mayor arribando en forma de remolino con orientación Norte-Sur. La altura máxima de inundación (run-up) medida fue de 2 m, con una distancia máxima de inundación de 97 m frente al muelle artesanal El Chaco. En general, los daños ocasionados por el tsunami fueron por inundación de las viviendas ubicadas frente al mar y puestos artesanales del Chaco ubicados a 20 m de la línea de costa (dañando puertas, ventanas y objetos del interior) y en donde se midió marcas de agua a 70 cm de altura con respecto a su base. Frente a las viviendas se observo algas atrapadas en las palmeras a 80 cm de altura, botes varados y depósitos de hiervas (Fotos 11, 12 y 13). Por otro lado, el muelle denominado "Atracadero El Chaco", fue levantado por las olas y dejada parte de su estructura flotando a una altura de 3.40 m (Fotos 14 y 15).

Paracas

Según testimonios del vigilante del Hotel Paracas, quien se acerco a la playa después de ocurrido el sismo, indica que la mar se retiró hasta una distancia aproximada de 100 m, lo que le permitió dar aviso a la gente del lugar. Después de 20 minutos de ocurrido el sismo arribó a la costa una serie de tres olas que alcanzaron alturas máximas de inundación (run-up) de 3 metros y distancias máximas de 575 m.

En otro punto ubicado en el centro del balneario, la mar ingreso a mayor distancia alcanzando a la laguna de Paracas para aumentar el volumen normal del agua (Fotos 16 y 17) En esta zona, los daños fueron por inundación e impacto de las olas en las viviendas cercanas a la playa destruyendo en algunos casos ventanas, puertas y depositando algas y arena en su interior (distancia promedio de 7 m en la parte central y 30 m en los extremos) del balneario, ver Fotos 18 y 19. A esta inundación contribuyó la configuración de la Bahía y la pendiente suave de la misma. En las viviendas, la altura de la marca del agua es de 1.50 m sobre la superficie (Fotos 20, 21 y 22).

Santo Domingo

En esta zona la distancia máxima de inundación fue de 350 m debido a la topografía suave del lugar y porque parte de la zona esta descampada, lo cual permitió que las olas se desplacen sin dificultad. En esta zona, se observaron palmeras arrastradas a decenas de metros de su posición original. Asimismo, en una de las viviendas ubicadas a 76 m de distancia desde la línea de costa se midió 85 cm de altura para la marca del agua (Foto 21).

Museo de Paracas

A la altura del museo de Paracas se observó que probablemente la mar tuvo un gran desplazamiento ya que alcanzó distancias máximas de inundación entre 700-870 m sin alcanzar el museo. A unos cientos de metros antes de llegar al museo (frente al cerro colorado), se observó que la mar sobrepasó la carretera que conduce a la Reserva Nacional de Paracas y puerto San Martín, en donde se midió una altura máxima de inundación de 6 m (Foto 23). En esta zona, por ser desértica y deshabitada no hubo daños. Únicamente el mirador de aves de madera y base de concreto ubicada a unos cuantos metros de la playa fue socavado y parte de su estructura arrastrada por las olas a 48 y 54 m de su posición original en dirección Sur (Fotos 24 y 25).

Lagunillas

Según testimonios de los 3 sobrevivientes del lugar, después de 15 minutos de ocurrido el sismo de Pisco, arribó a sus costas una ola pequeña seguida de otra mucho más grande produciendo gran ruido a su paso. La altura máxima de inundación fue de 6

m y hacia el extremo Noreste de la caleta, lugar descampado y con topografía suave, la mar alcanzo una distancia máxima de inundación de 2000 m, lo cual generó cambios en la morfología de esta zona debido al flujo y reflujo del agua dando la sensación de hundimiento del terreno.



Figura 8.9: *Mapa de Lagunillas antes de ocurrido el tsunami (Audin, 2007) y fotos de la destrucción por el tsunami en las viviendas aledañas.*

Los daños ocasionados en esta zona fueron por el impacto de las olas sobre las estructuras, que destruyeron los cuatro restaurantes turísticos existentes en la zona y de los cuales solo quedaron en pie sus columnas (Figura 8.9). En este lugar se ha producido

la muerte de tres personas por el impacto del tsunami (mujeres de 43, 56 y 86 años de edad). Asimismo, se ha observado la presencia de un lobo marino muerto a 150 m de la línea de costa y una bolichera varada a 1500 m de distancia. (Fotos 26 y 27)

Laguna grande

Según testimonios de los habitantes de la zona de Rancherío, después de 15 minutos de ocurrido el sismo dos olas arribaron a esta zona previo impacto en los acantilados. En la zona, la altura máxima de inundación (run-up) fue de 1 m, ingresando las olas por detrás de las 32 viviendas de adobe, quincha y esteras propiedad de los pescadores. En general, los daños en las viviendas fueron mínimos. El mayor impacto fue en la fauna marina ya que se observo en la playa cerca de una decena de lobos marinos muertos en grupos de dos y tres (Figura 8.10).

Por otro lado, en la zona denominada "El Muelle", la mar subió cerca de 10 cm por encima del muelle sin generar daño alguno en las viviendas ya que se encuentran en la parte alta a una distancia promedio de 45 m del muelle.

Playa Yumaque

Según observaciones realizadas por el Dr Woodman, en esta zona el tsunami habría alcanzado una distancia máxima de inundación de 70 m respecto al nivel medio del mar y Run Up de 10 m Esto debido a que dicha playa esta dentro de la zona de mayor dislocación junto a la configuración de la batimetría costera el cual produce la amplificación de esta onda.



Figura 8.10: *Laguna Grande donde se observa el impacto del tsunami en la fauna marina.*

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

8.4 DAÑOS CAUSADOS POR EL TSUNAMI

Los daños característicos causados por el tsunami fueron principalmente por inundación en viviendas y terrenos de cultivo ubicados cerca de la línea de costa desde Tambo de Mora hasta el Balneario de Paracas. En todo el tramo, la inundación promedio alcanzó una altura de 70 cm en el interior de las viviendas dejando inservible todo tipo de objetos personales (colchones, ropas, artefactos, etc.). En la playa Lagunillas, los daños fueron por impacto e inundación quedando las cuatro viviendas existentes reducidas a escombros, además de provocar la muerte de tres personas.

Otros tipos de daños en menor proporción fueron generados por Socavamiento. Por ejemplo, la base del mirador de aves ubicada frente al museo de Paracas, fue socavada y parte de su estructura transportada a 54 metros de distancia. Así mismo, una parte de la estructura del muelle artesanal "El Chaco" fue removida quedando suspendida a 3.40 m de altura.

Por otro lado, el proceso de flujo del agua tuvo un papel importante en la producción de daños al transportar todo tipo de objetos a grandes distancias como los observados en San Andrés y el Chaco, donde los botes fueron impactados y en algunos casos destruidos frente a las viviendas ó en el caso de Lagunillas, donde estos fueron transportados a grandes distancias.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

CAPITULO IX

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El estudio de los tsunamis; así como, el análisis y evaluación del sistema de alerta de tsunamis con que cuenta el Perú (TREMORS) desarrollado y discutidos en el presente trabajo de investigación, ha permitido llagar a las siguientes conclusiones y recomendaciones:

- La principal fuente generadora de tsunamis en el mundo, es el proceso de convergencia de la placa del Océano Pacífico (placa oceánica) y las diferentes continentales que constituyen el Cinturón de fuego del Pacífico. El Perú forma parte de esta región; por lo tanto, genera sismos tsunamigénicos y a la vez es afectado por tsunamis que ocurren fuera del Perú.

- Los tsunamis, constituyen un importante peligro natural que al tener su origen asociado principalmente a la ocurrencia de grandes sismos, si son posibles de prevenirlos; teniendo en cuenta que, la velocidad de propagación de las ondas sísmicas por el interior de la tierra es mucho más rápida que la velocidad de las olas generadas en el fondo oceánico y principalmente si la distancia epicentral es grande con respecto a la zona de referencia.

- El sistema TREMORS hace uso de manera oportuna de la información proveniente de una estación sísmica de tres componentes para emitir una alerta

de tsunamis, en función de la ubicación epicentral del sismo y del Momento Sísmico (Mo).

- La detección de eventos sísmicos y por ende, la identificación automática de las fases sísmicas que realiza el sistema TREMORS, esta fuertemente influenciado por la calidad de la señal en el momento de la detección (Señal/Ruido) y de las características del primer impulso, siendo más preciso en señales de tipo impulsivas.

- La distancia epicentral constituye uno de los parámetros importantes para definir la localización de un sismo. En este sentido, las residuales en el cálculo de la distancia epicentral de manera automática para eventos regionales, con respecto a la estación ELRO y NNA se encuentra en un intervalo de +1.5° y –2.9°, mientras que, para el manual éste disminuye hasta +1.3° y –0.4°. Por otro lado, para eventos telesísmicos, este rango esta entre +3.3° y –10.8° para el procedimiento automático y entre +1.1° y –6.9° par el manual. Para el caso de eventos telesísmicos estos rangos de variación no son relevantes.

- En el caso del sismo de Chile del 14 de Noviembre, el epicentro no fue calculado debido a que el sistema TREMORS no detecto el arribo de la onda P por presentar una amplitud menor al umbral establecido. En este caso, el sistema únicamente identificó la llegada de la onda S y superficiales (R y L). En este sentido, es necesario proceder a la detección manual. En consecuencia, el algoritmo TREMORS requiere señales impulsivas para el cálculo correcto de los parámetros hipocentrales.

- Otro de los parámetros primarios que requiere el sistema TREMORS es el acimut. Las residuales del acimut en función de la relación señal/ruido, muestra dos importantes características: Primero, la detección automática de señales con S/R menores a 4000 presenta residuales de acimut entre +5.8º y -14º; mientras que, para valores mayores de 4000 disminuyen entre +2.1º y -4.8º. Segundo, la detección manual de señales con S/R menores a 4000 presenta residuales entre +6.3° y –13.0° y para mayores a 4000 entre +1.1° y –0.8°.

- Se ha demostrado que las residuales observadas en el cálculo del azimut y distancia epicentral se ven fuertemente influenciados por la polarización horizontal y vertical de la onda P, siendo mínimo cuando presenta un coeficiente de CpH_P y CpZ_P en forma lineal con valores ≥ 0.97 y máximo cuando la polarización se torna elíptica con valores <0.97. En este caso se ha demostrado que los sismos que presentan coeficiente de polarización cercano a 1, se encuentran dentro de un rango de relación señal/ruido de 300 y 4000.

- El momento sísmico (Mo) calculado mediante el algoritmo TREMORS presenta pequeñas variaciones con referencia a los valores reportados por el IGP y NEIC, siendo estos entre +0.16 y -0.24 unidades. Estas variaciones se deben a las diversas constantes asumidas por el algoritmo TREMORS para realizar las correcciones de la distancia y de la fuente a fin de calcular la magnitud manto (Mm) y por consecuencia el momento sísmico.

- Los valores de Magnitud Momento (Mw) obtenidos mediante el algoritmo TREMORS (automático y manual) son muy cercanos a los valores reportados por el IGP y NEIC. Para eventos regionales y telesísmicos, estos valores presentan diferencias que oscilan entre 0.1 y 0.2 unidades en promedio, lo cual confirma la buena resolución del algoritmo TREMORS.

- El desarrollo del presente estudio ha permitido demostrar que la principal ventaja de un centro de alerta de tsunamis equipado con el sistema TREMORS, es la obtención de manera automática y en tiempo real de los parámetros epicentrales de los sismos; así como, la estimación del valor del momento sísmico (Mo), tanto para eventos Locales, Regionales y Telesísmicos.

- Del total de los eventos considerados, se ha establecido la eficiencia del sistema TREMORS en la emisión de una alerta automática de tsunamis, estableciéndose los siguientes umbrales: Sismos con momento sísmico (Mo) menor a 5.0E+19 N.m no generaron tsunamis (sismos de Chile y México); mientras que, aquellos sismos con 5.0E+19 N.m $\leq$ Mo $\geq$ 5.0E+21 N.m generaron tsunamis de tipo Local

como los ocurridos en Nazca (12/11/96), Pisco (15/08/07), Chimbote (21/02/96), Indonesia (17/07/06) y Tonga (03/05/06).

- El tiempo que demora el sistema TREMORS para dar una alerta de tsunami esta en función de la distancia epicentral y por ende del tiempo de arribo de las ondas P, S, Rayleigh y Love. En general, el tiempo promedio considerado es de 15 minutos después de la llegada de la onda Rayleigh. De esta manera, considerando que los tsunamis locales (Perú) demoran entre 15 a 20 minutos en llegar a la costa; y si este es el tiempo de cálculo del sistema TREMORS para dar una alerta, no sería aplicable completamente para sismos locales. En consecuencia, el sistema TREMORS sería válido únicamente para sismos de campo lejano.

- El sistema TREMORS se constituye como una importante alternativa para la alerta de tsunamis de tipo regional y teletsunamis, dado que su algoritmo requiere de ondas superficiales (periodos largos), las cuales son registradas a distancias regionales y telesísmicas. Asimismo, a estas distancias posibles errores en el cálculo de los parámetros hipocentrales del sismo no resultan ser importantes. Dependiendo de la distancia epicentro-estación. (NNA, Perú) el tiempo de arribo de la primera ola del posible tsunami, será tan grande que cualquier alerta será válida para salvaguardar a la población asentada a lo largo de la costa peruana.

- El sistema TREMORS no es aceptable para el campo cercano o tsunamis locales, debido a que al considerar que la primera alerta de un tsunami asociado a la ocurrencia de un sismo, se da a los 15 – 20 minutos después de ocurrido el mismo. La experiencia ha demostrado que terremotos ocurridos en Perú, han generado tsunamis que han demorado 15 minutos en llegar a la costa, entonces la información proporcionada por el TREMORS, sería a destiempo y no válido. En este sentido, se recomienda enseñar a la población que habita a lo largo de la costa peruana, que al ocurrir un sismo destructivo con epicentro en el mar, deben alejarse lo suficientemente de la costa por un sismple instinto de supervivencia.

- Los resultados obtenidos en el presente estudio, demuestran que el algoritmo TREMORS, es sin duda un eficiente sistema de alerta de tsunamis, ya que proporciona en forma rápida y automática la estimación del momento sísmico y a la vez discrimina entre los eventos sísmicos tsunamigénicos y no tsunamigénicos.

- Las agencias y autoridades encargadas de la prevención de tsunamis, como el DHN en el Perú, viene implementando y mejorando sus sistemas de detección y alerta de tsunamis. El sistema TREMORS es parte de esta de mejora para sus fines.

- Se recomienda incentivar a las autoridades correspondientes a realizar trabajos de prevención de tsunamis en toda la costa del territorio peruano. Asimismo, a la comunidad científica a la realización de estudios de riesgo de tsunamis en las costas de Perú, utilizando algoritmos para modelamiento numérico.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

BIBLIOGRAFÍA

Abe, K. (1981). Physical size of tsunamigenic Earthquake of the nortwestern Pacific. *Phys. Earth Planet. Inter., 27, pp. 194-205.*

Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectra, *J. Geophys. Res., 72, pp.1217-1231.*

Audin, L. y Farber, D. (2007). Morfología, tsunamis y licuefacción durante el sismo del 15 de Agosto de 2007. Características Generales del Tsunami del 15 de Agosto de 2007. En Tavera, H. (Ed.) "El terremoto de Pisco (Perú) del 15 de Agosto de 2007 (7.5 Mw)". *Dirección de Sismología – CNDG / Instituto Geofísico del Perú. Volumen Especial, pp. 371-386.*

Canas, J. y Mitchell, B. (1978). Lateral variation of surface-wave anelastic attenuation across the Pacific. Bull Seism. *Soc. Am., V. 78, pp.1637-1650.*

Carpio, J. y Tavera, H. (2002). Estructura de un Catálogo de Tsunamis para el Perú basado en el Catálogo de Gusiakov. B*oletín de la Sociedad Geológica del Perú, V. 94, pp. 45-59.*

Cisternas, M., et al (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake, *Nature 437, pp. 404–407.*

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. y Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int., 101, pp. 425-478.*

Dorbath, L., A. Cisternas, y Dorbath C. (1990). Assesment of the size of large and great historical earthquakes in Peru, *Bull.Seims.Soc.Am., Vol. 80, N° 3, pp. 551-576.*

Guiller, R. (1976). Scaling relation for earthquake source parameters and magnitudes. *Bull Seism. Soc. Am.,V. 66, pp. 1501-1523.*

Gutenberg, B. y Richter (1954), C. Seismicity of the Earth and associated phenomena. *Princeton Univ. Press, Princeton, N, J., pp. 310.*

Haskell, N. A (1962). Crustal reflection of plane P and SV waves. *J. Geophsics Res, 67, pp. 4751-67.*

Iida, K. (1956). Earthquakes accompanied by tsunamis occurring under the sea off the islands of Japan. *J. Earth Sci. Nagoya University, 4, pp. 1-43.*

Iida, K. (1963). Magnitude, energy and generation mechanisms of tsunamis and a catalogue of earthquakes associated with tsunamis. *International Union of Geodesy and Geophysics Monograph*, *vol. 24, pp. 7-17.*

Iida, K. y Iwasaki, T. (1983). Tsunamis: Their science and engineering, Proceedings of the International Tsunami Symposium (1981), Tokyo: Terra Scientific.

ITSU. (1999). Master Plan. Tsunami Warning System in the Pacific. Intergovernmental Oceanographic Commission, *UNESCO. Second Edition, pp. 32.*

Kanamori, H., and Anderson, D. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology: *Bull. Seismol. Soc. Am., v. 65, no. 5, pp. 1073-1095.*

Kanamori, H. y Cipar, J. J. (1974). Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960. *Phys. Earth Planet. Int. 9, pp. 128-136.*

Kanamori, H., and Stewart, G.S. (1976). Mode of the strain release along the Gibbs fracture zone, Mid-Atlantic ridge. *Phys. Earth Planet. Int., v. 11, pp. 312-335.*

Kanamori, H. (1972). Mechanism of Tsunami earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int., v. 6, pp. 346-359.*

Kanamori, H y Anderson, D (1977). Importance of physical dispersion in surface-wave and free-oscillation problems. *Review: Rev. Geophys. Space Phys., v. 15, pp. 105-112.*

Kuroiwa, J. (1983). Tsunamis: Efectos sobre las costas de Lima Metropolitana Lima. *Oficina del Coordinador para el Socorro en casos de desastre (UNDRO); 1983, pp. 9.*

Kuroiwa, J. (2002). "Reducción de Desastres: Viviendo en Armonía con la Naturaleza". *Primera edición, 2002, pp. 211-233.*

Lida, K. (1963). Catalog of tsunamis in Japan and its neighboring countries. Special Report, Yashigasa, Yakusa-cho, Toyota-shi. *Aichi Institute of Technology, 1984.*

Lockridge, P. A. (1985). Tsunamis in Peru-Chile, World Data Center-A Rept. *SE-39, National Geophysics Data Center. Boulder, Colorado, 97, pp. 1962.*

DHN. (2007). Informe Post Tsunami. (Agosto 2007). *Dirección de Hidrografía y Navegación: Departamento de medio ambiente, pp. 1-46.*

Mattauer, M. (1976). Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. *Ed. Omega, pp. 300.*

Mitchell, R. y Yu, G. (1980). Sureface-Waves dispersion, regionalized velocity model, and anisotropy of the Pocific crust and upper mantle. *Geoph. J. R. Astr. Soc., V. 63, pp. 497-514.*

Mitchell, B. J. (1995). "Anelastic structure and evolution of the continental crust and upper
mantle from seismic surface wave attenuation". *Rev. Geophys. 33, no. 4, pp. 441-462.*

Okal, E. y Talandier, J. (1988). M_m: Theory of a variable-period mantle magnitude, *Geophys. Res. Letts., 14, pp. 847-839.*

Okal, E. y Talandier, J. (1989). M_m: A variable-period mantle magnitude, *J. Geophys. Res.*, *94*(*B4), pp. 4169–4193.*

Okal, E. A. (1977). The effect of intrinsic oceanic upper-mantle heterogeneity on the regionalization of long-period Rayleigh wave phase velocities, *Geophys. J. Roy. astr. Soc., 49, pp. 357-370.*

Schindelé, F., Reymond, D., Gaucher, E. y Okal, E. A. (1995). "Analysis and Automatic Processing in Near-Field of Eight 1992-1994 Tsunamigenic Earthquakes: Improvements towards Real-Time Tsunami Warning", *Pure and Applied Geophysics, Vol. 144, No. 3-4, pp. 381-408.*

SHOA, (1984). Maremotos en la costa de Chile. Valparaíso, *Chile. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). 1ª edición, pp. 48.*

SHOA (1995): Maremotos en la costa de Chile. Valparaíso, *Chile. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). 2ª edición, pp. 48.*

Silgado, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974), *Serie C, Instituto de Geología y Minería, pp. 133.*

Soloviev, S. L. (1970). Recurrence of tsunamis in the Pacific, W. M. Adams, *Tsunamis in the Pacific Ocean, East West Center Press, Honolulu.*

Soloviev, S. y Kim C. (1992). Catalogue of Tsunamis in the Pacific 1969-1982, *Results of Researches on the International Geophysical Projects. Moscow: Academy of Sciences of the USSR.*

Soloviev, V. (1978). Tsunamis, in the assessment and mitigation of earthquake risk, *UNESCO, Paris.*

Talandier, J. y Okal, E. A. (1989). "An Algorithm for Automated Tsunami Warning in French Polynesia Based on Mantle Magnitudes", *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 79, No. 4, pp. 1177-1193.*

Tavera, *E., Buform, I. y Perez-Pacheco* (2000). Mecanismo focal del terremoto de Nazca (Perú) del 12 de Noviembre de 1996 (Mw=7.7). *Revista Geofísica, N° 45, pp. 143-163.*

Tavera, H. (2005). Sismo intermedio del 25 de Septiembre 2005 (7.0ML) (Departamento de San Martín - Perú). *Informe Técnico, Dirección de sismología-IGP, pp. 30.*

Tavera., et al (2007). Intensidades Regionales Asociadas al Terremoto de Pisco del 15 de Agosto de 2007. En Tavera H. (Ed.) "El terremoto de Pisco (Perú) del 15 de Agosto de 2007 (7.5 Mw)". *Dirección de Sismología – CNDG / Instituto Geofísico del Perú. Volumen Especial, pp.29-34.*

Tavera, H. y Bernal, I. (2007). El Terremoto de Pisco del 15 de Agosto de 2007: Aspectos Sismológicos. En Tavera, H. (Ed.) "El terremoto de Pisco (Perú) del 15 de Agosto de 2007 (7.5 Mw)". *Dirección de Sismología – CNDG / Instituto Geofísico del Perú. Volumen especial, pp. 13-22.*

UNESCO-IOC (2005). International Tsunami Information Center. *Tsunami Warning, IOC Information Document No. 1223. París.*

Veyl, C. (1960). Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de Mayo de 1960 en el Sur de Chile. *Universidad de Concepción, Departamento de geología y minería, pp.42.*

Wiegel, R. (1970). Earthquake engineering. *U.S.A. Prentice-Hall. Chapter 11 Tsunamis, pp. 253-306.*

Woodhouse, J. H. y Dziewonski, A. M. (1984). Mapping the upper mantle: three dimensional modelling of Earth structure by inversion of seismic waveforms, *J. Geophys. Res., 89, pp. 5953-5986.*

Yauri S. y Tavera, H. (2007). Características Generales del Tsunami del 15 de Agosto de 2007. En Tavera, H. (Ed.) "El terremoto de Pisco (Perú) del 15 de Agosto de 2007 (7.5 Mw)". *Dirección de Sismología – CNDG / Instituto Geofísico del Perú. Volumen Especial, pp. 371-386.*

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

ANEXO I

Gráficos obtenidos mediante la identificación automática y manual de los tiempos de arribo de las ondas, para sismos Locales, Regionales y Telesísmicos utilizados en el presente estudio.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

1. SISMO DEL 21 DE FEBRERO DE 1996 - CHIMBOTE

1.1 Identificación automática de las fases

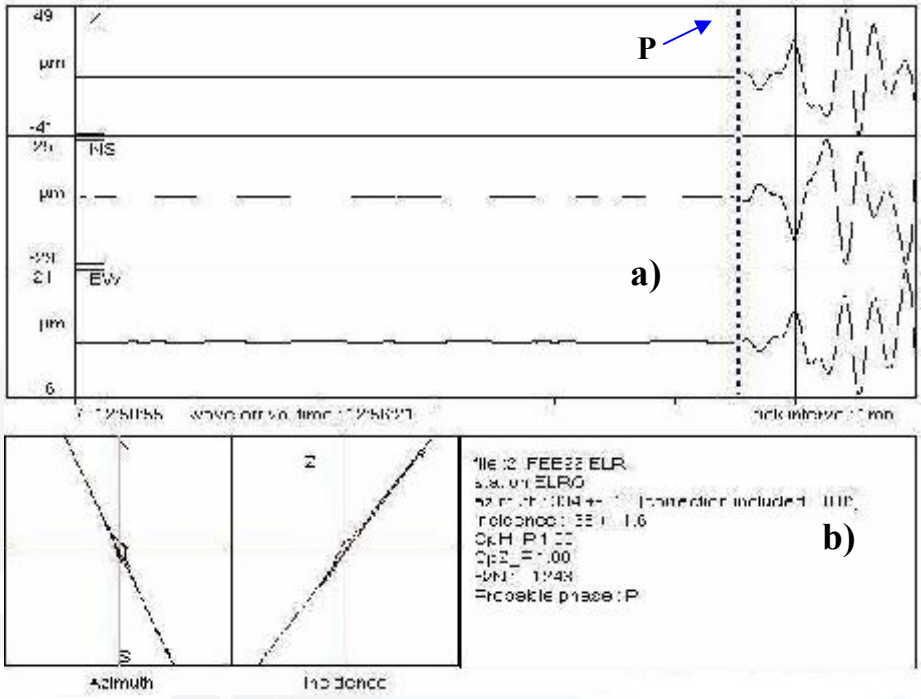


Figura 6.1: *a) Sismograma con sus tres componentes donde se observa la identificación automática de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia.*

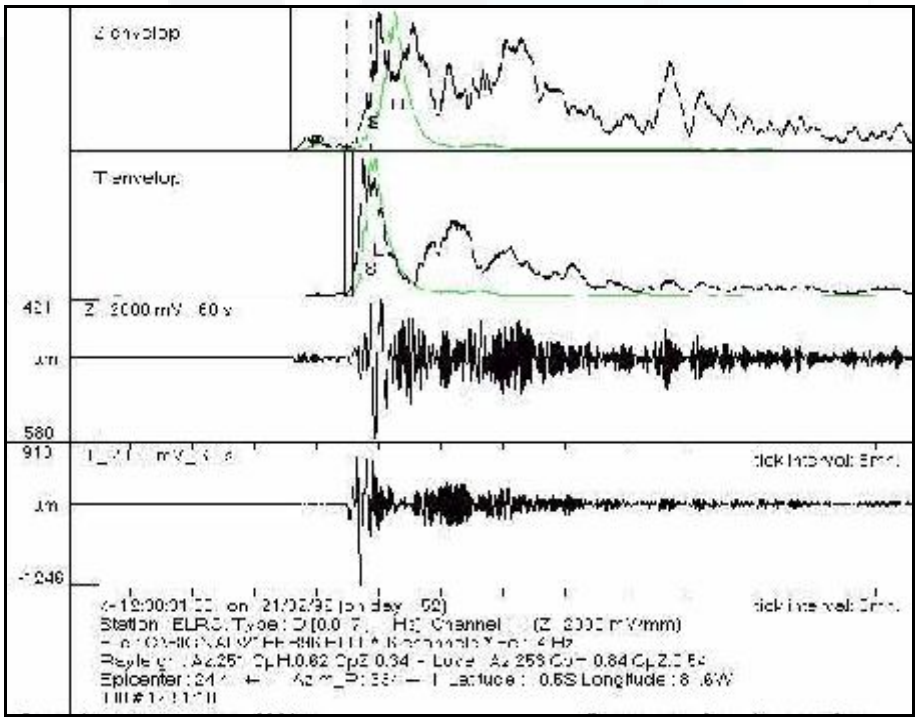


Figura 6.2: *Registro de las componentes Vertical (Z) y Transversal (T) con sus respectivas envolventes de energía y en donde se identifica los tiempos de arribo de las ondas S, R y L.*

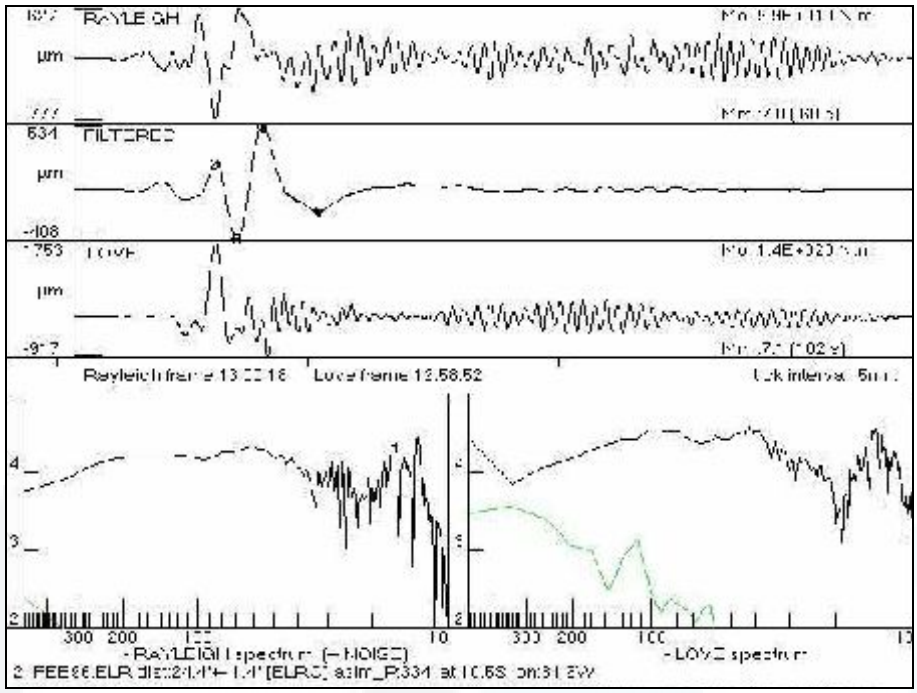


Figura 6.3: *Calculo automático de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 s de registro de ondas Rayleigh y Love.*

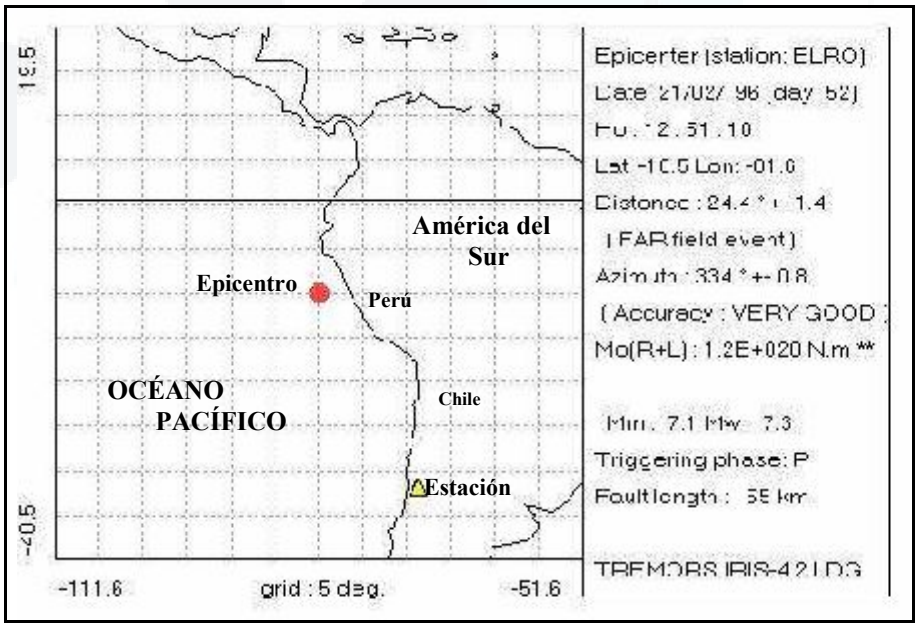


Figura 6.4: *Localización epicentral y resumen de los parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS para el sismo del 21 de Febrero de 1996.*

1.2 Identificación manual de las fases

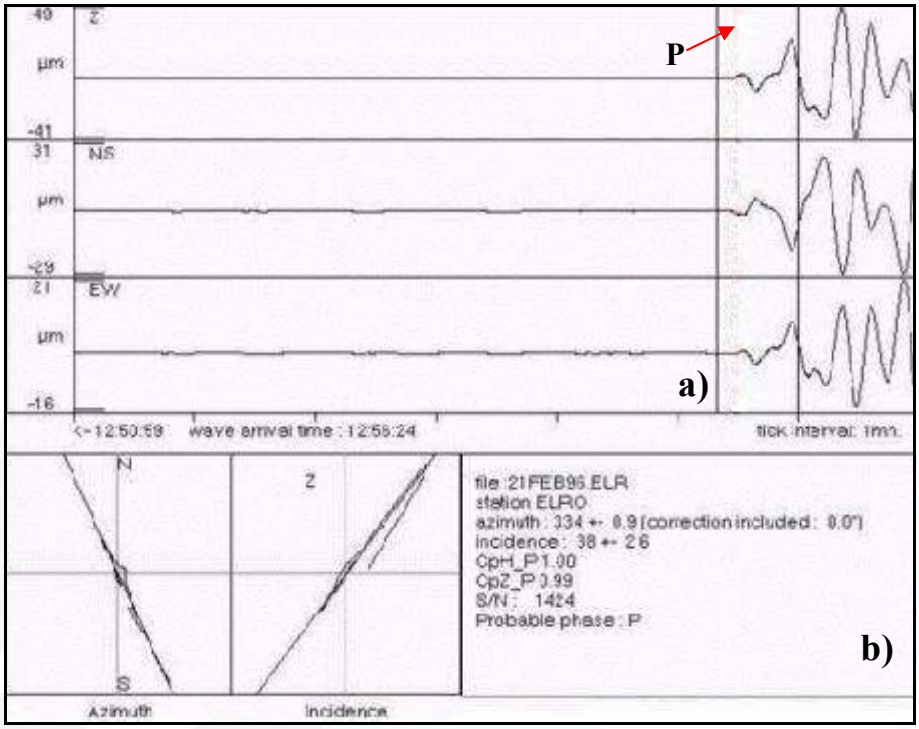


Figura 6.5: *a) Sismograma con sus tres componentes donde se observa la identificación manual de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia: sismo del 21 de Febrero de 1996.*

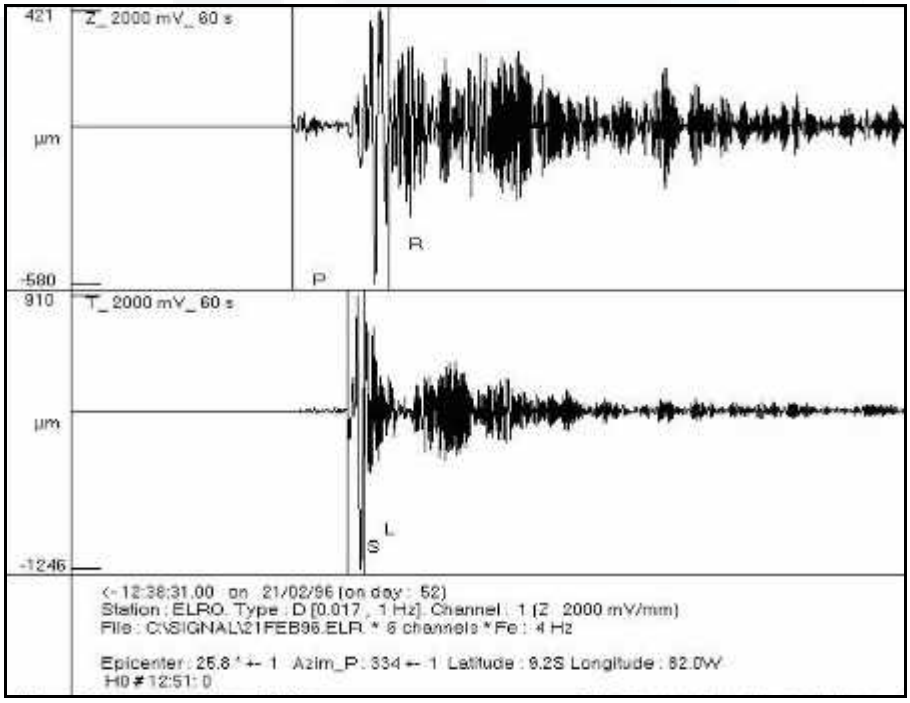


Figura 6.6: *Identificación manual de las fases P, S, R y L en los registros de la componente Vertical (Z) y Transversal (T).*

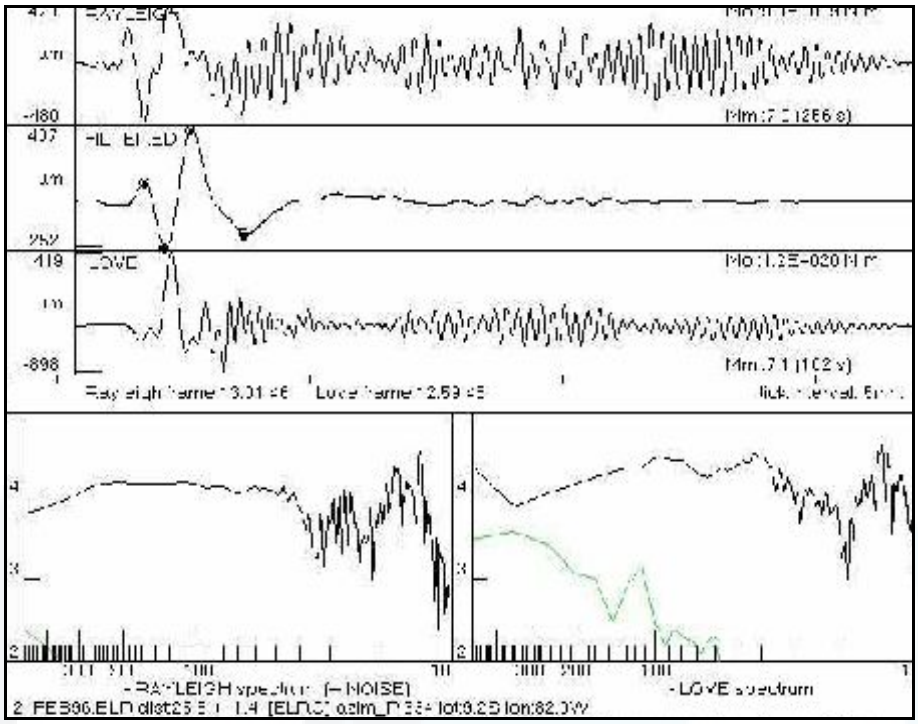


Figura 6.7: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 s de ondas Rayleigh y Love*

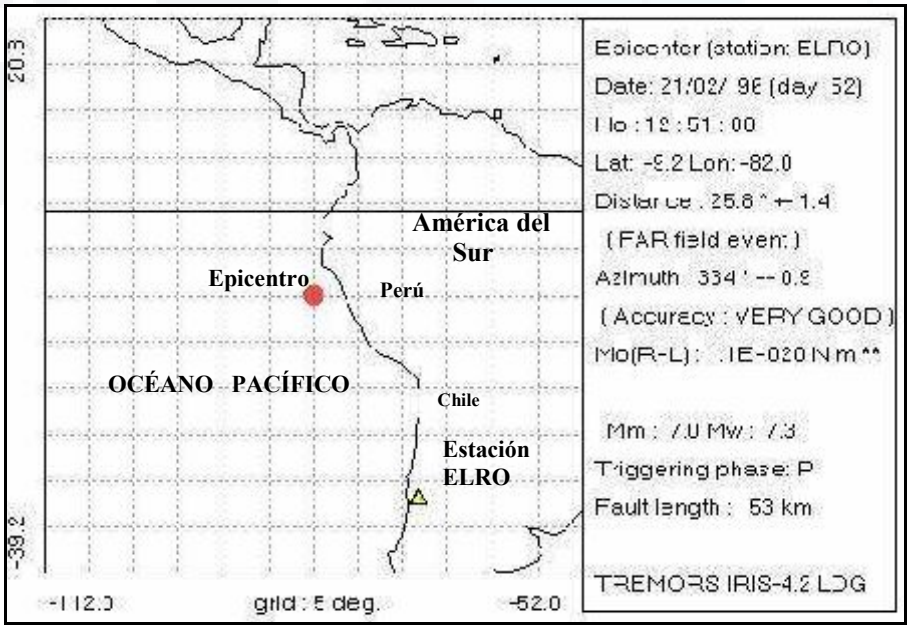


Figura 6.8: *Localización epicentral del sismo del 21 de Febrero de 1996 y parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS a partir de la identificación manual de las fases sísmicas.*

2. TSUNAMI DEL 12 DE NOVIEMBRE DE 1996 – NAZCA

2.1 Identificación automática de las fases

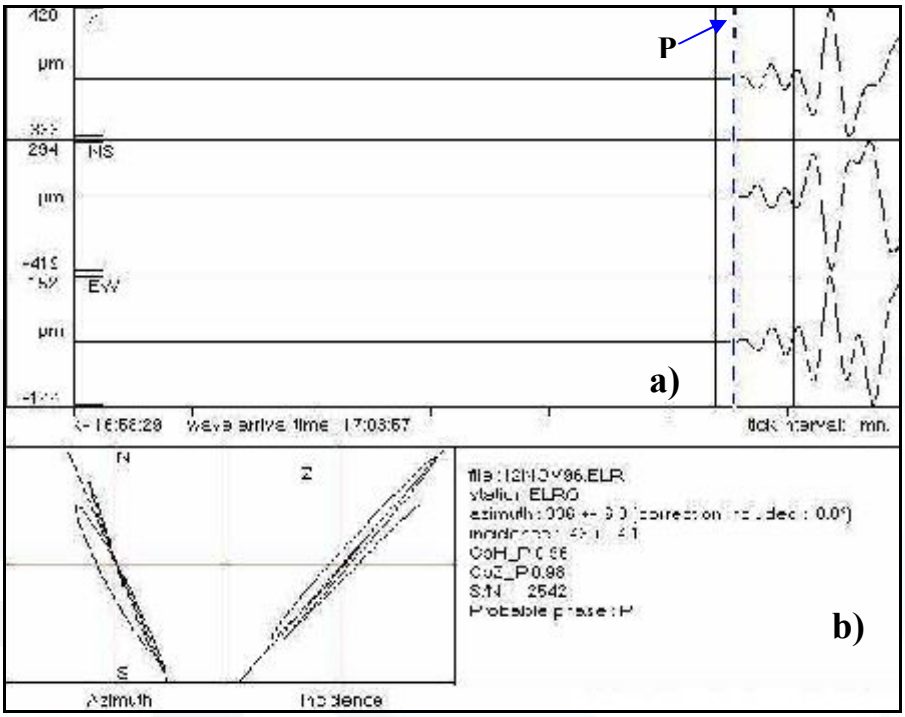


Figura 6.9: *a) Sismograma con sus tres componentes donde se identificación automática la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia: sismo del 12 de Noviembre de 1996.*

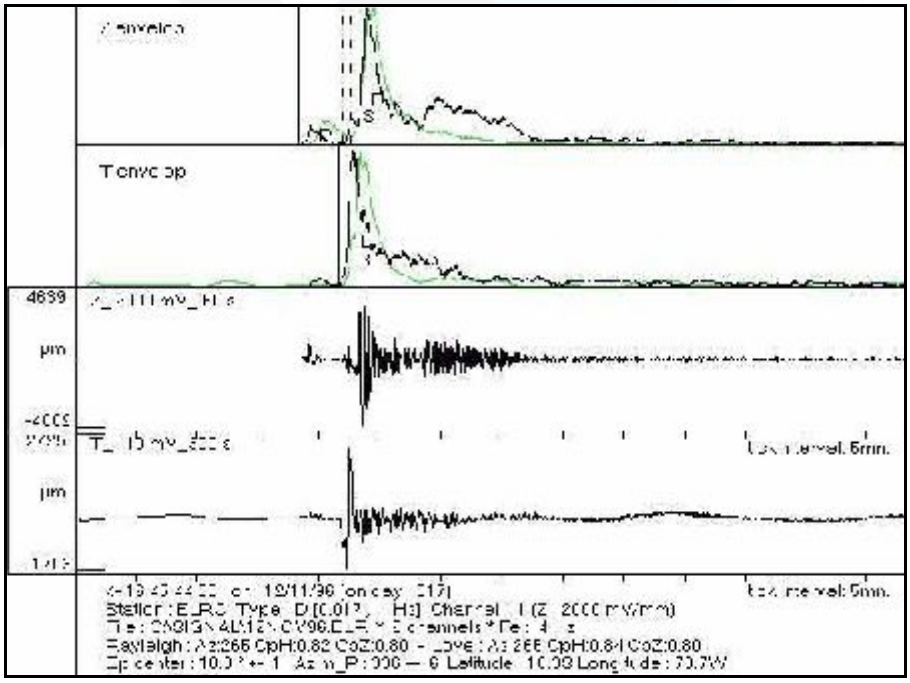


Figura 6.10: *Registro de la componente Vertical (Z) y Transversal (T) con sus respectivas envolventes de energía, donde se identifica automáticamente los tiempos de arribo.*

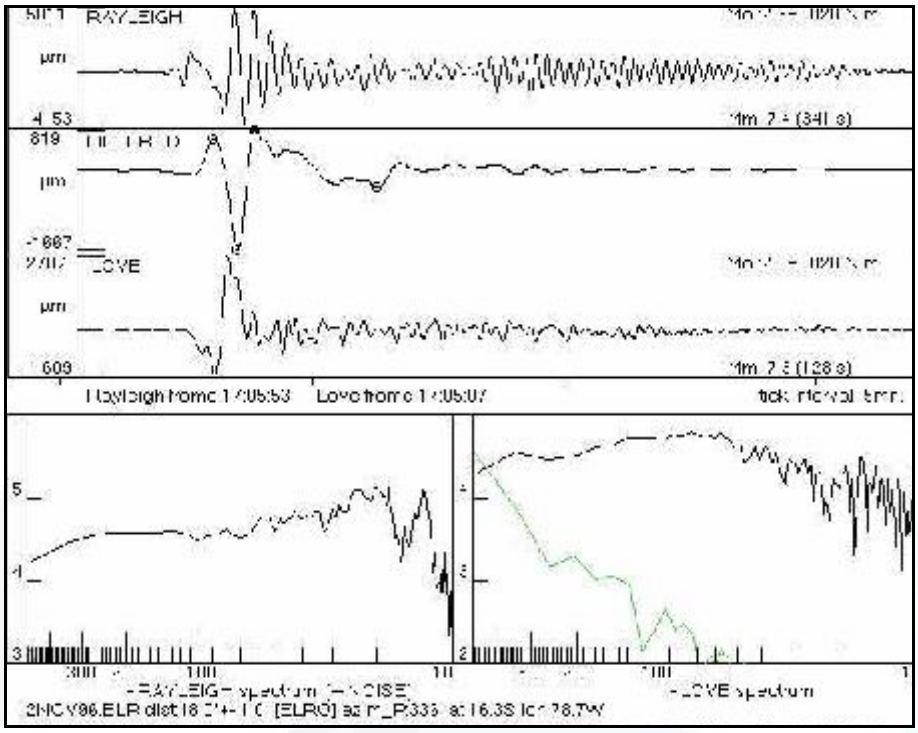


Figura 6.11: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 s de ondas Rayleigh y Love.*

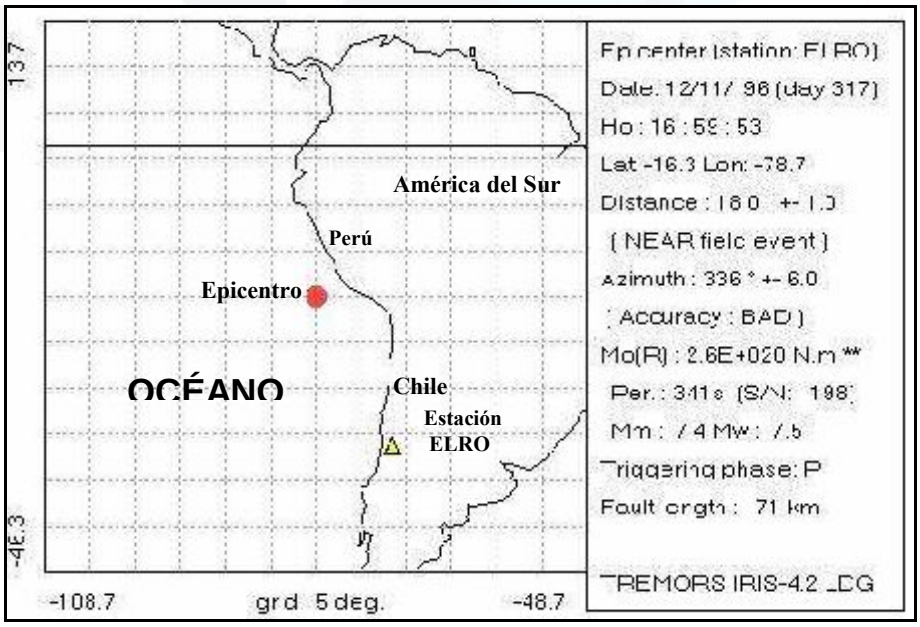


Figura 6.12: *Localización epicentral y parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS para el sismo del 12 de Noviembre de 1996.*

2.2 Identificación manual de las fases

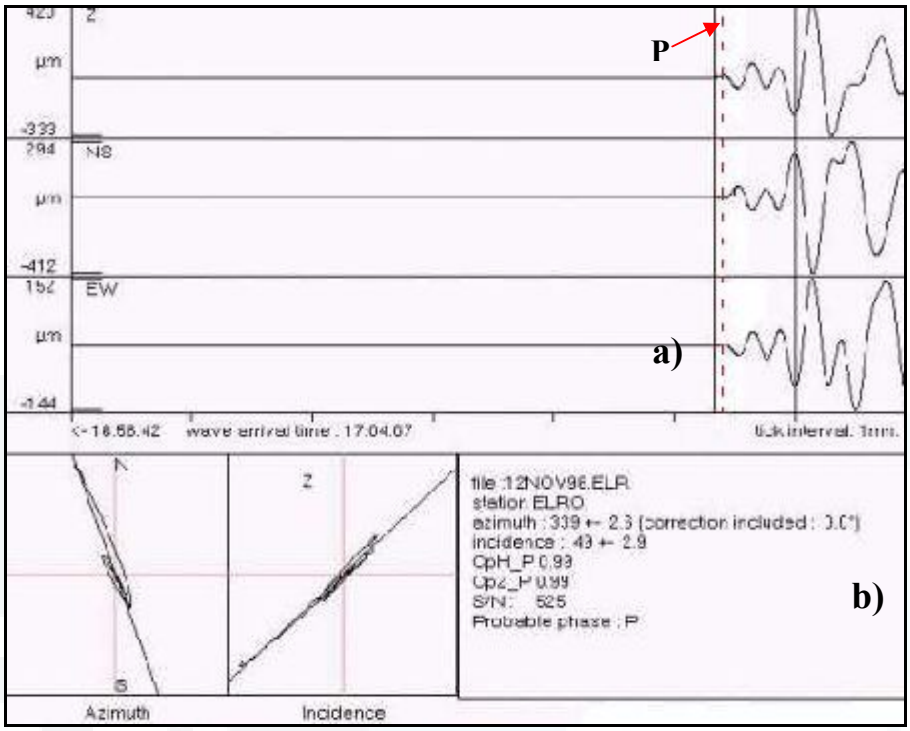


Figura 6.13: *a) Sismograma con sus tres componentes mostrando la identificación manual de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia: sismo del 12 de Noviembre de 1996.*

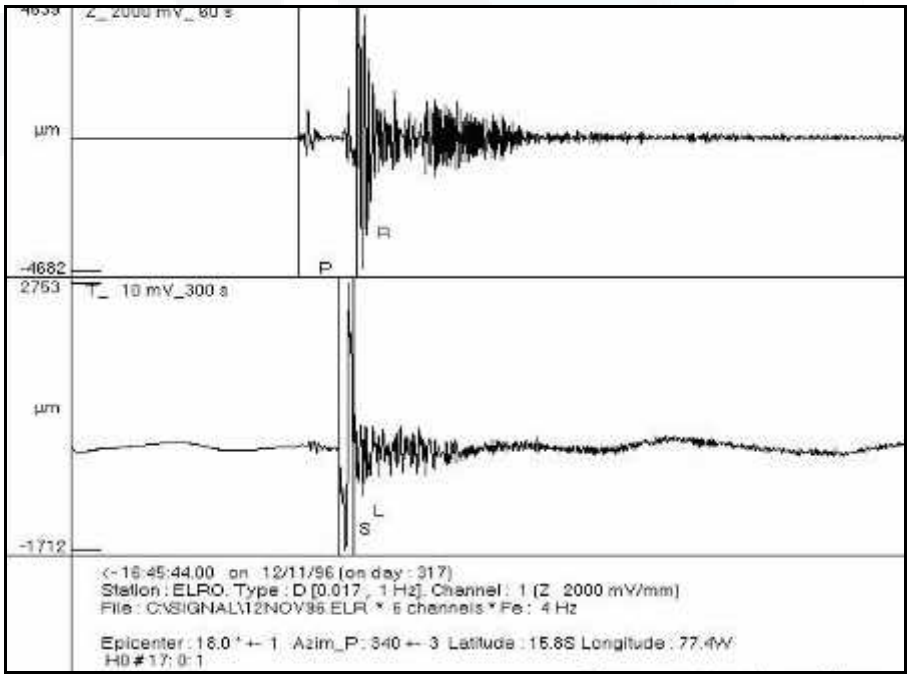


Figura 6.14: Identificación *manual de las fases P, S, R y L en los registros de la componente Vertical (T) y Transversal (T).*

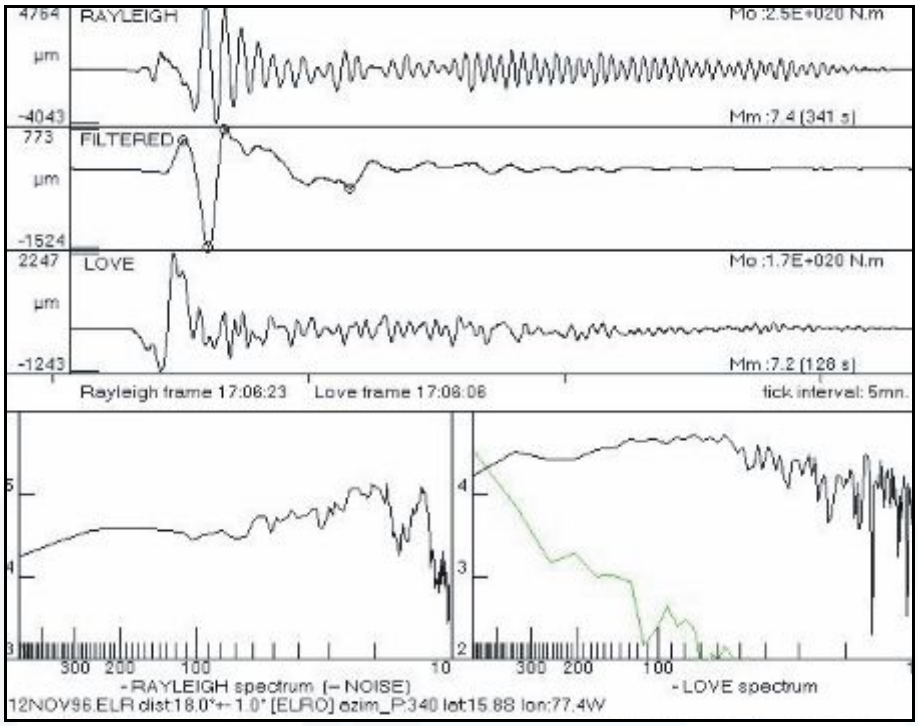


Figura 6.15: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 segundos de ondas Rayleigh y Love.*

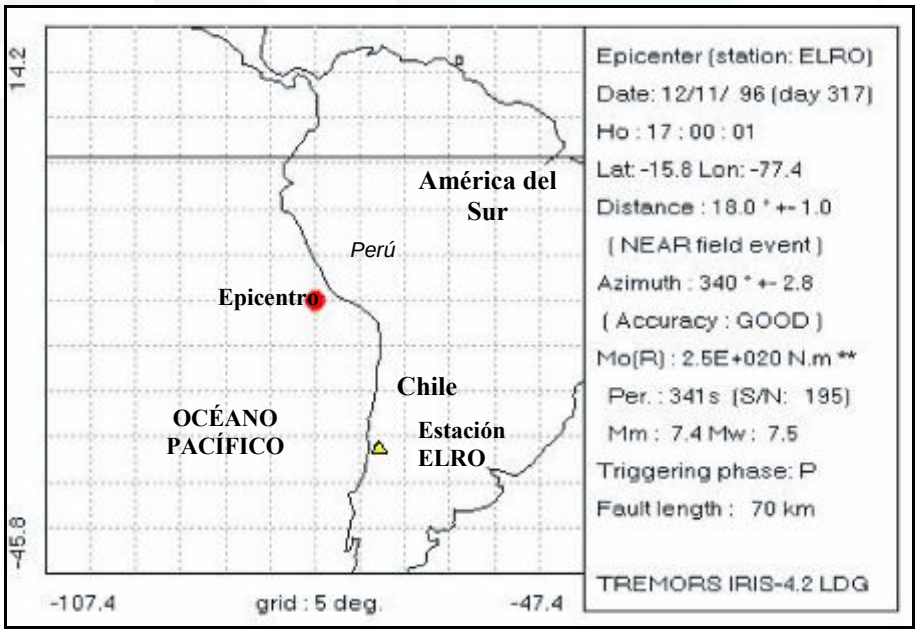


Figura 6.16*: Localización epicentral del sismo del 12 de Noviembre de 1996 y parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS a partir de la identificación manual de las fases sísmicas.*

3. SISMO DEL 20 DE DICIEMBRE DEL 2000 – CHILE

3.1 Identificación automática de las fases

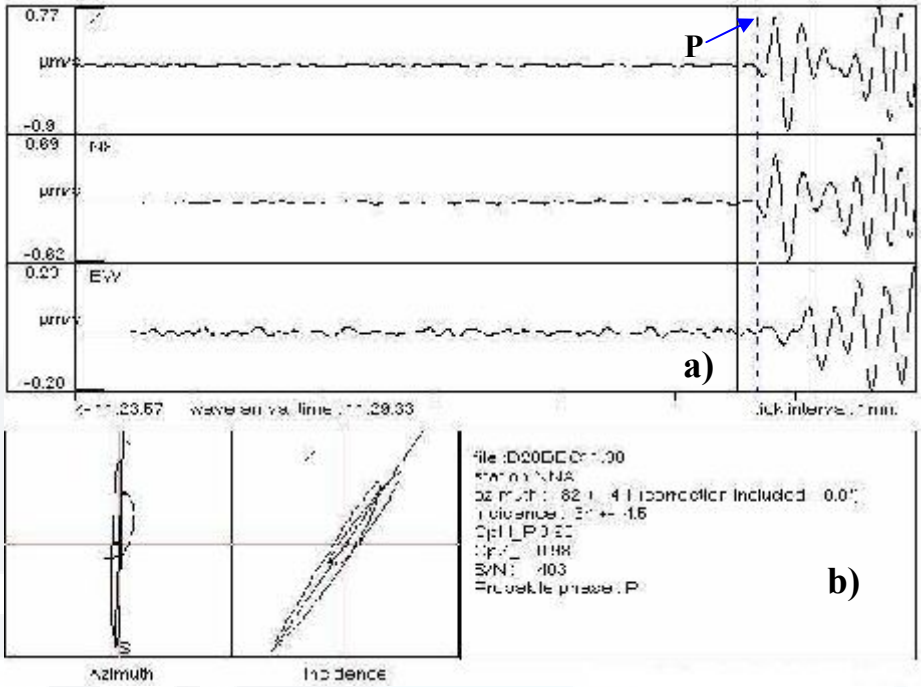


Figura 6.17: *a) Sismograma con sus tres componentes donde se observa la identificación automática de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia para el sismo del 20 de Diciembre del 2000.*

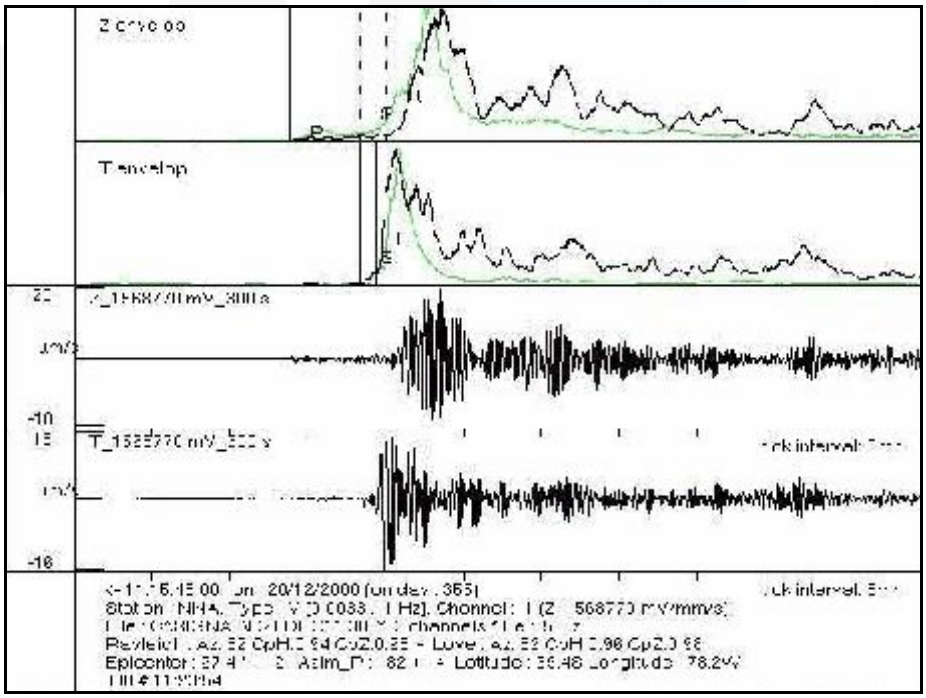


Figura 6.18: *Registro de las componentes Vertical (Z) y Transversal (T) con sus respectivas envolventes de energía y en donde se observa la identificación automática de las fases S, R y L.*

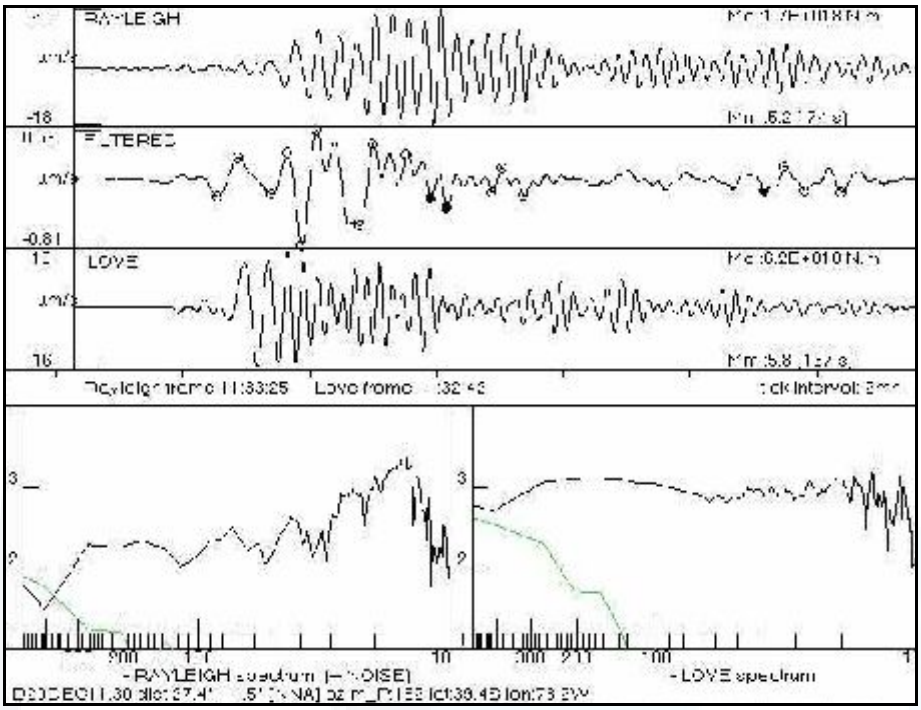


Figura 6.19: *Calculo de la magnitud manto(Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 segundos de ondas Rayleigh y Love.*

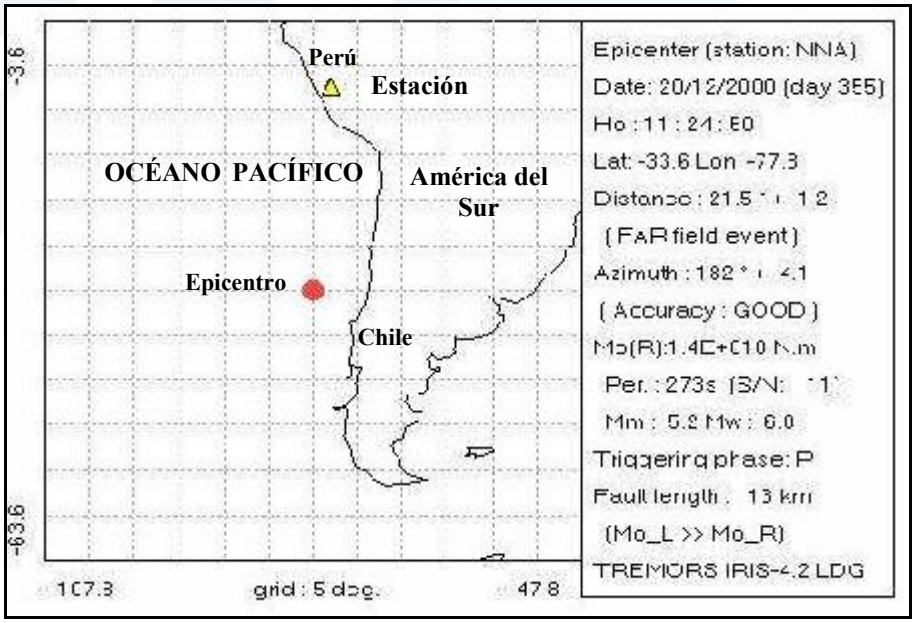


Figura 6.20: *Localización epicentral y parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS para el sismo del 20 de Diciembre del 2000.*

3.2 Identificación manual de las fases

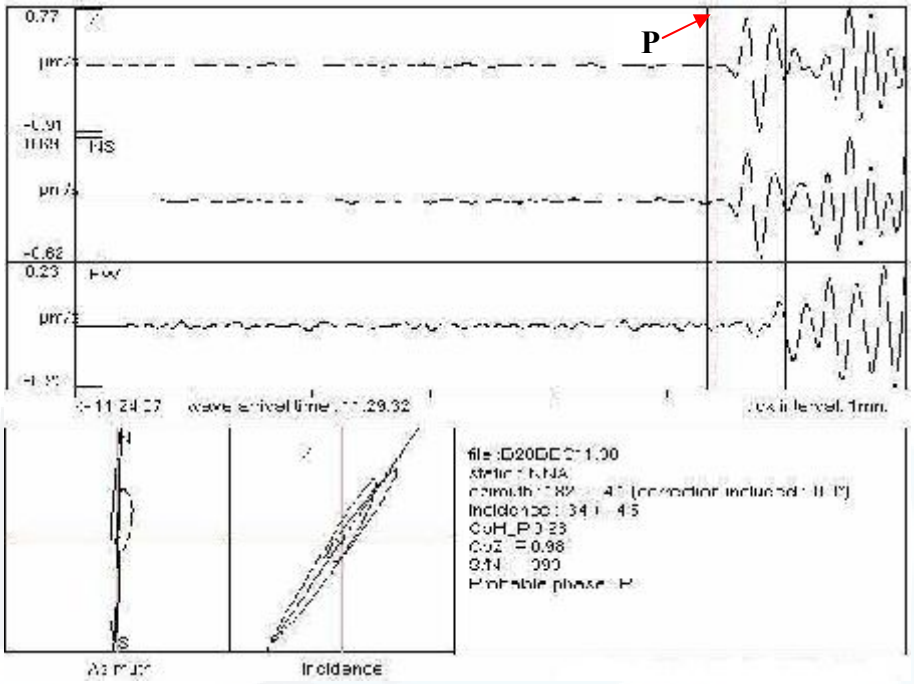


Figura 6.21: *a) Sismograma con sus tres componentes mostrando la identificación manual de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia. Sismo del 20 de Diciembre del 2000.*

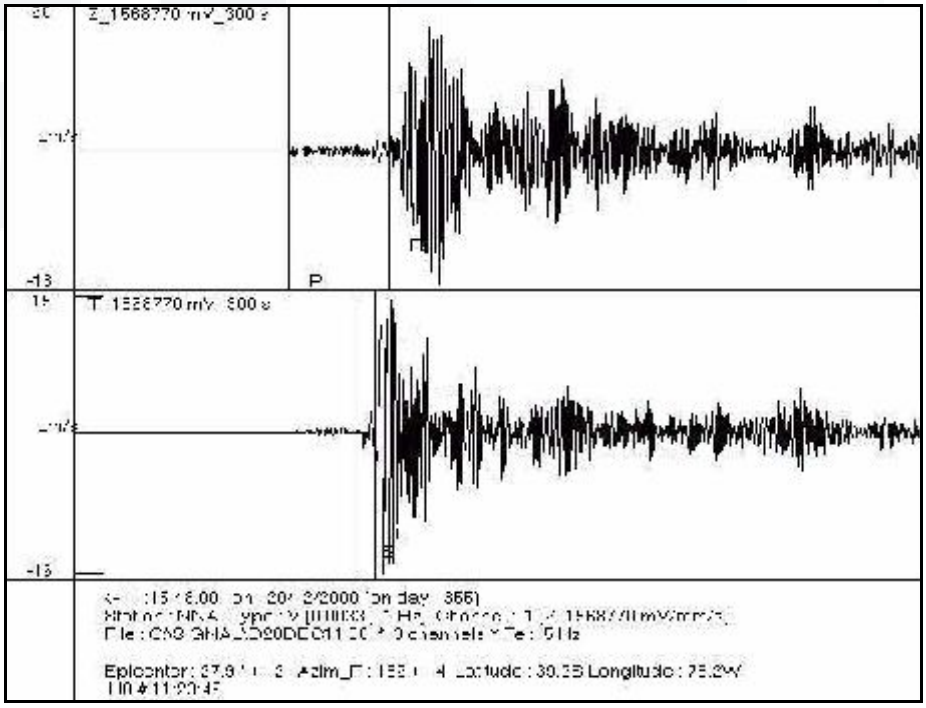


Figura 6.22: *Identificación manual de las fases P, S, R y L en los registros de la componente Vertical (Z) y Transversal (T) del sismo del 20 de Diciembre del 2000.*

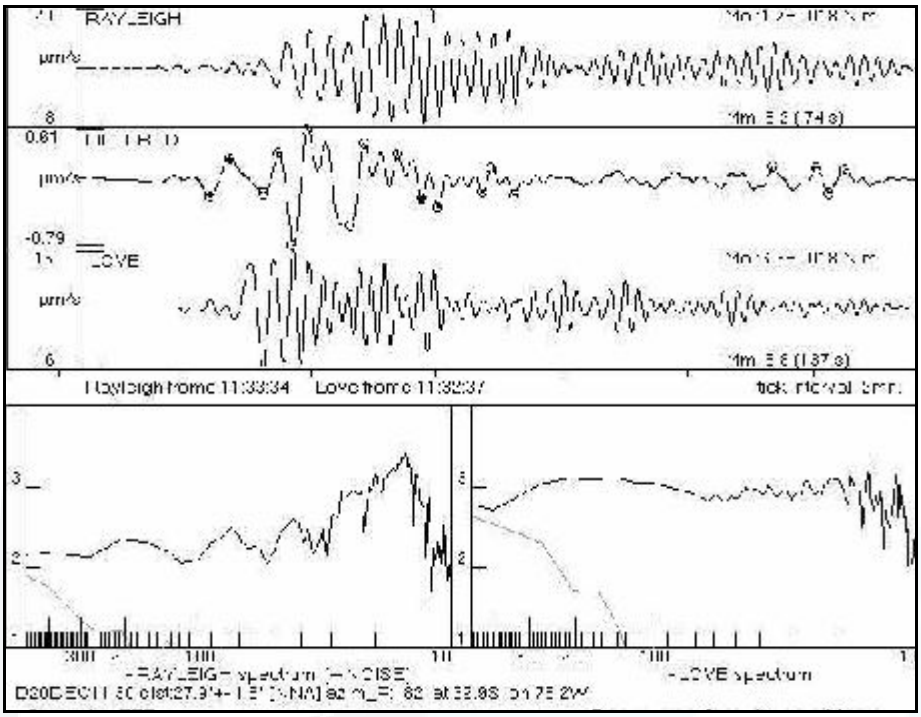


Figura 6.23: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 s de ondas Rayleigh y Love.*

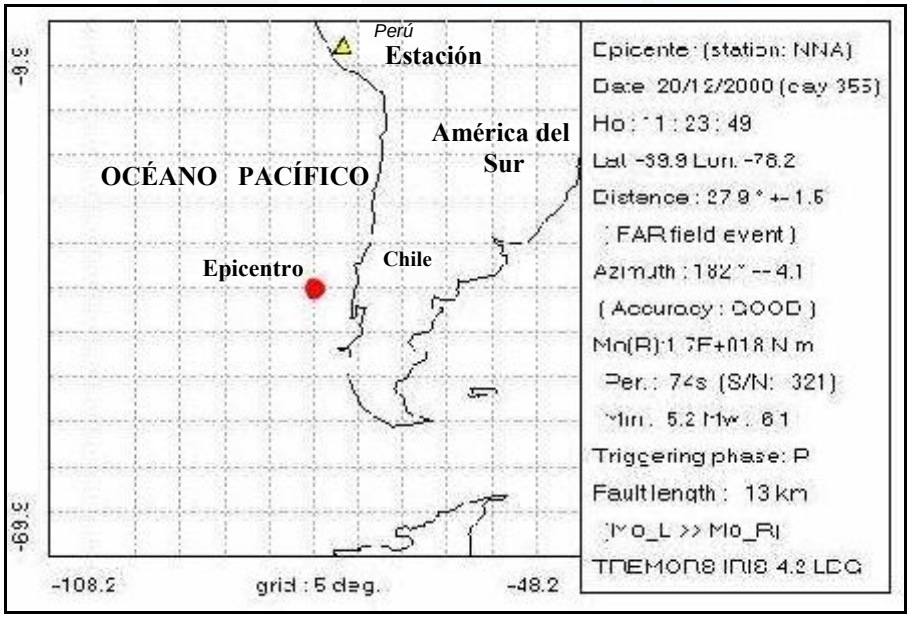


Figura 6.24: *Localización epicentral y resuman de los parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS para el sismo del 20 de Diciembre del 2000.*

4. SISMO DEL 14 DE NOVIEMBRE DEL 2007 - CHILE

4.1 Identificación automática de las fases

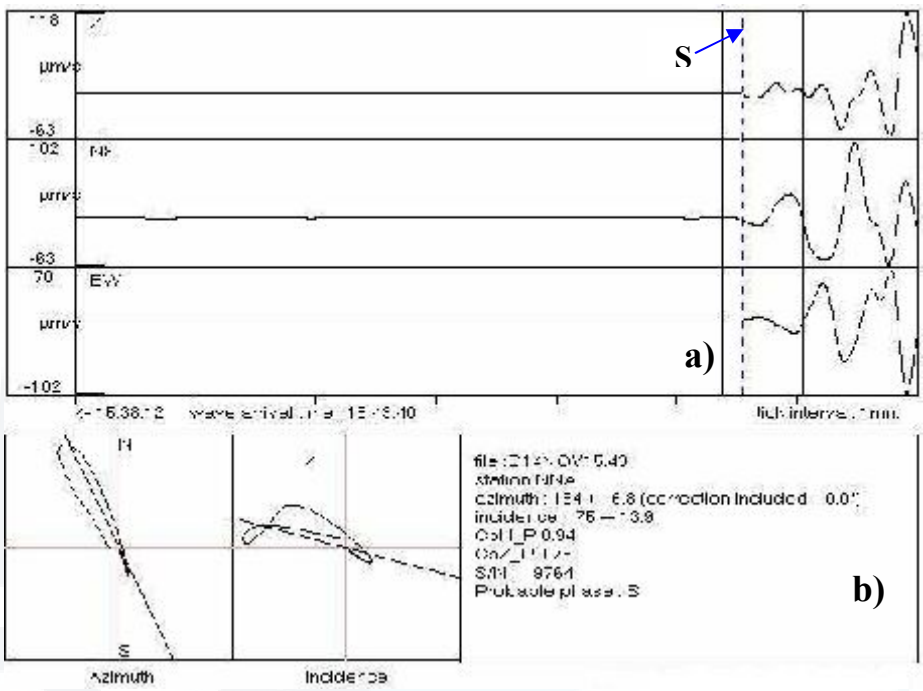


Figura 6.25: *a) Sismograma con sus tres componentes donde se observa la identificación automática de la onda S. b) Polarización horizontal y vertical de la onda S para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia del sismo del 14 de Noviembre del 2007. Nótese el predominio de las ondas Sh, presentando una polarización transversal a la dirección de desplazamiento.*

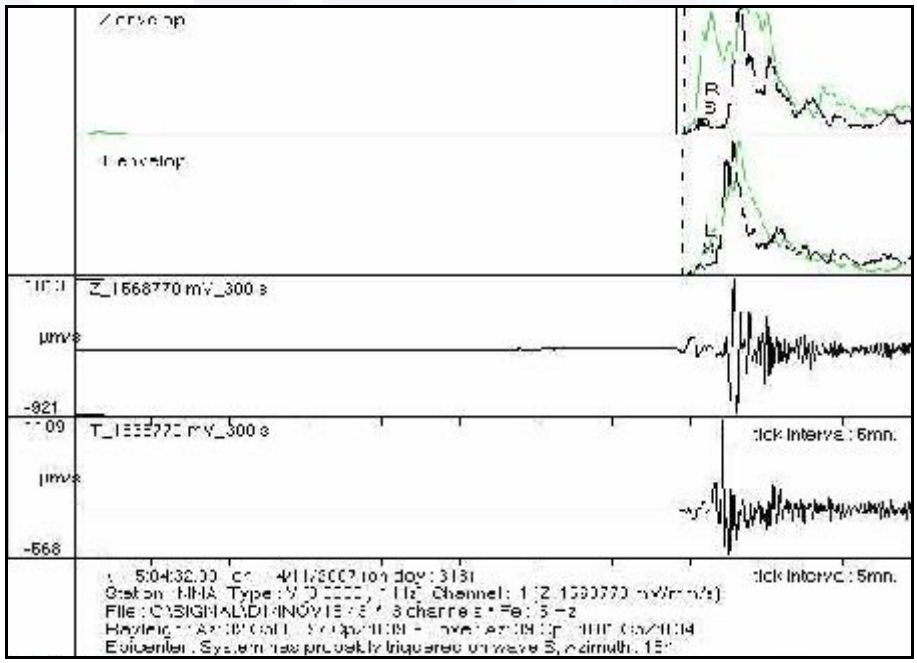


Figura 6.26: *Registro de las componentes Vertical (Z) y Transversal (T) con sus respectivas envolventes de energía. Nótese que el sistema no identifica el tiempo de arribo de la onda P.*

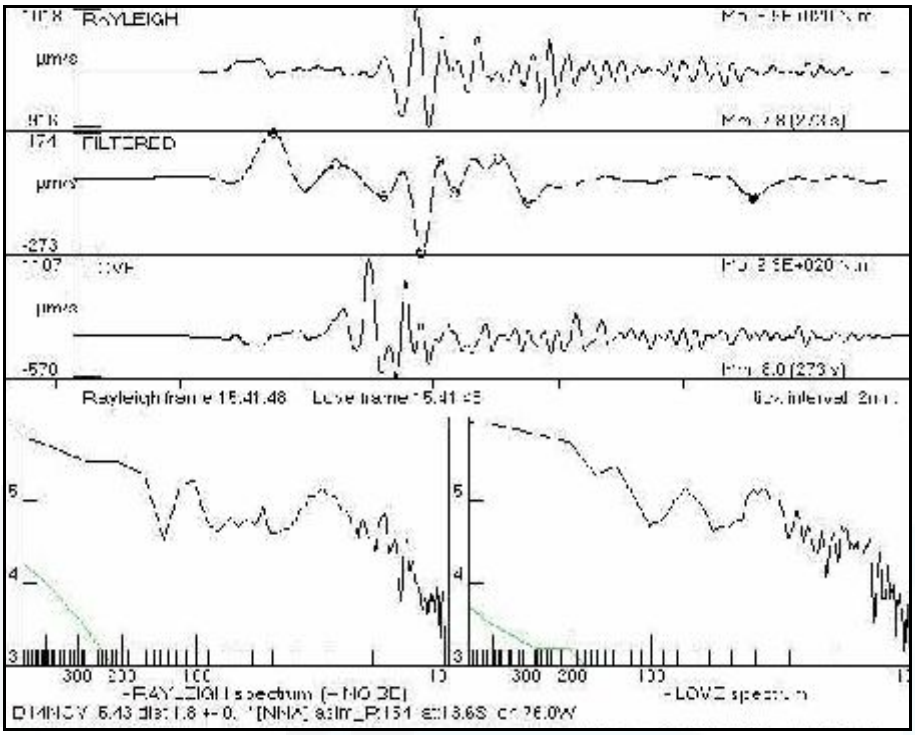


Figura 6.27: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia para las ondas Rayleigh y Love en una ventana de 128 segundos de registro.*

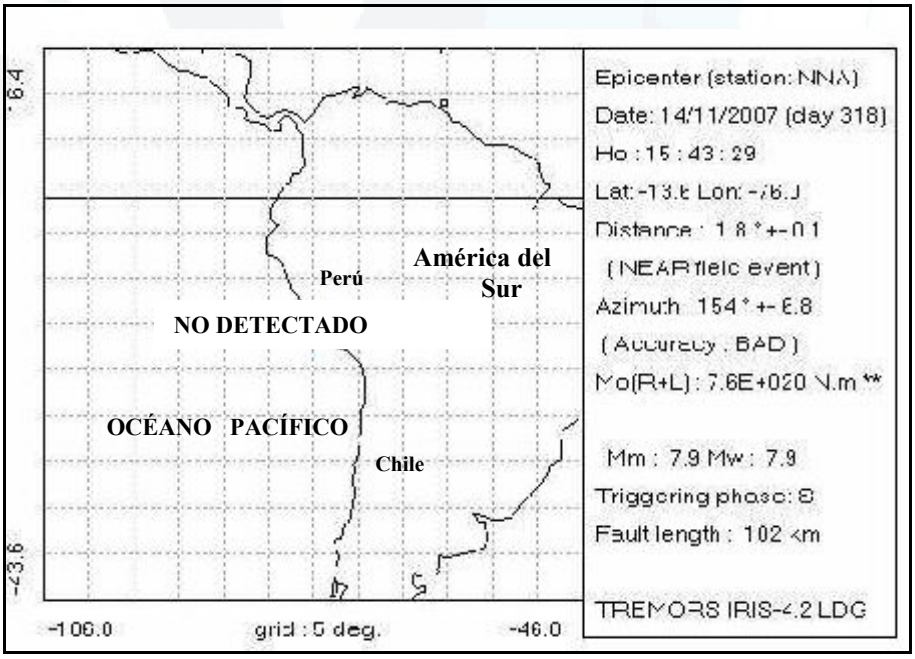


Figura 6.28: *Localización epicentral y parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS para el sismo del 14 de Noviembre del 2007.*

4.2 Identificación manual de las fases

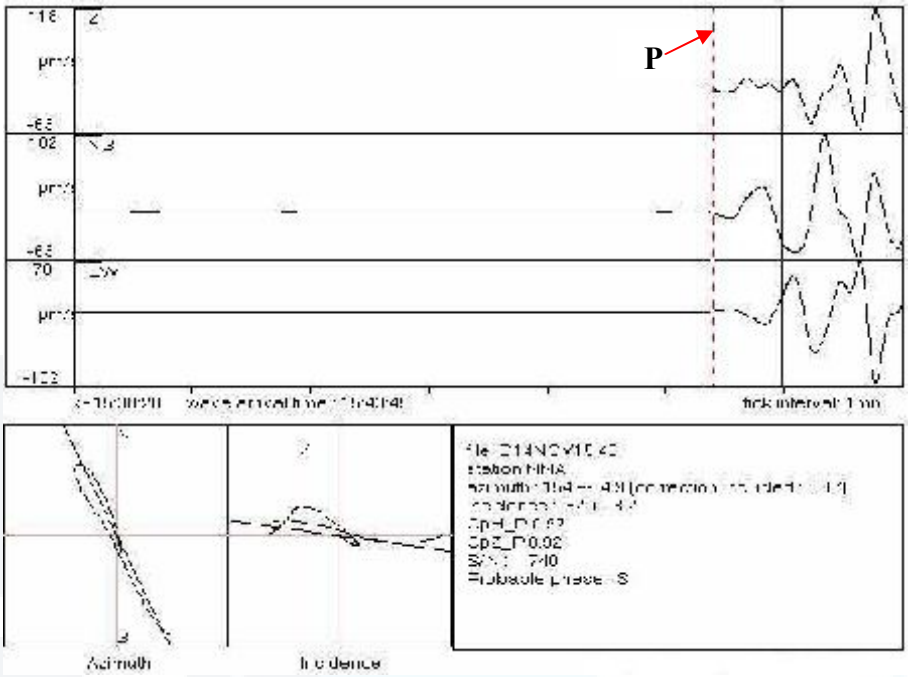


Figura 6.29: *a) Sismograma con sus tres componentes mostrando la identificación manual de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para cálculo del acimut y ángulo de incidencia para el sismo del 14 de Noviembre del 2007.*

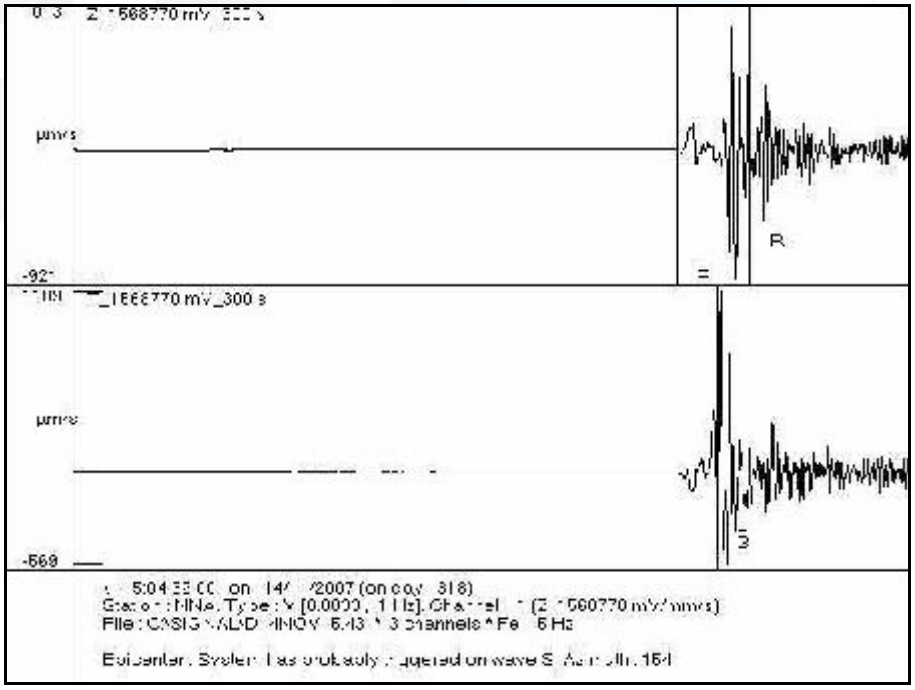


Figura 6.30*: Identificación manual de las fases P, S, R y L en los registros de la componente Vertical (Z) y Transversal (T) del sismo del 14 de Noviembre del 2007.*

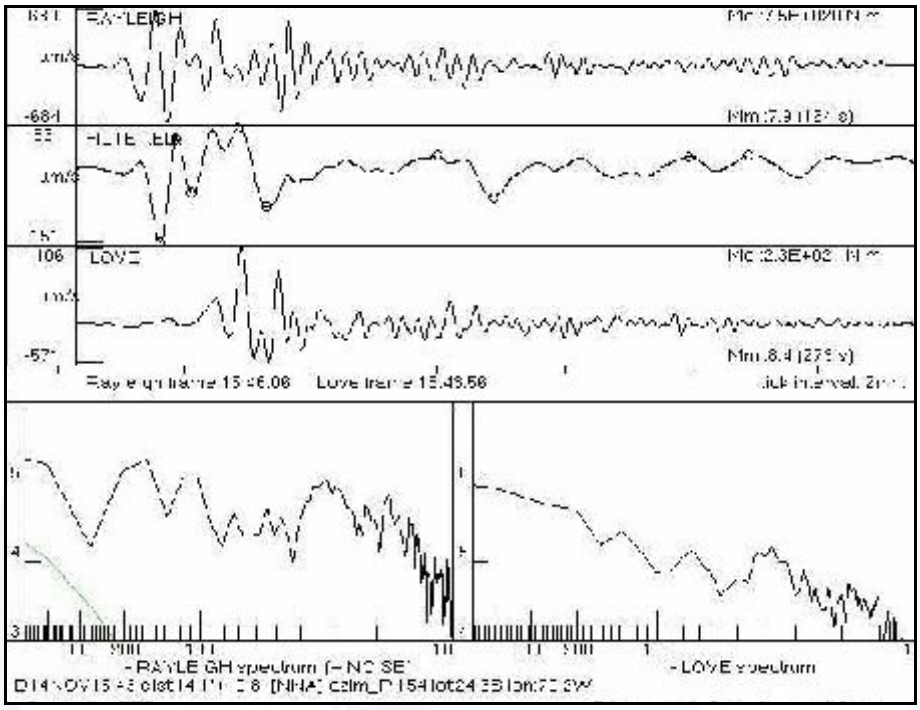


Figura 6.31: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 segundos de ondas Rayleigh y Love.*

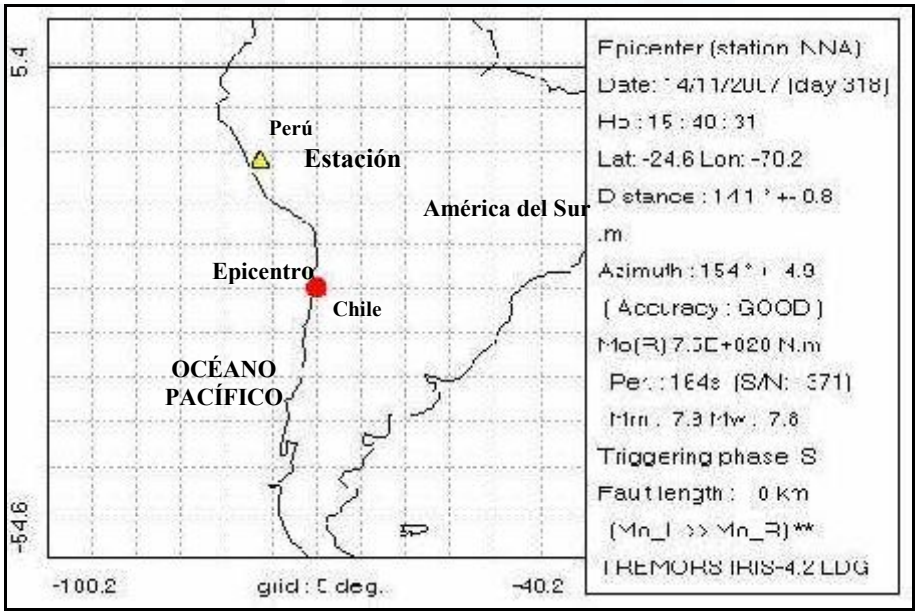


Figura 6.32: *Localización epicentral y resumen de los parámetros epicentrales calculados por el sistema TREMORS para el sismo del 14 de Noviembre del 2007.*

5. SISMO DEL 30 DE SEPTIEMBRE DE 1999 – MÉXICO

5.1 Identificación automática de fases

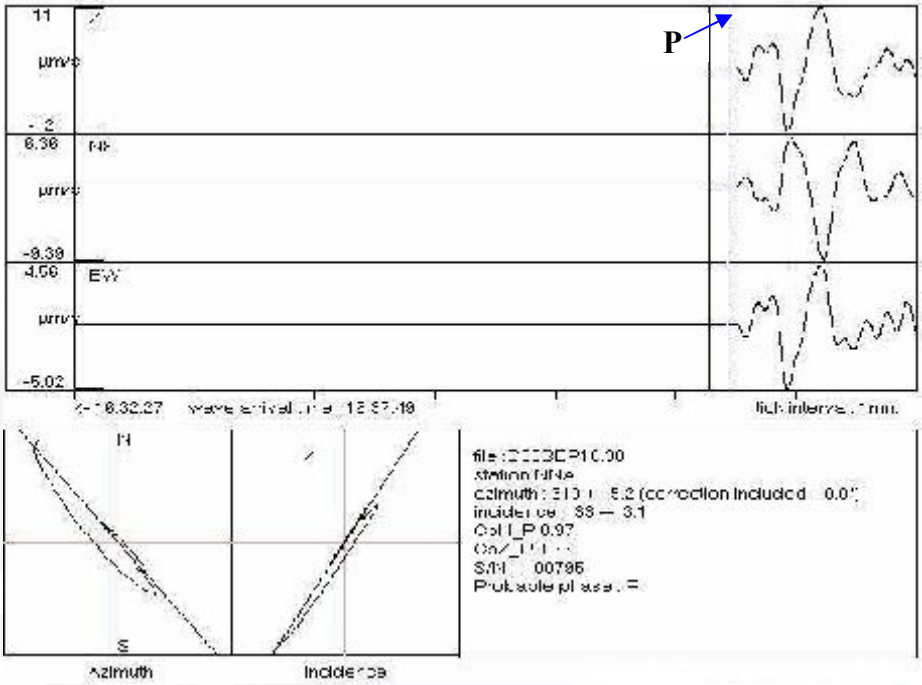


Figura 6.33: *a) Sismograma con sus tres componentes mostrando la identificación automática de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia. Sismo del 30 de Septiembre de 1999.*

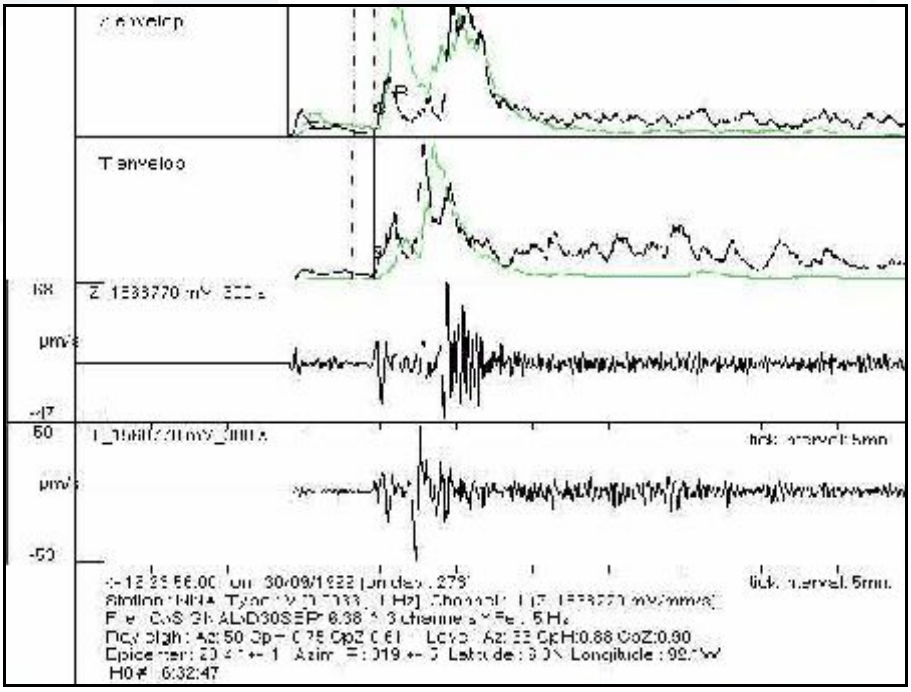


Figura 6.34: *Registro de las componentes Vertical (Z) y Transversal (T) con sus respectivas envolventes de energía y en donde se identifica los tiempos de arribo de las fases P, S, R y L.*

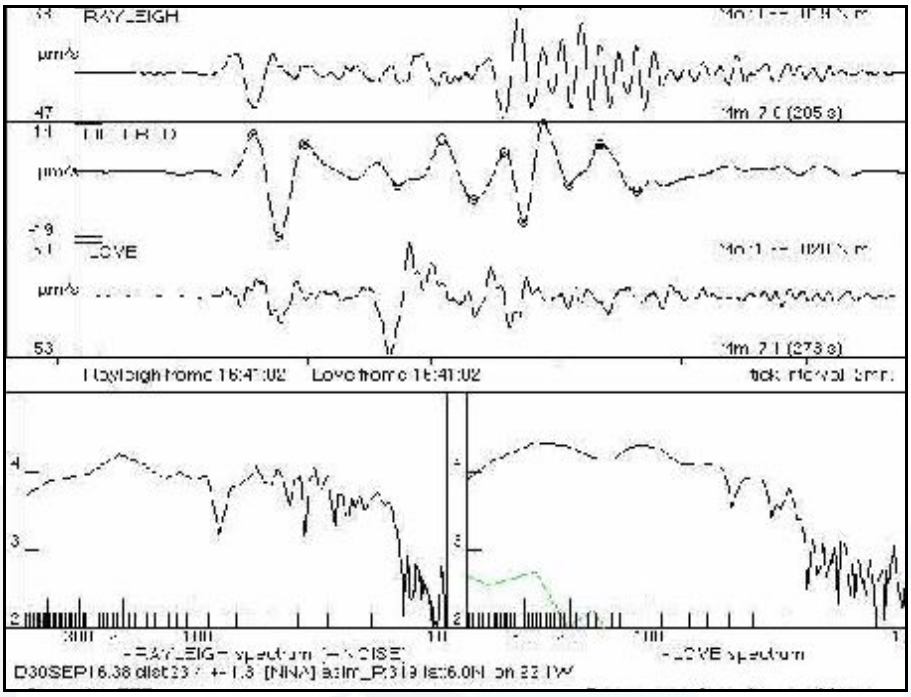


Figura 6.35: *Cálculo automático de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 segundos de ondas Rayleigh y Love.*

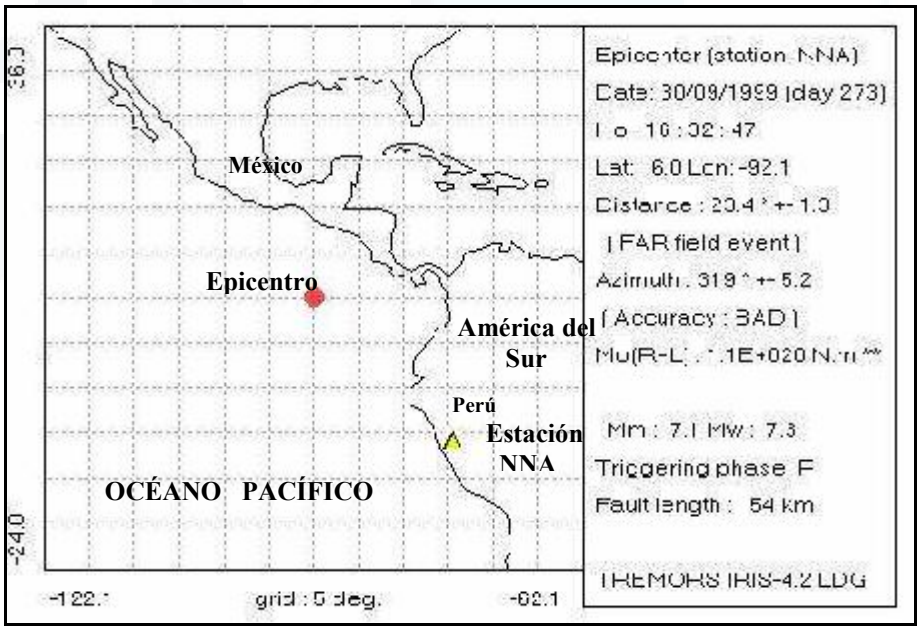


Figura 6.36: *Localización epicentral y parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS para el sismo del 30 de Septiembre 1999.*

5.2 identificación manual de las fases

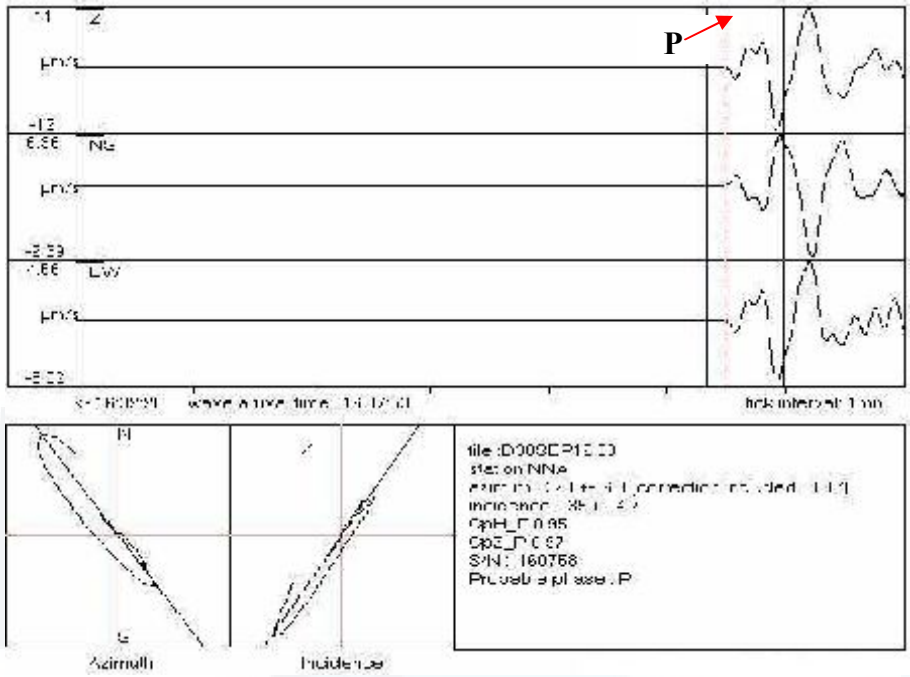


Figura 6.37: *a) Sismograma con sus tres componentes mostrando la identificación manual de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia. Sismo del 30 de Septiembre de 1999.*

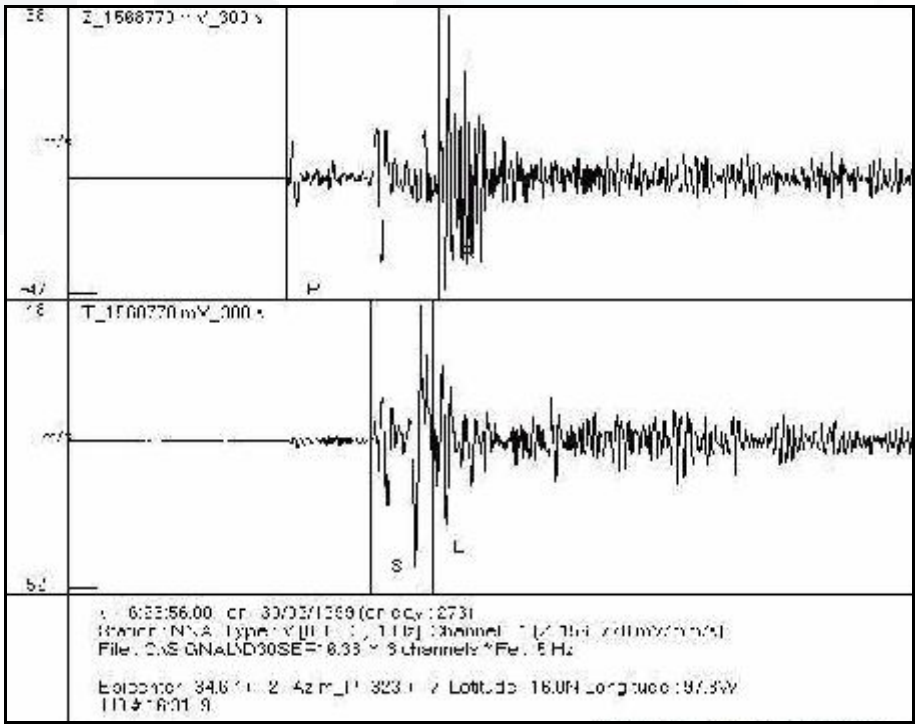


Figura 6.38: *Identificación manual de las fases P, S, R y L en los registros de la componente Vertical (Z) y Transversal (T) del sismo del 30 de Septiembre de 1999.*

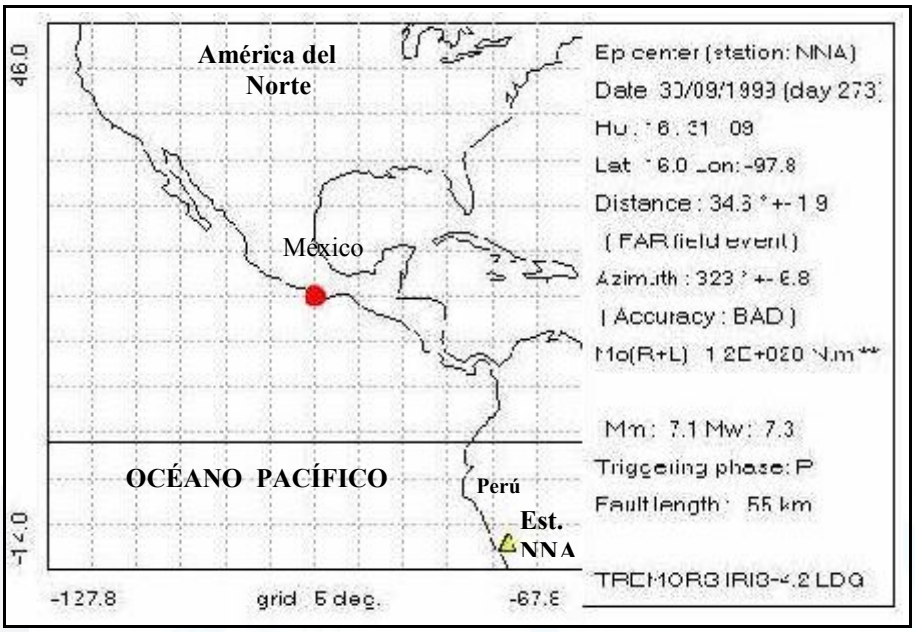


Figura 6.39: *Localización epicentral y resumen de los parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS para el sismo del 30 de Septiembre de 1999.*

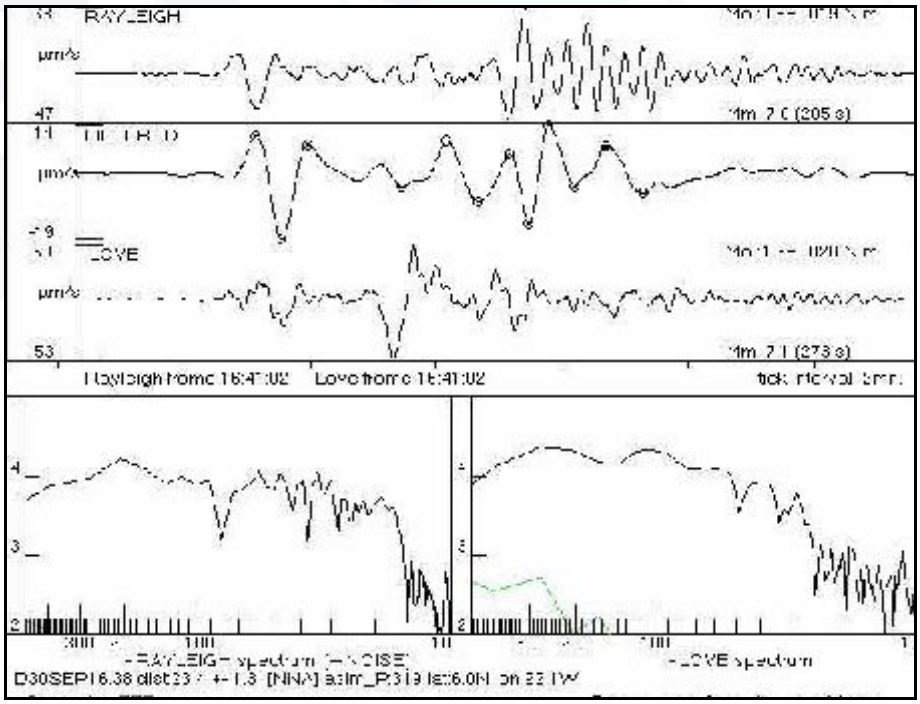


Figura 6.40: *Cálculo de la magnitud manto(Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 segundos de ondas Rayleigh y Love.*

6. SISMO DEL 03 DE MAYO DEL 2006 - TONGA

6.1 Identificación automática de las fases

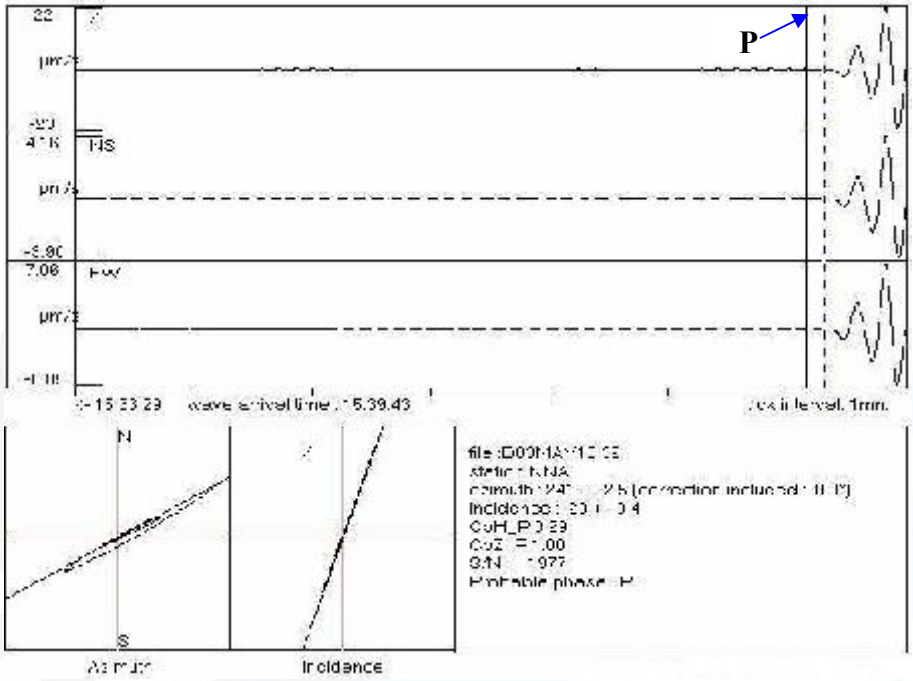


Figura 6.41: *a) Sismograma con sus tres componentes mostrando la identificación automática de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia. Sismo del 3 de Mayo del 2006.*

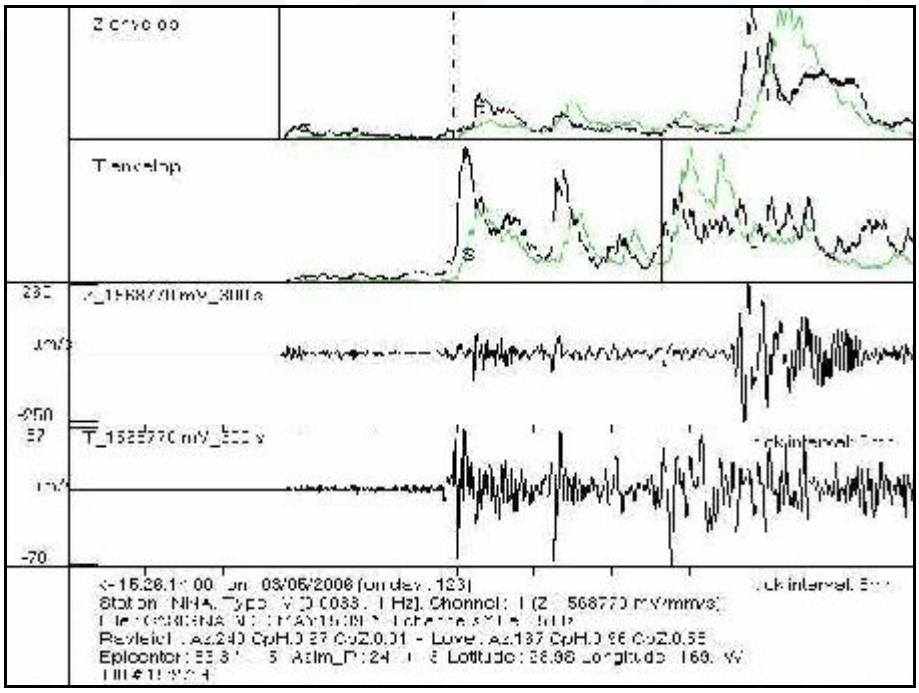


Figura 6.42: *Registro de la componente Vertical (Z) y Transversal (T) con sus respectivas envolventes de energía y en donde se observa los tiempos de arribo de las ondas P, S, R y L.*

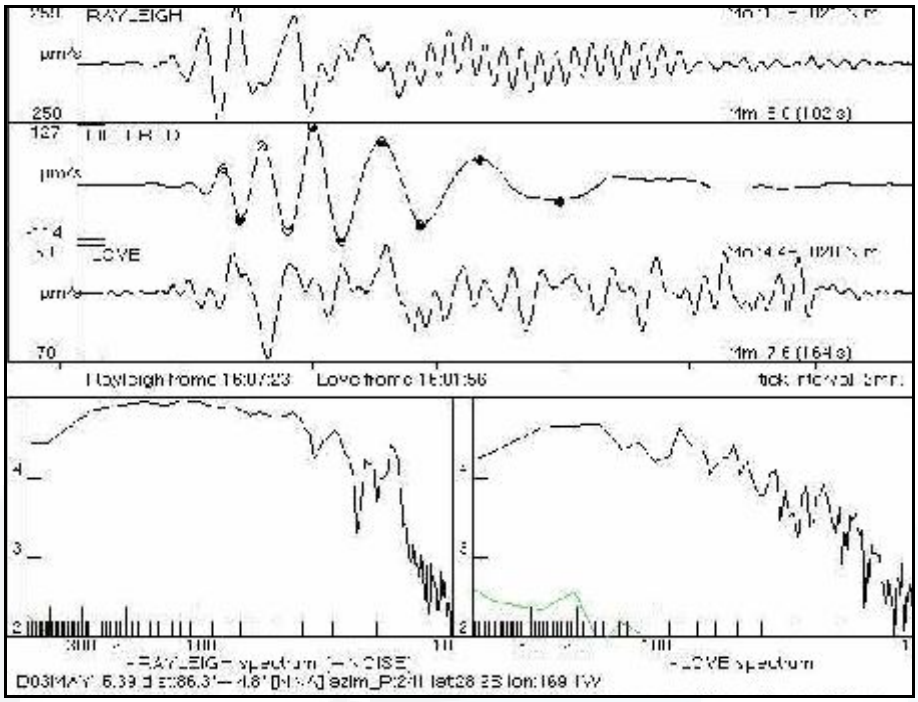


Figura 6.43: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 segundos de ondas Rayleigh y Love.*

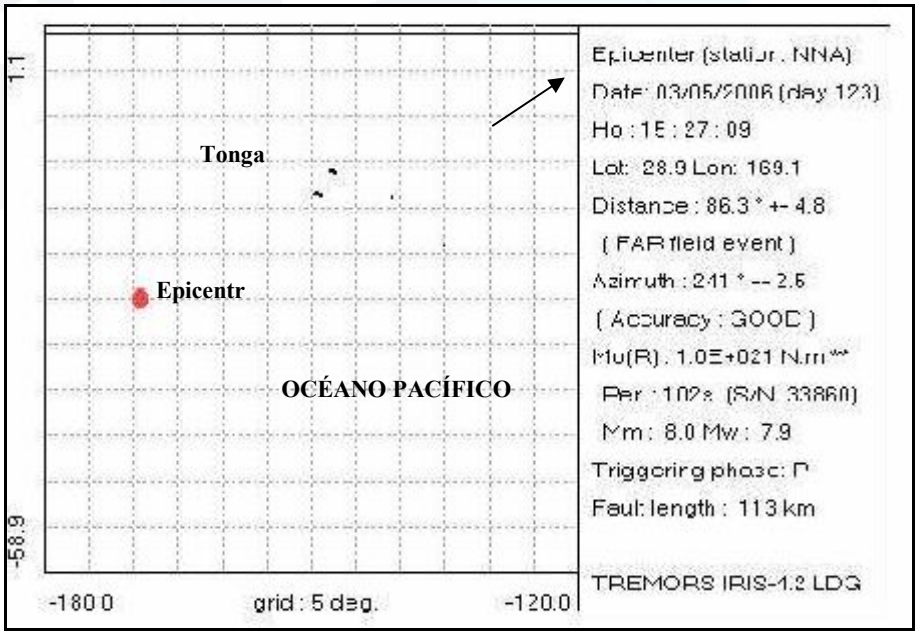


Figura 6.44: *Localización epicentral y resumen de los parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS para el sismo del 03 de mayo del 2006.*

6.3 Identificación manual de las fases

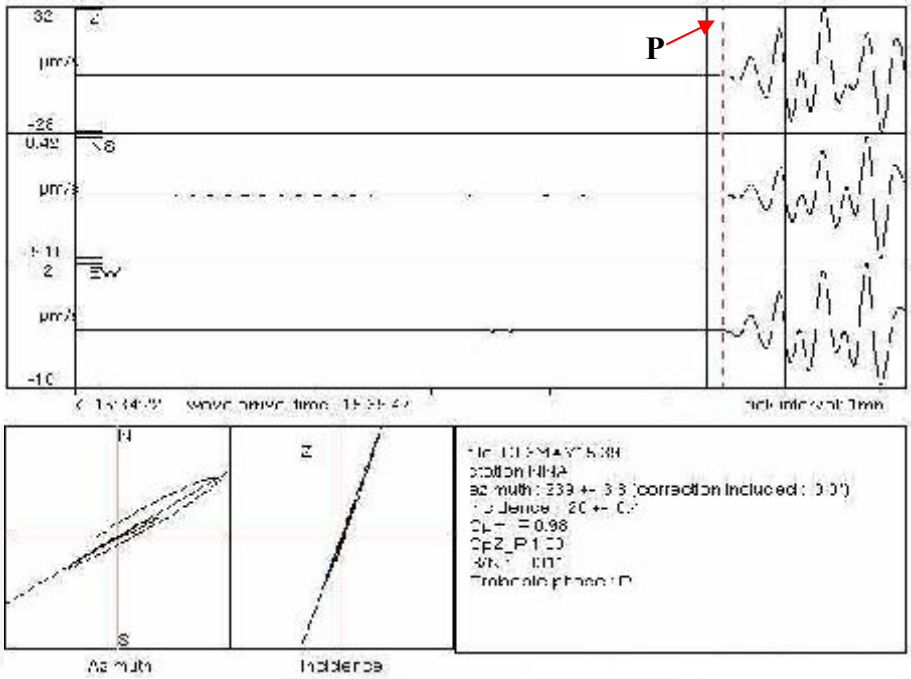


Figura 6.45: *a) Sismograma con sus tres componentes mostrando la identificación manual de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia. Sismo del 03 de Mayo del 2006.*

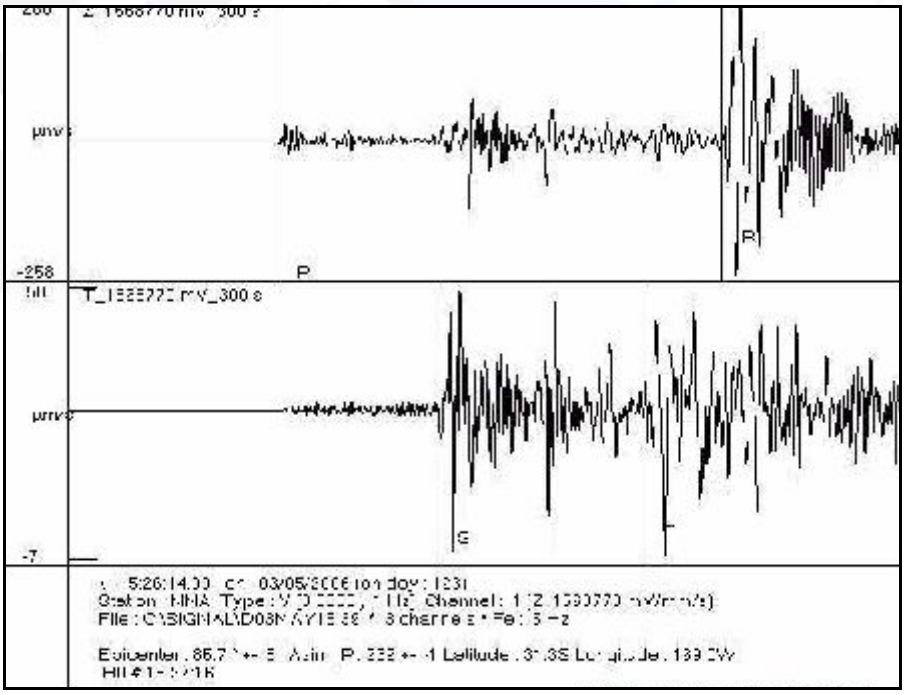


Figura 6.46: *Identificación de las fases P, S, R y L en los registros de la componente Vertical (Z) y Transversal (T) del sismo del 3 de Mayo del 2006.*

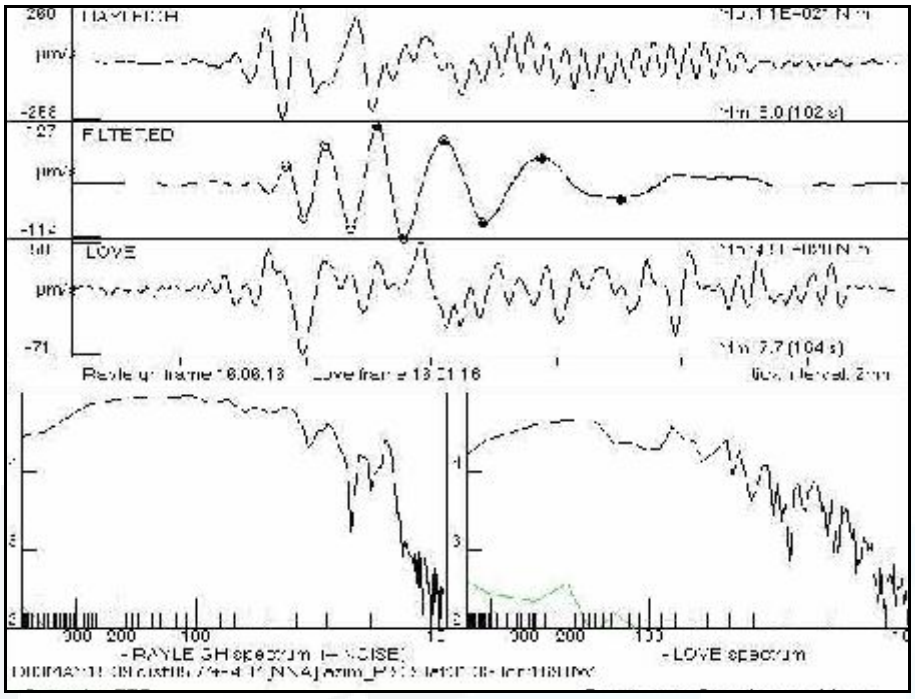


Figura 6.47: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 s de ondas Rayleigh y Love.*

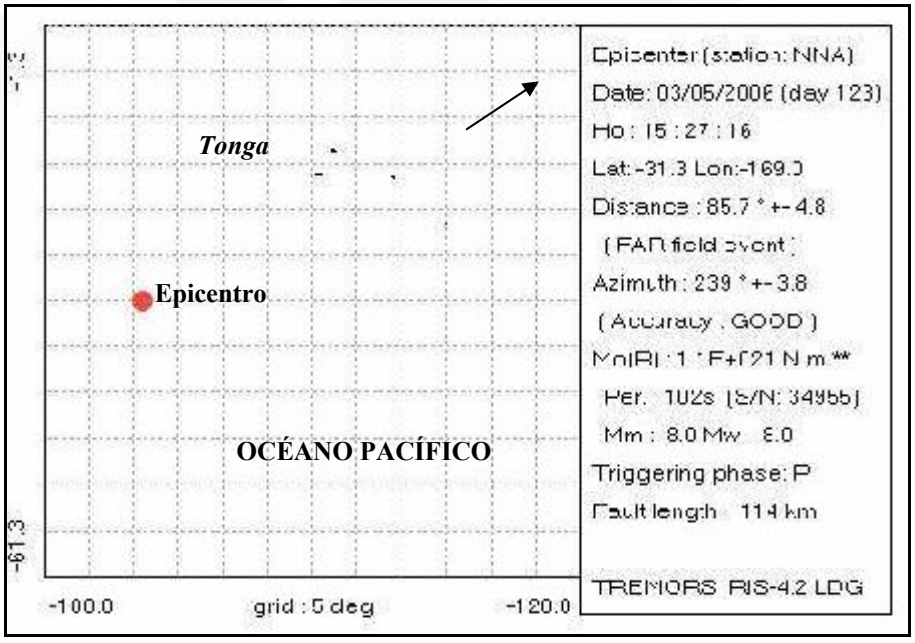


Figura 6.48: *Localización epicentral y resumen de los parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS para el sismo del 3 de Mayo del 2006.*

7. TSUNAMI DEL 17 DE JULIO DEL 2006 – INDONESIA

7.1 Identificación automática de las fases

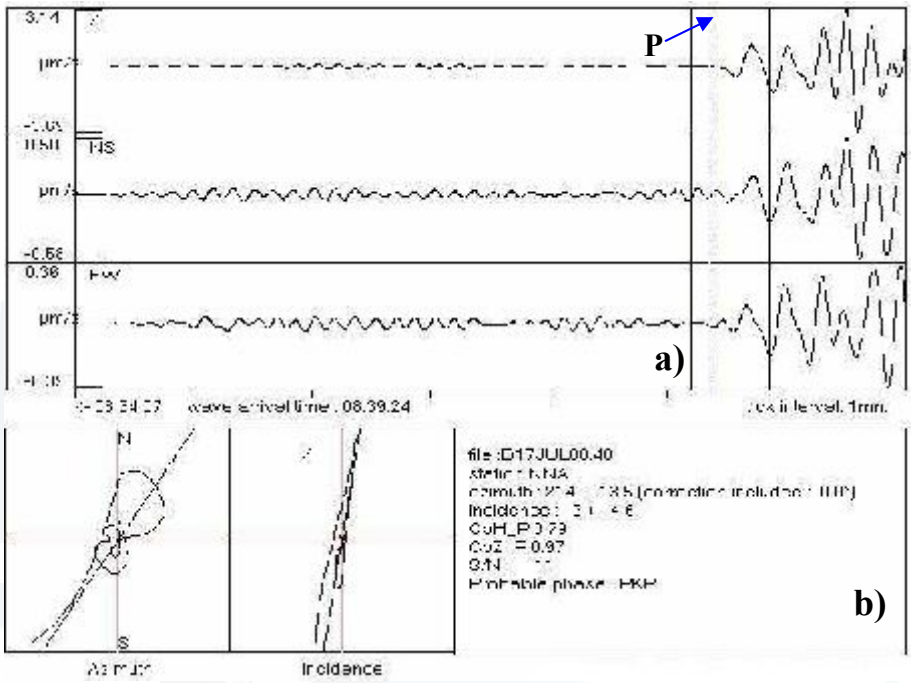


Figura 6.49: *a) Sismograma con sus tres componentes mostrando la identificación automática de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia. Sismo del 17 de Julio del 2006.*

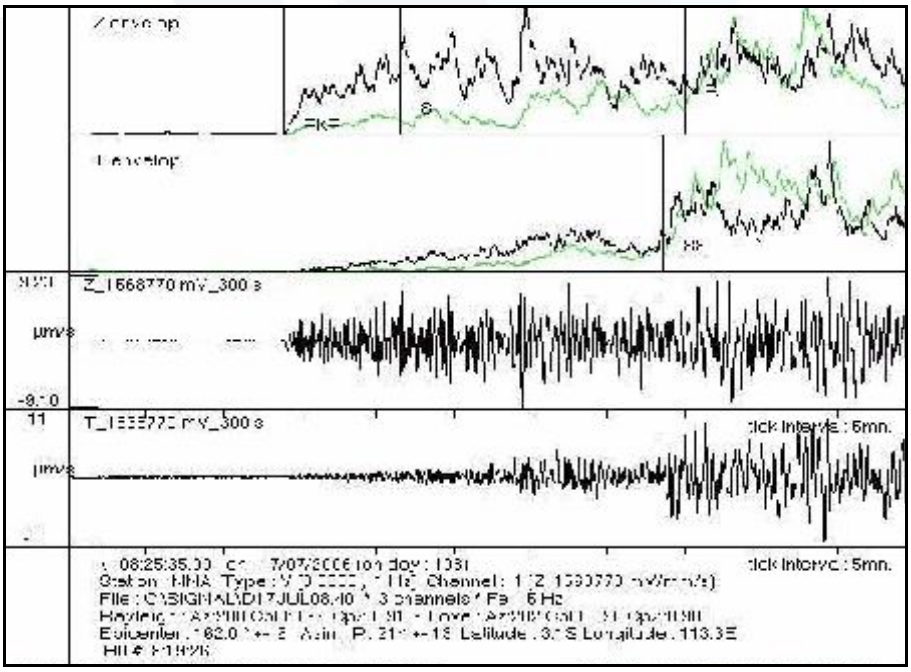


Figura 6.50: *Registro de las componentes Vertical (Z) y Transversal (T) con sus respectivas envolventes de energía, donde se identifica los tiempos de arribo de las fases PKP, SS, R y L.*

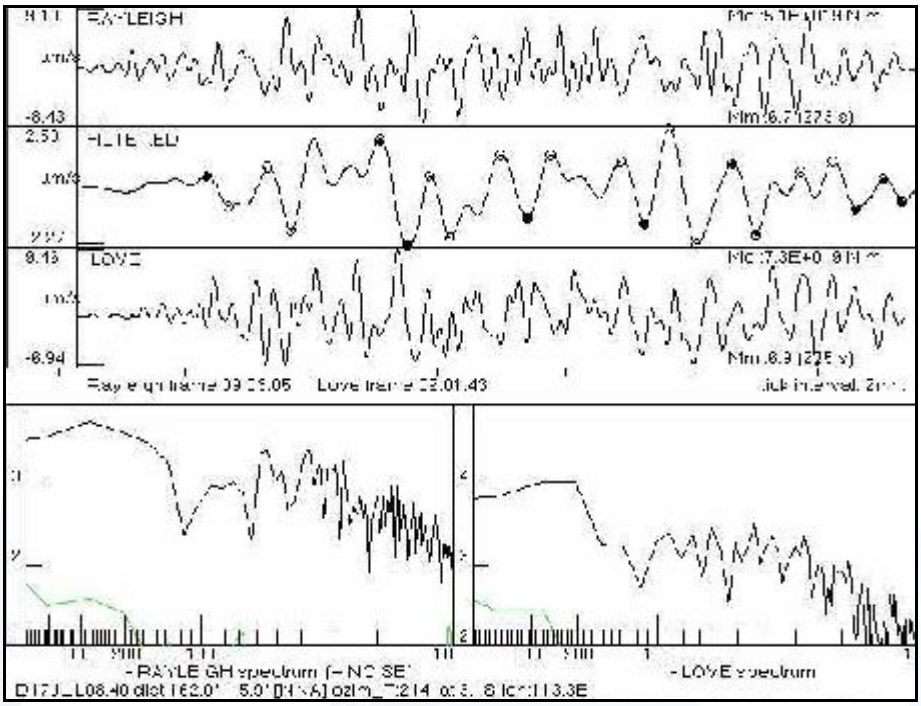


Figura 6.51: *Cálculo automático la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 s de ondas Rayleigh y Love.*

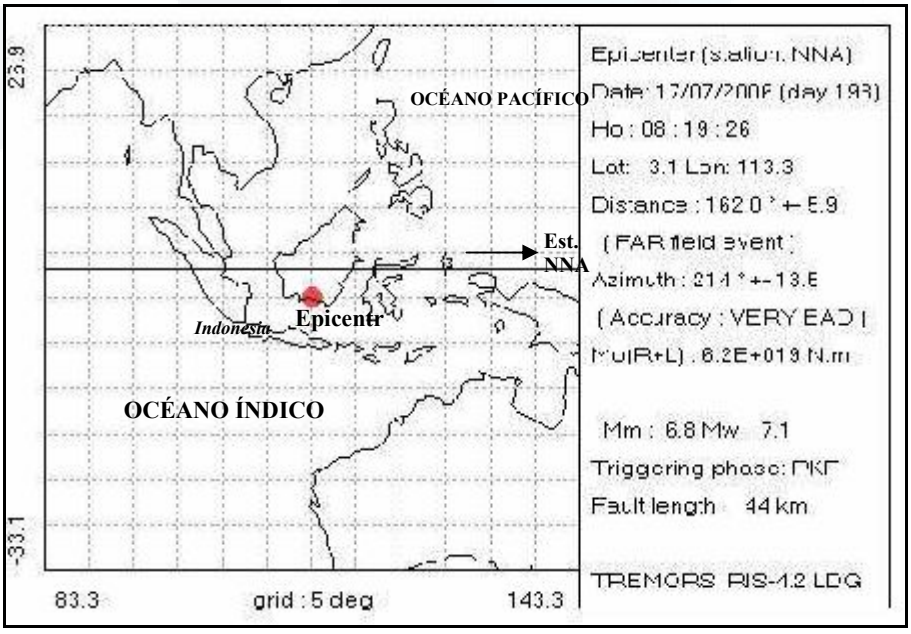


Figura 6.52*: Localización epicentral y resumen de los parámetros hipocentrales calculados automáticamente por el sistema TREMORS para el sismo del 17 de Julio del 2006.*

7.2 Identificación manual de las fases

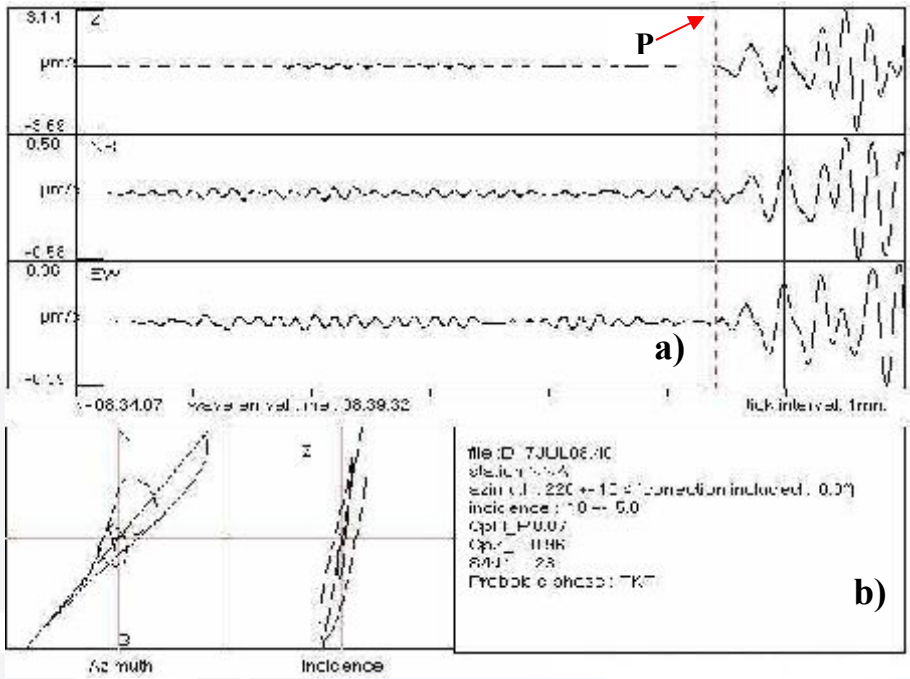


Figura 6.53: *a) Sismograma con sus tres componentes mostrando la identificación manual de la onda P. b) Polarización horizontal y vertical de la onda P para el cálculo del acimut y ángulo de incidencia. Sismo del 17 de Julio del 2006.*

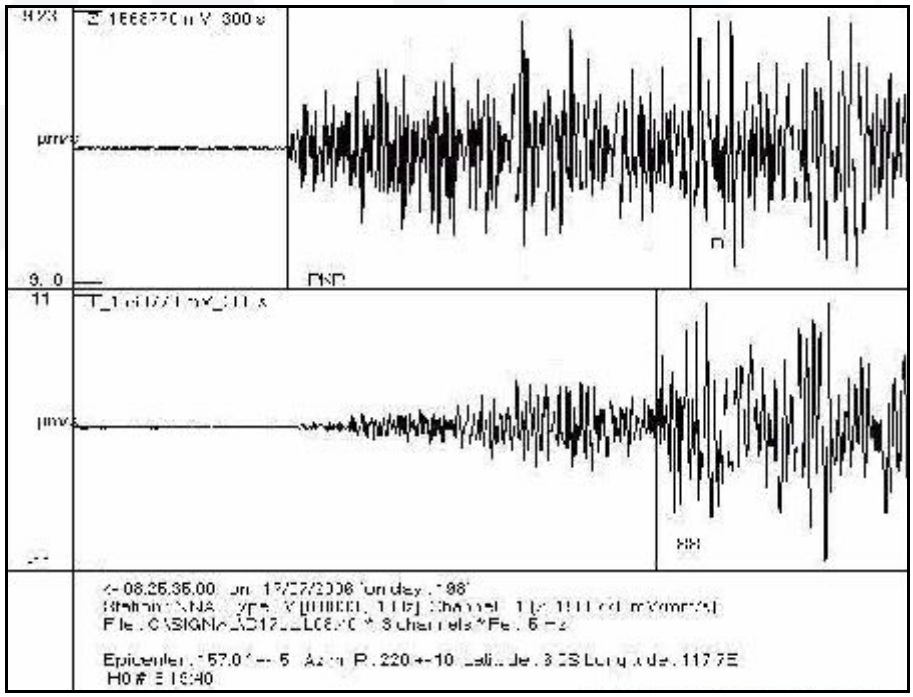


Figura 6.54: *Identificación manual de las fases P, S, R y L en los registros de la componente Vertical (Z) y Transversal (T) del sismo del 17 de Julio del 2006.*

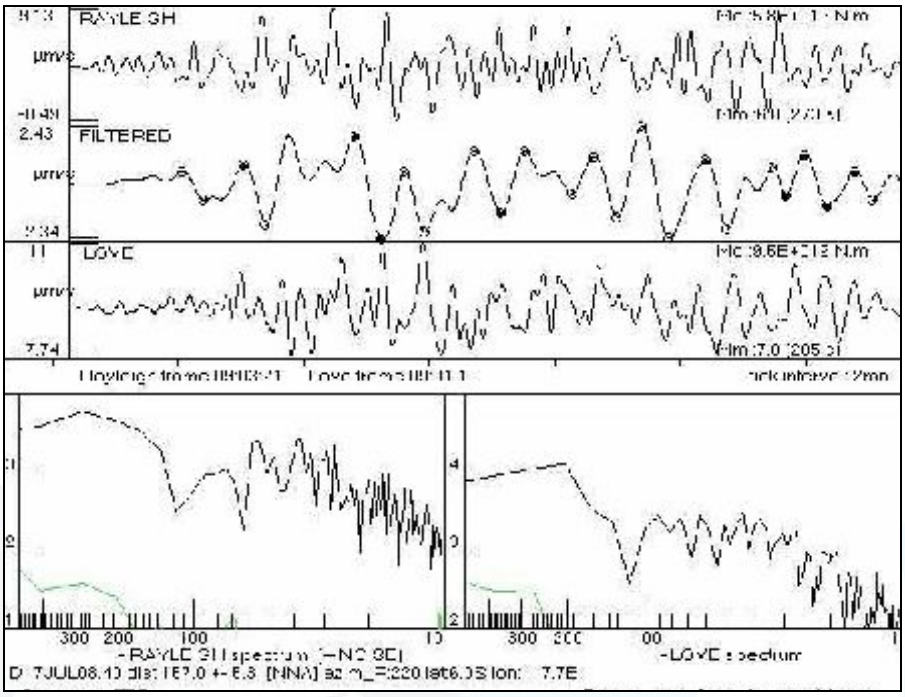


Figura 6.55: *Cálculo de la magnitud manto (Mm) y momento sísmico (Mo) en el dominio del tiempo y frecuencia considerando una ventana de 128 segundos de ondas Rayleigh y Love.*

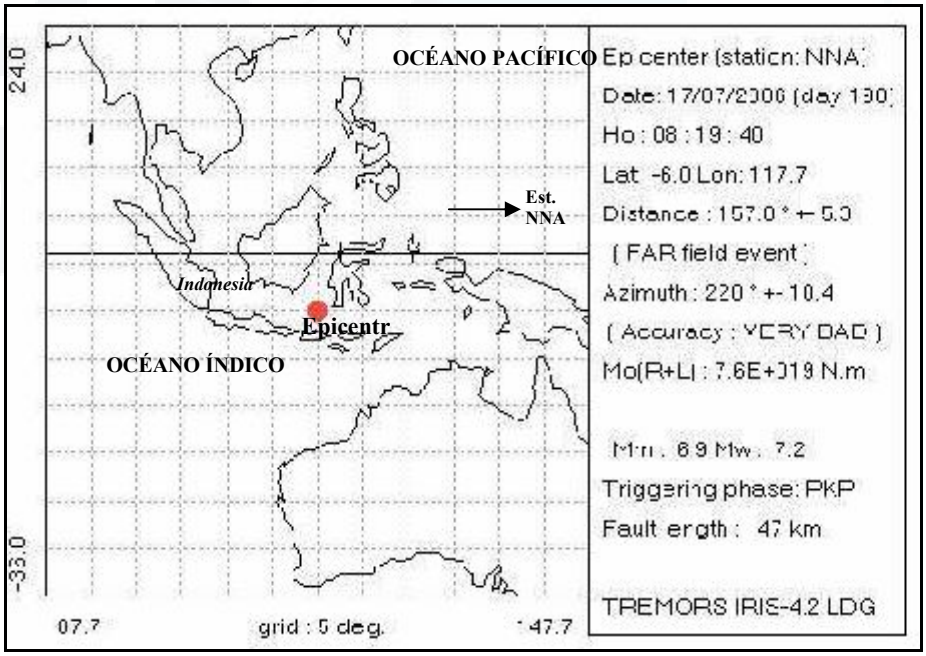


Figura 6.56: *Localización epicentral y resumen de los parámetros hipocentrales calculados por el sistema TREMORS para el sismo del 17 de Julio del 2006.*

ANEXO II

Mapas de localización epicentral de los sismos regionales y telesísmicos calculados por el sistema TREMORS en comparación con los valores reportados por el IGP y NEIC.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

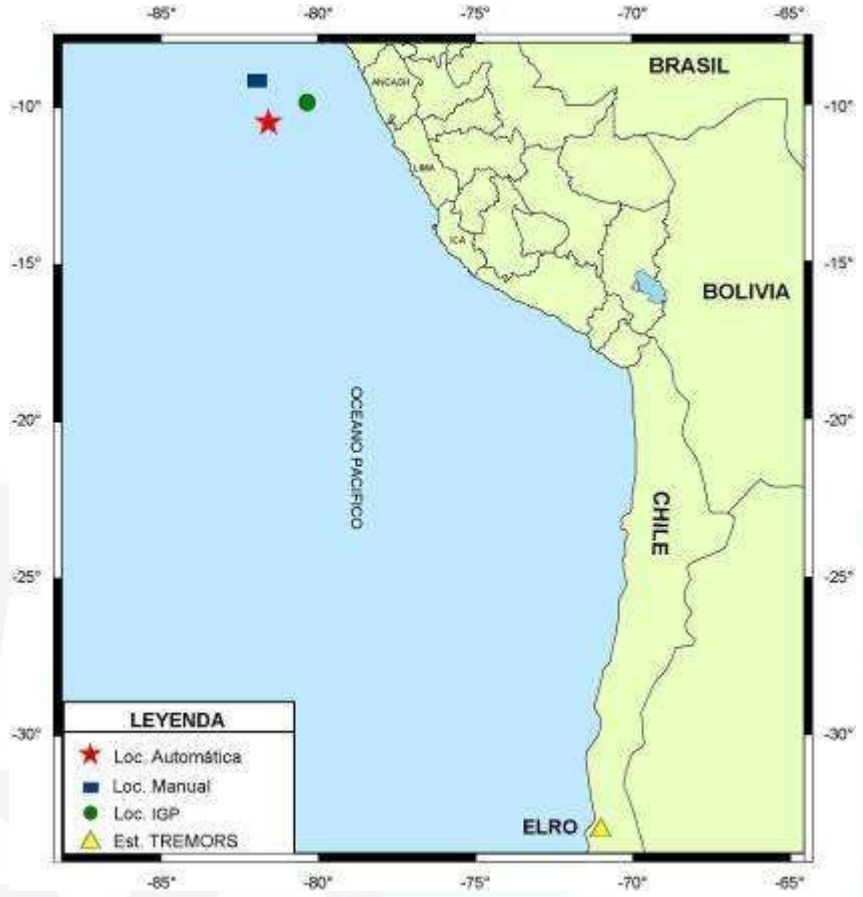


Figura 7.1: *Ubicación espacial para el sismo del 21 de Febrero de 1996 obtenido por el sistema TREMOR en comparación con el reportado por el IGP.*

	TREMORS		IGP	RESIDUALES	
	Automático	Manual		Automático	Manual
Latitud (°)	-10.50	-9.20	-9.87	0.63	-0.67
Longitud (°)	-81.60	-82.00	-80.36	1.24	1.64
Distancia (°)	24.40	25.80	24.57	-0.17	1.23
Acimut (°)	334.00	334.00	337.10	-3.10	-3.10

Cuadro 7.1: *Parámetros epicentrales calculados por el TREMORS (automático y manual) para el sismo del 21 de Febrero de 1996 en comparación con los reportados por el IGP.*

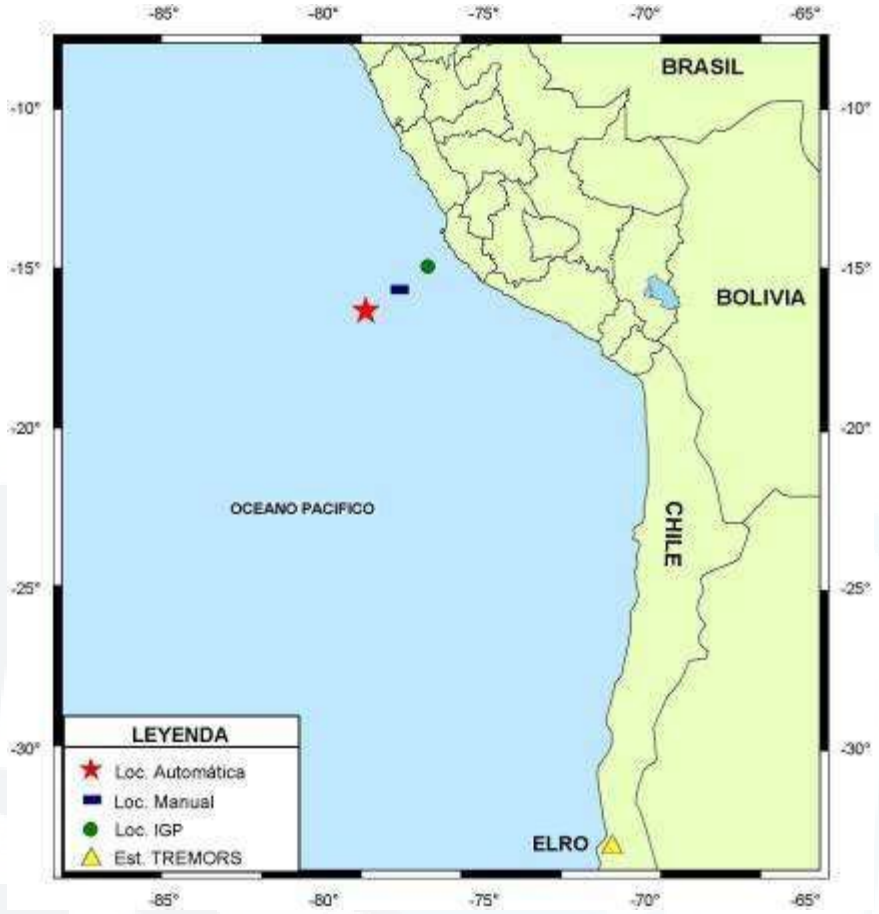


Figura 7.2: *Ubicación espacial para el sismo del 12 de Noviembre de 1996 obtenido por el sistema TREMOR en comparación con el reportado por el IGP.*

	TREMORS		IGP	RESIDUALES	
	Automático	Manual		Automático	Manual
Latitud (°)	-16.30	-15.80	-15.30	1.00	0.50
Longitud (°)	-78.70	-77.40	-76.44	2.26	0.96
Distancia (°)	18.00	18.00	18.30	-0.30	-0.30
Acimut (°)	336.00	340.00	343.00	-7.00	-3.00

Cuadro 7.2: *Parámetros epicentrales calculados por el TREMORS (automático y manual) para el sismo del 12 de Noviembre de 1996 en comparación con los reportados por el IGP.*



Figura 7.3: *Ubicación espacial para el sismo del 25 de Septiembre del 2005 obtenido por el sistema TREMOR en comparación con el reportado por el IGP.*

	TREMORS		IGP	RESIDUALES	
	Automático	Manual		Automático	Manual
Latitud (°)	-4.30	-5.60	-5.80	-1.50	-0.20
Longitud (°)	-77.90	-77.60	-76.20	1.70	1.40
Distancia (°)	7.70	6.40	6.20	1.50	0.20
Acimut (°)	352.00	353.00	6.00	-14.00	-13.00

Cuadro 7.3: *Parámetros epicentrales calculados por el TREMORS (automático y manual) para el sismo del 26 de Septiembre del 2005 en comparación con los reportados por el IGP.*



Figura 7.4: *Ubicación espacial para el sismo del 20 de Diciembre del 2000 obtenido por el sistema TREMOR en comparación con el reportado por el NEIC.*

	TREMORS		NEIC	RESIDUALES	
	Automático	Manual		Automático	Manual
Latitud (°)	-39.40	-39.90	-39.01	0.39	0.89
Longitud (°)	-78.20	-78.20	-74.66	3.54	3.54
Distancia (°)	27.40	27.90	27.00	0.40	0.90
Acimut (°)	182.00	182.00	176.20	5.80	5.80

Cuadro 7.4: *Parámetros epicentrales calculados por el TREMORS (automático y manual) para el sismo del 20 de Diciembre del 2000 en comparación con los reportados por el NEIC.*

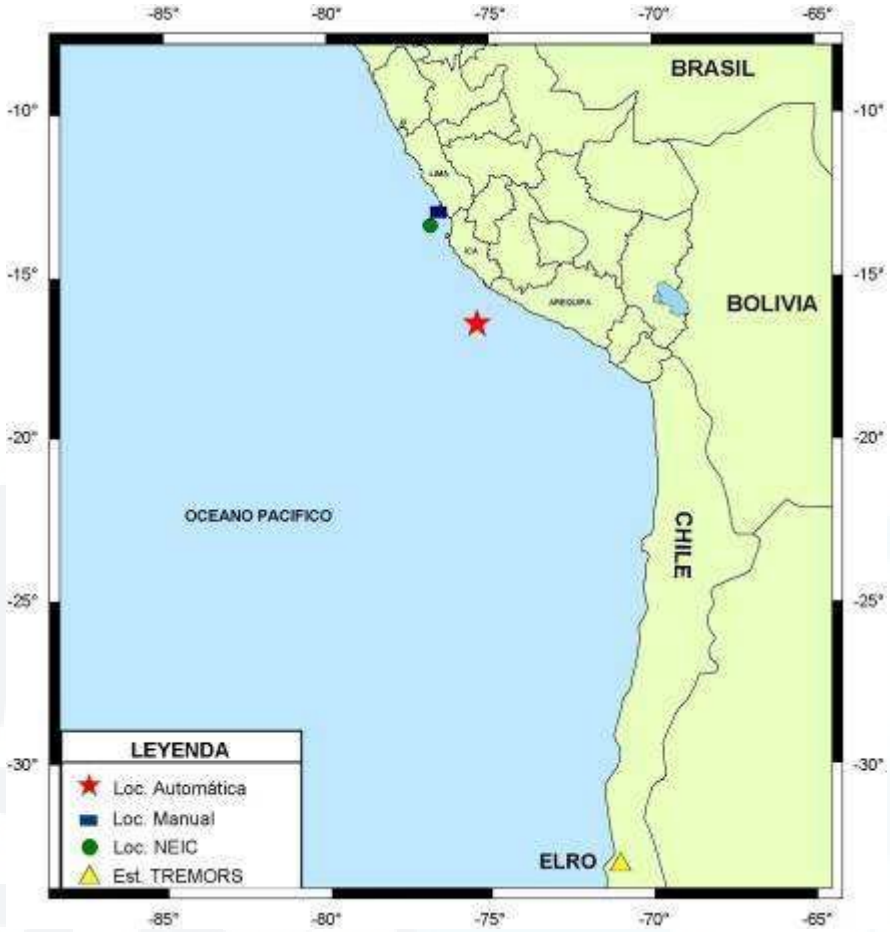


Figura 7.5: *Ubicación espacial para el sismo del 15 de Agosto del 2007 obtenido por el sistema TREMOR en comparación con el reportado por el IGP.*

	TREMORS		IGP	RESIDUALES	
	Automático	**Manual**		**Automático**	**Manual**
Latitud (°)	-16.50	-13.10	-13.49	3.01	-0.39
Longitud (°)	-75.40	-76.60	-76.85	-1.45	-0.25
Distancia (°)	16.90	20.40	19.80	-2.90	0.60
Acimut (°)	345.00	344.00	342.90	2.10	1.10

Cuadro 7.5: *Parámetros epicentrales calculados por el TREMORS (automático y manual) para el sismo del 15 de Agosto del 2007 en comparación con los reportados por el IGP.*



Figura 7.6: *Ubicación espacial para el sismo del 14 de Noviembre de 2007 obtenido por el sistema TREMOR en comparación con el reportado por el NEIC.*

	TREMORS		NEIC	RESIDUALES	
	Automático	**Manual**		**Automático**	**Manual**
Latitud (°)	-13.60	-24.60	-22.20	-	2.40
Longitud (°)	-76.00	-70.20	-69.87	-	0.33
Distancia (°)	18.00	14.10	12.20	-	1.90
Acimut (°)	159.00	154.00	147.70	-	6.30

Cuadro 7.6: *Parámetros epicentrales calculados por el TREMORS (automático y manual) para el sismo del 14 de Noviembre de 2007 en comparación con los reportados por el NEIC.*



Figura 7.7: *Ubicación espacial para el sismo del 25 de Febrero de 1996 obtenido por el sistema TREMOR en comparación con el reportado por el NEIC.*

	TREMORS		NEIC	RESIDUALES	
	Automático	Manual		Automático	Manual
Latitud (°)	13.60	14.80	15.98	2.38	1.18
Longitud (°)	-102.20	-102.40	-98.07	4.13	4.33
Distancia (°)	55.00	56.20	55.10	-0.10	1.10
Acimut (°)	322.00	323.00	327.60	-5.60	-4.60

Cuadro 7.7: *Parámetros epicentrales calculados por el TREMORS (automático y manual) para el sismo del 25 de Febrero de 1996 en comparación con los reportados por el NEIC.*



Figura 7.8: *Ubicación espacial para el sismo del 30 de Septiembre de 1999 obtenido por el sistema TREMOR en comparación con el reportado por el NEIC.*

	TREMORS		NEIC	RESIDUALES	
	Automático	**Manual**		**Automático**	**Manual**
Latitud (°)	6.00	16.00	16.06	-10.06	-0.06
Longitud (°)	-92.10	-97.80	-96.93	-4.83	0.87
Distancia (°)	23.40	34.60	34.20	-10.80	0.40
Acimut (°)	319.00	323.00	323.80	-4.80	-0.80

Cuadro 7.8: *Parámetros epicentrales calculados por el TREMORS (automático y manual) para el sismo del 30 de Septiembre de 1999 en comparación con los reportados por el NEIC.*

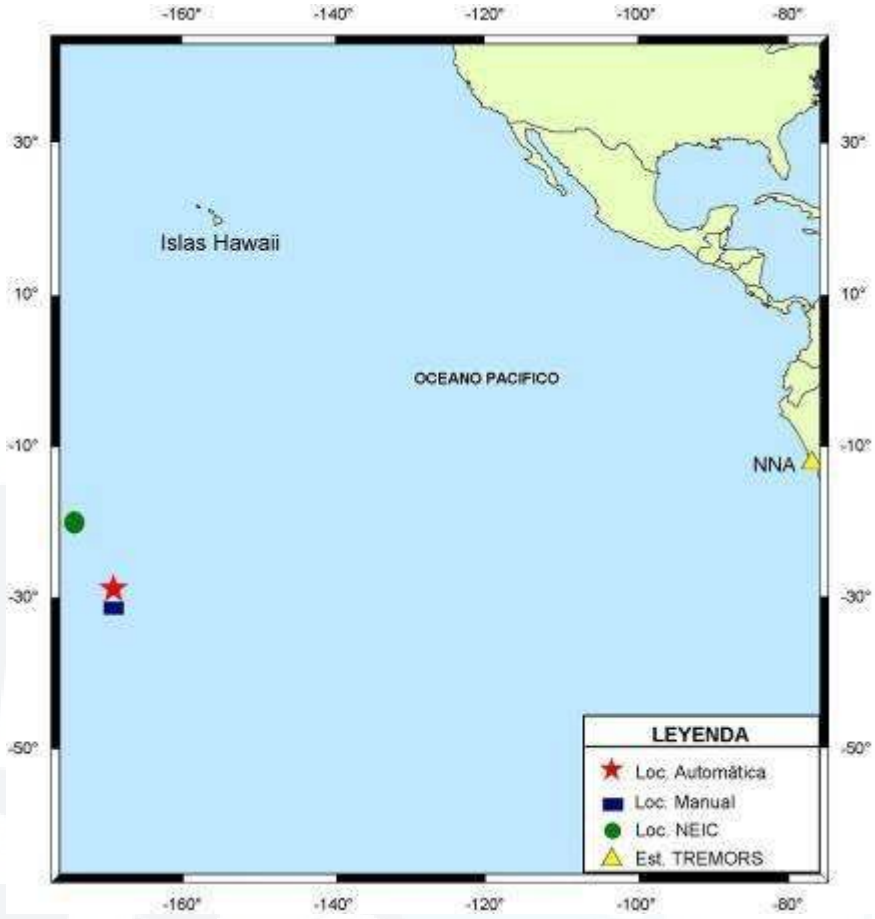


Figura 7.9: *Ubicación espacial para el sismo del 03 de Mayo del 2006 obtenido por el sistema TREMOR en comparación con el reportado por el NEIC.*

	TREMORS		NEIC	RESIDUALES	
	Automático	Manual		Automático	Manual
Latitud (°)	-28.90	-31.30	-20.18	8.72	11.12
Longitud (°)	-169.10	-169.00	-174.12	-5.02	-5.12
Distancia (°)	86.30	85.70	92.60	-6.30	-6.90
Acimut (°)	241.00	239.00	249.00	-8.00	-10.00

Cuadro 7.9: *Parámetros epicentrales calculados por el TREMORS (automático y manual) para el sismo del 03 de Mayo del 2006 en comparación con los reportados por el NEIC.*

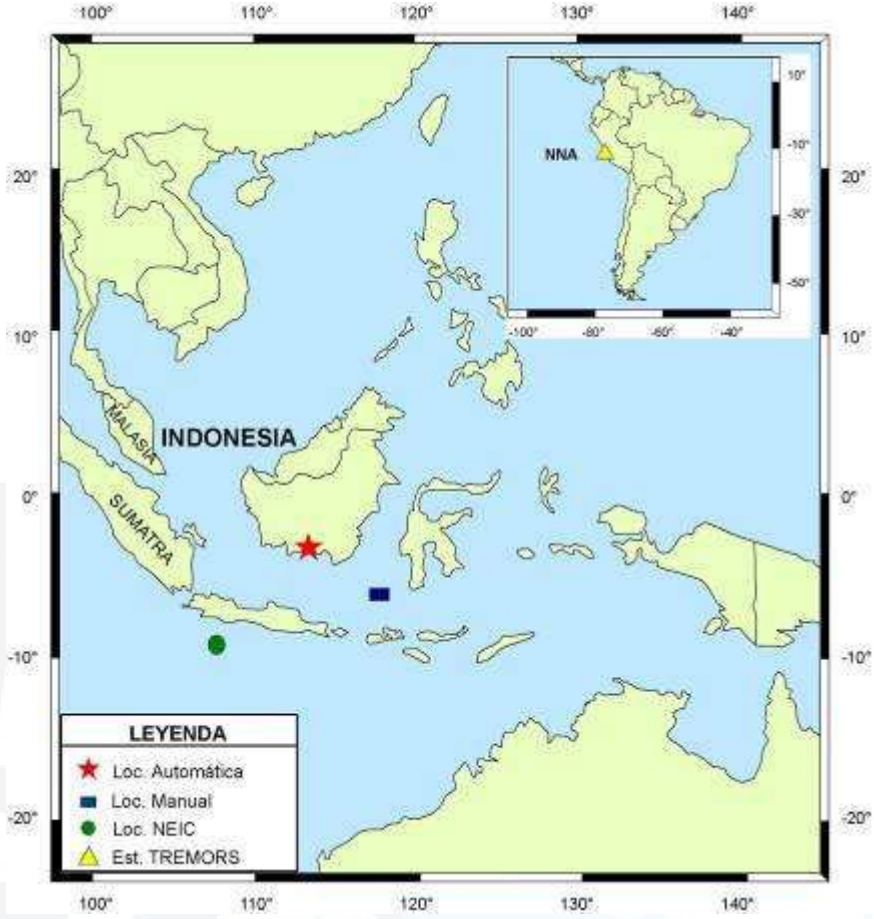


Figura 7.10: Ubicación espacial para el sismo del 17 de Julio del 2006 obtenido por el sistema TREMOR en comparación con el reportado por el NEIC.

	TREMORS		NEIC	RESIDUALES	
	Automático	Manual		Automático	Manual
Latitud (°)	-3.10	-6.00	-9.28	-6.18	-3.28
Longitud (°)	113.30	117.70	107.42	5.88	10.28
Distancia (°)	162.00	157.00	158.70	3.30	-1.70
Acimut (°)	214.00	220.00	191.70	22.30	28.30

Cuadro 7.10: *Parámetros epicentrales calculados por el TREMORS (automático y manual) para el sismo del 17 de Julio de 2006 en comparación con los reportados por el NEIC.*

ANEXO III

Fotografías que evidencian el tsunami ocurrido el 15 de Agosto del 2007

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ



Foto 1: *Malecón de Pisco, donde se observa la loza deportiva inundada por el tsunami.*



Foto 2: *Costado del muelle Fiscal, donde se observa evidencias del tsunami.*



Foto 3: *Cooperativa Almirante Miguel Grau- última etapa, en donde se observa restos depositados por el tsunami*



Foto 4: *Cooperativa Almirante Miguel Grau- Ultima etapa, en donde se observa la marca del agua en las viviendas.*



Foto 5: *Botes transportados e impactados frente a un restaurante turístico en San Andrés.*



Foto 6: *Algas atrapadas en la ventana de una vivienda ubicada en San Andrés.*



Foto 7: *Marca del agua y basura depositada por el tsunami en unan vivienda de la villa militar en San Andrés.*



Foto 8: *Marca de la inundación generada por el tsunami en el interior de una vivienda de San Andrés.*



Foto 9: *Pista que conduce a la localidad de Parcas, donde se observa conchas y basura depositadas por el tsunami.*



Foto 10: *Depósitos de arena en la loza deportiva y Pista de San Andrés.*



Foto 11: *Entrada a la playa El Chaco, donde se observa la marca del agua dejada en la pared.*



Foto 12: *Algas atrapadas en las palmeras ubicadas frente a las viviendas del El Chaco, donde además se observa botes que fueron transportados por el tsunami.*

.



Foto 13: *Puestos artesanales frente al muelle El Chaco, donde se observa algas, arena y conchas depositadas por el tsunami.*



Foto 14: *Muelle artesanal El Chaco levantado por el tsunami a una altura de 3.40 m.*



Foto 15: *Erosión del suelo producto del flujo y reflujo, dejando expuestas las bases de las estructuras*

.



Foto 16: *Extremo oeste de la laguna Parcas, donde se observa la marca del agua que ingreso a la misma.*



Foto 17: *Extremo este de la laguna de Paracas, donde se observa el renvalse de la misma.*



Foto 18*: Efectos del tsunami, depósitos de algas y arena en el balneario de Paracas.*



Foto 19: *Efectos del tsunami en Paracas, donde las viviendas se encuentran muy cerca de la línea de costa.*



Foto 20: *Objeto arrastrado por agua, frente a una vivienda del balneario de Paracas.*



Foto 21: *Altura de la marca del agua en las viviendas de Paracas, ubicadas muy cerca del mar.*



Foto 22: *Balneario de Paracas, donde se observa las viviendas muy cerca del mar y algas atrapadas en las platas.*



Foto 23: *Pista que conduce a la Reserva Nacional de Paracas, en donde se observa el desplazamiento del agua, por encima de la misma.*



Foto 24: *Agua depositada por el tsunami cerca de la pista que conduce al puerto San Martín.*



Foto 25: *Mirador de aves de madera y base de concreto socavado y parte de su estructura arrastrada a 45 y 54 m.*



Foto 26: *Destrucción de restaurantes turísticos debido al impacto de las olas, en Lagunillas-Sur de la península de Paracas.*



Foto 27: *Área de inundación en Lagunillas al Sur de la península de Paracas.*

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ



Foto 28: *Laguna Grande – Rancherío, donde se observa lobos marinos muertos a causa del tsunami.*



Foto 29: *Marca del agua en la parte Norte de la playa Yumaque (Dr.R. Woodman).*

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

ANEXO IV

Trabajos de Investigación

Desarrollados por el autor en la Dirección de Sismología – CNDG del IGP